

# СОДЕРЖАНИЕ

Том 49, номер 5, 2022

## Современное состояние и перспективы гидрологии устьев рек (к 90-летию В.Н. Михайлова)

Современные научные и прикладные проблемы гидрологии устьев рек <i>М. В. Михайлова</i>	539
Мировой опыт численного моделирования динамики потока в устьях рек <i>А. М. Алабян, И. Н. Крыленко, С. В. Лебедева, Е. Д. Панченко</i>	552
Колебания уровня моря – ключевой фактор дельтоформирования <i>Д. Ю. Большианов, А. С. Макаров</i>	568
Состояние гидрологической сети наблюдений Росгидромета в устьевых областях рек АЗРФ <i>М. В. Третьяков, О. В. Муждаба, А. А. Пискун, Р. А. Терехова</i>	583
Краткосрочный прогноз уровней воды в устьевой области р. Дон на основе гидродинамического моделирования <i>И. В. Землянов, А. Е. Павловский, И. Ю. Милютин, О. В. Горелиц, А. А. Сапожникова</i>	596
Оценка влияния на гидрологические процессы в Обской губе климатических и антропогенных изменений на ее водосборе <i>М. В. Третьяков, А. И. Шикломанов</i>	608
Особенности и факторы гидролого-морфологических изменений Аграханского залива в устье р. Терек в XX в. и начале XXI в. <i>Д. В. Магрицкий, М. А. Самохин, А. В. Гончаров, О. Н. Ерина, Д. И. Соколов, В. В. Сурков, М. А. Терешина, П. Г. Михайлюкова, А. А. Семенова</i>	625
Устьевые участки рек юго-западного побережья Охотского моря и роль льда в формировании их русел в условиях высоких приливов <i>А. Н. Махинов</i>	641
Карбонатная система эстуариев рек Сыран и Ульбан (Ульбанский залив Охотского моря) в период летнего паводка <i>П. Ю. Семкин, П. Я. Тищенко, Г. Ю. Павлова, П. П. Тищенко, С. Г. Сагалаева, Е. М. Шкирникова, М. Г. Швецова</i>	650
Исследование динамики дельт по космическим снимкам <i>В. И. Кравцова</i>	662



---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 556.54:551.486.6

**СОВРЕМЕННЫЕ НАУЧНЫЕ И ПРИКЛАДНЫЕ ПРОБЛЕМЫ  
ГИДРОЛОГИИ УСТЬЕВ РЕК<sup>1</sup>**

© 2022 г. М. В. Михайлова\*

*Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия**\*e-mail: mv.mikhailova@gmail.com*

Поступила в редакцию 06.12.2021 г.

После доработки 16.02.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

Рассмотрены современное состояние, проблемы гидрологии устьев рек, история их изучения как особых географических объектов, охарактеризованы основные научные направления и школы в изучении устьев рек. Особое внимание уделено теоретическим результатам исследований устьев рек: динамике водного потока и водному режиму, смешению речных и морских вод, морфологическим процессам. В заключении обсуждаются актуальные задачи гидрологии устьев рек.

*Ключевые слова:* река, море, устье, дельта, эстуарий, устьевые процессы, природные ресурсы, гидрология.

**DOI:** 10.31857/S032105962205011X

Устья рек — характерные элементы береговой зоны океанов, морей, озер; протяженные в пространстве и очень изменчивые во времени географические объекты; места одновременного и противоположно направленного воздействия рек (стока воды и наносов) и приемных водоемов (изменения их среднего уровня, приливов, сгонно-нагонных явлений, волнения).

Устьевые области рек (в первую очередь входящие в их состав дельты) обладают богатыми природными ресурсами: водными, земельными, биологическими, энергетическими. Это разнообразные водные объекты (устьевой участок реки, рукава и протоки дельты, дельтовые озера, пресные подземные воды, устьевые лиманы, лагуны, эстуарии, открытое устьевое взморье); плодородные земли поймы и дельты, богатая естественная флора и фауна (устья рек — районы, обладающие большим биоразнообразием и повышенной биопродуктивностью); залежи нефти и газа, энергия приливов в приливных устьях рек.

Природные богатства устьев рек давно и успешно осваиваются человеком. Основные отрасли хозяйства, тяготеющие к устьям рек и использующие их природные ресурсы, — это сельское, водное, рыбное хозяйство, водный транспорт, предприятия нефтегазовой промышленности и др. В устьях многих рек находятся крупные портовые города и промышленные центры, а в некоторых

из них — столицы государств. Развита в устьях рек рекреация, туризм, водные виды спорта. В ряде крупных дельт находятся известные во всем мире биосферные заповедники, национальные парки и охраняемые территории.

Практические потребности (освоение природных ресурсов в устьях, поддержание судоходства через устья, защита земель и населенных пунктов от наводнений речного и морского происхождения, а в последнее время и развитие в устьях ряда рек нефтегазовой индустрии) стимулировали исследования этих объектов.

Интерес к изучению устьев рек резко возрос в середине XX в. Это объяснялось двумя обстоятельствами. Во-первых, после окончания Второй мировой войны в СССР и многих странах Европы началось восстановление разрушенной войной экономики (в частности, сельского и рыбного хозяйства в устьях рек), водного транспорта и портостроения. Потребовались новые данные о гидрологическом режиме устьев рек, без которых восстановление и развитие разных отраслей хозяйства были невозможны. Во-вторых, в это же время стали проявляться первые признаки усиления воздействия на устья рек, их режим и строение естественных и антропогенных изменений внешних факторов — стока воды и наносов рек, среднего уровня морей, а главное — усиления циклонической активности и сопутствующего ей увеличения частоты и силы штормовых нагонов.

В процессе исследований устьев рек выяснилось, что методы гидрологии рек и океанологии

<sup>1</sup> Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001).

в чистом виде здесь неприменимы, отсутствуют не только методы наблюдений и исследований сложных гидрологических процессов в устьях рек, но и проверенные способы регулирования их режима и надежные методы оценки гидравлических и экологических последствий инженерного вмешательства в режим устьев рек. Огромный вклад в разработку основ теории устьевых процессов и методики их изучения внес В.Н. Михайлов, один из основоположников гидрологии устьев рек, лидер московской школы исследователей устьевых областей.

Цели статьи – рассмотреть современное состояние, проблемы и задачи гидрологии устьев рек как науки и описать главные результаты исследования устьев рек в России, опираясь в основном на ключевые труды В.Н. Михайлова.

### НАПРАВЛЕНИЯ И НАУЧНЫЕ ШКОЛЫ В ИЗУЧЕНИИ УСТЬЕВ РЕК

К настоящему времени в науках, изучающих устья рек, сформировались две основные школы, имеющие ряд направлений исследований.

Первой (еще в XIX в.) сформировалась геолого-геоморфологическая школа, которая основное внимание уделяла исследованию древнедельтовых отложений (частично в связи с поиском месторождений нефти и газа). В рамках этой школы возникло геоморфологическое направление, изучающее развитие дельтовых берегов. Обзор зарубежных работ в области геологии и геоморфологии дельт дан в [27]. В России значительные результаты в изучении геоморфологии дельт и их берегов получили В.П. Зенкович, П.А. Каплин, В.Н. Коротаев, О.К. Леонтьев, Г.И. Рычагов, Г.А. Сафьянов, А.А. Свиточ, И.С. Шукин.

Вторая школа в изучении устьев рек – гидрологическая. Ее развитие привело к возникновению новой отрасли науки – гидрологии устьев рек, промежуточной между гидрологией рек и океанологией и частично связанной с геоморфологией устьев рек. В гидрологической школе оформились два разных направления в исследовании устьев – отечественное и зарубежное. Различия между ними обусловлены тем, что в Западной Европе и США преобладают устья рек эстуарного типа, а в странах бывшего СССР – дельтового. За рубежом в связи с хозяйственным использованием эстуариев были проведены крупные исследования динамики и смешения вод в эстуариях, воздействия штормовых нагонов, процессов заносимости судоходных каналов. Наиболее важные результаты исследований эстуариев за рубежом приведены в [4, 28–32].

Главная особенность гидрологического направления в изучении устьев рек в СССР и России – это широкий географический подход в ис-

следованиях: помимо положений гидрологии рек и океанологии учитывается влияние на устья рек метеорологических и ландшафтных факторов, а также местной хозяйственной деятельности.

Инициаторами изучения дельт в СССР были Б.А. Аполлов, В.Е. Ляхницкий, И.В. Самойлов. Особое развитие гидрологические исследования устьев рек получили в Государственном океанографическом институте (ГОИИ). В апреле 1948 г. директор ГОИИ инженер-контр-адмирал Н.Н. Зубов провел межведомственное совещание представителей научных учреждений, проектных институтов и разных отраслей хозяйства, на котором было принято решение о создании в ГОИИ первого в стране научного подразделения по изучению устьев рек и организации сети устьевых гидрометеостанций в ряде устьев крупных рек страны. Н.Н. Зубов полагал, что развивать учение об устьях рек будет легче в рамках океанологии, поскольку в устьях рек гидрологический режим более сложен, нежели в самих реках.

В 1954 г. в ГОИИ была создана лаборатория морских устьев рек, которой были поручены разработка нового направления в науке, научно-методическое руководство сетью специализированных устьевых гидрометеостанций и обсерваторий в устьях важнейших рек страны (таких систем не было ни в одной стране мира), организованных в это время в Гидрометслужбе СССР и внесших в последующие годы большой вклад в изучение устьев рек и обслуживание разных отраслей хозяйства.

С целью изучения устьев рек в Советской Арктике в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) был создан отдел устьевых участков рек (в 1979 г. переименован в отдел гидрологии устьев рек и водных ресурсов).

Сотрудниками ГОИИ и ААНИИ созданы основы современной отечественной гидрологической школы по изучению устьев рек, проведены первые крупные послевоенные экспедиции в устьях рек, разработаны основы теории устьевых процессов и методов их изучения. В.Н. Михайловым в 1971 г. в ГОИИ издана одна из первых монографий по теории устьевых процессов [7].

Исследования устьев рек начаты И.В. Самойловым, С.С. Байдиным, М.М. Роговым, Н.А. Скриптуновым, А.И. Симоновым, В.Н. Михайловым (ГОИИ); В.С. Антоновым, В.В. Ивановым, Ю.В. Налимовым, А.П. Граевским (ААНИИ). В ГОИИ в эти годы была подготовлена и опубликована уникальная серия справочно-режимных монографий по гидрологии устьев важнейших рек СССР: Волги, Терека и Сулака, Куры, Дона, Кубани, Дуная, Днепра и Южного Буга, Западной Двины (Даугавы), Невы, Северной Двины, Амударьи, а также руководств по исследованию

устьев рек и прибрежной зоны морей (1965, 1972, 1973, 1975 гг.). ААНИИ издал монографии по гидрологии устьев рек Оби и Лены.

В исследования устьев рек большой вклад внесли местные подразделения Гидрометслужбы, специализированные устьевые гидрометеостанции и обсерватории. В конце 1970-х гг. к исследованию устьев рек подключились географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова и Институт водных проблем АН СССР (ныне ИВП РАН). Обзоры гидрологических исследований в устьях рек СССР и России приведены в [2, 3, 5–26].

В России наиболее изученными оказались устья рек Волги, Терека, Сулака, Дона, Кубани, Невы, Северной Двины, Печоры, Оби, Енисея, Лены, Амура, а также устья рек п-ова Камчатка (обзоры результатов исследований устьев основных рек России приведены в [1, 3, 10, 24–26]), в странах бывшего СССР – Дуная, Днепра и Южного Буга, Риони, Урала, Куры, Амударьи, Даугавы.

В [6, 10, 12, 14, 21, 22, 25] опубликованы систематизированные современные количественные данные о главных факторах, влияющих на устья рек России и мира: стока воды и наносов, а также изменений уровня воды у берегов морей (с учетом просадки грунта).

Изданы крупные коллективные монографии по гидрологии устьев рек Волги (1998 г.), Терека и Сулака (1993 г.), устьев всех рек Каспийского региона (2013 г.), Енисея (1991 г.), Яны (1998 г.), Индигирки (2001 г.), Дуная (1963, 2004 гг.) и Кубани (2010 г.).

В.Н. Михайловым была организована подготовка по единой методике и издание аналитических обзорных работ по гидрологии устьев зарубежных рек, недостаточно известных в России. Опубликованы (в основном в журнале “Водные ресурсы”) отдельные статьи по устьям следующих рек: Риони, Дунай, По, Тибр, Рона, Эбро, Луара, Сена, Рейн и Маас, Темза, Эльба, Висла, Неман (Нямунас) (зарубежная Европа); Хуанхэ, Янцзы, Чжуцзян (Жемчужная), Хонгха (Красная), Меконг, Чаупхрая, Иравади, Ганг и Брахмапутра, Годавари, Шатт-эль-Араб, Инд (зарубежная Азия); Нил, Конго, Нигер, Сенегал, Гамбия, Замбези (Африка); Фрейзер, Колумбия, Колвилл, Маккензи, Св. Лаврентия, Делавэр, Саскуэханна и Потомак, Миссисипи (Северная Америка); Ориноко, Амазонка (Южная Америка). В этих публикациях приняли активное участие В.Н. Михайлов (МГУ), М.В. Михайлова, Е.Н. Долгополова, М.В. Исупова (ИВП РАН), Н.И. Алексеевский, Д.Б. Бабич, В.В. Иванов, В.Н. Коротаев, В.И. Кравцова, Д.В. Магрицкий, а также аспиранты и студенты кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ. В написании обзорных статей также участвовали специалисты из Грузии (Ш.В. Джаошвили), Украины

(В.Н. Морозов и др.), Литвы (Р. Жаромскис), Италии (П. Беллотти и др.), Китая (Ц. Ли, Ш. Лю и др.).

## ОБЪЕКТ ГИДРОЛОГИИ УСТЬЕВ РЕК, ЕГО ОПРЕДЕЛЕНИЕ, ГРАНИЦЫ, ЧАСТИ И ТИПЫ

### *Устье реки как особый географический объект и его научное определение*

Объектами гидрологии устьев рек как науки служат устьевые области рек (или устья рек как краткий синоним). Термин “устьевая область” в 1952 г. предложил И.В. Самойлов в книге “Устья рек”, но определения ему не дал. Современное определение объекта гидрологии устьев рек, согласно [6, 11, 17, 18], может быть сформулировано следующим образом: “Устьевая область реки (устье реки) – особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приемный водоем (океан, море, озеро), обладающий специфическим строением и экологическими условиями, переходным от речного к морскому (озерному) гидрологическим режимом и формирующийся и изменяющийся под воздействием специфических устьевых процессов – динамического взаимодействия и смешения водных масс реки и приемного водоема, отложения и перетолжения речных и частично морских (озерных) наносов, приводящих к образованию устьевого конуса выноса, а часто и дельты”.

### *Границы устья реки*

Из приведенного выше определения устьевой области реки следует, что границы этого объекта должны соответствовать пределам действия устьевых процессов – взаимодействия речной и морской (озерной) водных масс и специфических процессов переноса отложения наносов и дельтообразования. Поэтому верхняя (речная) граница устьевой области должна соответствовать дальности распространения в сторону суши морского воздействия в виде приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня, а нижняя граница – дальности распространения влияния опресняющего речного водного стока на прибрежную зону моря или озера. Применение этих очевидных принципов выделения границ, как показывает опыт, сопряжено с большими трудностями. Устьевые области могут занимать обширные пространства в береговой зоне как на суше, так и в прибрежной зоне моря (озера); протяженность устьевой области реки способна достигать многих десятков и сотен километров, а площадь – десятков тысяч квадратных километров. Кроме того, устья рек могут изменять свое географическое положение, форму, границы и размеры при крупномасштабных изменениях как уровня моря (озера), так и

стока реки. Таким образом, понятия “современное устье реки”, “современная дельта” приобретают большую неопределенность.

Например, многие считают “современными” дельты, начавшие формироваться в конце голоценовой трансгрессии Мирового океана, т.е. 7–9 тыс. лет назад. В Италии современной дельтой р. По считают дельту, сформировавшуюся с XVII в., после дельты эпохи Возрождения. Китайские специалисты называют современной дельту Хуанхэ, формирующуюся в зал. Бохайвань Желтого моря севернее Шаньдунского п-ова после прорыва сюда реки в 1855 г.

Выделение границ устьевых областей рек имеет важное значение не только с позиций формального географического районирования, но и с сугубо прагматической точки зрения. Во-первых, устьевые области рек стали конкретными объектами в зоне ответственности соответствующих устьевых гидрометеорологических станций, устьевых гидрометеорологических обсерваторий, региональных центров по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Во-вторых, именно в этих объектах необходимо было применять специально разработанные методы наблюдений и расчетов.

Поэтому при изучении устьев рек необходимо учитывать следующие положения.

1. Географическое место устья реки как протяженного в пространстве природного объекта, его границы и размер зависят прежде всего от крупномасштабных изменений среднего (фоновое) уровня приемного водоема. Так, морские устья рек при вековом или многолетнем повышении уровня моря (морской трансгрессии) подвергаются частичному или полному затоплению; зона взаимодействия реки и моря, верхняя (речная) и нижняя (морская) границы устья смещаются в сторону суши. В затопленной части старого устья на длительное время сохраняются отложения и формы рельефа существовавшей здесь ранее дельты. Во время понижения уровня моря (морской регрессии) зона взаимодействия вод реки и моря и границы устья смещаются в сторону моря, где начинают отлагаться речные наносы и формироваться новая дельта. В верхней части старого устья сохраняются отложения и формы рельефа ранее существовавшей здесь дельты. Таким образом, в каждый короткий интервал времени устье реки, где происходит взаимодействие вод реки и моря, может находиться в пределах очень протяженной области реликтов (отложений и форм рельефа более древних устьев этой реки). В качестве примеров реликтов дельт, сформировавшихся при более высоком стоянии уровня приемного водоема, можно привести отложения и формы рельефа старых дельт Волги, Урала, Терека и Кумы на суше на большом расстоянии от современ-

ного берега Каспийского моря. Примером дельт, существовавших при низком уровне Каспия, могут служить остатки объединенной дельты Волги, Урала и Терека на дне Каспийского моря [10, 25]. Следы древних дельт также обнаружены на дне океанов и морей вблизи современных устьев Дуная, Тибра, Янцзы и др.

2. Второй по важности внешний фактор, влияющий на географическое положение, размеры и границы устьев рек, – это значительные естественные (климатически обусловленные) и антропогенные изменения стока воды и наносов рек. Известно, что в холодные и влажные многолетние периоды сток воды и наносов рек возрастает и это сопровождается активным выдвиганием речных дельт в море. В жаркие и сухие многолетние периоды сток воды и наносов рек уменьшается, что ведет к замедлению выдвигания дельт в море или даже к их размыву.

Основные антропогенные изменения стока воды и наносов обусловлены регулированием режима рек в результате сооружения крупных водохранилищ. Поэтому уменьшение расхода воды реки в половодье и увеличение в межень, а также отложение наносов в водохранилищах неизбежно влияют на размеры зоны взаимодействия вод реки и моря и особенности развития дельт. Это позволяет считать современными как само устье, так и его режим только в период зарегулирования реки крупными водохранилищами или после значительного изъятия воды на хозяйственные нужды.

3. Даже в условиях относительной стабильности уровня моря и средних величин стока воды и наносов реки на границы зоны взаимодействия вод реки и моря в каждый момент времени существенное влияние оказывают отклонения гидрологических характеристик от средних значений (нормы) во время резких (экстремальных) паводков и половодий или штормовых нагонов. Выделять границы устья реки при очень редких гидрологических событиях с практической точки зрения нецелесообразно, так как в этих случаях неоправданно увеличиваются размеры устья реки. Для установления предельного размера зоны взаимодействия вод реки и моря ранее использовали ряд сложных расчетных методов [5–8, 17], но можно применить и более простой способ. В качестве верхней (речной) границы устья реки предлагается принимать дальность распространения вверх по течению повышений уровня воды либо при сизигийных приливах, либо при нагонах 10%-й обеспеченности (с повторяемостью 1 раз в 10 лет) при средних минимальных расходах воды в межень в период после зарегулирования стока реки. В качестве нижней (морской) границы устья реки предлагается принимать внешний край зоны опреснения, выделенный по положению в поверхностном слое моря изогалины со

значением, отличающимся на 10% от средней солености вод моря в период средних максимальных расходов воды в половодье при зарегулированном режиме реки.

Таким образом, в настоящее время (начало третьего десятилетия XXI в.) современными следует считать само устье и его режим, сформировавшиеся в течение довольно непродолжительного периода времени: после зарегулирования реки и в условиях незначительных изменений уровня приемного водоема. Для слабо изменяющихся устьев рек такой период не должен превышать 30–50 лет, для быстро изменяющихся – еще меньше.

#### *Районирование устьев рек*

В отечественной литературе долгое время отдавалось предпочтение двучленному принципу районирования устьев рек. В морском устье реки выделяли две крупные части: речную (устьевой участок реки, включая дельту, если она имела) и морскую (устьевое взморье, включая водоем эстуарного типа, если он имелся). Однако в результате детального изучения структуры и режима не только отечественных, но и большинства зарубежных устьев рек В.Н. Михайлов совместно с С.Л. Гориним [11, 17] разработал новые принципы районирования устьев рек. Предложено дельту (низменность в устье реки, рассеченную сложной и изменчивой гидрографической сетью) считать не частью реки, а особым географическим объектом, входящим в состав ее устья. Обоснования такого предложения следующие: большая часть дельты – это суша, причем не целиком заливаемая речными водами; в дельте много озер и болот, не связанных непосредственно с рекой; для дельты характерен специфический ландшафт, существенно отличающийся от ландшафта обычных речных пойм. Аналогичное заключение касается и эстуарных водоемов в устье реки (полузакрытых водных объектов, в пределах которых речные воды смешиваются с морскими). Такие водоемы часто настолько изолированы от моря, что признать их частью моря нельзя. Эстуарии могут входить в состав устья реки как особые самостоятельные объекты.

В итоге установлено, что устьевая область реки может включать в себя четыре части: находящийся выше вершины дельты или эстуария и подверженный влиянию подпора со стороны моря, приливов и нагонов устьевой участок реки; дельту; эстуарий; подверженную опресняющему воздействию речного стока устьевую зону приемного водоема (в морских устьях – устьевое взморье). За пределами перечисленных частей устья реки (с учетом критерия выделения их речной и морской границ, установленных выше) находятся приустьевой участок реки, куда в межень могут

распространяться очень крупные нагонные волны, и предустьевое пространство моря, где в период очень крупного половодья может сказываться некоторое опресняющее влияние реки.

#### *Типизация устьев реки и их частей*

В научной литературе есть много типизаций (классификаций) устьев рек и их частей (в том числе дельт и эстуариев); их анализ приведен в [2, 4–12, 17, 18, 22, 24, 26–31, 34]. В типизациях дельт, эстуариев и устьев рек в целом отмечаются большие противоречия. Так, часто любые устья называют эстуариями, в одних случаях дельту считают одним из типов эстуария, в других – эстуарий считают одним из типов дельты. Ряд отечественных геоморфологов подразделяет все устья на два типа: дельты и эстуарии, хотя эти объекты – всего лишь части устья реки.

Предложения В.Н. Михайлова по типизации отдельных частей устьев рек сводились к следующему. Устьевые участки рек по морфологии можно подразделить на два типа: с широкими заливаемыми поймами; без пойм или с обвалованными поймами. По гидрологическому режиму эти участки делятся на три типа: с преобладанием влияния приливов; с преобладанием влияния нагонов; подвергшиеся влиянию подпора при поднявшемся уровне моря (озера).

В.Н. Михайлов с соавторами в своих исследованиях речных дельт придерживается следующих принципов типизации этих объектов [6, 8, 11, 16–19, 22]: все дельты подразделяются на два типа – дельты выполнения (заполнения), формирующиеся в верхних частях водоемов эстуарного типа (лиманах, лагунах и др.); дельты выдвигения, формирующиеся в прибрежной части приемного водоема. Кроме того, авторы подразделяют все дельты на неприливно-приливные и приливные. При типизации неприливно-приливных дельт выдвигения, следуя предложением О.К. Леонтьева (1955 г.), дельты можно подразделять по степени воздействия на них речного стока воды и наносов, с одной стороны, и морского волнения – с другой, и как следствие – по характеру морского края дельты. Выделено пять типов дельт: 1) лопастные с сильно изрезанным морским краем; 2) лопастные со слабо изрезанным морским краем; 3) дугообразные с изрезанным морским краем; 4) дугообразные с выровненным морским краем; 5) с прямолинейным морским краем. В [6] эта типизация дельт выдвигения дополнена несколькими количественными параметрами по степени выдвигнутости дельты в море и изрезанности морского края, а также количественным критерием соотношения воздействия на морской край реки (ее стока наносов) и моря (энергии волнения).

Обзоры предложений по типизации эстуариев приведены в [4–6, 8, 11, 28–32]. Поскольку эстуарии изучены в западных странах лучше, чем в России, В.Н. Михайлов и соавторы в основном придерживаются типизаций эстуариев, изложенных в [28–32]. По морфологии и происхождению эстуарии подразделяют на затопленные речные долины (лиманы, губы), лагуны, воронкообразные приливные эстуарии, фиорды. По величине приливов эстуарии, согласно [28, 30], можно подразделить на неприливные (величина прилива  $\Delta H_{\text{пр}} < 0.2$  м), микроприливные ( $0.2 \text{ м} < \Delta H_{\text{пр}} < 2$  м), мезоприливные ( $2 \text{ м} < \Delta H_{\text{пр}} < 4$  м), гиперприливные ( $\Delta H_{\text{пр}} > 4$  м). По степени вертикального перемешивания вод эстуарии делят на следующие типы: с полным перемешиванием, с частичным перемешиванием, с клином осолоненных вод у дна, с узким слоем пресных вод у поверхности.

Устьевые зоны приемных водоемов (устьевые взморья) по рельефу дна подразделяют на приглубые (уклон дна  $> 1\%$ ) и отмельные (уклон дна  $< 1\%$ ); по преобладающей солености воды  $S$  — на пресные ( $S < 1\%$ ), солоноватые ( $1\% < S < 24.7\%$ ), соленые ( $24.7\% < S < 50\%$ ), гиперсоленые ( $S > 50\%$ ); по величине приливов — так же, как эстуарии.

Устьевые области рек (устья рек) по географическому положению подразделяют на океанические, морские, озерные. По величине приливов — так же, как устьевые взморья или эстуарии. Более сложна типизация устьев рек по строению. Авторами [8, 11] предложена новая типизация устьев рек. Устья рек подразделены на пять типов: I — простые (например, устья малых рек Черноморского побережья Кавказа); II — эстуарные бездельтовые (устья Мезени, Пенжины, Темзы); III — эстуарно-дельтовые с дельтой выполнения (устья Оби, Енисея, Печоры, Днестра, Днепра); IV — дельтово-эстуарные, главный элемент которых — крупная дельта, имеющая либо лагуны вдоль морского края дельты (устья Кубани, Сулака, Кумы, Нила), либо эстуарные приливные расширения в устьях рукавов (устья Иравади, Амазонки, Ориноко); V — дельтовые без эстуарных водоемов (устье Волги).

Новые принципы районирования и типизации устьев рек уже применяются при описании устьев рек России [3] и мира.

#### ПРЕДМЕТ ГИДРОЛОГИИ УСТЬЕВ РЕК. УСТЬЕВЫЕ ПРОЦЕССЫ И ВЛИЯЮЩИЕ НА НИХ ФАКТОРЫ

Предмет гидрологии устьев рек как естественной науки — это не только устья конкретных рек как географические объекты и пространственно-временные изменения их гидрологического режима и строения, но и сложный комплекс про-

цессов, называемых устьевыми, которые формируют эти объекты и их изменяют. Классификация таких процессов приведена в [5, 6, 8, 16]. Устьевые процессы включают в себя физические процессы, создающие рассматриваемые объекты и определяющие их пространственно-временные изменения; химические процессы, формирующие химический состав и качество вод в устьях рек; биохимические процессы, управляющие взаимодействием биоты и химического состава вод; биологические процессы, регулирующие развитие наземной, водной и околоводной биоты в устьях рек.

Основные понятия гидрологии устьев рек изложены, помимо многочисленных научных работ, в статьях В.Н. Михайлова и М.В. Михайловой в энциклопедиях: “Большая российская энциклопедия” (2004–2017 гг.), “Экологическая энциклопедия” (2008–2013 гг.), “Реки и озера мира” (2012 г.) и “Вода России” (интерактивный образовательный интернет-портал).

Главная роль в формировании устьев рек принадлежит физическим процессам [6, 8, 16]: динамике водного потока и водному балансу дельты; смещению речных и морских (озерных) вод; движению наносов и их балансу в устьях рек; морфологическим (эрозионно-аккумулятивным), включающим в себя русловые деформации в водотоках, динамику морского края дельты, изменения дна устьевого взморья. В.Н. Михайловым и М.М. Роговым [18] эти процессы в совокупности названы гидролого-морфологическими. Позже этот термин получил признание в отечественной литературе по устьям рек [3, 16, 24–26]. Именно этим процессам уделено основное внимание при рассмотрении современного состояния гидрологии устьев рек в настоящей статье.

На гидролого-морфологические процессы в устьях рек влияет комплекс внешних и внутренних естественных и антропогенных факторов. Типизация этих факторов с характеристикой их воздействия на процессы в устьях рек приведена в [3, 6, 8, 10, 13–19, 23, 25]. К внешним речным факторам относятся сток воды и наносов реки и его естественные (климатические) и антропогенные изменения. Внешние морские факторы — изменения среднего уровня моря, приливы, нагоны, волнение. К внутренним (местным) антропогенным факторам можно отнести следующие: обвалование рукавов дельты; водозабор из устьевых водотоков и водоемов на хозяйственные нужды; углубление, перекрытие, спрямление водотоков дельты и сооружение прорезей через устьевые барьеры для улучшения условий судоходства; мелиорация дельты (обводнение водоемов, орошение или осушение земель); инженерные мероприятия по защите земель и населенных пунктов в дельте от

затопления, а берегов водотоков или морского края дельты – от размыва и др.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ УСТЬЕВ РЕК

#### *Динамика водного потока и водный режим*

1. Сопряжение реки и приемного водоема при установившемся режиме.

В 1950-х гг. в отечественной гидрологической литературе велась дискуссия о характере гидравлического сопряжения реки и приемного водоема. По одной версии, в связи с тем, что сезонные изменения уровня воды в водоеме невелики, а в реке могут быть очень большими, на нижнем участке реки всегда должна формироваться выпуклая кривая гидравлического спада; по другой версии, основанной на наблюдениях в устьях рек в межень, водоем всегда создает подпор во впадающей в него реке и здесь формируется вогнутая кривая гидравлического подпора.

Чтобы разобраться в этом вопросе, В.Н. Михайловым [7] были проведены детальные расчеты форм сопряжения водного потока (условной реки) с приемным водоемом (условным морем) в гипотетическом прямоугольном русле с постоянным уклоном дна с помощью строгого гидравлического метода В.И. Чарномского. На большом удалении от водоема было задано ступенчатое изменение расхода воды  $Q_p$ , на нижнем конце русла, в его устьевом створе – ступенчатое изменение уровня приемного водоема  $H_m$ . На верхнем конце участка глубина потока (глубина равномерного режима, или “нормальная” глубина) зависит только от величины  $Q_p$ , задана графиком  $h_0 = f(Q_p)$  и может быть рассчитана по формуле Шези–Маннинга; в устьевом створе глубина русла  $h_y$  зависит только от  $H_m$ .

Расчеты показали следующее: равномерный режим на участке, когда средние скорости потока  $V$ , уклон водной поверхности  $I$  и глубина  $h$  вдоль потока неизменны, может быть лишь при условии  $h_0 = h_y$ ; если  $h_0 > h_y$ , то на участке русла формируется выпуклая кривая гидравлического спада ( $V$  и  $I$  вдоль потока увеличиваются,  $h$  уменьшается); если  $h_0 < h_y$ , то формируется вогнутая кривая гидравлического подпора ( $V$  и  $I$  вдоль потока уменьшаются,  $h$  увеличивается); при заданной величине  $H_m$  условие  $h_0 = h_y$  выполняется только при единственном расходе воды  $Q_p$ , а при заданной величине  $Q_p$  – только при единственной величине  $H_m$ ; уровни воды в разных пунктах участка (кроме его концов) выражены семейством кривых вида

$$H_i = \varphi(Q_p, H_m). \quad (1)$$

Полученные в результате расчетов выводы применимы и к устьям рек в естественных условиях. Построенные в [7, 8] типовые графики связи между разными гидрологическими характеристиками в зоне переменного спада или подпора могут послужить образцами при обработке данных наблюдений в устьях рек.

В настоящее время в условиях ускоряющегося повышения уровня Мирового океана и связанных с ним морей [12, 14, 15] актуальными становятся расчет и прогноз распространения в устье рек подпора со стороны моря. Для точного расчета кривой свободной поверхности в реках при подпоре можно использовать, например, метод Н.Н. Павловского. Однако в многорукавных системах такой расчет затруднен. Поэтому В.Н. Михайлов предложил простой эмпирический метод расчета дальности подпора  $L_{\text{под}}$  (км), используя формулу

$$L_{\text{под}} = k \Delta H_m / I, \quad (2)$$

где  $\Delta H_m$ , м – величина повышения уровня моря;  $I$ , ‰ – уклон водной поверхности на участке в межень до начала повышения уровня моря. Применение формулы (2) для устьев рек Урал, Терек, Сулак и Кура в период повышения уровня Каспийского моря на 2.35 м в 1978–1995 гг. дало правдоподобные результаты. Для всех перечисленных дельт повышение уровня воды на их морском крае  $\Delta H_{\text{мкл}}$  совпадало с повышением уровня моря  $\Delta H_m$ . Исключением стало устье Волги, где из-за наличия обширного мелководного взморья (так называемой буферной зоны) подъем уровня на морском крае дельты составил лишь 0.8 м, т. е. был намного меньше  $\Delta H_m$ . Поэтому в формуле (2) для дельты Волги надо учитывать не  $\Delta H_m$ , а  $\Delta H_{\text{мкл}}$ . Расчеты для всех устьев дали наилучшие результаты при  $k = 2.0$ , что соответствует кривой подпора в виде части полуокружности.

При оценке влияния на устья рек изменений среднего уровня моря (фоновое, осредняющего его сезонные, приливные, сгонно-нагонные колебания) учитывается, что реальное (фиксируемое на гидрологическом посту) многолетнее изменение уровня моря – относительное, так как становится алгебраической суммой эвстатического повышения или понижения уровня моря и величины просадки грунта, которая всегда сопровождается опусканием реперов и других устройств поста и, как следствие, “видимым” ростом уровня моря на этом посту в береговой зоне. В дельтах рек просадка грунта может быть вызвана естественным уплотнением и обезвоживанием влажных и рыхлых отложений, а также антропогенными факторами – откачкой нефти, газа, пресных подземных вод. Если эвстатическое повышение уровня Мирового океана и связанных с ним морей в настоящее время составляет 3–4 мм/год, то

вследствие только просадки грунта рост уровня может достигать 5–20 мм/год [12, 14, 33].

2. Сопряжение реки и приемного водоема при неустановившемся режиме.

Для приближенной оценки дальности распространения приливов в реки и рукава дельт  $L_{пр}$  В.Н. Михайлов использует известную формулу В.Е. Ляхницкого, сходную по структуре с формулой (2) и имеющую вид  $L_{пр} = kA/I_{ст}$  ( $A$  – амплитуда прилива в устьевом створе,  $I_{ст}$  – средний уклон водной поверхности в русле за приливный цикл,  $k$  – коэффициент, равный 1 или 1.5).

Для расчета нагонных колебаний уровня воды в реке или рукавах дельт В.Н. Михайловым разработан [6–8] и проверен на примере устьев Дона и Дуная специальный метод, основанный на экспоненциальном законе затухания волн нагонов в устьях рек. Расчетная формула следующая:

$$\Delta H_{нг x} / \Delta H_{нг 0} = \exp(-kx), \quad (3)$$

где  $\Delta H_{нг x}$  – высота нагона (м) над предшествующим уровнем воды на расстоянии  $x$  (км) от устьевого створа;  $\Delta H_{нг 0}$  – то же в устьевом створе,  $k$  – декремент затухания нагона, равный  $k = aQ + b$  ( $Q$  – расход воды до начала нагона). Из формулы (3) после ее логарифмирования можно получить выражение для дальности распространения нагона

(км):  $L_{нг} = \frac{1}{k} \ln \left( \frac{\Delta H_{нг 0}}{0.05} \right)$ , здесь 0.05 – минимальное повышение уровня (м), которое можно надежно измерить.

В.Н. Михайловым впервые проведено совместное исследование на экстремумы уравнений движения, неразрывности и транспортирующей способности водного потока для приливного цикла в устье реки [6, 8]. В частности, математически доказано, что поворот течения с прямого (отливного) на обратное (приливное) происходит немного позже малой воды (наступления минимального уровня в отливную фазу), а поворот течения с приливного на отливное – немного позже полной воды (максимального уровня в приливную фазу); максимальные скорости прямых течений наблюдаются приблизительно в середине периода падения уровня, а максимальные обратные – в середине периода роста уровня; наибольшая мутность воды отмечается в течение приливного цикла дважды, немного опережая экстремумы скоростей течения. В результате проведенного анализа построены типовые петлеобразные графики связи между взятыми попарно гидрологическими характеристиками [6, 8]; эти графики могут помочь при обработке данных измерений. Итоги анализа подтверждены результатами наблюдений в приливных устьях Северной Двины, Мезени, Темзы и Меконга.

3. Распределение стока воды по рукавам дельт.

В конце 1960-х гг. сначала К.В. Гришаниным, а позже В.В. Ивановым были предложены два схожих итерационных гидравлических метода расчета распределения расходов воды по рукавам дельт. Вместо этих сложных методов В.Н. Михайлов разработал более простой аналитический способ расчета, названный методом общих (суммарных) модулей сопротивления, рассчитываемых по особым правилам отдельно для последовательного, параллельного и последовательно-параллельного соединения участков русловой сети дельты [6, 8, 13, 16, 18]. Предложенный метод пригоден для расчета распределения расходов воды в прогрессивно дробящейся сети водотоков любой сложности. Он базируется на трех допущениях: полного водного баланса в русловой сети всей дельты и в отдельных ее узлах; равенства падений уровня  $\Delta z$  по любому направлению от вершины дельты до моря; квазиравномерного движения воды в водотоках дельты, описываемого уравнением  $\Delta z = FQ^2$  ( $F$  – модуль гидравлического сопротивления водотока, не зависящий, согласно постулату Павловского, ни от  $\Delta z$ , ни от  $Q$ ). Модуль сопротивления рассчитывается по уравнению  $F = Ln^2/B^2 h^{10/3}$ , вытекающему из формулы Шези–Маннинга; здесь  $L$ ,  $B$ ,  $h$  – соответственно длина участка русла, его средняя ширина, средняя глубина,  $n$  – коэффициент шероховатости. Например, для простой двухрукавной дельты имеем  $Q_1/Q_2 = \sqrt{F_2/F_1}$  и  $Q_1 + Q_2 = Q_0$ . При заданной величине расхода воды реки выше вершины дельты  $Q_0$  в любом узле разветвления расход воды будет больше в том рукаве, ширина и глубина которого больше, а длина и шероховатость меньше, чем смежного.

Применение этого метода расчета распределения расходов воды по рукавам гипотетической дельты [13, 16] и дельт Куры, Дуная и других подтвердило следующий важный вывод. Русловая сеть любой дельты – это единая система морфологически и гидравлически взаимосвязанных элементов. Естественное или антропогенное изменение размера русла и шероховатости дна любого водотока в этой системе неизбежно должно привести не только к изменению доли водного стока в этом водотоке и ниже его по течению, но и в смежных водотоках, а также распространиться вверх по течению вплоть до вершины дельты и даже в совсем другую ее часть. Такая особенность дельт часто не учитывается при проведении инженерных мероприятий в этих объектах.

4. Водный баланс дельт.

Долгое время считалось, что все дельты из-за испарения воды теряют часть водного стока реки. Наблюдения в дельтах Волги, Терека, Урала, Дуная, Или, Инда, Нила подтверждали такое мнение. Однако более детальные исследования в других дельтах показали, что роль дельт в изменении

среднемноголетнего водного стока рек более сложная (обзор проблемы дан в [6, 8]). В дельтах как аazonальных географических объектах увлажнение создается не столько местными осадками  $P$ , сколько водным стоком самой реки. Поэтому реальное испарение с поверхности дельты значительно больше зональной величины испарения и приблизительно равно зональной величине испаряемости  $E_0$ . С наиболее сухих частей дельты испарение меньше  $E_0$ ; с поверхности водотоков и водоемов – равно  $E_0$ ; с болот, плавней, заросших водоемов из-за большой роли транспирации – больше  $E_0$ . В итоге изменение среднемноголетнего стока воды реки в пределах дельты  $\Delta W_Q$  (км<sup>3</sup>/год) зависит от соотношения  $P$  и  $E_0$  (мм/год):

$$\Delta W_Q = (P - E_0)F_d \times 10^{-6}, \quad (4)$$

$F_d$ , км<sup>2</sup> – площадь дельты.

Проведенные расчеты для многих дельт мира [6, 8, 13, 16] показали, что в областях избыточного увлажнения (здесь индекс сухости по М.И. Будыко:  $E_0/P < 0.4$ ) и в областях достаточного увлажнения ( $0.4 < E_0/P < 1.0$ ) водный баланс дельт положительный и в их пределах происходит добавление водного стока, а в областях недостаточного увлажнения ( $1.0 < E_0/P < 3.0$ ) и сухих ( $E_0/P > 3.0$ ) водный баланс дельт отрицательный – происходит потеря водного стока. Реки, в дельтах которых добавление водного стока наибольшее, – Амазонка, Ганг и Брахмапутра, Нигер, Меконг, Иравади, Красная.

#### 5. Динамика речной струи на устьевом взморье.

В.Н. Михайловым доказано теоретически и подтверждено данными наблюдений [5, 6], что на открытом, приглубом и неприливном устьевом взморье средняя скорость течения в инерционной струе, вытекающей из реки или рукава дельты, затухает в сторону моря по экспоненциальному закону

$$V_x/V_0 = \exp(-kx/h_0), \quad (5)$$

здесь  $V_0$  – скорость течения в начальном створе струи, где глубина равна  $h_0$ ;  $V_x$  – скорость течения на расстоянии  $x$  (м) вдоль струи;  $k$  – декремент затухания, изменяющийся в узких пределах – от 0.0020 до 0.0030.

6. Влияние на водный режим дельт местных водохозяйственных и гидротехнических мероприятий.

В [13] В.Н. Михайлов и М.В. Михайлова систематизировали сведения о закономерностях воздействия инженерных мероприятий в дельтах на их гидрологический режим и рассмотрели способы расчета влияния двустороннего обвалования рукавов на повышения в них уровня воды, приемы оценки противоречивого воздействия крупных водозаборов и вододелителей на режим

дельт, методы прогноза воздействия на режим дельт мероприятий по улучшению условий судоходства (углубления рукавов и их устьевых баров, спрямления и перекрытия рукавов и др.); приемы оценки влияния на водный баланс дельт их осушения или обводнения и др.

### *Смешение речных и морских вод*

#### 1. Устьевая зона смешения.

В морских устьях рек взаимодействуют две существенно различающиеся по физическим, химическим и гидробиологическим свойствам первичные водные массы – речная и морская. В районе этого взаимодействия формируется так называемая устьевая зона смешения. В устьях крупных рек она может занимать обширные площади; например, зона опреснения в устье Амазонки распространяется в океан на расстояние до 900 км. Строгая теория зоны смешения пока не создана, однако в [6, 8, 14, 23] высказан ряд предложений, касающихся структуры и режима этой зоны. Предложено считать внутренней границей устьевой зоны смешения изогалину 1‰ у дна, а внешней – изогалину в поверхностном слое, значение которой составляет 90% средней солености вод данного моря. В пределах зоны смешения можно выделить фронтальную подзону (область максимальных продольных градиентов солености воды), а внутри этой подзоны – вертикальную поверхность – геометрическое место экстремальных продольных градиентов солености воды (фронтальный раздел). Проекция этого раздела на поверхность моря – это гидрофронт. В период половодья на реке, в отливную фазу, при сгонах эти границы смещаются в сторону моря; в период межени, в приливную фазу, при нагонах – в сторону суши (при этом зона смешения может распространяться в русло реки или рукава дельты).

Процесс возрастания солености воды вдоль зоны смешения от устьевого створа в сторону моря можно объяснить исходя из закономерностей затухания скорости течения в речной струе на взморье (формула (5)). На боковых и нижней границах речной струи во фрикционное движение вовлекаются смежные морские воды. Вследствие этого расход смешанных речных и морских вод вдоль струи возрастает. На этот парадоксальный факт впервые обратил внимание адмирал О.С. Макаров в своем труде “Витязь” и Тихий океан” (1894 г.), написав, что река приводит в движение такое количество морской воды, которое в сто и более раз превосходит сток самой реки.

Согласно расчетам и данным измерений в полевых условиях и в экспериментальных лотках [5, 6], нарастание расхода смешанных вод в сторону водоема происходит почти зеркально (хотя и медленнее) по сравнению с уменьшением скорости

течения (формула (5)). Аналогично возрастает вдоль зоны смешения соленость воды.

## 2. Вертикальное перемешивание вод в устьях рек.

При исследовании стратификации и вертикального перемешивания вод [5–8, 11, 14, 16, 23] приняты подходы, разработанные для устьев рек в Западной Европе и США [4, 28, 30–32]. В качестве формального показателя степени стратификации и вертикального перемешивания вод в устьях рек используют так называемый параметр стратификации  $n = \Delta S / S_{\text{ср}}$ , где  $\Delta S = S_{\text{дно}} - S_{\text{пов}}$ ,  $S_{\text{ср}} = 0.5(S_{\text{дно}} + S_{\text{пов}})$ ,  $S_{\text{дно}}$  и  $S_{\text{пов}}$  – соленость воды у дна и на поверхности. Выделяют три основных типа стратификации и перемешивания вод: I – слабая стратификация и полное (хорошее) перемешивание ( $0 < n < 0.1$ ); II – умеренная стратификация и частичное перемешивание ( $0.1 < n < 1.0$ ); III – сильная стратификация ( $1.0 < n < 2.0$ ) и либо клин осолоненных вод у дна, либо тонкий слой пресной воды у поверхности, как во многих фиордах. Согласно [28, 30], на характер вертикального перемешивания заметное влияние оказывают внешние факторы: на ослабление перемешивания (сдвиг его типа к III) влияет увеличение водного стока реки, на активизацию перемешивания (сдвиг в сторону типа I) – усиление воздействия приливов и волнения.

М.В. Михайлова в [23] на основе опубликованных в зарубежной литературе данных наблюдений за изменением поля солености в устьях Роны, По, Тибра, Фрейзера, Колумбии в целом подтвердила сделанные ранее выводы и частично уточнила их. В частности, в [23] показано, что при сизигийных приливах вертикальное перемешивание вод сильнее, а стратификация вод слабее, чем в квадратуру.

Помимо параметра  $n$ , в качестве показателей процесса смешения вод по вертикали применяют приливный параметр Симмонса  $\alpha = W_Q / P_t$ ,  $W_Q$  – объем стока воды реки за приливный цикл,  $P_t$  – объем приливной призмы, а также ряд следующих гидрофизических критериев:

плотностное число Фруда

$$Fr_p = V / \sqrt{\frac{\Delta \rho}{\rho_{\text{ср}}} gh}, \quad (6)$$

$V$  – средняя скорость речного потока,  $h$  – глубина русла,  $\Delta \rho$  – разность плотностей морской  $\rho_m$  и речной  $\rho_p$  воды,  $\rho_{\text{ср}} = 0.5(\rho_m + \rho_p)$ ;

эстуарное число Ричардсона;

слоевое число Ричардсона и др.

Сводка количественных значений перечисленных показателей, параметров и критериев для разных типов вертикального перемешивания приведены в [5, 6, 8].

## 3. Проникновение морских вод в реки и рукава дельт.

В условиях антропогенного сокращения водного стока многих рек и ускоряющегося повышения уровня океанов и морей актуальным становится исследование процессов проникновения в устья рек осолоненных вод и разработка мер борьбы с этим негативным событием. М.В. Михайловой проведен анализ этих процессов на примере дельт Яны, Индигирки, Дуная, Тибра, Роны, По, Луары, Меконга, Колвилла, Ориноко. При этом использованы два метода анализа и расчета [16, 23]: 1) эмпирический, заключающийся в построении по данным наблюдений продольных профилей солености воды в разные фазы водного режима реки и прилива и графиков зависимости между дальностью проникновения осолоненных вод  $L_S$  и расходом воды реки (рукава)  $L_S = aQ^{-m}$  или  $L_S = b(Q_{\text{кр}} - Q)^n$ ,  $Q_{\text{кр}}$  – расход воды, при котором начинается проникновение морских вод; 2) полутеоретический, использующий формулу Кейлегана:

$$L_S / h = c Fr_p^{-p}, \quad (7)$$

$Fr_p$  – плотностное число Фруда по формуле (6). Структура формулы (7) указывает на то, что дальность проникновения осолоненных вод в устья рек должна увеличиваться при уменьшении скорости течения в речном потоке и увеличении глубины в результате как искусственного углубления русла или устьевого бара, так и повышения уровня моря. Значения эмпирических параметров во всех приведенных выше формулах подбираются по данным наблюдений. В [23] приведены сведения о величинах  $L_S$  и  $Q_{\text{кр}}$  в устьях ряда отечественных и зарубежных рек.

### Морфологические процессы

#### 1. Процессы дельтоформирования.

При изучении закономерностей формирования речных дельт получены существенные результаты:

Предложено подразделение процессов дельтоформирования на части, отличающиеся характером процесса и его продолжительностью: эпохи дельтоформирования, соответствующие крупномасштабным морским регрессиям и трансгрессиям; стадии формирования сначала дельты выполнения, а затем дельты выдвигания в периоды замедления повышения уровня моря и его стабилизации; фазы малорукавной, многорукавной и вновь малорукавной дельты на обеих стадиях [6, 8, 14]. Выделено также два типа дельтоформирования: медленного эволюционного, заключающегося в чередующемся выдвигании в море крупных дельтовых лопастей (как в дельтах Волги, Лены, По, Роны и др.), и быстрого, скачкооб-

разного, с прорывами и полной перестройкой гидрографической сети дельты [20]. Процессы второго типа включают в себя несколько этапов [6, 8, 18, 20, 21, 25, 26]. Такие процессы до антропогенного сокращения стока наносов рек происходили в очень изменчивых дельтах Амударьи, Или, Куры, Сулака [25, 26], а также Хуанхэ, Миссисипи, Годавари. В настоящее время развитие дельты с прорывами может случиться только в устье Терека [25].

Выявлены особенности морфометрии дельт выполнения и выдвигания [21, 22], заключающиеся в различиях связей между разными характеристиками дельт обоих типов. В [22] приведена сводка морфометрических характеристик 16 дельт выполнения и 42 дельт выдвигания в устьях рек России и зарубежных стран. В [21] опубликованы сведения о многолетних изменениях многих дельт выдвигания. Полученные результаты могут быть использованы для приближенной оценки возможного изменения речных дельт в условиях ожидаемых изменений стока воды и наносов рек и уровня морей.

Разработан балансовый подход в изучении изменений дельт выдвигания [6, 19]. Предложено, в частности, приближенное уравнение баланса наносов в объемных единицах за интервал времени  $\Delta t$  (годы) в условиях относительно стабильного уровня моря

$$\Delta V_{\text{кв}} = \Delta L_{\text{д}} h_{\text{взм}} B_{\text{мкд}} = k W_R \Delta t / \rho_{\text{отл}} - V_{\text{в}}, \quad (8)$$

$\Delta V_{\text{кв}}$ ,  $\Delta L_{\text{д}}$  – изменения объема устьевого конуса выноса и длины дельты за период  $\Delta t$ ;  $h_{\text{взм}}$  – глубина взморья;  $B_{\text{мкд}}$  – длина МКД;  $W_R$ , млн т/год – сток наносов реки;  $\rho_{\text{отл}}$  – плотность дельтовых отложений;  $k$  – доля дельтоформирующих наносов в величине  $W_R$  (обычно от 0.3 до 0.5);  $V_{\text{в}}$  – объем наносов, уносимых волнением за пределы устья реки.

На основе рассматриваемого подхода и уравнения (8) разработан приближенный метод расчета “критического” стока наносов реки  $W_{R \text{ кр}}$ , при котором дельта перестает выдвигаться в море и тенденция ее развития сменяется на отступление и деградацию. Из компонентов уравнения (8) измерить можно лишь морфометрические характеристики и величину  $W_R$ . Поэтому выражение (8) необходимо привести к эмпирической формуле, рассчитываемой аналитически или графически для каждой конкретной дельты  $\Delta L_{\text{д}}/\Delta t = aW_R - b$ , откуда при условии  $\Delta L_{\text{д}}/\Delta t = 0$  можно рассчитать “критическое” значение  $W_R = b/a$ . Метод применен к дельтам Нила, Годавари, Дуная и Хуанхэ. Для первых двух стоков наносов рек стал меньше “критического” еще в середине XX в. после сооружения на реках крупных водохранилищ, а для двух последних – антропогенное уменьшение  $W_R$

и выход дельт на большие морские глубины приблизили их к началу размыва и деградации.

Разработан метод оценки степени затопления дельты при значительном повышении уровня моря и антропогенном сокращении стока наносов реки [14, 16, 19]. Метод основан на предложенной В.Н. Михайловым концепции подпорной призмы, возникающей в приморской зоне дельты в результате повышения уровня моря на  $\Delta H_{\text{м}}$ . Объем этой призмы равен

$$V_{\text{пп}} 0.5 \Delta H_{\text{м}}^2 B_{\text{мкд}} / i_{\text{д}}, \quad (9)$$

$i_{\text{д}}$  – уклон поверхности приморской зоны дельты. Степень затопления дельты будет зависеть от соотношения объема  $V_{\text{пп}}$  и стока дельтоформирующих наносов  $\Sigma k W_R / \rho_{\text{отл}}$  за период подъема уровня моря. Если  $V_{\text{пп}}$  больше стока наносов, то часть дельты (как в устьях Урала, Сулака, Куры в период повышения уровня Каспийского моря на 2.35 м в 1978–1995 гг.) будет затоплена, а площадь всей дельты уменьшится [25]. Если же сток наносов больше  $V_{\text{пп}}$ , то дельта будет наращиваться в высоту и медленно выдвигаться в море, несмотря на рост его уровня (как в устье рук. Каргалинский Прорыв в дельте Терека [25]).

## 2. Русловые процессы в рукавах дельт.

С целью изучения русловых процессов и динамики изменчивой русловой сети дельт разработана концепция динамически устойчивого русла рукавов дельт [6, 16]. Суть концепции состоит в следующем. Предполагается, что в результате взаимного приспособления потока и русла эрозионно-аккумулятивные процессы стремятся сформировать динамически устойчивое русло, в котором направленные (необратимые) деформации не происходят, а возможны лишь знакопеременные (обратимые) изменения (например, смещение донных гряд). На основе обработки обширного материала измерений в неприливных дельтах Енисея, Печоры, Оби, Лены, Волги, Дуная, Кубани, Куры, Терека, Амударьи получены связи вида

$$\begin{aligned} B_0 &= K_B Q_{\text{ф}}^{1/2}, \quad h_0 = K_h Q_{\text{ф}}^{1/3}, \\ V_0 &= K_V Q_{\text{ф}}^{1/6}, \quad I_0 = K_I Q_{\text{ф}}^{-1/9}, \end{aligned} \quad (10)$$

где  $B_0$ ,  $h_0$ ,  $V_0$  и  $I_0$  – мало изменяющиеся, т.е. условно устойчивые, ширина, средняя глубина русла, средняя скорость течения, уклон водной поверхности рукавов при руслоформирующих расходах воды в рукавах  $Q_{\text{ф}}$ , соответствующих среднему максимальному расходу воды реки в вершине дельты в период половодья. Структура формул (10) получена теоретически, а коэффициенты  $K$  найдены путем обработки данных измерений и оказались индивидуальными для каждой из упомянутых дельт и зависящими от концентрации

наносов в реке в период половодья (чем она больше, тем  $K_B$  и  $K_h$  меньше, а  $K_V$  и  $K_I$  — больше [6].

Формулы (10) названы гидролого-морфометрическими зависимостями; они были применены для оценки тенденции развития рукавов в конкретных дельтах. Эта оценка строилась на сравнении фактических характеристик рукавов  $B$ ,  $h$ ,  $V$  и  $I$  с их устойчивыми значениями согласно формулам (10). Признаками тенденции рукава к активизации (размыву) служат соотношения  $B < B_0$ ,  $h < h_0$ ,  $B/h < B_0/h_0$ ,  $V > V_0$  и  $I > I_0$ ; соотношения с противоположными знаками — признак потерь рукавом активности и тенденции к заилению и отмиранию [6, 16].

Предложены четыре типовые схемы русловых деформаций в отдельных дельтовых рукавах: при неизменном уровне моря, при его повышении и понижении в условиях как приглубого, так и очень отмелого взморья [6, 14, 16, 19, 25].

Русловые процессы в многорукавных системах дельт значительно сложнее. В таких случаях приходится рассматривать не только изменения морфометрических характеристик рукавов, но и сопутствующее им перераспределение стока по рукавам. Наиболее часто происходит следующее: стремясь к достижению устойчивого состояния, русло с увеличивающимся расходом воды начинает размываться. Это ведет к уменьшению его гидравлического сопротивления и дальнейшему увеличению расхода воды. Смежный рукав, наоборот, теряет свой сток и начинает заиливаться. В результате начавший активизироваться рукав продолжает размываться, а уменьшивший свой сток — заиливаться. Этот процесс продолжается до полного переключения стока в первый рукав и отмирания второго. Интенсивность этого процесса тем больше, чем больше сток наносов реки. Таким образом, многорукавные системы в дельтах, особенно в активно развивающихся, обычно недолговечны. В очень редких случаях возможно временное (“конкурирующее”) развитие смежных рукавов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В последние полвека гидрология устьев рек как наука добилась крупных научных и практических результатов; в Европе и США — в основном при изучении эстуариев, в России — при изучении дельт. Несмотря на эти достижения, требования к гидрологии устьев рек возрастают. Объясняется это следующим: 1) устья рек, особенно в современных условиях, — одни из самых изменчивых и экологически уязвимых географических объектов; 2) хозяйственное освоение их богатых природных ресурсов постоянно расширяется и поэтому нуждается в научном обосновании. Кроме того, требует решения ряд проблем, возникаю-

щих при одновременном использовании водных, земельных, биологических и других ресурсов устья реки разными отраслями хозяйства. К таким проблемам относятся, например, противоречия между водным транспортом, коммунальным хозяйством, нефтегазовым комплексом, с одной стороны, и требованиями охраны природы — с другой; между сельским и рыбным хозяйством; между потребностями сельского хозяйства в многоводный период (защита от наводнений) и во время засухи (необходимость в большом водозаборе для орошения земель).

Наиболее актуальные задачи современной гидрологии устьев рек следующие.

1. Разработка прогноза возможных в XXI в. изменений строения, режима и экологических условий устьев рек под воздействием ожидаемых естественных и антропогенных изменений стока воды и наносов рек и повышения уровня Мирового океана и связанных с ним морей. Прогноз затопления и деградации дельт в результате повышения уровня моря и антропогенного сокращения стока наносов рек.

2. Разработка комплекса усовершенствованных методов анализа, расчета и прогноза гидрологических характеристик устьев рек. Важной частью такого комплекса методов должна стать гидролого-морфологическая математическая модель развития русловой сети дельты, одновременно учитывающая взаимовлияющие русловые процессы в рукавах и перераспределение стока между ними.

3. Исследование воздействия на устья рек опасных гидрологических событий (в том числе наводнений как речного, так и морского происхождения).

4. Разработка комплекса универсальных научных рекомендаций по рациональному использованию и охране природных ресурсов устьев рек. В частности, должны быть разработаны рекомендации по преодолению противоречий в требованиях различных отраслей хозяйства. Одним из возможных компромиссов может стать принцип “зонирования” устьев рек, т. е. разделение их площади под нужды разных потребителей.

При дальнейшем изучении устьев рек России (помимо решения перечисленных выше общенаучных задач) необходимо уделить особое внимание следующему: 1) более широкому внедрению постоянно действующего мониторинга гидрологического и экологического состояния устьев важнейших рек России с применением усовершенствованных приборов и наземных и дистанционных методов; 2) расширению исследований в устьях рек Российской Арктики, в первую очередь их ледового режима, в связи с потеплением климата; 3) дальнейшему изучению изменения строения и режима устьев рек, выпадающих в Кас-

пийское море в условиях начавшегося в конце XX в. нового понижения его уровня; 4) изучению еще недостаточно исследованных приливных эстуариев в устьях рек России, в особенности на примере эстуариев на Камчатке и в Приморье.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горин С.Л. Эстуарии полуострова Камчатка: теоретические подходы к изучению и гидролого-морфологическая типизация. Итоги 10 лет исследований // Иссл. вод. биол. ресурсов Камчатки и северо-западной части Тихого ок. 2012. № 27. С. 5–12.
2. Кортаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. Избранные труды. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2012. 493 с.
3. Кравцова В.И., Митькиных Н.С. Устья рек России. Атлас космических снимков. М.: Науч. мир, 2013. 122 с.
4. Мак-Дуэлл Д.М., О'Коннор Б.А. Гидравлика приливных устьев рек. М.: Энергоатомиздат, 1983. 312 с.
5. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 175 с.
6. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998. 176 с.
7. Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек. М.: Гидрометеиздат, 1971. 259 с.
8. Михайлов В.Н. Закономерности устьевых процессов // Закономерности гидрологических процессов. М.: ГЕОС, 2012. С. 609–686.
9. Михайлов В.Н. Место устьев рек в природной среде и их роль в глобальных гидрологических процессах // Уч. зап. РГГМУ. 2007. № 5. С. 98–104.
10. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
11. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
12. Михайлов В.Н., Добролюбов С.А. Гидрология. Учебник. М.: Директ-Медиа, 2017. 751 с.
13. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние местных водохозяйственных и гидротехнических мероприятий на речные дельты // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 3. С. 249–259.
14. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Влияние многолетних изменений морских факторов на устья рек // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 4. С. 367–379.
15. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Дельты как индикаторы естественных и антропогенных изменений режима рек и морей // Вод. ресурсы. 2003. Т. 30. № 6. С. 655–666.
16. Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Физические основы гидрологических и морфологических процессов в речных дельтах // Вестн. РФФИ. 2013. № 2 (78). С. 26–33.
17. Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. Основы гидрологии устьев рек. Учебник. М.: Триумф, 2018.
18. Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты. Гидролого-морфологические процессы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 280 с.
19. Михайлова М.В. Баланс наносов в устьях рек и формирование дельт при повышении и понижении уровня моря // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 5. С. 567–579.
20. Михайлова М.В. Закономерности скачкообразного развития дельт // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 6. С. 676–684.
21. Михайлова М.В. Многолетние изменения строения речных дельт // Вод. ресурсы. 2016. Т. 43. № 5. С. 488–501.
22. Михайлова М.В. Морфометрия речных дельт // Вод. ресурсы. 2015. Т. 42. № 1. С. 45–55.
23. Михайлова М.В. Процессы проникновения морских вод в устья рек // Вод. ресурсы. 2013. Т. 40. № 5. С. 439–455.
24. Полонский В.Ф., Луначев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчета (прогноза). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 383 с.
25. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления. М.: ГЕОС, 2013. 702 с.
26. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
27. Deltas: Models for Exploration. Houston Geol. Society. 1975. 555 p.
28. Dyer K.R. Estuaries. A physical introduction. Chichester: John Wiley & Sons, 1997. 195 p.
29. Geomorphology and sedimentology of estuaries. Amsterdam: Elsevier Sci. BV, 1996. 471 p.
30. Officer Ch.B. Physical oceanography of estuaries (and associated coastal waters). N.Y.: John Wiley and Sons, Inc., 1976. 465 p.
31. Prandle D. Estuaries: Dynamics, mixing, sedimentation and morphology. N.Y.: Cambridge Univ. Press, 2009. 238 p.
32. Savenije H.H. Salinity and tides in alluvial estuaries. Amsterdam: Elsevier, 2005. 197 p.
33. Syvitski J.P.M., Kettner A.J., Overeem I., Hutton E.W.H., Hannon M.T., Brakenridge G.R., Day J., Vörösmarty C.J., Saito Y., Giosan L., Nicholls R.J. Sinking delta // [http://darchive.mblwhoilibrary.org/bitstream/handle/1912/3207/SyvitskiDeltas\\_Paper.pdf?sequence=1](http://darchive.mblwhoilibrary.org/bitstream/handle/1912/3207/SyvitskiDeltas_Paper.pdf?sequence=1)
34. Wright L.D. River deltas // Coastal Sedimentary Environments. N.Y.: Springer-Verlag, 1978. P. 5–68.

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ  
ГИДРОЛОГИИ УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 556.06

**МИРОВОЙ ОПЫТ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ  
ПОТОКА В УСТЬЯХ РЕК<sup>1</sup>**© 2022 г. А. М. Алабян<sup>a, b, \*</sup>, И. Н. Крыленко<sup>a, b</sup>, С. В. Лебедева<sup>c, d</sup>, Е. Д. Панченко<sup>a, b</sup><sup>a</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет,  
Москва, 19991 Россия<sup>b</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия<sup>c</sup>Северное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды,  
Архангельск, 163020 Россия<sup>d</sup>Государственный океанографический институт им. Н.Н. Зубова,  
Москва, 119034 Россия

\*e-mail: andrei\_alabyan@mail.ru

Поступила в редакцию 30.01.2022 г.

После доработки 12.04.2022 г.

Принята к публикации 12.04.2022 г.

Представлены история, математическая основа и обзор современного состояния численного моделирования динамического взаимодействия речных и морских вод в устьевых областях рек. Обобщен обширный и разнообразный опыт отечественных и зарубежных исследователей со второй половины XX в. по настоящее время.

**Ключевые слова:** численное моделирование, устьевая область, гидродинамика, динамическое взаимодействие речных и морских вод, распределение стока по рукавам дельты, неустановившееся течение, система мониторинга устьев рек, программный комплекс.

**DOI:** 10.31857/S0321059622050029**ВВЕДЕНИЕ**

Находясь на географической границе суши и океана, устья рек привлекают внимание как гидрологов, так и океанологов. В технологических аспектах численного моделирования динамического взаимодействия речных и морских вод нашли отражение методические подходы, принятые как в гидрологии суши, так и в океанологии. В то время как “речные” модели исторически развивались от одномерной схематизации потока к двумерной через разложение основных действующих сил на их продольную и поперечную составляющие, модели океана изначально создавались трехмерными, однако для мелководных шельфовых зон допускалось их превращение в двумерные путем интегрирования по глубине. Существенное различие наблюдалось и в параметризации гидравлического сопротивления: в гидрологических моделях основным фактором диссипации энер-

гии считалось трение на поверхности раздела потока и русла, а в океанологических – турбулентная вязкость водной толщи.

Численное моделирование гидродинамических процессов в устьях рек стало развиваться со второй половины XX в. практически сразу после начала повсеместного применения электронно-вычислительных машин (ЭВМ, компьютеров) в инженерных расчетах. Этому способствовал уже хорошо сформированный к концу XIX в. математический аппарат, ориентированный на решение гидрологических, океанологических, гидравлических и гидродинамических задач различной сложности. Благодаря появлению ЭВМ стал возможным синтез инженерного подхода, основанного на работах Шези, Дарси, Вейсбаха и других выдающихся гидравликов конца XVIII – начала XIX вв., с разработками Ньютона, Эйлера, Бернулли, Навье и Стокса в области теоретической гидродинамики, которые воспринимались современниками лишь как красивые математические построения, далекие от практических задач. Предпринятые в “докомпьютерную эпоху” Лагранжем и Сен-Венаном попытки синтеза этих подходов значительно приблизили теоретическую гидромеханику к инженерной речной гидравлике, за-

<sup>1</sup> Работа выполнена по госзаданию кафедры гидрологии суши географического факультета МГУ (раздел I.10 ЦИТИС 121051400038-1 – анализ математической основы моделей), Института водных проблем РАН (FMWZ-2022-0001 – обзор программных комплексов), при поддержке РФФИ (проект 19-35-90032 – анализ зарубежных публикаций, 19-35-60032 – анализ отечественных публикаций).

ложив основу современного видения и описания гидродинамических процессов в устьях рек.

С появлением первых ЭВМ стали развиваться численные методы решения дифференциальных уравнений (методы конечных разностей, конечных элементов, конечных объемов и др.), в основе которых была замена дифференциальных уравнений системами алгебраических. Начавшись в середине XX в. [83], разработка численных методов решения дифференциальных гидродинамических уравнений происходила в 1960-е гг. весьма интенсивными темпами параллельно с совершенствованием вычислительной техники и увеличением ее производительности [20, 28, 36, 111]. В конечном итоге это привело к появлению широкого спектра численных гидродинамических моделей различной степени сложности и детальности, ориентированных на решение разнообразных практических задач в одномерной, двумерной и даже трехмерной схематизации водного потока.

В зависимости от того, является устье приливным или неприливым, а также от пространственных и временных масштабов исследования для практических расчетов могут применяться модели, основанные как на простейшем математическом аппарате, разработанном для квазиравномерных водных потоков (с применением формулы Шези, модулей сопротивления и т. п.), так и на сложных системах нестационарных дифференциальных уравнений (Сен-Венана, Навье–Стокса и др.), аналитическое решение которых до появления численных методов было возможно лишь для частных случаев при существенных упрощениях.

Важным моментом в численном гидродинамическом моделировании стала разработка ведущими мировыми научными центрами специализированных программных продуктов, снабженных дружественным интерфейсом пользователя и ориентированных на выполнение моделирования специалистами, не являющимися разработчиками моделей и компьютерных программ. Наиболее популярные из них в настоящее время наряду с отечественной серией STREAM [7] – нидерландский DELFT [71], датский MIKE [80], французский TELEMAR [76], американские HEC [68] и ROM [104]. Большинство этих программных продуктов изначально имело коммерческий характер, однако в последние годы набирает все большую популярность раскрытие пользователям программных кодов гидродинамических моделей через интернет с регистрацией и предоставлением возможности их самостоятельной компиляции.

Предлагаемая статья не претендует на полный охват современных достижений в области численного моделирования динамики потока в устьях рек мира. В ней освящены основные этапы ста-

новления численного моделирования и представлен обзор исследований, выполненных в наиболее интересных с точки зрения гидравлики потока или наиболее освоенных устьях рек за последние два-три десятилетия. Эти исследования выполнены с использованием математических моделей разной мерности, детальности схематизации расчетной области, степени разработанности пользовательского интерфейса и пространственно-временных масштабов исследуемых процессов.

## ОТ РАСЧЕТНЫХ МЕТОДОВ К ЧИСЛЕННЫМ МОДЕЛЯМ

Из стационарных задач устьевой гидравлики наиболее актуальной исторически считалась задача о распределении расходов воды по дельтовым водотокам. До появления компьютеров задача о распределении стока по рукавам разветвленного русла обычно решалась графоаналитическим методом [24]. Последующая разработка итерационного метода расчета распределения расходов [47] предопределила появление первых численных моделей, ориентированных на решение стационарных гидравлических задач применительно к многорукавным дельтам [11, 27, 35, 40, 46].

Эти модели позиционировались авторами как “расчетные методы” и рассматривались как альтернатива (или же дополнение) к весьма распространенному в середине XX в. гидравлическому моделированию [26, 97]. Однако в современном представлении эти расчетные методы, по сути, были именно моделями, ориентированными на предвычисление изменения гидравлического режима многорукавной дельты в результате непосредственного техногенного воздействия на русла водотоков [32] или трансформации гидрологического режима реки [5].

Решение нестационарных задач устьевой гидравлики в то время было связано в основном с исследованием распространения приливных волн и сгонно-нагонных колебаний уровня воды вверх по руслу реки [111]. Именно численное решение дифференциального уравнения в частных производных сначала для неразветвленного русла, а затем и для системы дельтовых рукавов [23] заложило основу современных подходов к моделированию нестационарной гидродинамики приливных устьев сложной морфологии в масштабах времени от синоптического до приливного.

## МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

При одномерной (1D) схематизации водного потока рассматриваются его характеристики, осредненные по поперечному сечению. Система дифференциальных уравнений, описывающая движение воды в одномерном виде, названа в

честь французского математика и инженера Адемара Жан-Клода Барре де Сен-Венана, впервые сформулировавшего и записавшего ее в [114] в следующем виде (некоторые обозначения изменены в соответствии с общепринятыми в настоящее время):

$$-\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\tau}{\rho g R}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial(u\omega)}{\partial x} + \frac{\partial\omega}{\partial t} = 0, \quad (2)$$

где  $x$  – продольная координата вдоль динамической оси потока, направленная вниз по течению;  $t$  – время;  $z$  – отметка свободной поверхности;  $u$  – средняя скорость;  $\omega$  – площадь поперечного сечения;  $g$  – ускорение свободного падения;  $\rho$  – плотность воды;  $\tau$  – касательное напряжение на смоченном периметре потока;  $R$  – гидравлический радиус, который может быть принят равным его глубине  $h$  для русловых потоков, когда их ширина превосходит глубину на порядок и более.

В системе уравнений Сен-Венана уравнение движения (1) отражает баланс сил тяжести, трения и инерции, действующих на водный поток, а уравнение неразрывности (2) связывает изменения расхода воды  $Q = u\omega$  с наполнением русла на бесприточном участке.

Левая часть уравнения движения представляет собой уклон водной поверхности  $I = -\partial z/\partial x$ , который также называют “геометрическим уклоном”. Член уравнения движения  $\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$  принято называть локальным ускорением,  $\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$  – конвективным ускорением, а их вместе – “конвективными членами”. Третий член правой части уравнения (1) представляет собой уклон трения  $I_{\text{тр}} = \frac{\tau}{\rho g R}$ , называемый также “гидравлическим уклоном” или “фрикционным членом”. В работе Сен-Венана было принято допущение, что гидравлическое сопротивление при неустановившемся движении воды определяется трением на поверхности раздела между потоком и руслом и принимается равным сопротивлению при равномерном течении с той же средней скоростью в русле, с такими же морфометрическими характеристиками и шероховатостью. Это допущение, довольно спорное с точки зрения современных представлений о диссипации энергии в русловых потоках, продолжает широко использоваться при расчетах. При этом на практике гидравлический уклон в уравнении движения (1) может выражаться исходя из формул инженерной гидравлики (Шези, Шези–Маннинга, Дарси–Вейсбаха и т. п.):

$$I_{\text{тр}} = \frac{u^2}{C^2 R} = \frac{n^2 u^2}{R^{\frac{4}{3}}} = \frac{\lambda u^2}{8gR}, \quad (3)$$

где  $C$  – коэффициент Шези;  $n$  – коэффициент шероховатости Маннинга;  $\lambda$  – безразмерный коэффициент гидравлического сопротивления, заимствованный из технической гидравлики, где он изначально использовался для расчета потерь напора по формуле Дарси–Вейсбаха, называемой также “первой водопроводной формулой”.

Значения инерционных членов уравнения движения были впоследствии уточнены за счет введения в них “коррективов скорости”, выражающих неравномерность ее распределения в поперечном сечении потока:

$$\alpha = 1 + 3 \frac{\int \Delta u^2 d\omega}{u^2 \omega}, \quad (4)$$

$$\alpha_0 = 1 + \frac{\int \Delta u^2 d\omega}{u^2 \omega}, \quad (5)$$

где  $\alpha$  – корректив кинетической энергии (коэффициент Кориолиса);  $\alpha_0$  – корректив количества движения (коэффициент Буссинеска);  $\Delta u$  – отклонение местной скорости от средней по поперечному сечению. В этом случае локальное ускорение в формуле (1) принимает вид  $\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$ , а конвективное ускорение –  $\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$ .

Для устьевых областей в зоне контакта речной и морской воды в правую часть уравнения движения (1) может добавляться “плотностной член”  $\frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$ , обусловленный продольным градиентом плотности воды, зависящей от ее солености и температуры.

В случае, когда в результате приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня моря в русле реки возможно формирование реверсивных течений (попеременного движения водных масс из реки в море и обратно), фрикционный член записывается в виде  $\frac{u|u|}{C^2 R}$  (или  $\frac{n^2 u|u|}{R^{4/3}}$ , или  $\frac{\lambda u|u|}{8gR}$  в зависимости от способа выражения уклона трения). Таким образом обеспечивается действие силы гидравлического трения в сторону, противоположную направлению течения (скорость и фрикционный член имели бы одинаковые знаки) [43, 46].

С учетом данных преобразований одномерное уравнение движения (1) в системе Сен-Венана для устьевых участков принимает вид, в котором используется в большинстве 1D-моделей:

$$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\alpha u \partial u}{g \partial x} + \frac{u|u|}{C^2 R} + \frac{h}{2\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 0. \quad (6)$$

Переход к двумерным продольно-поперечным (“плановым”, 2D) моделям осуществляется за счет разложения основных действующих сил на продольную и поперечную составляющие в декартовой, криволинейной или полярной системе координат.

Двумерные плановые численные модели базируются на “уравнениях мелкой воды” для двумерного потока (или уравнения Сен-Венана в двумерном виде). В наиболее простой форме (без учета дополнительных внешних сил – Кориолиса, ветрового и волнового воздействия, атмосферного давления и т. п.) система уравнений имеет вид:

$$\begin{aligned} \frac{1}{g} \frac{\partial u_x}{\partial t} + \frac{u_x}{g} \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{u_y}{g} \frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{n^2 U u_x}{h^3} &= -\frac{\partial z}{\partial x}, \\ \frac{1}{g} \frac{\partial u_y}{\partial t} + \frac{u_x}{g} \frac{\partial u_y}{\partial x} + \frac{u_y}{g} \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{n^2 U u_y}{h^3} &= -\frac{\partial z}{\partial y}, \\ \frac{\partial(u_x h)}{\partial x} + \frac{\partial(u_y h)}{\partial y} &= -\frac{\partial z}{\partial t}, \end{aligned} \quad (7)$$

где  $U = \sqrt{u_x^2 + u_y^2}$  – модуль скорости течения. Члены  $\frac{1}{g} \frac{\partial u_x}{\partial t}$  и  $\frac{1}{g} \frac{\partial u_y}{\partial t}$  характеризуют локальное ускорение по осям  $x$  и  $y$ , а  $\frac{u_x}{g} \frac{\partial u_x}{\partial x}$ ,  $\frac{u_y}{g} \frac{\partial u_x}{\partial y}$ ,  $\frac{u_x}{g} \frac{\partial u_y}{\partial x}$ ,  $\frac{u_y}{g} \frac{\partial u_y}{\partial y}$  – конвективные ускорения;  $\frac{n^2 U u_x}{h^3}$  и  $\frac{n^2 U u_y}{h^3}$  – про-

дольный и поперечный уклоны трения (здесь выражены исходя из формулы Шези–Маннинга, но могут использоваться и другие выражения, в том числе с учетом турбулентной вязкости). При этом коэффициент шероховатости  $n$  трактуется как показатель гидравлического сопротивления, включающего в себя как трение о дно, так и влияние ледовых явлений, волнения и ветра, а в отдельных случаях – также и турбулентную вязкость. Значение коэффициента шероховатости в разных направлениях (по  $x$  и по  $y$ ) может быть различным, но на практике это учитывается редко.

В устьевой гидродинамике используются и двумерные продольно-вертикальные (“профильные”, 2DH) модели, в которых осреднение выполняется по ширине потока или по области его динамической оси. Такие модели ориентированы главным образом на исследование эстуарной плотностной циркуляции, формирования галоклина и интрузии соленых морских вод в речное русло. Однако в последние годы для решения

таких задач все чаще применяются трехмерные модели.

Математическая основа трехмерных моделей (3D) устьевой гидродинамики – система уравнений Навье–Стокса, состоящая из трех уравнений движения, выражающих баланс сил вдоль каждой из координатных осей, и уравнения неразрывности:

$$\begin{aligned} \rho \frac{dv_x}{dt} &= \rho F_x - \frac{\partial p}{\partial x} + \mu_t \Delta, \\ \rho \frac{dv_y}{dt} &= \rho F_y - \frac{\partial p}{\partial y} + \mu_t \Delta v_y, \\ \rho \frac{dv_z}{dt} &= \rho F_z - \frac{\partial p}{\partial z} + \mu_t \Delta v_z, \\ \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} &= 0, \end{aligned} \quad (8)$$

где  $F_x$ ,  $F_y$ ,  $F_z$  – компоненты суммарного воздействия внешних сил, действующих по осям  $x$ ,  $y$ ,  $z$  декартовой системы координат;  $p$  – давление;  $\mu_t$  – коэффициент турбулентной вязкости;  $\Delta$  – оператор Лапласа.

В трехмерных моделях гидравлическое сопротивление (третий член правой части уравнений движения) для внутренних слоев потока задается через турбулентную вязкость, которая (как и шероховатость в двумерных моделях) может сильно отличаться по разным направлениям и зависит от пространственных масштабов расчетной сетки. Для ее определения могут использоваться формулы, заимствованные из полуэмпирической теории турбулентности.

### СТРАТЕГИЯ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Корректное решение практических задач устьевой гидравлики методом компьютерного гидродинамического моделирования вне зависимости от мерности и специфики применяемой модели предполагает выполнение следующих этапов.

1. Настройка модели на объект – оцифровка контуров устьевой области или исследуемой ее части, построение расчетной сетки, создание цифровой модели рельефа, подготовка гидрологических данных для задания граничных условий (расходы воды на входных “речных” границах расчетной области и уровни воды на ее выходных “морских” границах).

2. Калибровка модели – подбор ее параметров (коэффициентов шероховатости, параметров турбулентной вязкости и др.) в ходе воспроизведения (“симуляции”) реальной гидрологической ситуации, для которой есть результаты полевых измерений – отметки уровня воды в ключевых точках, скорости течения, распределение расхо-

дов воды по рукавам дельты и т. п. В процессе калибровки добиваются максимального совпадения фактических и смоделированных полей характеристик потока.

3. Верификация (валидация) модели – проверка на независимом материале полученных в ходе калибровки параметров модели. Предпочтительно использовать для этой цели аналогичные гидрологические данные, полученные при других уровнях и расходах воды, а для приливных устьев – для другой фазы сизигийно-квадратурного цикла. Степень совпадения измеренных и смоделированных данных в идеале должна быть сопоставима с точностью гидрометрических измерений.

4. Сценарные расчеты – воспроизведение той или иной гидрологической ситуации, для которой нет (или недостаточно) натурных данных. Это могут быть как неизученные соотношения фаз гидрологического режима реки, сгонно-нагонных колебаний уровня моря и сизигийно-квадратурного приливного цикла (в том числе при изменении среднего уровня моря), так и случаи техногенного воздействия на речной поток посредством дноуглубления, строительства струенаправляющих сооружений, перекрытия отдельных рукавов дельты и т. п.

Следует заметить, что выполнение сценарных расчетов на невалидированных и, тем более, некалиброванных моделях может выполняться лишь для анализа наиболее общих тенденций в изменении характера динамического взаимодействия речных и морских вод при изменении гидрологического режима реки или уровня моря. Использование результатов подобного “моделирования” при решении практических задач может быть допустимым лишь в исключительных случаях, делать это можно с величайшей осторожностью и только при наличии альтернативных методов оценки соответствующих изменений.

### СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ОБЛАСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЕЙ В МИРЕ

За последние десятилетия возможности компьютерного гидродинамического моделирования значительно возросли в связи как с развитием вычислительных ресурсов, так и с существенным прогрессом в технологиях натурных измерений, ориентированных на калибровку и верификацию численных моделей.

Рост производительности компьютеров сделал реальным решение трехмерных гидродинамических задач с технической точки зрения. Разработки, совершенствуются и получили большее распространение программные комплексы для трехмерного гидродинамического моделирования: POM [104], Delft3D [71], TELEMAC-3D [76],

MIKE3 [80], INMOM [29], STREAM\_3D [14] и ряд других. Увеличение компьютерных мощностей дает возможность охватывать все более крупные области без потери детальности воспроизведения рельефа. Время расчета при этом уменьшается соответственно увеличению производительности процессоров, значимый прирост вычислительных ресурсов связан с переходом на распараллеленные расчеты на графическом процессоре NVIDIA с использованием технологии CUDA [7].

В табл. 1 представлены наиболее часто встречающиеся в публикациях программные комплексы, базирующиеся на одномерной, двумерной и трехмерной схематизации потока.

Ввиду революционного прорыва в разработке и внедрении новейшего гидрометрического и геодезического оборудования, включая акустические профилографы (ADCP), дифференциальные системы спутникового позиционирования и автоматические регистраторы уровня воды, появилась возможность выполнять гидрологические исследования в устьях на принципиально новом уровне [2, 3, 4, 60, 86, 101, 102, 110]. Применение современных методов измерения уменьшает неопределенность и неточность в задании исходных данных о рельефе, гидрологических характеристиках водотоков, характере распространения приливной волны на взморье или вдоль морского края дельты, расширяет набор данных для задания граничных условий, детальной калибровки и верификации моделей в различных створах.

Можно выделить следующие основные направления современных исследований, связанные с моделированием в устьевых областях, по классу решаемых задач:

1. разработка методов моделирования, тестирование модельных комплексов и их сочетаний на конкретных природных объектах [78, 117, 119], разработка методов калибровки и верификации моделей [77, 103, 116];
2. исследование взаимодействия речного стока и приливных, нагонных волн, моделирование наводнений и других опасных явлений [70, 95, 98, 126];
3. оценка влияния современных и ожидаемых изменений климата на динамику потока в устьях и опасность наводнений [49, 64, 73, 87, 88];
4. мониторинг устьевых процессов, включая динамику потока, транспорт наносов и изменения морфологии устьевых систем [84, 123];
5. решение практических задач: определение оптимальных мест для строительства инженерных сооружений, исследование течений с целью использования приливной энергии, оценка изменения гидродинамического режима в устье под влиянием хозяйственной деятельности [94], обеспечение условий судоходства и работы пор-

**Таблица 1.** Наиболее распространенные при моделировании динамики потока в устьях программные комплексы

№	Название ПК	Схематизация	Доступность ПК	Место разработки
1	MIKE	1D, 2D, 3D	Коммерческий	Датский гидравлический институт (DHI – Danish Hydraulic Institute), Дания
2	HEC-RAS	1D, 2D	Некоммерческий	Инженерный корпус армии США (Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center), США
3	STREAM	1D, 2D, 3D	Коммерческий	Аквариус Аналитик, ИВП РАН, Россия
4	INMOM	3D	Некоммерческий	ИВМ РАН, Россия
5	LISFLOOD-FP	2D	»	Бристольский университет (University of Bristol), Великобритания
6	TELEMAC	1D, 2D, 3D	»	“Electricité de France”, Франция
7	DELFT	2D, 3D	»	“Deltares”, Нидерланды
8	SOBEK	1D, 2D	»	То же
9	POM	3D	»	Университет Принстона (Princeton University)
10	FVCOM	2D, 3D	»	Массачусетский университет в Дартмуте (University of Massachusetts-Dartmouth), США
11	Hydrodyn-FLOSOFT	2D, 3D	Коммерческий	“ENVIRON”, Индия
12	CMS	2D	Некоммерческий	Инженерный корпус армии США (US Army Corps of Engineers), США
13	SisBaHia	2D, 3D	»	Институт инженерии COPPE/UFRJ, Бразилия
14	SCHISM	1D, 2D, 3D	»	Орегонский университет медицинских наук (Oregon Health Sciences University), США
15	UnTRIM	2D, 3D	»	Университет Тренто (Trento University), Италия

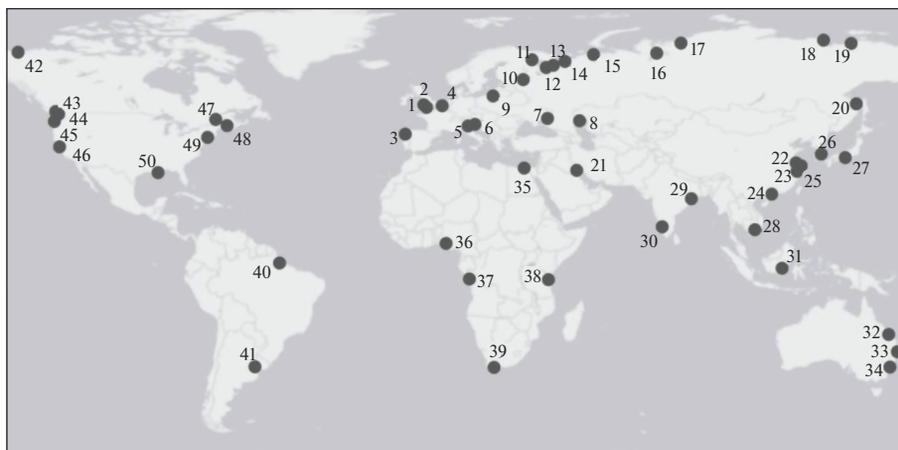
товых сооружений [85], исследование интрузии осолоненных вод и ее воздействия на работу водозаборов [16, 99, 115].

Большинство статей последнего десятилетия рассматривают динамику потока во временном масштабе от нескольких часов (приливный масштаб времени) до одного месяца (синоптический масштаб).

Исследования, связанные с моделированием гидродинамики устьевых областей, довольно равномерно охватывают Земной шар (рис. 1; табл. 2) и посвящены дельтам, приливному эстуариям и системам фьордов, имеющим важное социально-экономическое значение. В Европе гидродинамическое моделирование широко используется для решения практических задач уже несколько десятилетий и наиболее распространено в Великобритании и Нидерландах [69, 78, 92, 95, 110]. Гидродинамическим моделированием охвачены устьевые области крупнейших рек, таких как Амазонка [60], Янцзы [81, 94], Меконг [64, 117], Нил [62, 100], Конго [67], Ла-Плата [106], Миссисипи [98, 105, 120], Маккензи [108], Святого Лаврентия [101, 102], Колумбия [86]. Наибольшее число отечественных исследований посвящено устьевым областям Северной Двины [37, 39, 40, 49, 63], Волги [1, 18, 19, 52], Оби [10, 21, 51, 53].

Для некоторых устьев, в частности для дельты Амазонки, моделирование в настоящее время – единственный доступный инструмент для изучения гидродинамического режима, так как охватить всю устьевую область измерениями в различные сезоны года пока еще невозможно. Трехмерная гидродинамическая модель [60] была откалибрована по детальным данным измерений расходов воды с помощью ADCP на репрезентативном участке, включающем в себя два рукава дельты, по которым проходит ~40% речного стока. Данная модель позволила впервые определить вероятные скорости водообмена между устьевым участком и устьевым взморьем в зависимости от условий увлажнения территории и водности реки (сезона года).

В последние десятилетия наибольшее распространение при моделировании устьевых областей получили трехмерные и двумерные модели, при этом в ряде исследований применяется мульти-модельный подход, представляющий авторам как наиболее перспективный. Например, при изучении вероятных изменений гидродинамического режима в дельте Меконга под влиянием глобального потепления [64] была разработана одномерная модель всей дельты и детальная двумерная модель ее участка между протоками Канто-хо, Динь Ан и Тран Де, подверженного активному осолонению. Результаты расчетов по одномерной



**Рис. 1.** Устья рек, представленные в публикациях по численному моделированию динамики потока (нумерация объектов соответствует табл. 2).

модели использовались при задании граничных условий двумерной модели.

Модели различной мерности были разработаны для оценки рисков наводнений в нижнем течении р. Салмон, впадающей в зал. Фанди [99]. Интегрированная модель 1D–2D PCSWMM использовалась для воспроизведения гидродинамики устьевого участка реки, прорывов дамб и гидравлики поймы; одномерная модель HEC-RAS использовалась для моделирования ледяных заторов; программные комплексы MIKE21 и MIKE3 — для моделирования продвижения и роста амплитуды приливных волн в зал. Фанди, а также для оценки скорости осадконакопления в устье реки. Результаты моделирования позволили количественно оценить последствия паводков различной величины и разработать меры по смягчению их последствий.

Моделирование сложной по морфологии микроприливной устьевой области р. Жемчужной в южной части Китая [119] выполнено на основе комплекса, состоящего из одномерной модели SOBEK и двумерной модели на основе DELFT 3D в однослойном варианте. Одномерная модель снабжает двумерную эстуарную часть величинами входных расходов воды, а двумерная в свою очередь возвращает одномерной модели уровни воды в устьевых створах водотоков.

Для эстуария Святого Лаврентия планируется создание комплексной модели экосистемы в целом, и на данный момент разработана двумерная модель эстуария [101, 102], ставшая связующим звеном между уже существующими двумерной моделью р. Святого Лаврентия (участок Монреаль–Труа-Ривьер) и трехмерной моделью океана.

Для дельты р. Колумбии, гидродинамический режим которой характеризуется сложной эстуарной циркуляцией и формирующейся вследствие

этого сильной плотностной стратификацией, была специально разработана трехмерная модель [86], для настройки которой требовались высокоточные данные измерений солености и мутности воды. Такие данные были получены в Северном рукаве дельты с помощью бортового лебедочного профилографа и двух автономных подводных аппаратов в течение двух рейсов, выполненных в 2012 г. в периоды повышенного и пониженного стока.

Для калибровки трехмерной модели устья р. Сан-Франциско [96] использовались данные измерений уровней, скоростей течения и солености воды, выполненных в течение трех лет в 137 пунктах, расположенных на всем протяжении устьевого участка. Благодаря обширному объему данных модель была настроена для большого диапазона величин речного стока и солености воды и использовалась для изучения динамики зоны смешения в различных условиях.

Для отдельных задач разрабатываются новые модельные решения с учетом специфики конкретных устьевых областей. Например, в эстуарии р. Цяньтан при движении приливной волны формируется бор, который плохо воспроизводится в одномерных моделях, основанных на стандартных уравнениях системы Сен-Венана. В связи с этим была специально разработана модель с модифицированным уравнением движения, в которое добавлен член, искусственно учитывающий приливный эффект [125].

На примере устьевой области Меконга [117] представлена методика для исследования распространения приливной волны по устьевому участку реки, основанная на двумерном моделировании без задания расхода воды на верхней границе.

В некоторых исследованиях, например эстуария Кник Арм — узкого морского залива на Аляс-

**Таблица 2.** Наиболее значимые устья рек, представленные в публикациях по численному моделированию динамики потока

№	Река	Приемный водоем	Ссылка	№	Река	Приемный водоем	Ссылка
1	Северн	Атлантический океан	[78, 95]	26	Сумджин (Sumjin)	Тихий океан	[115]
2	Итчен	»	[92]	27	Юра (Yura)	»	[75]
3	Минхо	»	[82]	28	Меконг	Восточно-Вьетнамское море	[64, 117]
4	Шельд	Северное море	[69, 110]	29	Хугли (Hooghly)	Бенгальский залив	[113]
5	Рецина (Rječina)	Адриатическое море	[88]	30	Кочин (Cochin)	Индийский океан	[65]
6	По	»	[90]	31	Махакам (о. Калимантан)	Тихий океан	[70]
7	Дон	Азовское море	[13, 58]	32	Порт-Кертис (Port Curtis)	»	[74]
8	Волга	Каспийское море	[1, 18, 19, 52]	33	Брисбэйн (Brisbane)	»	[93]
9	Преголя, Дейма, Лава	Балтийское море	[16]	34	Устье Сиднейской гавани	Тасманское море	[121]
10	Нева	»	[15]	35	Нил	Средиземное море	[62, 100]
11	Кереть	Белое море	[34]	36	Нигер	Атлантический океан	[72]
12	Онега, Кянда, Тамица	»	[49, 50]	37	Конго	»	[67]
13	Северная Двина	»	[39, 40, 49, 63]	38	Пангани (Pangani)	Индийский океан	[109]
14	Сёмжа	»	[48]	39	Бриде (Breede)	»	[89]
15	Печора	Баренцево море	[38, 56]	40	Амазонка	Атлантический океан	[60]
16	Обь, Таз	Карское море	[10, 51, 53]	41	Ла-Плата	»	[106]
17	Енисей	»	[53]	42	Маккензи	Северный Ледовитый океан	[108]
18	Лена	Море Лаптевых	[9, 59]	43	Фрейзер	Тихий океан	[118]
19	Яна	»	[8]	44	Скагит (Skagit)	»	[122]
20	Амур	Охотское море	[14]	45	Колумбия	»	[86]
21	Карун	Персидский залив	[61]	46	Сан-Франциско	»	[96]
22	Янцзы	Восточно-Китайское море	[81, 94]	47	Святого Лаврентия	Атлантический океан	[101, 102]
23	Цяньтан (Qiantang)	»	[124, 125]	48	Салмон	Залив Фанди, Атлантический океан	[99]
24	Жемчужная река	Южно-Китайское море	[119, 126]	49	Гудзон	»	[112]
25	Хайхэ (Haihe)	Бохайское море	[123]	50	Миссисипи	Мексиканский залив	[98, 105, 120]

ке [103], гидродинамическая модель используется для оценки способа задания горизонтальной турбулентной вязкости, параметров шероховатости и точности батиметрических данных на воспроизведение динамики потока.

Для отдельных групп и типов задач проводились попытки обоснования использования тех или иных инструментов оценки качества моделирования. Например, в статье [77] рассматриваются модели объектов со сложными приливо-отливными течениями в многорукавных устьях рек. Авторы приходят к выводу, что окончательное решение о приемлемости или неприемлемости использования созданной модели для тех или иных задач должно приниматься самим исследователем, однако разработка подходящих критериев оценки может упростить его задачу. В Американском обществе гражданских инженеров (ASCE) разработаны стандарты верификации гидродинамических моделей [116], а в Национальной администрации по океану и атмосфере США (NOAA) – стандарты оценки качества прогнозных и расчетных гидродинамических модельных систем [107], которые могут применяться в том числе и для устьев рек.

## РОССИЙСКИЙ ОПЫТ МОДЕЛИРОВАНИЯ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В УСТЬЯХ РЕК

*Российские численные модели  
второй половины XX в.*

Начиная с 1970-х гг. наряду с физическим моделированием [26] для исследования динамики вод в устьях рек России стали все чаще применяться численные модели. Это направление активно развивалось в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) [33, 51], Институте гидродинамики им. М.А. Лаврентьева Сибирского отделения (ИГ СО) РАН (ранее ИГ СО АН СССР) в Новосибирске [20, 23], институте “Гидропроект им. С.Я. Жука” [42, 45], в Российском государственном гидрометеорологическом университете (РГГМУ, ранее – Ленинградский гидрометеорологический институт – ЛГМУ) [31], в Дальневосточном УГМС [57]. В двумерных моделях часто использовались методические основы численных решений уравнений мелкой воды, изначально разрабатывавшиеся для решения океанологических задач [25, 44].

В результате одномерные и двумерные модели были разработаны для наиболее важных устьевых областей рек Арктического побережья России – Оби [21, 51, 55], Енисея [5, 33], Северной Двины [37], Печоры [56].

Помимо практически ориентированных моделей, разрабатывались модели для абстрактных

схематизированных устьевых областей с целью исследования закономерностей неустановившегося движения и распространения прямых и обратных волн при различных параметрах русла, взморья и самих волн [37].

Примером использования численного моделирования для решения конкретной практической задачи того времени была работа [16], где на основе двуслойной модели мелкой воды рассчитываются ветровые нагоны на устьевых участках рек Преголи и Деймы, исследуется возможность попадания соленой морской воды в водозабор г. Калининграда и предлагается стратегия противодействия этому попусками из Правдинских водохранилищ на р. Лаве.

Определенные итоги данного этапа развития методов математического моделирования были подведены в 1986 г. на V Всесоюзном гидрологическом съезде в ходе работы секции “Устья рек”, в которой приняло участие около 80 человек, и 11 из 30 докладов было посвящено численному моделированию динамики потока в устьевых областях [55]. Результаты многочисленных работ подтвердили, что “аппарат, основанный на решении уравнений Сен-Венана, ... достаточно надежно описывает как процесс прохождения по устьевой области паводочных и половодных волн, так и распространение вверх по дельтовым водоточкам длинных волн приливов и сгонов-нагонов” (Е.П. Котрехов [55], с. 219), при этом “нужны новые, более гибкие, формы концентрации усилий по натурным исследованиям устьевых объектов. Может быть, следует использовать весь парк приборов и судов страны поочередно для каждого объекта” (А.А. Иванова (ААНИИ) [55], с. 225).

В 1990–2000 гг. ввиду ухудшения экономической ситуации в России активность в области разработок численных гидродинамических моделей стала снижаться из-за значительного сокращения финансирования науки. При этом компьютерные мощности и приборная база именно в этот период начали претерпевать существенные изменения – на смену ЭВМ типа БЭСМ и ЕС с перфокартами и магнитными лентами стали приходиться персональные компьютеры, что создало предпосылки для дальнейшего развития российских моделей, таких как INMOM [29], STREAM\_2D и 3D [17], модели ИГ СО РАН [22], и для более широкого применения зарубежных программных комплексов для российских устьевых областей.

### *Численные модели XXI в.*

В последние два десятилетия исследования охватывают широкий спектр устьевых областей России, включая устья северного побережья Европейской части России [2, 4, 34, 38, 39, 40, 41, 48, 49, 50, 63], Сибири [10, 51, 53], устья Невы [15],

Волги [1, 18, 19, 52], Дона [13, 58], Амурского лимана [14] и др.

Значительное количество задач, связанных с исследованиями устьевых областей России, все еще решается на основе одномерного подхода, с использованием как зарубежных программных комплексов (HEC-RAS, MIKE11, SOBEK и др.), так и отечественных разработок. Это связано с наименьшей требовательностью одномерных моделей к данным о рельефе, но существенно ограничивает возможности анализа динамики потока.

В работе [18] показано, при каких условиях на Нижней Волге можно использовать одномерную гидродинамическую модель SOBEK (разработка нидерландской фирмы "Deltares"). Технологический цикл разработки гидродинамической модели дельты р. Волги и Западных подступных ильменей в программном комплексе MIKE 11 и сравнение гидравлических характеристик для естественных условий и в случае строительства подпорных русловых сооружений представлены в [19].

В предыдущих работах авторов настоящего обзора проанализированы особенности и недостатки применения зарубежных программных комплексов MIKE11 и HEC-RAS для приливных рек Беломорского бассейна [41, 48, 50]. В ходе данных исследований впервые по детальным данным натурных измерений с использованием профилографов показана возможность проявления феномена отрицательной турбулентной вязкости и связанного с ним режима гидравлического сопротивления при реверсивном движении водных масс [3, 4], который не учитывается современными программными комплексами.

Из отечественных одномерных моделей наиболее популярна модель ИГ СО РАН [9, 22], ее разработчики сейчас особое внимание уделяют анализу существующих трудностей и поиску новых решений на основе обширного опыта в области математического моделирования нестационарных процессов в системах открытых русел и водоемов.

Из двумерных отечественных моделей наибольшее распространение получила STREAM 2D, последняя версия которой адаптирована для параллельных вычислений на основе новейшего метода численного решения уравнений мелкой воды на неструктурированных треугольно-четырёхугольных сетках с использованием алгоритма приближенного решения задачи о распаде гидродинамического разрыва над скачком дна [7]. Наиболее подробно программно-моделирующий комплекс STREAM 2D CUDA и его приложения описаны в монографии [12].

В работе [15] представлена двумерная гидродинамическая модель Невы от ее истока из Ладожского озера до впадения в Финский залив Балтийского моря. Выполняется расчет распределения

стока по основным рукавам дельты в зависимости от водности реки и нагонных явлений в заливе.

В статье [13] представлена детальная двумерная модель долины Нижнего Дона от Кочетовского гидроузла до Таганрогского залива для определения зон и глубин затопления поймы при пропуске через гидроузел расходов малой обеспеченности, а также влияния стонно-нагонных явлений на режим устьевого участка реки. Результаты расчетов использованы при разработке проекта Багаевского гидроузла.

Разработка двумерной модели устьевой области р. Северная Двина на основе программного комплекса STREAM\_2D по натурным данным, полученным с использованием авторской методики организации полевых работ в устьевой области, послужила основой для ряда статей авторов [39, 49, 63] и использовалась для сценарных расчетов гидродинамики устьевой области и оценки зон затопления. В настоящее время данная модель адаптируется для задач мониторинга опасных процессов в устьевой области Северной Двины [40]. Полученный в устье Северной Двины опыт организации полевых работ под задачи разработки двумерной модели устья крупной реки был применен для устьевой области Печоры [2, 38].

На основе стыковки двумерных гидродинамических моделей приливных устьев рек бассейна Белого и Баренцева моря с моделями формирования стока на их водосборах стала возможной оценка влияния климатических изменений на гидродинамический режим устьевых участков рек Северной Двины, Онеги, Печоры при изменениях климата [38, 49].

В течение последних двух десятилетий большее распространение в России получили и наиболее требовательные к исходным данным, сложные по схематизации трехмерные модели устьевых областей. В начале 2000-х гг. в ААНИИ на базе трехмерной модели РОМ были созданы комплексные модели эстуариев Оби, Таза и Енисея, включающие в себя расчет солёности, ледовых процессов с возможностями учета воздействия на водную поверхность ветра и градиентов давления [53, 54]. Горизонтальные размеры ячеек расчетных сеток в этих моделях составляют 4–5 км, шаг по вертикали — 1 м. Модели откалиброваны и верифицированы на основе экспедиционных данных ААНИИ 1980-х гг. и адаптированы для имитации годового хода полей гидрологических характеристик и устьевых процессов сезонного масштаба в современных условиях.

Прикладные исследования в Обской губе, обусловившие создание ряда моделей данной акватории, в последние годы были связаны с оценкой влияния строительства судоходного канала к пор-

ту Сабетта через бар Обской губы на ее термохалинный режим и экологическое состояние [10, 30].

На основе программных комплексов STREAM\_2D и STREAM\_3D разработаны численные модели Амурского лимана 2D и 3D [14]. На модели 3D продемонстрировано, что плотностная стратификация в мелководном лимане незначительна, и в соответствии с этим расчеты взаимодействия стоковых и приливных течений выполнялись на модели 2D. Моделирование показало, что сток Амура распределяется между северной и южной границами лимана (в сторону Охотского и Японского морей соответственно) в пропорции, близкой к 2 : 1, что хорошо согласуется с натурными данными.

В междисциплинарных работах отечественных исследователей [39, 54] подчеркивается необходимость создания единой автоматизированной системы мониторинга устьевых областей крупных рек России и обозначаются существующие предпосылки и заделы. Ее разработка предлагается на базе комплекса натурных наблюдений и математического моделирования, однако в настоящее время такой системы мониторинга на государственном уровне не существует.

Одним из перспективных направлений развития численных гидродинамических моделей устьевых областей в условиях дефицита натурных данных (главным образом о подводном рельефе) может оказаться решение обратных задач русловой гидравлики [52, 61], когда морфометрические характеристики неизученных участков могут быть восстановлены на основе анализа трансформации там прямых и обратных волн с использованием технологии искусственных нейронных сетей.

## ВЫВОДЫ

Устьевые области рек — одни из самых сложных для моделирования типы водных объектов из-за целого комплекса процессов, происходящих на границе река—море, их разномасштабности, трудности организации полевых исследований в этих районах. В последние два десятилетия возможности компьютерного гидродинамического моделирования значительно возросли в связи с развитием вычислительных ресурсов, специализированных программных комплексов и технологий натурных измерений. Активно развиваются численные модели сложной по морфологии устьевых областей большой протяженности, применяется мультимодельный подход.

Основные направления исследований устьевых областей наиболее крупных и важных рек мира активно поддерживаются российскими учеными и включают в себя разработку методов моделирования, исследование взаимодействия речного стока с нагонами и приливными волнами, моде-

лирование наводнений и других опасных явлений, оценку влияния современных и ожидаемых изменений климата на динамику потока в устьях, мониторинг устьевых процессов, решение разнообразных практических задач. В работах российских авторов подчеркивается необходимость создания единой автоматизированной системы мониторинга устьевых областей крупных рек России на базе комплекса натурных наблюдений и математического моделирования.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Беликов В.В., Крыленко И.Н., Лебедева С.В. Применение двумерных гидродинамических моделей для решения проблем регулирования русла Нижней Волги в условиях дефицита данных гидрологических изысканий // Инженерные изыскания. 2014. № 2. С. 24–34.
2. Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. Приливная динамика вод в дельте Печоры в летнюю межень // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 2022. № 1. С. 167–179.
3. Алабян А.М., Панченко Е.Д. Гидравлическое сопротивление в приливных устьях и феномен “отрицательного трения” в речной гидравлике // Инженерные изыскания. 2017. № 3. С. 24–32.
4. Алабян А.М., Панченко Е.Д., Алексеева А.А. Особенности динамики вод в приливных устьях малых рек бассейна Белого моря // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2018. № 4. С. 39–48.
5. Алабян А.М., Сидорчук А.Ю. Метод расчета перестроения русел рек, разветвленных на рукава при изменении гидрологического режима // Метеорология и гидрология. 1987. № 10. С. 82–87.
6. Алексюк А.И., Беликов В.В. Моделирование течений мелкой воды с областями обмеления и разрывами дна // Журн. вычисл. математики и мат. физики. 2017. Т. 57. № 2. С. 316–338.
7. Алексюк А.И., Беликов В.В. Программный комплекс STREAM 2D CUDA для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках с использованием технологии CUDA (на графических процессорах NVIDIA). Свид. о регистрации прав на ПО № 2017660266. 2017.
8. Алешкин С.А., Бабич Д.Б., Михайлов В.Н. Математическая модель распределения расходов воды по рукавам дельты реки Яны // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5, География. 2002. № 5. С. 43–49.
9. Антипова Е.А., Крылова А.И. Численное моделирование речного стока в дельте реки Лены // Сб. докл. Международ. науч. конф. памяти Ю.Б. Виноградова “Грани гидрологии”: Спб., 2018. С. 57–61.
10. Архипов Б.В., Алабян А.М., Дмитриева А.А., Солбаков В.В., Шапочкин Д.А. Моделирование влияния морского канала к порту Сабетта на гидродинамический режим и соленость Обской губы // Геоиск. 2018. 12 (1). С. 46–58.

11. *Байдин С.С.* Приближенные способы расчета распределения расходов по рукавам дельты // Тр. ГОИН. 1959. Вып. 45. С. 63–72.
12. *Беликов В.В., Алексюк А.И.* Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики. М.: Москва, 2020. 346 с.
13. *Беликов В.В., Борисова Н.М., Алексюк А.И., Румянцев А.Б., Глотко А.В., Шурухин Л.А.* Гидравлическое обоснование проекта Багаевского гидроузла с применением численного гидродинамического моделирования // Гидротех. стр.-во. 2018. № 5. С. 19–35.
14. *Беликов В.В., Борисова Н.М., Румянцев А.Б., Бугаец А.Н.* Численная гидродинамическая модель стоково-приливных течений в Амурском лимане // Сб. науч. труд. Всерос. науч. конф. “Водные ресурсы: новые вызовы и пути решения”. Новочеркасск: Лик, 2017. С. 480–485.
15. *Беликов В.В., Зайцев А.А., Зернов А.В. и др.* Гидродинамическая модель Невы // Тр. междунар. науч.-практ. конф. “Безопасность речных судоходных гидротехнических сооружений”: Спб., 2008. № 1. С. 155–174.
16. *Беликов В.В., Милитеев А.Н.* Численная модель морских нагонов в приустьевых участках рек // Науч. тр. КаГУ. Калининград, 1993. С. 15–23.
17. *Беликов В.В., Румянцев А.Б., Кочетков В.В.* Программный комплекс для расчета гидротермических режимов и переноса загрязнений в водотоках, водоемах и на шельфе (STREAM\_3D). Свид. об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014612186. М., 2014.
18. *Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Шаталова К.Ю.* Компьютерная гидродинамическая модель Нижней Волги // Водн. ресурсы. 2014. Т. 41. № 1. С. 10–23.
19. *Бубер А.А., Бородычев В.В., Талызов А.А.* Разработка гидродинамической модели дельты реки Волги и западных подступных ильменей // Изв. Нижневолжского агроуниверситетского комплекса: наука и высшее профессиональное образование. 2017. № 2 (46). С. 271–284.
20. *Васильев О.Ф., Шугрин С.М., Притвиц Н.А., Атавин А.А., Гладышев М.Т., Воеводин А.Ф.* Применение современных численных методов и цифровых ЭВМ для решения задач гидравлики открытых русел // Гидротех. стр.-во. 1965. № 8. С. 44–48.
21. *Виноградова Т.А.* Анализ взаимодействия волн половодья с колебаниями уровня моря на закрытых устьевых взморьях сибирских рек // Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. 1990. Т. 9. С. 150–157.
22. *Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С.* Об использовании комбинированных математических моделей для исследования нестационарных процессов в системах открытых русел и водоемов // Сб. тез. междунар. науч.-практ. конф. “Вторые Виноградские Чтения. Искусство гидрологии” памяти Ю.Б. Виноградова. СПб., 2015. С. 283–284.
23. *Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С., Овчарова А.С.* Численные методы решения задачи о неустановившемся движении воды на устьевых участках рек // Тр. ААНИИ. 1983. Т. 378. С. 23–34.
24. *Войнович П.А.* К вопросу о распределении расхода по разветвлениям открытого русла // Изв. НИИ гидротехники. 1932. Т. 5. С. 73–105.
25. *Вольцингер Н.Е., Пяковский Р.В.* Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 207 с.
26. *Гиляров Н.П., Иванов В.В.* Исследование на моделях режима уровней и течений устьев рек в зоне влияния моря // Тр. ААНИИ. 1963. Т. 254. Вып. 2. С. 155–162.
27. *Гришанин К.В.* Гидравлический расчет элементов водного режима в дельтах рек арктической зоны // Тр. ААНИИ. 1967. Т. 278. С. 5–21.
28. *Грушевский М.С.* Использование электронной цифровой машины для расчетов неустановившегося движения воды в призматическом русле // Тр. ГГИ. 1962. Вып. 94.
29. *Дианский Н.А., Гусев А.В., Володин Е.М., Залесный В.Б., Баено А.В.* Программа для воспроизведения циркуляции Мирового океана и ее климатической изменчивости // Свид. об официальной регистрации прав на ПО № 2015612275. 2015.
30. *Дианский Н.А., Фомин В.В., Грузинов В.М., Кабатченко И.М., Литвиненко Г.И.* Оценка влияния подходящего канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования // Арктика: экология и экономика. 2015. № 3 (19). С. 18–29.
31. *Доронин Ю.П., Лукьянов С.В.* Математическое моделирование взаимодействия морской и речной воды на устьевом взморье с помощью двухслойной модели // Метеорология и гидрология. 1994. № 10. С. 70–77.
32. *Иванов В.В.* Гидравлический метод расчета перераспределения стока в дельтах рек (под влиянием водохозяйственных мероприятий) // Тр. II Всесоюз. гидрол. съезда. 1975. Т. 5. С. 388–398.
33. *Иванов В.В., Котрехов Е.П.* Опыт численного моделирования неустановившегося движения в многоорукавной дельте реки // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 314. С. 16–35.
34. *Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е.* Численная гидродинамическая модель приливных явлений в губе Кереть (Кандалакшский залив, Белое море) // Изв. РГО. 2015. Т. 147. № 2. С. 22–37.
35. *Иванов В.В.* Метод гидравлического расчета элементов водного режима в дельтах рек // Тр. ААНИИ. 1968. Т. 283. С. 30–63.
36. *Калинин Г.П., Кучмент Л.С.* О численных методах решения уравнений Сен-Венана для расчета неустановившегося движения воды в реках // Метеорология и гидрология. 1963. Вып. 6.
37. *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.
38. *Крыленко И.Н., Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.* Двумерная гидродинамическая модель устьевой области реки Печоры // Тр. X Междунар. науч.-

- практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)”. 2021. Т. 1. С. 321–324.
39. Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование // Геориск. 2015. № 1. С. 18–25.
  40. Лебедева С.В., Одоев Л.С. Роль ледовых явлений в динамике потоков на придельтовом участке Северной Двины // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2020. Т. 2. № 4. С. 330–346. <https://doi.org/10.34753/HS.2020.2.4.330>
  41. Лебедева С.В., Панченко Е.Д., Аракельянц А.Д. Возможности и ограничения одномерной и двумерной профильной гидродинамических моделей при расчете распространения осолоненных вод в приливных устьевых областях // Сб. докл. международ. науч. конф. памяти Ю.Б. Виноградова “Третьи Виноградские Чтения. Грани гидрологии”. 2018. С. 754–759.
  42. Ляхтер В.М., Милитеев А.Н. Гидравлические исследования численными методами // Вод. ресурсы. 1981. № 3. С. 60–79.
  43. Мак-Дуэлл Д.М., О’Коннор Б.А. Гидравлика приливных устьев рек. М.: Энергоатомиздат, 1983. 312 с.
  44. Марчук Г.И. Математическое моделирование в проблеме окружающей среды // М.: Наука, 1982. 320 с.
  45. Милитеев А.Н., Соколов Б.И., Школьников С.Я. Математическое моделирование течений на устьевых взморьях непривливаемых морей с учетом реальных гидрометеорологических условий // Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 9. 1990. С. 174–181.
  46. Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в непривливаемых устьях рек. М.: Гидрометеоздат, 1971. 260 с.
  47. Мордухай-Болтовский А.И. Приближенный расчет распределения расходов по рукавам методом повторения // Метеорология и гидрология. 1952. № 6. С. 39–41.
  48. Панченко Е.Д. Моделирование гидродинамических процессов в приливном эстуарии малой реки // Эрозионные, русловые и устьевые процессы (исследования молодых ученых университетов). Сб. стат. по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. 2016. С. 191–197.
  49. Панченко Е.Д., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Лебедева С.В. Моделирование гидродинамических процессов в устьях рек Онеги и Северной Двины при различных сценариях климатических изменений // Тр. IX Международ. науч.-практ. конф. “Морские исследования и образование (MARESEDU-2020)”. 2020. Т. 2. С. 72–75.
  50. Панченко Е.Д., Льюменс М., Лебедева С.В. Моделирование гидродинамических процессов в приливном устье реки Онеги // Сб. докл. международ. науч. конф. памяти Ю.Б. Виноградова “Четвертые Виноградские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению”. 2020. С. 135–140.
  51. Пискун А.А. Численное моделирование динамики вод в дельте Оби при сгонах–нагонах // Вод. ресурсы. 1987. № 5. С. 129–135.
  52. Романов А.В., Скрибцов П.В., Червоненкис М.А. Решение обратных задач русловой гидравлики с использованием нелинейных математических моделей // Тр. Гидрометцентра РФ. 2013. Вып. 349. С. 142–160.
  53. Третьяков М.В. К моделированию гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 67–74.
  54. Третьяков М.В., Иванов В.В. Состояние и проблемы развития технологий оценки и прогнозирования интрузии морских вод // Тр. ГОИН. 2013. Вып. 214. С. 200–212.
  55. Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 9. Устья рек. Л.: Гидрометеоздат, 1990.
  56. Урнышев А.П. Трансформация приливной волны в устье реки Печоры // Новые научные методики. Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1989. 20 с.
  57. Черепок А.А., Бирюков А.А., Бережной В.Т., Любичкий Ю.В. Численное моделирование уровня воды в приливной устьевой области Амура // Тр. V Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 9. Устья рек. 1990. С. 201–206.
  58. Чикин А.Л., Клещенков А.В., Чикина Л.Г. Один из подходов к численному исследованию гидрологии дельтовой области Дона // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 5. С. 492–499.
  59. Шлычков В.А., Крылова А.И. Численная модель плотностных течений в устьевых областях сибирских рек // Сиб. журн. вычислит. математики. 2014. Т. 17. № 3. С. 305–313.
  60. Abreu C.H.M., Barros M.L.C., Brito D.C., Teixeira M.R., Cunha A.C. Hydrodynamic Modeling and Simulation of Water Residence Time in the Estuary of the Lower Amazon River // Water. 2020. V. 12 (3). 660. <https://doi.org/10.3390/w12030660>
  61. Adib A., Nasiriyani M. Evaluation of fluvial flow effects on tidal characteristics of tidal rivers by artificial neural networks and genetic algorithm // Int. J. Water. 2016. V. 10 (1). P. 13–27. <https://doi.org/10.1504/IJW.2016.073739>
  62. Ahmed A.S.M. Numerical model as a tool to investigate coastal problems in Egypt // Tenth Int. Water Technol. Conf. 2006.
  63. Alabyan A.M., Lebedeva S.V. Flow dynamics in large tidal delta of the Northern Dvina River: 2D simulation // J. Hydroinformatics. 2018. V. 20. № 4. P. 798–814. <https://doi.org/10.2166/hydro.2018.051>
  64. Anh D.T., Hoang L.P., Bui M.D., Rutschmann P. Simulating Future Flows and Salinity Intrusion Using Combined One- and Two-Dimensional Hydrodynamic Modelling—The Case of Hau River, Vietnamese Mekong Delta // Water. 2018. V. 10 (7). 897. <https://doi.org/10.3390/w10070897>
  65. Balachandran K.K., Reddy G.S., Revichandran C., Srinivas K., Vijayan P.R., Thottam T.J. Modelling of tidal hydrodynamics for a tropical ecosystem with implications for pollutant dispersion (Cochin Estuary, Southwest India) // Ocean Dynamics. 2008. V. 58. P. 259–

273.  
<https://doi.org/10.1007/s10236-008-0153-6>
66. Barros M.L.C., Sena M., Mesquita A., Blanco C., Secretan Y. A water flow pattern analysis of Guajará Bay: Amazon Estuary – Brazil // J. Brazilian Society Mechanical Sci. Engineering. 2011. V. 33 (1). P. 79–85.  
<https://doi.org/10.1590/S1678-58782011000100012>
67. Bars Y.L., Vallaeyts V., Deleersnijder É. et al. Unstructured-mesh modeling of the Congo river to-sea continuum // Ocean Dynamics. 2016. V. 66. P. 589–603.  
<https://doi.org/10.1007/s10236-016-0939-x>
68. Brunner G.W. CEIWR-HEC. HEC-RAS River Analysis System User's Manual. Version 5.0. 2016. 960 p.
69. de Brye B., de Brauwere A., Gourgue O., Kärnä T., Lambrechts J., Comblen R., Deleersnijder E. A finite-element, multi-scale model of the Scheldt tributaries, river, estuary and ROFI // Coastal Engineering. 2010. V. 57 (9). P. 850–863.  
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.04.001>
70. de Brye B., Schellen S., Sassi M. et al. Preliminary results of a finite-element, multi-scale model of the Mahakam Delta (Indonesia) // Ocean Dynamics. 2011. V. 61. P. 1107–1120.  
<https://doi.org/10.1007/s10236-011-0410-y>
71. Delft Hydraulics. “Delft3D-FLOW User Manual Version 3.14”. Delft, 2007.
72. Dike C.C., Agunwamba J.C. A study on the effects of tide on sedimentation in estuaries of the Niger delta, Nigeria // J. Urban and Environ. Engineering. 2012. V. 6 (2). P. 86–93.
73. Du J., Shen J., Zhang Y.J., Ye F., Liu Z., Wang Z. et al. Tidal Response to Sea-Level Rise in Different Types of Estuaries: The Importance of Length, Bathymetry, and Geometry // Geophys. Res. Lett. 2017. V. 45 (1).  
<https://doi.org/10.1002/2017GL075963>
74. Dunn R.J.K., Zigic S., Burling M., Lin H.-H. Hydrodynamic and Sediment Modelling within a Macro Tidal Estuary: Port Curtis Estuary, Australia // J. Mar. Sci. and Engineering. 2015. V. 3. P. 720–744.  
<https://doi.org/10.3390/jmse3030720>
75. Funahashi T., Kasai A., Ueno M., Yamashita Y. Effects of short time variation in the river discharge on the salt wedge intrusion in the Yura Estuary, Japan // J. Water Resour. Protection. 2013. V. 5. P. 343–348.  
<https://doi.org/10.4236/jwarp.2013.53A035>
76. Gifford-Miears C., Leon A.S. TELEMAC-2D tutorial Version: V6P3. The School of Civil and Construction Engineering. Oregon State Univ. 2014.
77. Gunn K., Stock-Williams C. On validating numerical hydrodynamic models of complex tidal flow // Int. J. Mar. Energy. 2013. № 3. P. e82–e97.
78. Horritt M.S., Bates P.D. Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation // J. Hydrol. 2002. V. 268. P. 87–99.
79. Howarth J., Palmer M. The Liverpool Bay Coastal Observatory // Ocean Dynamics. 2011. V. 61 (11). P. 1917–1926.
80. <https://www.mikepoweredbydhi.com/references>
81. Hu K., Ding P., Wang Z., Yang S. A 2D/3D hydrodynamic and sediment transport model for the Yangtze Estuary, China // J. Mar. Systems. 2009. V. 77. P. 114–136.  
<https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.11.014>
82. Iglesias I., Avilez-Valente P., Bio A., Bastos L. Modelling the Main Hydrodynamic Patterns in Shallow Water Estuaries: The Minho Case Study // Water. 2019. V. 11 (5). 1040.  
<https://doi.org/10.3390/w11051040>
83. Isaacson E., Stoker J., Troesh A. Numerical solution of flood prediction and river regulation problems // Rep. III. New York Univ. 1956.
84. Jiang A.W., Ranasinghe R., Cowell P. Contemporary hydrodynamics and morphological change of a microtidal estuary: a numerical modelling study // Ocean Dynamics. 2013. V. 63 (1). P. 21–41.  
<https://doi.org/10.1007/s10236-012-0583-z>
85. Jouanneau N., Sentichev A., Dumas F. Numerical modelling of circulation and dispersion processes in Boulogne-sur-Mer harbour (Eastern English Channel): Sensitivity to physical forcing and harbour design // Deutsche Hydrographische Zeitschrift. 2013. 63 (11–12). P. 1321–1340.  
<https://doi.org/10.1007/s10236-013-0659-4>
86. Kärnä T., Baptistaa A.M., Lopez J.E., Turnera P.J., McNeill C., Sanfordba T.B. Numerical modeling of circulation in high-energy estuaries: A Columbia River estuary benchmark // Ocean Modelling. 2015. V. 88. P. 54–71. doi.org/  
<https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.01.001>
87. Khojasteh D., Chen S., Felder S., Heimhuber V., Glamore W. Estuarine tidal range dynamics under rising sea levels // PLoS ONE. 2021. V. 16 (9). e0257538.  
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0257538>
88. Krvavica N., Travaš V., Ožanic N. Salt-Wedge Response to Variable River Flow and Sea-Level Rise in the Microtidal Rječina River Estuary, Croatia // J. Coastal Res. 2017. V. 33 (4). P. 802–814.  
<https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-16-00053.1>
89. Kupfer S., Santamaria-Aguilar S., van Niekerk L., Lück-Voge M., Vafeidis A.T. Investigating the interaction of waves and river discharge during compound flooding at Breede Estuary, South Africa // Natural Hazards Earth System Sci. 2021.  
<https://doi.org/10.5194/nhess-2021-220>
90. Leupi C., Altinakar M.S., Deville M. Numerical modeling of cohesive sediments dynamics in estuaries: Part I-description of the model and simulations in the Po River Estuary // Int. J. Numerical Methods in Fluids. 2008. V. 57. P. 237–263.  
<https://doi.org/10.1002/flid.1622>
91. Leuven J.R.F.W., Pierik H.J., van der Vegt M., Bouma T.J., Kleinhans M.G. Sea-level-rise-induced threats depend on the size of tide-influenced estuaries worldwide // Nature Climate Change. 2019. V. 9 (12).  
<https://doi.org/10.1038/s41558-019-0608-4>
92. Lévassieur A., Shi L., Wells C.N., Purdie D.A., Kelly-Gerrey B.A. A three-dimensional hydrodynamic model of estuarine circulation with an application to Southampton water, UK // Estuarine Coastal Shelf Sci. 2007. V. 73. P. 753–767.
93. Liu X., Lim S. Flood inundation modelling for mid-lower Brisbane estuary // River Res. Applications. 2016.  
<https://doi.org/10.1002/rra.3078>

94. *Lu S., Tong C., Lee D.-Y., Zheng J., Shen J., Zhang W., Yan Y.* Propagation of tidal waves up in Yangtze Estuary during the dry season // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2015. V. 120 (9). P. 6445–6473.  
<https://doi.org/10.1002/2014JC010414>
95. *Lyddon C., Brown J.M., Leonardi N., Plater A.J.* Flood Hazard Assessment for a Hyper-Tidal Estuary as a Function of Tide-Surge-Morphology Interaction // *Estuaries and Coasts*. 2018. V. 41. P. 1565–1586.  
<https://doi.org/10.1007/s12237-018-0384-9>
96. *MacWilliams M.L., Bever A.J., Gross E.S., Keteftian G.S., Kimmerer W.J.* Three-Dimensional Modeling of Hydrodynamics and Salinity in the San Francisco Estuary: An Evaluation of Model Accuracy, X2, and the Low-Salinity Zone // *San Francisco Estuary Watershed Sci*. 2015. V. 13 (1).  
<https://doi.org/10.15447/sfews.2015v13iss1art2>
97. *Marion J.A.D.* Final model tests of proposed channel improvements in the Fraser River at New Westminster // *National Res. Council Canada. Rep. No. MH-18*. 1949.
98. *Martyr R.C., Dietrich J.C., Westerink J.J., Kerr P.C.* Simulating Hurricane Storm Surge in the Lower Mississippi River under Varying Flow Conditions // *J. Hydraulic Engineering*. 2012. V. 139 (5). P. 492–501.  
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0000699](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000699)
99. *Marvin J.T., Wilson A.T.* One Dimensional, Two Dimensional and Three Dimensional Hydrodynamic Modeling of a Dyked Coastal River in the Bay of Fundy // *J. Water Management Modeling*. 2016. V. 25. C404.  
<https://doi.org/10.14796/JWMM.C404>
100. *Masria A., Abdelaziz K.* Environmentally-Friendly Proposals for Coastal Stability at Rosetta Promontory, Nile Delta // *J. Marine Sci. Res. Dev*. 2017. V. 7. P. 227.  
<https://doi.org/10.4172/2155-9910.1000227>
101. *Matte P., Secretan Y., Morin J.* Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. I: Model Setup, Calibration, and Validation // *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Engineering*. 2017. V. 143 (5).  
[https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000397](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000397)
102. *Matte P., Secretan Y., Morin J.* Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. II: Reproduction of Spatial and Temporal Patterns // *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Engineering*. 2017. V. 143 (5).  
[https://doi.org/10.1061/\(asce\)ww.1943-5460.0000394](https://doi.org/10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000394)
103. *McAlpin T.O., Savant G., Brown G.L., Smith S.J., Chapman R.S.* Hydrodynamics of Knik Arm: Modeling Study // *J. Waterway, Port, Coastal, Ocean Engineering*. 2013. V. 139. № 3. P. 232–245.
104. *Mellor G.L.* Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. 2002. 42 p.
105. *Meslehe E.A., Georgiou I., Allison M.A., McCorquodale J.A.* Numerical modeling of hydrodynamics and sediment transport in lower Mississippi at a proposed delta building diversion // *J. Hydrol*. 2012. V. 472–473. P. 340–354.  
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.09.043>
106. *Moreira D., Sionato C.G.* Modeling the Suspended Sediment Transport in a Very Wide, Shallow, and Microtidal Estuary, the Río de la Plata, Argentina // *J. Advances Modelling Earth Systems*. 2019. V. 11 (10). P. 3284–3304.  
<https://doi.org/10.1029/2018MS001605>
107. NOS standards for evaluating operational nowcast and forecast hydrodynamic model systems // US Department of Commerce, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service, Office of Coast Survey, Coast Survey Development Laboratory. Silver Spring, 2003.
108. *Omstedt A., Carmack E.C., Macdonald R.W.* Modeling the seasonal cycle of salinity in the Mackenzie shelf/estuary // *J. Geophys. Res. Oceans*. 1994. V. 99 (C5). P. 10011–10021.  
<https://doi.org/10.1029/94JC00201>
109. *Pamba S., Shaghude Y.W., Muzuka A.N.N.* Hydrodynamic Modelling on Transport, Dispersion and Deposition of Suspended Particulate Matter in Pangani Estuary, Tanzania // *Estuaries: A Lifeline of Ecosystem Services in the Western Indian Ocean, Estuaries of the World*. 2016.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-319-25370-1\\_9](https://doi.org/10.1007/978-3-319-25370-1_9)
110. *Plancke Y., Stark J., Meire D., Schrijver M.* Complex Flow Patterns in the Scheldt Estuary: Field Measurements and Validation of a Hydrodynamic Model // *J. Hydraulic Engineering*. 2020. V. 146 (7).  
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HY.1943-7900.0001737](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0001737)
111. *Preissmann A., Cunge J.A.* Calcul du mascaret sur machine électronique // *Intumescences Societe Hydrotechnique de France*. 1961. № 5. P. 588–596.
112. *Ralston D.K., Geyer W.R., Lerczak J.A.* Subtidal salinity and velocity in the Hudson River Estuary: Observations and modelling // *J. Phys. Oceanogr*. 2008. V. 38. P. 753–770.  
<https://doi.org/10.1175/2007JPO3808.1>
113. *Rao Y.R.* Modelling of Circulation and Salinity in a Tidal Estuary // *J. Coastal Res*. 2005. V. 42. P. 363–369.
114. *Saint-Venant A.J.-C.B.* Théorie du mouvement non-permanent des eaux avec application aux crues des rivières et à l'introduction des marées dans leur lit // *Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris*. 1871. V. 73. P. 148–154, 237–240.
115. *Shaha D.C., Cho Y.-K., Kim T.-W.* Effects of river discharge and tide driven sea level variation on saltwater intrusion in Sumjin River estuary: An application of finite-volume coastal ocean model // *J. Coastal Res*. 2013. V. 29 (2). P. 460–470.  
<https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00135.1>
116. Standard for Verification and Validation in Computational Fluids and Heat Transfer // *The Am. Soc. Mechanical Engineers. ASME V&V 20-2009*. N. Y., 2009.
117. *Takagi H., Quan N.H., Anh L.T., Thao N.D., Dang Tri V.P., Anh T.* Practical modelling of tidal propagation under fluvial interaction in the Mekong delta // *Int. J. River Basin Management*. 2019. V. 17. P. 377–387.  
<https://doi.org/10.1080/15715124.2019.1576697>
118. *Tsz Yeung Leung A., Stronach J., Matthieu J.* Modelling Behaviour of the Salt Wedge in the Fraser River and Its Relationship with Climate and Man-Made Changes // *J. Mar. Sci. Engineering*. 2018. V. 6 (4). P. 130.  
<https://doi.org/10.3390/jmse60401300>

119. *Twigt D.J., De Goede E.D., Zijl F., Schwanenberg D., Chiu A.Y.W.* Coupled 1D–3D hydrodynamic modelling, with application to the Pearl River Delta // *Ocean Dynamics*. 2009. V. 59 (6). P. 1077–1093.
120. *Wang H., Chen Q., Hu K. et al.* A Modeling Study of the Impacts of Mississippi River Diversion and Sea-Level Rise on Water Quality of a Deltaic Estuary // *Estuaries and Coasts*. 2017. V. 40. P. 1028–1054. <https://doi.org/10.1007/s12237-016-0197-7>
121. *Xiao Z., Wang X.H., Roughan M., Harrison D.* Numerical modelling of the Sydney Harbour Estuary, New South Wales: Lateral circulation and asymmetric vertical mixing // *Estuarine, Coastal Shelf Sci.* 2019. V. 217. P. 132–147. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.11.004>
122. *Yang Z.Q., Khangaonkar T.* Modeling tidal circulation and stratification in Skagit River estuary using an unstructured grid ocean model // *Ocean Modelling*. 2009. V. 28. P. 34–49. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2008.07.004>
123. *Yuchuan B., Zhaoyin W., Huanting S.* Three-dimensional modelling of sediment transport and the effects of dredging in the Haihe Estuary // *Estuarine, Coastal Shelf Sci.* 2003. V. 56 (1). P. 175–186. [https://doi.org/10.1016/S0272-7714\(02\)00155-5](https://doi.org/10.1016/S0272-7714(02)00155-5)
124. *Zhang J., Wang R., Guo Y. et al.* Modelling study of hydrodynamics in a macro tidal estuary // *Maritime Engineering*. 2019. V. 172 (2). P. 34–44. <https://doi.org/10.1680/jmaen.2018.21>
125. *Zhang X., Bao W., Qu S., Yu Z.* One-dimensional hydrodynamic model accounting for tidal effect // *Hydrol. Res.* 2012. V. 43. (1–2). P. 113–122. <https://doi.org/10.2166/nh.2011.114>
126. *Zheng P., Li M., Wang C. et al.* Tide-Surge Interaction in the Pearl River Estuary: A Case Study of Typhoon Hato // *Frontiers Mar. Sci.* 2019. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00236>

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 551.24:(551.461.2+556.54)

**КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ – КЛЮЧЕВОЙ ФАКТОР  
ДЕЛЬТОФОРМИРОВАНИЯ**© 2022 г. Д. Ю. Большианов<sup>а</sup>, \*, А. С. Макаров<sup>а</sup><sup>а</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, 199397 Россия

\*e-mail: bolshiyarov@aari.ru

Поступила в редакцию 23.11.2021 г.

После доработки 23.11.2021 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

На основе изучения геологического и геоморфологического строения устьевых областей рек Оби, Пясины, Хатанги, Лены предлагается модель развития дельт в результате колебаний уровня приемного водоема – Северного Ледовитого океана. Доказано, что современный облик дельт сложился именно в результате изменений базиса эрозии в многолетнем плане, а на основе изучения органо-минеральных отложений (специфических осадков, накапливающихся при морских трансгрессиях) предложен метод выявления эпизодов высокого стояния уровня палеоводоемов.

*Ключевые слова:* дельты Оби, Пясины, Хатанги, Лены, колебания уровня моря, органо-минеральные отложения, слоенка.

DOI: 10.31857/S0321059622050030

Исследователи устьевых областей рек давно понимают, что “Вековые и многолетние изменения уровня океана, морей и озер – важнейший фактор, влияющий на эволюцию дельт” [15]. Эпохи в развитии рек связаны с крупномасштабными трансгрессиями и регрессиями Мирового океана [16]. Последние оказывают воздействия на все звенья гидрографической сети [14]. В полном согласии с этими основополагающими закономерностями развития рек и рельефа их водосборных бассейнов при изучении любой речной дельты российской Арктики приходится убеждаться в том, что история и эволюция устьевых областей не закончилась 5–6 тыс. лет назад (л. н.), когда большинством исследователей постулируются стабилизация уровня Мирового океана около его современного положения [7, 18] и неизменность положения устьевых областей рек в течение последних тысячелетий и столетий. В представленных результатах исследований некоторых устьевых областей рек российской Арктики выдвигается положение о многократных и значимых колебаниях уровня приемного водоема – Северного Ледовитого океана в течение последних сотен и тысяч лет, запечатленных в геоморфологическом, геологическом и криолитологическом строении дельт. Описывается новый признак–критерий строения дельт (специфические органо-минеральные отложения), наличие которого может с высокой долей вероятности свидетель-

ствовать об этапах высокого стояния уровня моря и подпора стока рек на некоторых этапах осадочения эстуарно-морских отложений.

Рассматриваемые в статье дельты рек Оби, Пясины, Хатанги, Лены изучались в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте длительное время: Оби – в 1977–1983 гг., Пясины и Нижней Таймыры – в 1985–1987 гг., Хатанги и Анабара – в 1987–1990 гг., Лены – с 1998 г. по настоящее время. Исследовались геоморфологическое строение дельт, гидрография, гидрологические процессы, геологическое и криолитологическое строение устьевых областей. Большой объем фактического материала доступен лишь по немногочисленным публикациям. Только по комплексному исследованию дельты р. Лены удалось опубликовать монографию [6]. В данной статье обобщение полученного материала привело к ожидаемому выводу о том, что все вышеупомянутые дельты развиваются под влиянием одной самой главной причины – колебаний базиса эрозии, т. е. уровня Северного Ледовитого океана с небольшими особенностями, вызванными геологическим и геоморфологическим строением береговой зоны и взморья. Все эти дельты, в том числе и дельта р. Лены, – дельты выполнения эстуариев и заливов с продвижением конусов выноса вдоль долин на сотни километров в результате подъема или отступления уровня моря в голоцене и даже на протяжении последних сотен лет.

В подтверждение этого положения в статье приведены геоморфологические карты нескольких дельт арктических рек, на которых выявляются общие закономерности, свидетельствующие о колебательном характере изменений уровня Северного Ледовитого океана на протяжении сотен и тысяч лет. Наиболее подробно рассмотрены дельта р. Пясины и эстуарий р. Хатанги, в которых получены доказательства изменений уровня приемного бассейна, определивших развитие устьевых областей рек.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основной метод исследований – геоморфологическая съемка и изучение геологического строения надводных частей дельт рек. В результате съемки определены поверхности пойм и террас, а также слагающие их разновозрастные отложения. Определение возраста пойм и террас различной высоты приводит к выводам об истории развития дельт, пониманию этапности и периодичности заполнения эстуариев, последующих процессов размыва накопившихся толщ отложений и нового их образования. Высота поверхностей – очень важный параметр, она определялась всеми доступными методами: по топографическим картам, эклиметрованием, нивелированием. Возраст отложений, слагающих поймы и террасы, определялся радиоуглеродным датированием органических остатков, залегающих в отложениях. Относительный возраст пойм и террас определялся по развитости мерзлотных форм рельефа – полигонов, бугров пучения. Об относительном возрасте молодых поверхностей пойм также может свидетельствовать степень развитости на них растительного покрова. Состав отложений дельт позволяет различать русловые фации аллювия, широко распространенные в дельтах эстуарно-морские осадки, часто представленные значительными скоплениями органо-минеральных отложений. Спорово-пыльцевой анализ отложений, слагающих дельты, также может свидетельствовать о смене обстановок осадконакопления. Таким образом, геоморфологический анализ дельтовых равнин с одновременным изучением криолитологических особенностей отложений, их датированием и определением условий осадконакопления позволили предположить основные закономерности развития дельт изученных рек. Радиоуглеродный и спорово-пыльцевой анализ проведен в Лаборатории геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана им. Кёппена СПбГУ (Лаборатории геохронологии Научно-исследовательского института географии Санкт-Петербургского государственного университета во время проведения анализов).

## ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И ОБСУЖДЕНИЕ

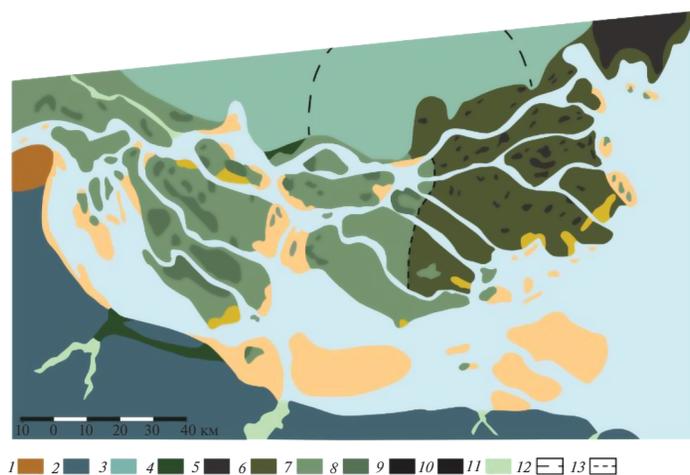
### *Дельта р. Оби*

Дельта р. Оби (рис. 1) представляет собой массив островов, сосредоточенный, главным образом, в северной половине отрезка долины по широте и разделенный серией рукавов и притоков. В дельте насчитывается свыше 70 островов площадью от 0.6 до 169 км<sup>2</sup>. Острова низкие. Высокая пойма (–5 м) имеет возраст 2600–800 радиоуглеродных лет. Все остальные поверхности пойм формировались 600 лет до настоящего времени [13]. Молодость поверхностей и их малая высота свидетельствуют о значительных скоростях миграции дельты вдоль эстуария Обской губы даже при небольших колебаниях уровня моря. О колебательных движениях дельты в плане свидетельствует наличие самой высокой поверхности древней поймы в восточной части дельты. Там эстуарно-дельтовое осадконакопление происходило 1500–900 л. н. при высоком стоянии уровня моря и полностью прекратилось ~800 л. н. в результате его понижения. Наличие более древних останков одновысотных поверхностей в мористых частях дельт – очень показательный фактор, доказывающий не простое длительное наращивание дельт в направлении от первого узла разветвления в сторону моря, а обратные соотношения роста дельт, вызванные колебательным характером вертикальных движений базиса эрозии [12].

### *Дельта р. Пясины*

За дельту р. Пясины принята часть ее устьевой области от приверха о. Шайтан и м. Слудского (638-й км от устья р. Дудыпты по схеме судового хода) до границы устьевого бара (рис. 2). Этот отрезок равен 100 км по главному руслу реки. Ширина дельты достигает 35 км в средней части и 30 км в районе бара. Площадь дельты в принятых границах составляет 2635 км<sup>2</sup>. По орогидрографическим признакам в ней выделяются 3 района (рис. 2): 1 – район внутренней дельты (площадь 533 км<sup>2</sup>), характеризующаяся высокими пойменными поверхностями, разделенными широкими рукавами; 2 – район пойменного массива в восточной части дельты площадью 1415 км<sup>2</sup>; 3 – район внешней дельты выдвигания площадью 687 км<sup>2</sup>.

Острова дельты состоят из разновысотных и разновозрастных пойм. Наиболее низкая поверхность, находящаяся в подводном состоянии во время половодья, а на морском крае дельты и во время приливов, имеет наивысшие отметки до 1 м над меженивым уровнем реки. Эта поверхность побочной в районе 1 или осушки в районе бара ограничивает сверху геологические тела, слагаемые песчаным материалом, иногда с включения-

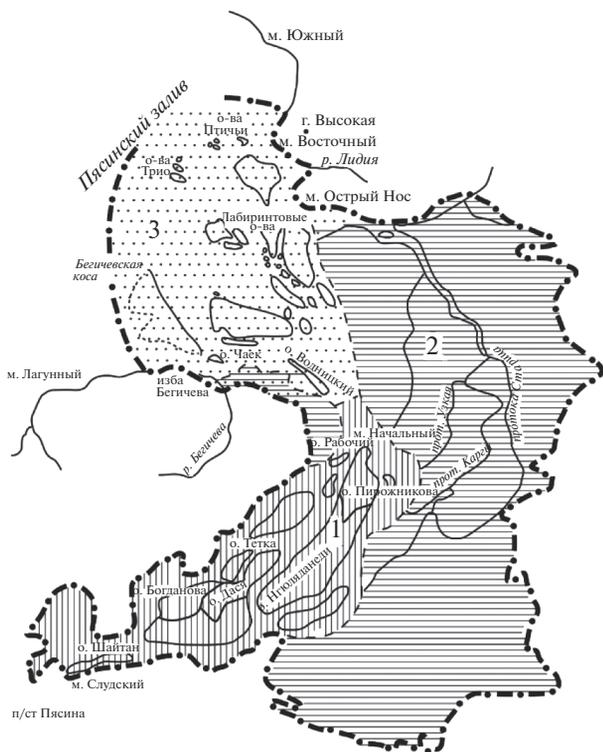


**Рис. 1.** Геоморфологическая карта дельты р. Оби. 1 – высокие террасы р. Оби, эродированные талыми водами пассивного ледника [2] сартанского возраста; 2 – лагунно-морские террасы докаргинского возраста на высотах 50–60 м; 3 – лагунно-морская терраса высотой 12–25 м каргинского возраста; 4 – первая надпойменная терраса (5–7 м), возраст 8000–4500 лет; 5 – высокая пойма (2–5 м) заливается только при катастрофических нагонах, возраст 2600–800 лет; 6 – низкая пойма (0.5–2 м), возраст 300 лет – современный; 7 – низкая пойма (0.3–2 м), возраст 300 лет – современный; 8 – высокая пойма (2–4 м), возраст 600 лет – современный; 9 – современные плоские отмели с грядовым микрорельефом, обнажающиеся в меженный период; 10 – низкая пойма, затапливаемая в результате подъема уровня; 11 – нетеррасированные долины притоков; 12 – граница структуры центрального типа; 13 – предполагаемые границы.

ми более крупных обломков. Такие мелководья распространены в основном в районе внешней дельты. Поверхность поймы 1 высотой до 1–1.7 м – непосредственное продолжение осушек. Она окаймляет острова в районе внутренней дельты и причленяется с 3 к пойменному массиву в восточной части дельты. На геоморфологической карте дельты (рис. 3) пойма 1 и осушка объединены одним знаком. Пойма 1 характеризуется разреженным растительным покровом по краям островов. Она сложена в основном также песчаным материкалом, а в случае сильного зарастания в старицах вскрывается илистый материал с большим количеством растительных остатков. Высота поймы 2 достигает 3 м (табл. 1) в районе 1 и 1.5 м в районе 2, слагается переслаивающимися песками и алевритовыми песками, с поверхности покрыта травянистой растительностью, редкими кустарниками ивы и частыми полями пушицы. Благодаря бульдозерному эффекту льда на пойме возникают деформации грунта, холмики и гряды высотой до 1 м, вторгающиеся на десятки метров в глубь островов. Во время половодья пойма 2 заливается. В районе внутренней дельты на ее поверхности иногда встречаются береговые валы. Пойма 3 – высокая, едва заливаемая поверхность высотой до 5.5 м (табл. 1). Основной ее отличительный признак – полигональность грунтов, наличие жильных льдов. Поверхность поймы заселена мхово-злаково-разнотравной растительностью с множеством кустарничков ивы. В термоэрозионных уступах поймы высотой до 4 м обнажается переслаивание растительных остатков, песка,

алеврита. Датировка одного из таких прослоев, вскрывающегося на глубине 0.6–0.75 м от поверхности поймы на о. Петранди, показала ее возраст  $2680 \pm 50$  радиоуглеродных лет (ЛУ-1919). В спорово-пыльцевых спектрах торфов и песка отмечено большое количество древесной пыльцы, в которой много пыльцы хвойных пород (в том числе сосны сибирской, пихты, лиственницы), что свидетельствует о засорении спектров заносной пыльцой путем переноса ее текучими водами. В осадках совместно присутствует пыльца мариновых и полыни, что свидетельствует либо о сухости климата, либо о засолении грунтов. На площадях поймы 3, лишенных термокарстовых озер и аласов, скважины вскрывают значительные толщии песка, песчаных алевритов. В скважине глубиной 6.2 м на о. Тётка и в других скважинах вскрыты пески и переслаивание песков, алевритов, растительных остатков, прослой и линзы льда. Кроме пластовых, ледяных тел, в уступах поймы 3 развиты ледяные жилы видимой мощностью до 4 м, шириной до 2 м. Здесь же широко распространены округлые в плане озера, котловины спущенных озер (аласы) термокарстового происхождения. По приведенным признакам пойма 3 хорошо дешифруется на аэрофотоснимках.

От вершины дельты к устьевому взморью на поверхностях пойм уменьшается количество аласов, озер, полигональная сеть развита слабее и находится на более раннем этапе формирования по сравнению с островами внутренней дельты. На пойме в районе внутренней дельты существуют прирусловые валы (высота 1.0–1.2 м, ширина



**Рис. 2.** Районирование дельты р. Пясины. 1 – район внутренней дельты, 2 – район сплоченного пойменного массива восточной части дельты, 3 – район внешней дельты выдвигания.

50–70 м), покрытые ивовыми кустарничковыми зарослями. Прирусловые валы, расположенные сериями на островах Тётка и Волгушева, придают пойме гривистый характер и свидетельствуют о русловых переформированиях во внутренней дельте. В районе сплоченного пойменного массива восточной части дельты русловые валы единичны и располагаются вдоль наиболее крупной протоки – Старицы. Во внешней дельте их вообще нет.

Самая высокая пойменная поверхность – пойма 4 в районе внутренней дельты – представлена небольшими эрозионными останцами, окруженными массивами более низких пойм. В восточной области дельты останцы высокой поймы значи-

тельнее по площади. Эта поверхность резко отличается от всех более низких пойм, за исключением своей высоты (до 6.5 м), развитием тундровых комплексов растительности (мохово-злаково-разнотравная с большим количеством кустарничковой ивы) на кочкарном микрорельефе, многочисленными норами леммингов. Она никогда не заливается полыми, нагонными, приливными водами. Это надпойменная терраса, но лишь для удобства сравнения высот террас, определенных предшествующими исследователями (первая терраса – 10-метровая), она названа высокой древней поймой. В отложениях древней поймы присутствуют откатанная галька, линзы и прослойки льда. Среди кварцевых песков в разрезе поймы 4 на о. Пирожникова присутствуют линзовидные прослойки растительного детрита, датировка возраста которых показала  $3570 \pm 60$  радиоуглеродных лет (ЛУ-1918). Спорово-пыльцевые спектры аналогичны таковым из отложенной поймы 3, где присутствует много заносной пыльцы древесных. Под переслаиванием песков и растительных остатков в подстилающих песках много пыльцы вересковых видов (до 50% от всех трав). Их присутствие может свидетельствовать о занятии песчаных осушек вереском при понижении уровня моря.

Первая терраса высотой ~10 м в дельте встречается лишь в виде эрозионных останцов на островах Богданова, Дядя, Пирожникова. Они сложены кварцевыми, мелкозернистыми песками серо-желтого цвета. Склоны и поверхность останцов также заняты тундровой растительностью. Первая терраса прослеживается и на склонах долины р. Пясины (табл. 1). Радиоуглеродная датировка торфа, залегающего на глубине 1 м от поверхности террасы, расположенной в устье р. Бегичева (к Ю от Бегичевской косы) (рис. 2), показала возраст  $6810 \pm 60$  л. н. (ЛУ-1920).

Вторая терраса среди пойменных массивов дельты встречается лишь на о. Шайтан (рис. 2). Здесь она эрозионная – выработана в коренных породах, имеет высоту до 21 м и представляет собой эрозионный останец. Еще один останец второй террасы высотой 17–18 м расположен в районе сплоченного пойменного массива восточной части дельты. Вторая терраса, сложенная песками

**Таблица 1.** Высота пойменных и террасовых поверхностей в дельте р. Пясины

Район дельты	Высота поверхностей над уровнем моря, м						
	побочни, осушки	пойма 1	пойма 2	пойма 3	пойма 4	первая терраса	вторая терраса
I внутренний	0–1	1.5–1.7	1.5–3	3–5.5	6.5	10–15	21
II восточный	0–1	1.7–2.5	2.7–5	6	10–13	17–18	–
III внешний	0–1	1–2	2.5–3.5	–	–	–	–



**Рис. 3.** Геоморфологическая карта дельты р. Пясины. 1 – поймы низкая (до 1.5–1.7 м) и средняя (до 3 м); 2 – высокая древняя пойма высотой до 5.3 м, возрастом 2680 радиоуглеродных лет; 3 – первая терраса высотой до 6.5 м, возрастом 3570 радиоуглеродных лет; 4 – 2-я терраса высотой 10 м возрастом 6800 радиоуглеродных лет; 5 – 3-я терраса высотой 17–21 м; 6 – 4-я терраса высотой ~30 м; 7 – морские террасы высотой 31–35, 44–45 м; 8 – склоны; 9 – гряды, сложенные коренными породами; 10 – границы установленные; 11 – границы установленные приблизительно; 12 – подводная формирующаяся пойма.

и расположенная на восточном склоне долины Пясины – в устье р. Кейгараги (левый приток Пясины на приустьевом участке), имеет высоту 20 м и, по данным спорово-пыльцевого анализа, относится к каргинскому возрасту.

Более высоких поверхностей террас в дельте р. Пясины нет. На склонах долины террасы встречены до высот 44–45 м. Кроме того, на берегах южной части Пясинского залива в зоне дельты выделяются следующие уровни: 5–6 м (устье р. Бегичева), 7–8 м (о. Фарватерный), 6 м (м. Восточный), 5 м (острова Птичьи), 13–14 м (м. Острый Нос), 15–16 м (о. Фарватерный), 15–18, 31–35 м (склоны горы Высокой). Это морские террасы.

Строение дельты р. Пясины указывает на то, что обычные для средних участков рек способы объяснения формирования поймы к ним неприменимы. Основными причинами формирования

пойм считаются подмыв рекой берегов и медленная миграция меандров вниз по течению, что влечет за собой возникновение многочисленных ветров блуждания потоков и береговых валов. Для дельты р. Пясины такие образования не характерны. Существование в дельте восточного сплочения пойменных массивов с узкими, слабо меандрирующими протоками свидетельствует о незначительности процессов переформирования рельефа в результате действия речных факторов. Несомненным остается лишь тот факт, что все поймы в дельте сложены в основном наносами, принесенными реками. Однако процессы осадконакопления и формирования рельефа в устьях полностью контролируются таким важнейшим фактором, как изменение базиса эрозии. Так, в разрезе осадков, слагающих пойму 3, вскрываются песчаные и алевроитовые отложения с косою слоистостью типа “елочка” (направление серий

слоек противоположно), что указывает на существование течений речных и противоположных, вызывавшихся периодическими и непериодическими колебаниями уровня моря. В осадках той же высокой поймы имеют место галечники (о. Чаек), сформированные вдольбереговыми потоками наносов на морском краю дельты, в отложениях содержатся солонатоводные виды диатомовых водорослей.

Прямые геоморфологические признаки влияния моря на процессы дельтообразования следующие: 1 – дельта представляет собой заполненные осадками морские заливы или эстуарии; 2 – останцы древних террас и пойм среди молодых пойменных массивов являются свидетелями чередования этапов врезки и аккумуляции, вызванного колебаниями высотного положения базиса эрозии; 3 – острова и даже одни и те же поверхности пойм и террас сложены разновозрастными осадками, которые накапливались на разных этапах развития дельты при повышенном стоянии уровня моря, размывались, исчезали или фрагментарно сохранялись на этапах размыва при пониженном стоянии базиса эрозии.

Исходя из приведенных признаков модель развития дельты р. Пясины определяется следующими процессами. При подъеме уровня моря площадь дельты полностью или частично замещается мелководными водоемами, в которых аккумулируются значительные массы осадков благодаря твердому стоку рек и вдольбереговым потокам наносов. Такие процессы в настоящее время развиты на приустьевом взморье – на акватории Пясинского залива. В осадконакоплении важную роль играют органические осадки, которые представлены смытыми с поверхности тундры и переотложенными из более древних геологических тел островами остатками растительности. Они накапливаются на дне мелководных заливов в условиях слабой проточности последних. Режим таких бассейнов определяется действием морских и речных факторов, преобладание которых обусловлено открытостью бассейна и высотой базиса эрозии. В результате последующей регрессии моря подводная дельта превращается в участок суши, и дальнейшее наращивание ее в высоту происходит главным образом под влиянием работы реки. Е.В. Шанцер считал, что только самые верхние, надводные горизонты дельтовых осадков можно отнести к аллювию [17]. Во время регрессии основным процессом в развитии дельты становится размыв с формированием протоков в результате глубинной и боковой эрозии. На этом этапе возникают типичные пойменные формы рельефа – русловые валы, старицы, в осадках чередуются пойменные, русловые, старичные фации аллювия. Интенсивность размыва определяется многими факторами: стоком воды, наносов и тепла, устойчивостью многолетнемерзлых пород

и т. д. Важным фактором выступает время – продолжительность размыва и регрессии морского бассейна.

Наиболее древняя поверхность в современной дельте р. Пясины – поверхность первой надпойменной террасы, сохранившейся в виде останцов на островах Богданова и Дядя. Исходя из имеющейся радиоуглеродной датировки растительных остатков (6810 радиоуглеродных лет), залегающих в верхней части разреза осадков, слагающих первую террасу в устье р. Бегичева, на абсолютной высоте 8–9 м, можно предположить, что их формирование происходило на этапе повышенного стояния уровня моря. Более низкая поверхность поймы 4 в дельте р. Пясины, сохранившаяся лишь в виде эрозионных останцов на о. Пирожникова, датируется по растительным остаткам возрастом 3570 + 60 л. н. (ЛУ-1918). Органический материал залегает в верхней части разреза осадков на абсолютной высоте ~5.5 м. Затем последовал размыв отложений, уничтожение отложенного ранее осадка и массивов островов. Останцовый характер поймы 4 свидетельствует о ее значительном размыве, скорее всего в течение нескольких этапов размыва при пониженном уровне моря.

Осадки следующей поверхности – поймы 3 – причленились к останцам поймы 4 и первой террасы в результате смены этапа размыва накоплением эстуарных осадков при повышении уровня моря 3000–2700 л. н. Формирование поймы 3 происходило при очередном понижении уровня моря, начавшемся ~2700 л. н. В то время происходило заложение основных современных протоков во внутренней дельте р. Пясины и мелких протоков в восточном пойменном массиве. Основной сток реки сконцентрировался в западной части дельты по кратчайшему пути к морю. Этап повышенного стояния моря фиксируется двумя датировками растительных остатков: 1340 (о. Богданова) и 940 (протока Старица) радиоуглеродных лет. Трансгрессивно-регрессивное развитие дельты р. Пясины проиллюстрировано схемой на рис. 4.

В настоящее время в дельте р. Пясины поймы 3 и 4 не затопляются, происходит размыв их берегов. Во внешней дельте, наряду с размывом берегов высокой поймы и расширением протоков между островами, происходит интенсивное наращивание субаквальной дельты за счет переотложения наносов, образующихся в результате размыва островов, и наносов, поступающих со стоком реки и с вдольбереговыми течениями. Сочетание разнонаправленных процессов во внешней дельте – интенсивное накопление подводной дельты и в то же время размыв древних островов – может свидетельствовать о повышении уровня в Пясинском заливе, что позволяет свободно развиваться процессам абразии и эрозии, несмотря на тенденции роста отмелей между островами.

### Дельта р. Хатанги

Дельта р. Хатанги, к которой более подходит термин “эстуарий”, представляет собой довольно узкую долину шириной от 7.5 до 15 км между бровками. Геоморфологические границы устья Хатанги – субаквальный морской край устьевого бара и вершина эстуария в месте слияния рек Хеты и Котуя. Длина дельты р. Хатанги с баром ~240 км. По геоморфологическим признакам в эстуарии Хатанги выделяются сверху вниз 4 участка (рис. 5): I – от слияния Котуя и Хеты до устьев Новой и Большой – участок сплошного пойменного массива, занимающего левую часть дна долины; II – от устья р. Большой до устья р. Малая Балахня – участок многочисленных пойменных островов; III – от устья р. Малая Балахня до о. Последнего в районе устья р. Попигай – участок малых пойменных островов; IV – от о. Последнего до субаквального морского края Хатангского бара – безостровный участок [5]. Собственно эстуарий или устьевой участок – 2 последних отрезка долины, верхние участки развиваются в режиме реки, но на недавних прошлых этапах при ином положении уровня приемного водоема он принадлежали эстуарию.

В долине почти нет высоких террас. Лишь на двух нижних участках эстуария на правом склоне долины выделяются аллювиально-морские террасы шириной до 1–2 км и высотой ~15 м. Эрозионно-абразионные уступы и наклонные узкие площадки террас высотой 12–17 м имеют место на нескольких участках, например на левом склоне долины у бывшего пос. Старорыбного и на правом склоне – в устье р. Попигай (рис. 6). Устьевые острова сложены песчано-алевритовым материалом со значительным количеством неразложившегося аллохтонного растительного детрита. Для понимания сути происходящих в дельте явлений необходимо показать строение толщи осадков, слагающих в различных частях эстуария острова: Солнце-Ары, Агалыктах-Ары, Попигай-Ары, сопку Барат (рис. 5).

Остров Солнце-Ары располагается на втором выделенном участке дельты. В уступе размыва западного берега острова высотой 3.5 м вскрываются сверху вниз следующие отложения:

0–0.6 м – серый песчаный алеврит с редкими слоями растительного детрита и ожелезнением слоев, определяющимся по ржавому цвету породы;

0.6–1.5 м – “слоеный пирог”, состоящий из прослоев растительного детрита и серого алеврита толщиной по несколько сантиметров с преобладанием растительного детрита;

1.5–2 м – то же, но с преобладанием алеврита;

2–2.8 м – сплошной растительный детрит с малым количеством минеральной части, слоистость четкая горизонтальная;

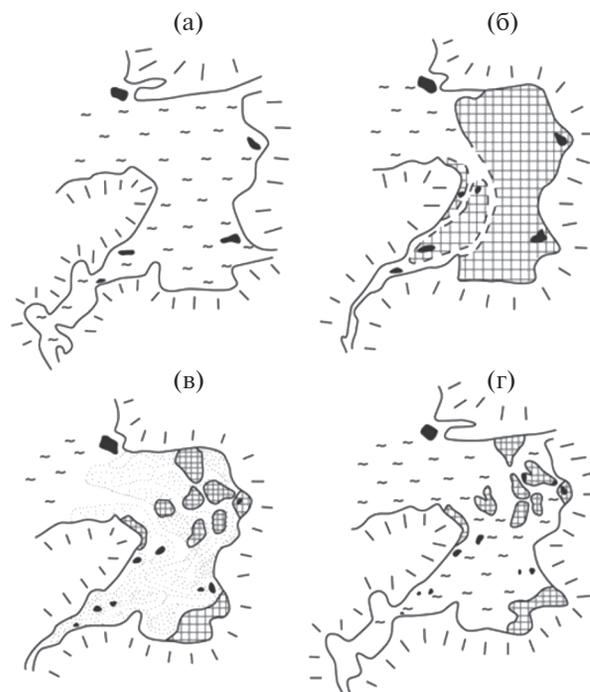


Рис. 4. Этапы развития дельты р. Пясиньи: а – ингрессия моря с максимумом ~4 тыс. л. н., б – начало регрессии моря ~3.5 тыс. л. н., в – максимальная фаза регрессии ~3 тыс. л. н., г – ингрессия ~2.8 тыс. л. н.

2.8–3.1 м – серый с сизоватым оттенком песок с растительными остатками.

Из стенки обнажения 663 отобраны 7 образцов, анализ которых позволил Д.П. Пономарёвой составить спорово-пыльцевую диаграмму (рис. 7). 2 образца растительного детрита датированы. Радиоуглеродный возраст органики с глубины 0.7 м составил  $640 \pm 60$  лет (ЛУ-2386), с глубины 2.5 м –  $1340 \pm 50$  лет (ЛУ-2385). Первый спорово-пыльцевой комплекс (спк) представлен образцом 7 из аллювиальных песков, который содержит лишь единичные пыльцевые зерна. Второй спк представлен образцами 5 и 6. В нем пыльца древесных растений составляет 42–45% всей пыльцы. Среди деревьев преобладают мелколиственные породы. У травянистых растений доминируют осоки (до 80%). Третий спк представлен образцами 3 и 4, в которых древесные составляют 30–40%, осоки достигают максимума (до 88% среди трав), совершенно исчезает пыльца полевой. Четвертый спк образца 2 характеризуется максимумом (до 60%) древесных, но минимумом содержания пыльцы лиственницы. К тому же пыльца осок находится на минимуме при возросшей доли пыльцы злаков. Пятый спк, представленный образцом 1, отличается возрастанием доли хвойных пород деревьев и лиственницы с уменьшением доли березы

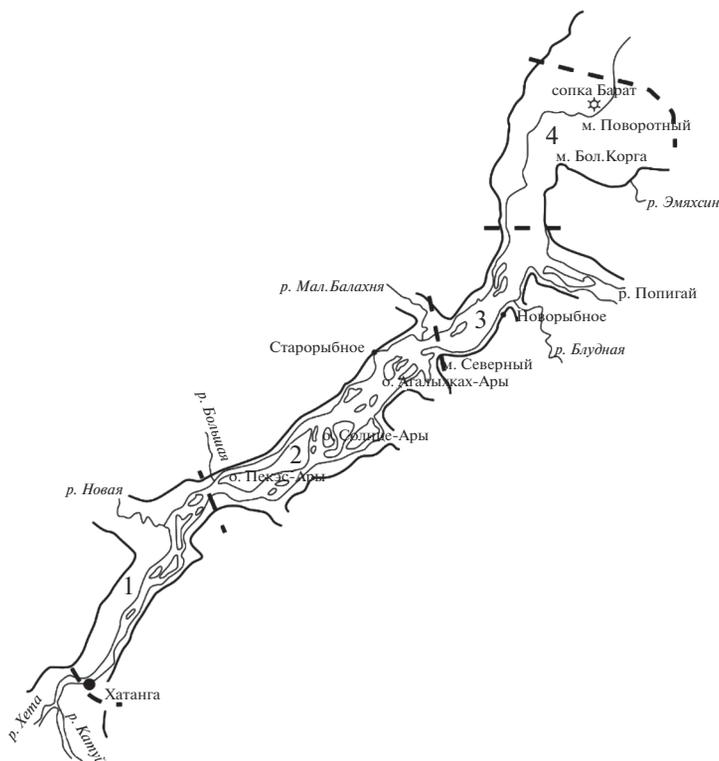


Рис. 5. Районирование эстуария р. Хатанги. 1–4 – районы дельты р. Хатанги.

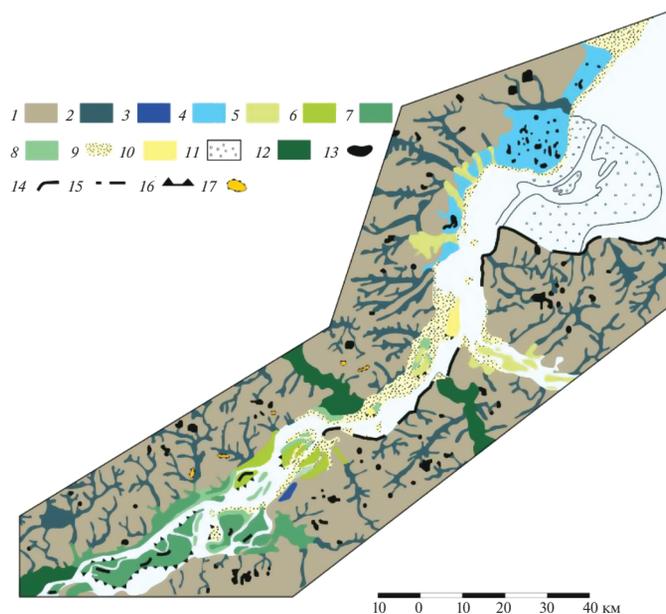


Рис. 6. Геоморфологическая карта дельты р. Хатанги. 1 – склоны; 2 – нетеррасированные долины; 3 – абразионно-морская терраса высотой 15 м; 4 – аллювиально морская позднеголоценовая (4–3 тыс. радиоуглеродных лет) терраса высотой 8–10 м; 5 – пойма высотой 3.5 м, возрастом 3.5 тыс. – 0 лет; 6 – пойма высотой 4 м, возрастом 2.5–0 лет; 7 – пойма высотой 6 м, возрастом 1.45 тыс. – 0 лет; 8 – низкая пойма высотой 1–1.5 м, возрастом 0.6 тыс. – 0 лет; 9 – отмели; 10 – отмели, обнажающиеся в межень; 11 – баровая отмель; 12 – пойма крупных притоков Хатанги высотой 4–5 м, возрастом 7 тыс. – 0 лет; 13 – особо выдающиеся термокарстовые котловины; 14 – береговой вал; 15 – эрозионно-абразионный уступ; 16 – термоэрозионный уступ; 17 – эрозионный останец.

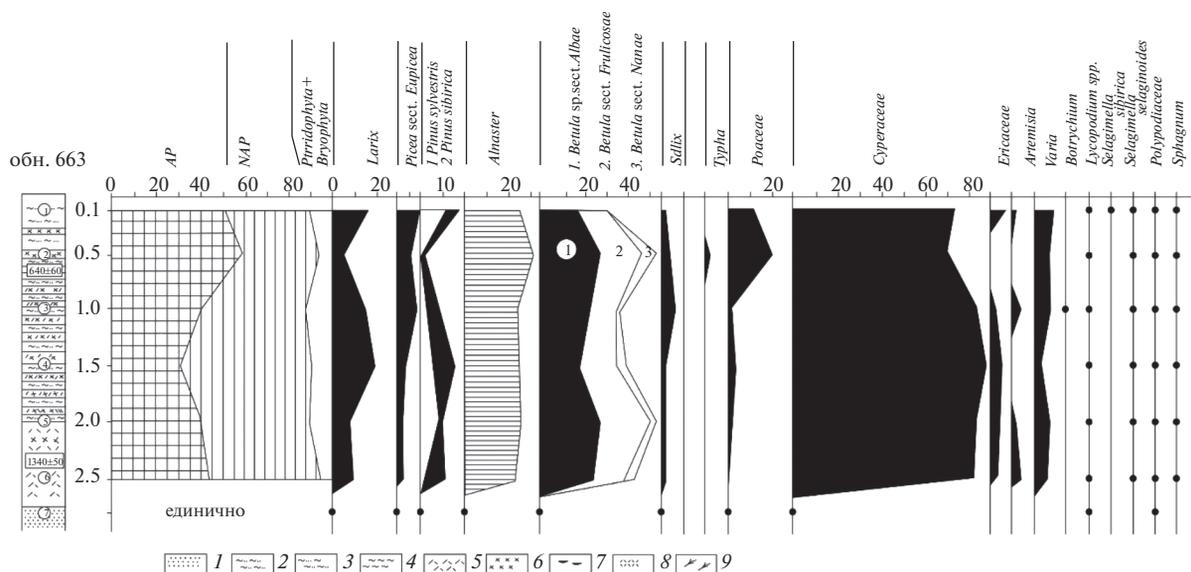


Рис. 7. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма уступа размыта о. Солнце-Ары. 1 – песок, 2 – алевритовый песок, 3 – песчаный алеврит, 4 – глина, 5 – слоенка, 6 – растительные остатки, 7 – линзы растительного детрита, 8 – растительные остатки, 9 – ветки кустарников.

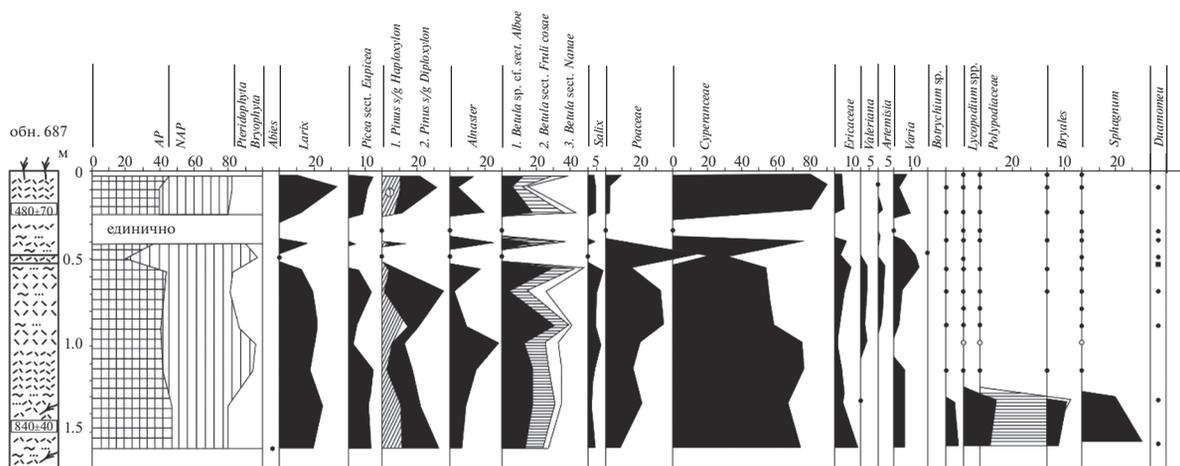


Рис. 8. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 687, о. Агалыктах-Ары. Условные обозначения – на рис. 7.

и новым возрастанием доли осок среди травянистых растений.

Остров Агалыктах-Ары расположен у левого берега реки близ заброшенного пос. Старорыбного. Блок берега здесь как ножом отрезан в результате откалывания участка берега по ледяной жиле во время половодья, в результате чего образовалось обнажение (№ 687) органо-минеральных отложений, слагающих остров. Сверху вниз здесь вскрываются следующие отложения (рис. 8):

0–0.2 м – дернина;

0.2–0.31 м – растительные остатки, в которых в верхней части есть немного минеральных частиц (алеовитовый песок) и много волокон стволков кустарников, а в нижней части осадок целиком сложен хорошо сохранившимися мхами бурого цвета;

0.31–0.48 м – пачка растительных остатков с алевритом, благодаря которому отложения имеют серый цвет;

0.48–0.52 м – чистый растительный материал, преимущественно мох буровато-рыжего цвета с включениями растительного детрита;

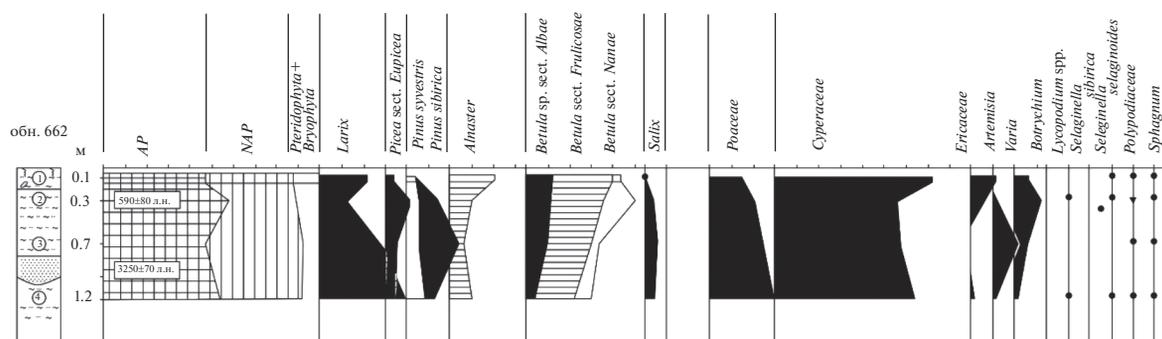


Рис. 9. Разрез и спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 662, о. Попигай-Ары. Условные обозначения – на рис. 7.

0.52–0.61 м – растительные остатки с алевритом серого цвета;

0.61–0.91 м – пачка переслаивания рыжих растительных остатков и тех же остатков с содержанием серого алеврита (5 слоев мха толщиной от 2 до 5 см и 4 слоя растительных остатков с алевритом толщиной по 2–3 см);

0.91–1.11 м – то же переслаивание двух серых прослоев по 5–7 см толщиной и 2 рыжих прослоя по 3 см толщиной;

1.11–1.46 м – растительные остатки с алевритом, но мха все меньше вниз, попадают ветки кустарников, на глубине 1.4 м – прослой песка толщиной 1 см;

1.46–1.7 м – песчаный алеврит серый, льдистый, содержащий растительный детрит и обломки веток кустарников, в алеврите выработана ниша размыва глубиной до 0.5 м;

1.7–1.8 м – осыпь до уреза воды. Из обнажения отобраны 16 образцов, по которым выполнен анализ радиоуглеродный, спорово-пыльцевой и состава растительности. Радиоуглеродный возраст растительности с горизонта 0.2–0.23 м составил  $480 \pm 70$  лет (ЛУ-2536), с горизонта 1.42–1.45 м –  $840 \pm 40$  лет (ЛУ-2598). (Растительные остатки определены В.Н. Козловой, Ленгипроторф).

Определены следующие виды растений с глубины 0.25–0.3 м: *Eriophorum polystachyon* – 40%, *Andromeda polifolia* – 25, *Mriglochium palustris* – 15, *Drepanocladus vernicosus* – 10, *Sphagnum august* – 5, *Sphagnum magellan* – 5%.

С глубины 1.11–1.46 м определены:

*Drepanocladus vernicosus* – 15%, *Hypnum pratense* – 10, *Scorpidium* – 30, *Drepanocladus licopodiades* – 30, *Meesia* – 5, *Calamagostis* – 10%.

Спорово-пыльцевая диаграмма (составленная Д.П. Пономарёвой) представлена на рис. 8.

Три описанных и опробованных обнажения органико-минеральных осадков, близких по местонахождению на одном о. Агалыктах-Ары, показывают разный радиоуглеродный возраст осадков (с глубины 0.2 м от поверхности – 480 лет, 0.6 м –

460 лет, 1.45 м – 840 лет, 1.9 м – 4480 лет, 2.15 м – 1520 лет, 2.4 м – 2510 лет), что связано с реальной историей развития острова, несмотря на инверсии возраста. Накопившиеся в условиях повышенного стояния уровня водоема органико-минеральные отложения впоследствии при падении уровня воды были эродированы, и на их место снова откладывались более молодые осадки, которые размываются в настоящее время. Острова, таким образом, сложены одинаковыми толщами органико-минеральных осадков разного возраста; т. е. периоды их накопления в условиях высокого стояния уровня воды Хатангского залива имели место 460–850, 1520–2510, 4500 л. н., периоды пониженного стояния уровня водоема и размыва осадков приходится на время между этими датами. Полученные радиоуглеродным методом датировки приблизительны, так как более древний размыв органический материал частично перекладывался во вновь формировавшиеся осадки на следующем этапе накопления аллювиально-морских отложений эстуария р. Хатанги. Но периодичность процесса накопления органико-минеральных осадков очевидна.

Остров Попигай-Ары находится напротив устья р. Попигай, впадающей справа в р. Хатангу. В устье размыва его юго-восточного берега высотой 1.7 м (обнажение № 662) сверху вниз вскрываются следующие отложения (рис. 9):

0–0.25 м – песчано-алевоитовый слой с обломками кустарников;

0.25–0.75 м – переслаивание растительного детрита и алевритов с преобладанием последних;

0.75–0.85 м – линзовидный прослой песка;

0.85–1.2 м – песчаный алеврит мерзлый с линзами растительного детрита и льда, текстура тонкошлифовая.

Из отложений взяты образцы на спорово-пыльцевой и радиоуглеродный анализы. Радиоуглеродный возраст отложений с глубины 0.3 м составил  $590 \pm 80$  лет (ЛУ-2382), с глубины 0.7 м –  $3250 \pm 70$  лет (ЛУ-2383). Спорово-пыльцевой ана-

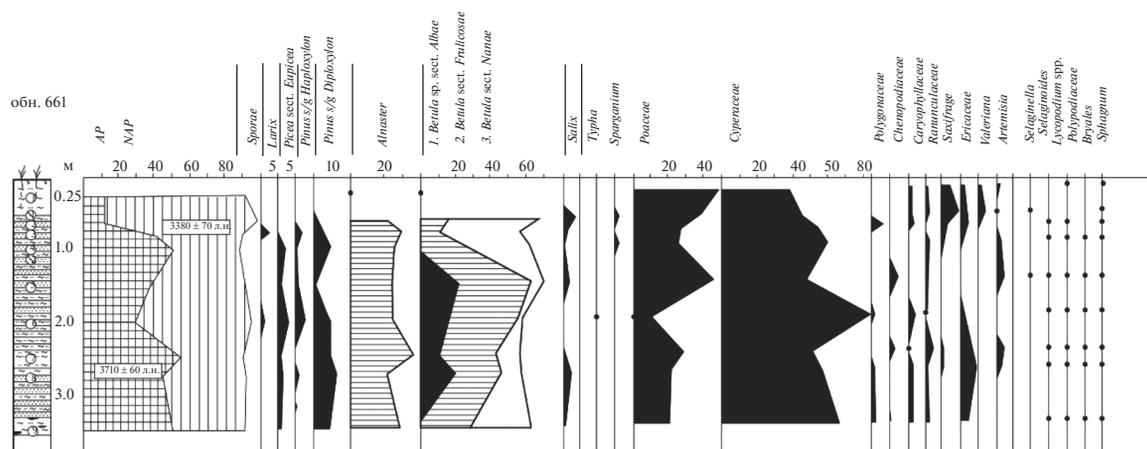


Рис. 10. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 661, сопки Барат. Условные обозначения — на рис. 7.

лиз (рис. 9) (проведенный Д.П. Пономарёвой) определил 4 спк.

Первый спк образца 4 характерен большим количеством (55%) древесных растений, среди которых доминирует лиственница (до 40%), береза (32%). Среди трав доминируют осоки и злаки. Второй спк представлен образцом 3, и в нем древесных пород — 47%, доля лиственницы уменьшается, среди трав доминируют осоки и злаки. Третий спк образца 2 характеризуется пиком пыльцы древесных растений (58%) с уменьшением доли лиственницы и возрастанием доли березы и ольховника. Несмотря на высокую долю в спк пыльцы древесных растений, минимум пыльцы лиственницы, вероятнее всего, связан с похолоданием и затоплением островов. Такое же соотношение наблюдалось в разрезе о. Солнце-Ары — в спк 3. При этом и возраст этого события одинаков по обоим разрезам — до 590 радиоуглеродных лет. Четвертый спк образца 1 после рубежа 590 радиоуглеродных лет характеризуется подъемом численности пыльцы лиственницы, снижением количества пыльцы ивы и новым доминированием осок среди травянистых растений.

Сопка Барат, расположенная на юго-западном побережье Хатангского залива (рис. 5), — хороший ориентир среди плоского рельефа побережья залива, имеет относительную высоту 7 м или 11.2 м над современным уровнем моря (у. м.). Это булгунья — бугор пучения, при своем воздымании и размыве водами озера обнаживший свое внутреннее строение аллювиально-морской равнины. Сверху вниз в нем вскрываются следующие отложения (рис. 10):

0–0.5 м — дернина — алевритовый песок с корнями современных растений;

0.5–2.4 м — “слоеный пирог” из серого алеврита и прослоев растительного детрита толщиной до 2 см (обычно меньше); иногда на поверхности

пласта слежавшегося растительного детрита, похожего на листы размокшего картона, наблюдаются тонкие слойки чистого, кварцевого, среднезернистого, хорошо сортированного и окатанного песка; прослойки толщиной до 2–3 см, по всему разрезу их много;

2.4–2.6 м — сизовато-серый глинистый алеврит с небольшим количеством растительного детрита;

2.6–3.3 м — “слоеный пирог” аналогичный слою 2;

3.3–3.6 м — горизонтально слоистые алевриты и песчаные алевриты сизовато-серого цвета с большим количеством льда в виде линз-широв и прослоев толщиной до 4 см; лед прозрачный, пузырчатый; пузырьки размером 1–5 мм ориентированы вертикально (в прослое толщиной 4 см).

Нижняя часть обнажения высотой 1.5 м закрыта снежником, обрывающимся в озеро. Из обнажения взяты образцы, по которым Д.П. Пономарёвой выполнен спорово-пыльцевой анализ (рис. 10). Растительный детрит из слоенки с глубины 0.8 м (10.2 м н. у. м.) имеет радиоуглеродный возраст  $3380 \pm 70$  лет (ЛУ-2378), с глубины 2.8 м (8.6 м н. у. м.) —  $3710 \pm 90$  лет (ЛУ-2380).

На спорово-пыльцевой диаграмме выделяются 5 комплексов, характеризующих изменения в составе растительности во время формирования осадков (снизу вверх). Первый комплекс представлен образцом 1, в котором доля пыльцы древесных и травянистых растений составляет по 45%, 10% приходится на споры низших растений. Среди древесных пород преобладает береза, а среди травянистых — осоковые и злаки. Второй комплекс образцов 7 и 8 отмечен максимумом древесных пород (55%) при господстве березы и увеличении доли ольховника. Радиоуглеродный возраст осадков составляет 3710 лет. Для третьего спк образцов 5 и 6 характерно сокращение дре-

весных пород до 28% и господство осок среди трав. Среди древесных растений максимальное развитие получает кустарниковая береза. В четвертом спк образцов 3 и 4 наблюдается второй пик древесных (до 50%), появляется пыльца лиственницы, не выдерживающая дальнего переноса и свидетельствующая о продвижении границы леса по долине р. Хатанги к С. Датировка этого события – 3380 радиоуглеродных лет. Пятый спк образцов 1 и 2 содержит только 10% пыльцы древесных растений, среди травянистых растений впервые преобладают злаки, осок становится меньше. Это явные признаки похолодания климата и уменьшения обводненности, что для эстуарных отложений означает понижение уровня воды в эстуарии-море.

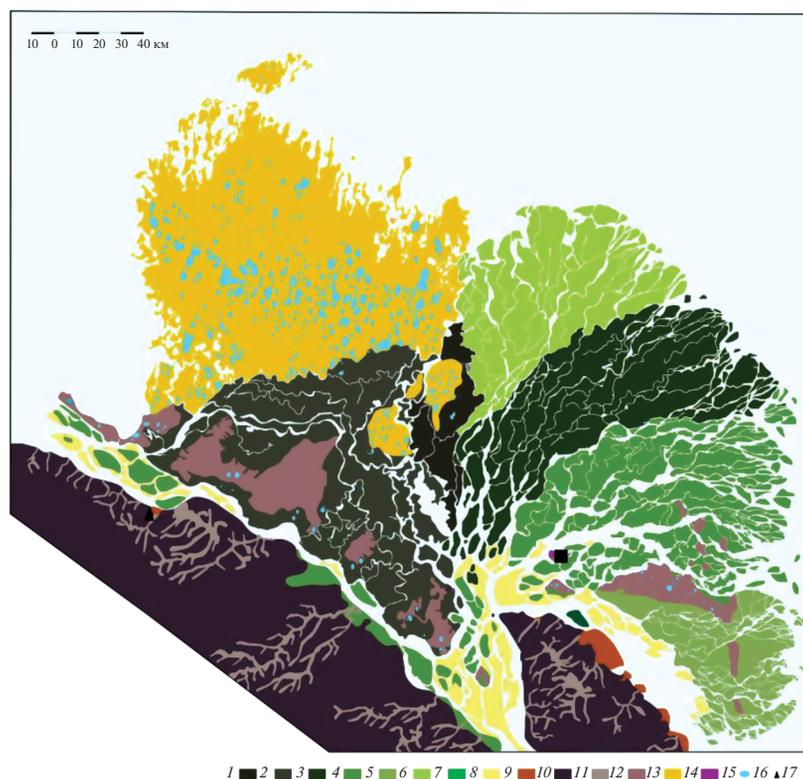
Толща органо-минеральных осадков сформировала первую аллювиально-морскую террасу высотой 8–10 м, вскрываемую в обнажении сопки Барат. Толща формировалась быстро во время повышенного стояния уровня моря. 2 м этих осадков в верхней пачке отложений, вскрытых в бугре пучения, накапливались в период с 3800 до 3400 радиоуглеродных лет. В средней части долины эстуария сохранился лишь один останец этой террасы высотой до 9 м. Здесь толщина пластов этого “слоеного пирога” 1–1.5 м, и они слагают пойменные острова высотой до 6–7 м, а в устье р. Котуй мощность органо-минеральных осадков вновь возрастает до 2–3 м. До тех пор, пока не были исследованы эти осадки, они назывались торфами. В действительности это особый тип слоистого осадка, формирующегося при быстром осадконакоплении органо-минеральной массы в результате подпора со стороны моря в бассейне с замедленным течением [10]. Важным фактором формирования такого типа осадков, названных слоенкой [6], было их быстрое сингенетическое промерзание. Датирование кровли и подошвы пластов этих осадков, залегающих на русловых аллювиальных песках, позволило проследить ход трансгрессий и регрессий. Русловый режим накопления осадков господствовал в эстуарии в районе морского края дельты у сопки Барат до 3.8 тыс. л. н.; на III участке эстуария в районе о. Попигай-Ары – до 3.6 тыс. л. н.; на II участке в районе о. Агалыктах-Ары – до 2.5 тыс. л. н.; в районе о. Солнце-Ары – до 1.5 тыс. л. н. Сверху на этих осадках залегают органо-минеральные отложения, накапливавшиеся на этапе подъема уровня залива-эстуария. И этот подъем уровня происходил снизу вверх по течению р. Хатанги, что подтвердили приведенные определения возраста осадков.

Также по датировкам слоенки прослежено и падение уровня бассейна после трансгрессии, имевшей место ~900 л. н. Таким возрастом датирована аллювиально-морская терраса высотой 3–4 м, состоящая из бревен плавника древесины

и песка на южном берегу Хатангского залива, на м. Большая Корга. Она была свидетелем подъема уровня моря в то время на  $\geq 3$  м. Падение уровня приемного водоема – Хатангского залива – началось сверху. Возраст кровли слоенки, накопившейся при повышенном стоянии уровня моря на о. Солнце-Ары на II участке эстуария, составляет 600 лет; на о. Агалыктах-Ары на этом же участке эстуария, но ниже по течению – 480 лет. На одном из островов III участка ниже по течению возраст кровли этих отложений 260 лет. За время падения уровня происходили врезание русел, разрушение пойм и образование мелких островов. Разновозрастность поверхности одной и той же поймы объясняется различным временем ее выхода из-под воды в результате снижения уровня приемного водоема. Различный возраст основания видимого разреза осадков, слагающих пойму, объясняется различным временем затопления эстуария при повышениях уровня моря, из чего следует, что колебания уровня моря имеют решающее значение для жизни и строения эстуариев.

#### *Дельта р. Лены*

Вышеописанные закономерности строения дельты арктического побережья России наиболее ярко запечатлены в террасах дельты р. Лены [6, 9] (рис. 11). Первая терраса высотой 10–12 м в вершине дельты сложена в основном слоенкой и понижается к морю до 0.5–1.0 м. Но она не является единым геологическим целым. Одна и та же терраса имеет отложения разного возраста. Более древние ядра облекаются молодыми прислоненными толщами, которые образовывались на различных этапах заполнения эстуариев дельты при повышенном стоянии уровня моря. Несмотря на обманчивость облика единой лопасти, дельта – не единый конус выдвигения. Она объединила в себе отдельные эстуарии после разрушения перемычек между ними. В.Н. Коротазев также предпологал, что отдельные протоки дельты развивались по типу заполняющихся эстуариев [8]. Наиболее древние отложения возраста ~8.5 тыс. лет – у первой террасы в северо-западной части дельты южнее о. Арга-Муора-Сисе, который представляет не дельту, а морские отложения, поднятые в результате тектонических движений до 30 м над современным уровнем моря. Отложения массива дельтовых островов Оленёвской и Арынской проток формировались ~7 тыс. л. н. Туматский конус выноса имеет возраст 2.5–3 тыс. лет. Сардахско-Трофимовский конус выноса формировался, начиная с рубежа 4 тыс. л. н. Острова Быковской протоки – самые молодые в дельте, им <1500 лет. Дельтоформирование в течение голоцена смещалось с В на З по мере разрушения рекой и морем массивов ледового комплекса пород, от которых в настоящее время остались лишь



**Рис. 11.** Геоморфологическая карта дельты р. Лены. Аккумулятивный рельеф, аллювиально-морская терраса возрастом: 1 – 8000 лет; 2 – 6000–4000; 3 – 3000; 4 – 300–2500; 5 – 1500–800; 6 – 1200–500 лет; 7 – терраса о. Чай-Ары высотой 12 м, сложенная грубообломочным русловым аллювием; 8 – пойменная песчаная терраса высотой до 7 м, возрастом 200–0 лет; 9 – конусы выноса отложений талых ледниковых вод возрастом 500–200 лет. Денудационный рельеф: 10 – структурно-денудационный рельеф низкогорий, сложенных дочетвертичными породами; 11 – нетеррасированные долины; 12 – термоденудационная останцовая поверхность высотой до 50 м, сложенная породами ледового комплекса; 13 – останец аллювиально-морской террасы о. Арга-Муора-Сисе; 14 – эрозионно-абразионный останец о. Сардах высотой до 50 м, сложенный породами неогена; 15 – озерные котловины термокарстового происхождения высоких террасовых уровней, заполненные водой. 16 – бассейновая терраса высотой до 30 м, возрастом 136000 лет; 17 – бассейновая терраса высотой 10–15 м, возрастом 48000 лет.

останцы, слабо влияющие на распределение стока. Еще 1500 л. н. перемычка из пород ледового комплекса протягивалась от о. Муостах и Быковского п-ова в зал. Буор-Хая на ССЗ и отклоняла течение реки к С. Устьевая область реки в голоцене представляла собой эстуарии, изолированные останцами ледового комплекса пород и о. Арга-Муора-Сисе, которые и заполнялись осадками на этапах повышенного стояния уровня моря и эродировались при понижении базиса эрозии. На каждом последующем трансгрессивном этапе останцы первой террасы прирастали новыми площадями и слагались более молодыми отложениями. В этом суть формирования дельты р. Лены и всех остальных описанных дельт. А для дельты р. Лены было еще характерно поступательное заполнение эстуариев с В на З из-за поворота земной поверхности, вызывающего поворот течения реки в устье в противоположную сторону от направления стока [4]. Тектонические факторы и постепенное разрушение абразией и эрозией пе-

ремычек, сложенных ледовым комплексом пород, привело к формированию современного облика дельты – псевдоконуса выдвигания.

### КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ

По геоморфологическому и геологическому строению дельт можно определить, исходя из предложенной модели их формирования, колебательный характер уровня моря, который и представлен графиками для всех изученных устьевых областей рек на рис. 12. Колебания уровня оз. Таймыр изучены на более длительном отрезке времени конца позднего неоплейстоцена [2], но также тесно связаны с колебаниями уровня моря, так как урез воды современного оз. Таймыр находится на высоте ~5 м н. у. м. Все построения кривых колебаний уровня моря подтверждены при изучении морских террас голоценового возраста. И они, имея одинаковую высоту, также часто сложены морскими отложениями разного возраста [6].

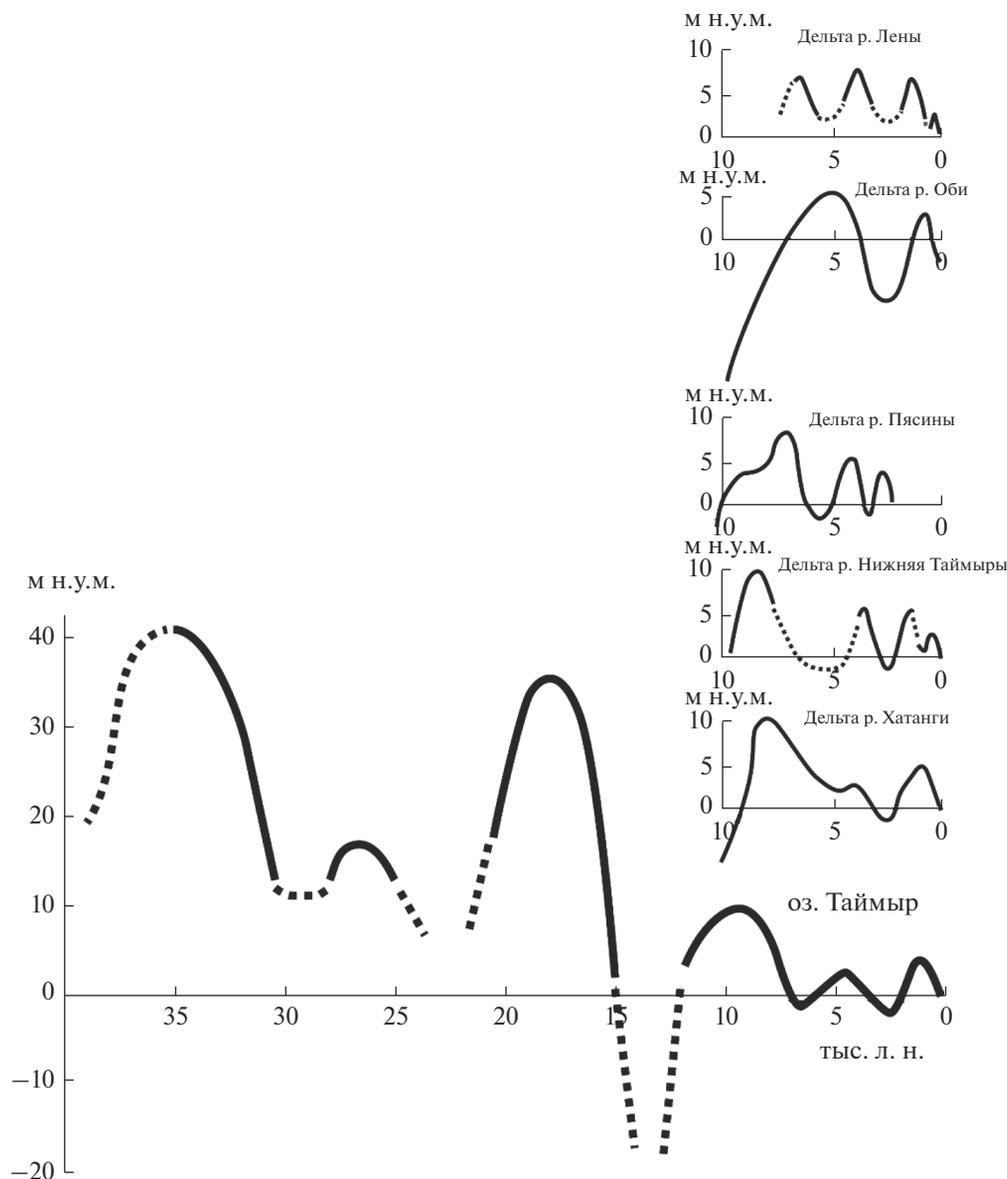


Рис. 12. Колебания уровня моря в устьях арктических рек.

Неполное сходство построенных кривых колебаний уровня моря или их непохожесть могут быть связаны с ошибками датирования отложений. Определение возраста описанных событий имеет множество проблем. И датировки здесь могут иметь не решающее значение, а ориентировочное. Однако схема процесса и несомненный циклический характер колебаний уровня моря и дельтоформирующих процессов очевидны исходя из геологического и геоморфологического строения устьевых областей рек. Из наиболее достоверных изменений уровня моря, произошедших в конце голоцена, следует отметить событие повышенного стояния уровня моря ~2000 л. н., ко-

гда уровень мог подниматься до 10–15 м выше современного [6].

Приведенные закономерности колебаний уровня в устьевых областях арктических рек России показали, что они согласуются с аналогичными данными по побережьям Мирового океана [11].

## ВЫВОДЫ

Устьевые области исследованных рек в своем геоморфологическом и геологическом строении хранят летопись колебаний уровня Северного Ледовитого океана в течение сотен и тысяч лет.

В голоцене было, как минимум, 3 эпизода высокого стояния уровня моря, когда он достигал

отметок  $\geq 10$  м над современным, а устьевые области представляли собой подтопленные эстуарии.

В это время в застойных зонах эстуариев накапливались характерные органо-минеральные отложения (слоенка), обычно, но неправильно называемые торфами. Это отличный диагностический признак как подпора стока рек со стороны моря, так и, в целом, осадконакопления в прибрежной зоне во время морских трансгрессий.

Причины относительно быстрых колебаний уровня морей и крупных внутренних водоемов, которые не совпадают с общепринятыми представлениями, связаны с циклическими колебаниями подземных притока и стока, что доказано для Ладожского озера [3] и, вероятно, характерно для акваторий морей и океанов. Об этом же свидетельствуют исследования современных колебаний уровня арктических морей России [1]; т. е. эвстатические колебания уровня, кроме прочих причин, вызываются циклично действующими геодинамическими процессами.

Авторы очень признательны Ф.А. Романенко и С.Р. Веркуличу, практикантам в экспедиции ААНИИ 1985 г., принявшим активное участие в составлении геоморфологической карты дельты р. Пясины.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ашик И.М., Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Развитие берегов российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.
2. Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
3. Большиянов Д.Ю. Современные многолетние колебания уровня Ладожского озера и возможные причины ладожской трансгрессии позднего голоцена // Изв. РГО. 2018. Т. 150. Вып. 4. С. 15–31.
4. Большиянов Д.Ю., Аксёнов А.О., Макаров А.С., Лазарева Е.И., Правкин С.А., Черезова А.А., Григорьев М.Н. Геоморфологическое строение и новейшая тектоника дельты р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65. № 2. С. 186–200.
5. Большиянов Д.Ю., Зимичев В.П., Медкова О.Н. Эстуарно-дельтовая система р. Хатанги // Эстуарно-дельтовые системы России и Китая / Под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Д.Б. Бабича, Ли Цзунсянь, Лю Шугуан. М.: ГЕОС, 2007. С. 163–174.
6. Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штофф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 267 с.
7. Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее, будущее. М.: ГЕОС, 1999. 299 с.
8. Коротаев В.Н. Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестн. МГУ. Сер. 5, География. 1984. № 6. С. 39–44.
9. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Заец Г.М., Богомолов А.Л. Гидролого-морфологические процессы, динамика гидрографической сети и русловые деформации в дельте р. Лены // Земельные и водные ресурсы, противоэрозионная защита и регулирование русел (Эрозия почв и русловые процессы № 10). М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 120–144.
10. Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Органоминеральные отложения как индикатор положений уровня моря в прошлом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 1 (111). С. 46–57.
11. Макаров А.С., Трунин А.А. Изменчивость уровня полярных морей России в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 101–110.
12. Макеев В.М. Колебания уровня Обской губы в голоцене // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 137–146.
13. Макеев В.М., Большиянов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Фёдоров Г.Б. Особенности морфологии долины устьевого участка Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоздат, 1988. С. 125–137.
14. Маккавеев Н.И., Хмельова Н.В., Заитов И.Р., Лебедева Н.В. // Экспериментальная геоморфология. М.: Изд-во МГУ, 1961. 195 с.
15. Михайлов В.Н. Эти изменчивые речные дельты // Природа. 2002. № 4. С. 43–49.
16. Михайлов В.Н. Добролюбов С.А. Гидрология. М.; Берлин: DirectMedia, 2017. 752 с.
17. Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания строения и формирования аллювиальных свит // Тр. Ин-та геологических наук. 1951. Вып. 135. № 55. 275 с.
18. Fairbridge R.W. Eustatic changes in sea level // Phys. Chem. Earth. 1961. 4. P. 99–185.

---

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

---

УДК 556.54(985)

**СОСТОЯНИЕ ГИДРОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ  
РОСГИДРОМЕТА В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ РЕК АЗРФ**© 2022 г. М. В. Третьяков<sup>а</sup>, \*, О. В. Муждаба<sup>а</sup>, А. А. Пискун<sup>а</sup>, Р. А. Терехова<sup>а</sup><sup>а</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, 199397 Россия

\*e-mail.ru: tmv@aari.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 09.02.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

На основе полного учета устьевой сети в ее современных границах впервые представлены историческое развитие гидрологических наблюдений на стационарной сети Росгидромета в устьевых областях рек на территории Арктической зоны РФ. Обозначены основные современные проблемы государственных наблюдений в устьевых областях арктических рек. Рассмотрены недостатки организации наблюдений за уровнем воды на устьевой сети и стоком воды на замыкающих створах рек, впадающих в арктические моря. Выполнен детальный анализ соответствия сведений о стоке воды, опубликованных в изданиях Водного кадастра РФ, аналогичным сведениям, размещенным в Автоматизированной информационной системе “Государственный мониторинг водных объектов”. Гидрологическая информация, публикуемая в изданиях ВК, во многих случаях не идентична АИС ГМВО, что приводит к ошибкам в оценках гидрологических характеристик.

*Ключевые слова:* Арктическая зона, устьевая область, государственная сеть гидрологических наблюдений, сток воды.

DOI: 10.31857/S0321059622050157

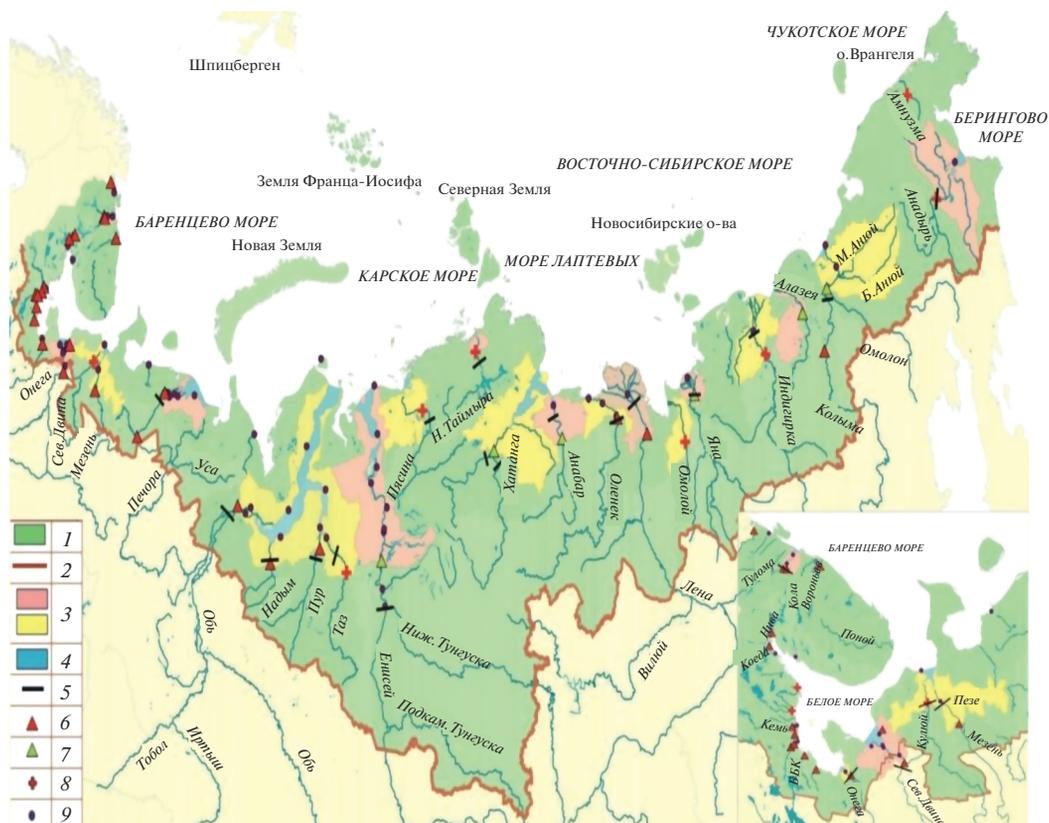
**ВВЕДЕНИЕ**

История становления и развития наблюдательной стационарной гидрологической и морской сети в Арктике, в том числе в устьевых областях рек, за разные периоды представлена в работах [5, 19, 23]. В настоящее время границы Арктики значительно изменились. На сегодняшний день территории, относящиеся к Арктической зоне РФ, определяются правовыми актами, в первую очередь Указом Президента РФ № 296 от 2 мая 2014 г. “О сухопутных территориях Арктической зоны РФ” с последующими дополнениями (2017, 2019 гг.). В июле 2020 г. принят Федеральный закон РФ № 193 “О государственной поддержке предпринимательской деятельности в Арктической зоне Российской Федерации”, в котором установлены территории, понимаемые в настоящее время под Арктической зоной РФ (АЗРФ). В результате законодательных изменений площадь сухопутной территории АЗРФ значительно увеличилась. При этом возросла и численность гидрологической сети, научно-методическое сопровождение которой закреплено за Арктическим и Антарктическим научно-исследовательским институтом (АНИИ) [29].

В соответствии с действующим в системе Росгидромета положением [38] АНИИ – головной институт по всем видам наблюдений в Арктике (кроме загрязнения), он осуществляет научно-методическое руководство сетью гидрометеорологических наблюдений на поверхностных водных объектах суши АЗРФ.

Ежегодно из УГМС в АНИИ поступают сведения о состоянии наблюдений и работах на гидрологической и морской сети в границах АЗРФ, выполняется научно-методическое инспектирование сети УГМС, проводится научно-методическая экспертиза материалов наблюдений на стадии публикации в изданиях Водного кадастра (ВК) РФ “Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек” (ЕДМ) [11] по бассейнам Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей. При этом пополняется актуальными сведениями база данных “Состояние гидрометеорологической сети в Арктической зоне РФ за период инструментальных наблюдений” [27].

На основе обобщения этих материалов, а также исторических сведений о государственной и ведомственной сети, опубликованных в изданиях ВК РФ [31], в общих чертах представлено разви-



**Рис. 1.** Устьевая гидрологическая и гидрометеорологическая сеть в устьевых областях рек АЗРФ по состоянию на 31.12.2021. 1 – Арктическая зона РФ; 2 – южная сухопутная граница Арктической зоны РФ; 3 – водосборы устьевых областей ниже замыкающего створа; 4 – эстуарии больших рек по принятым нижним границам устьевых областей [11]; 5 – верхние (речные) границы устьевых областей по гидрологическим признакам; 6 – замыкающие створы рек, где проводятся измерения расходов воды; 7 – замыкающие створы рек, работающие без измерений расходов воды; 8 – закрытые замыкающие створы рек; 9 – действующая гидрологическая и гидрометеорологическая сеть в УОР.

тие сети устьевых наблюдений в Арктике в ее современных границах и выполнен анализ актуального состояния государственной сети гидрологических наблюдений в устьевых областях рек (УОР). Рассмотрены вопросы организации наблюдений за уровнем воды в устьевых областях и стоком воды на замыкающих створах больших рек.

Современное состояние гидрологических наблюдений в устьевых областях арктических рек в целом по АЗРФ в научной литературе не отражено. В рамках федеральной целевой программы (ФЦП) “Развитие водохозяйственного комплекса России в 2012–2020 годах” в ААНИИ был разработан детальный системный проект развития и модернизации гидрологической сети по устьевым областям рек Енисейского бассейнового округа (Енисей, Пясины и Хатанга). Началась работа над эскизными проектами по восстановлению и развитию гидрологической сети в устьевых областях рек Оби, Лены, Яны, Индигирки и Колымы [17]. Однако с 2015 г. финансирование этих работ прекратилось и реализация системных проектов в УГМС не началась.

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В современных границах Арктической зоны РФ от Белого до Берингова моря расположено 18 устьевых областей больших и полизональных рек (рис. 1). При этом на арктическом побережье представлено все многообразие типов устьевых областей в соответствии с гидролого-морфологической [16, 25] и геоморфологической [20, 21] классификацией. Принципы типизации и районирования устьевых областей рек и их воплощение применительно к конкретным водным объектам служат основой при планировании размещения сети и состава стационарных и экспедиционных наблюдений.

В арктические моря впадают 137 средних рек, имеющих площадь водосбора 2000–50000 км<sup>2</sup> [27, 40], и множество малых (площадь водосбора <2000 км<sup>2</sup>) водотоков. Около 1300 малых рек впадают в моря с арктических островов [14], лишь 9 из них имеют площадь водосбора >1000 км<sup>2</sup> [27, 40]. Большинство рек до настоящего времени не изучено.

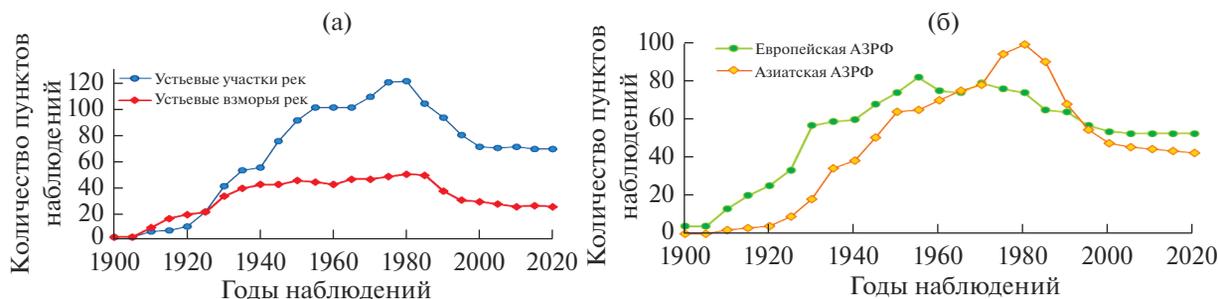


Рис. 2. Динамика численности государственных и ведомственных пунктов наблюдений в устьевых областях арктических рек за 1900–2020 гг.: на устьевых участках и устьевых взморьях рек (а), в европейской и азиатской частях АЗРФ (б).

За период инструментальных наблюдений в устьях 97 материковых рек работало 279 станций, постов и гидрометрических створов, 44 из них относились к ведомственной сети. В европейской части – в границах современной АЗРФ – наблюдения проводились на 63 реках (40 малые, 19 средние, 4 большие реки), в азиатской – на 34 (7 малые, 11 средние, 16 большие реки). Отметим, что категории рек приведены по размеру их водосбора в соответствии с Государственным стандартом [10]. Всего за исторический период на устьевых участках рек, включая замыкающие створы, работало 194 пункта наблюдений, на устьевых взморьях – 85 [27]. На реках островов арктических архипелагов стационарные государственные наблюдения не проводились.

#### КРАТКИЕ ИСТОРИЧЕСКИЕ СВЕДЕНИЯ О ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЯХ В УСТЬЕВЫХ ОБЛАСТЯХ АРКТИЧЕСКИХ РЕК

История становления регулярной гидрологической сети в устьях северных рек начинается в 1752 г. с организации наблюдений за высшим уровнем воды весеннего половодья на Корабельном рукаве дельты р. Северная Двина у пос. Соллбалла (г. Архангельск) [40]. В 1877 г. в с. Усть-Пинега на Северной Двине организуются первые измерения расходов воды. В начале XX в. создаются гидрологические посты в устьях рек Онеги (с. Порог, 1912 г.) и Печоры (с. Оксина, 1916 г.) [40]. С 1914 г. на побережье Кольского залива в г. Александровске (ныне МГ-2 Полярное) организуются систематические наблюдения за уровнем воды по рейке (футштоку) [42].

На востоке страны во время Первого международного полярного года (1982–1983 гг.) в дельте р. Лены, в устье протоки Большой Туматской на о. Сагастырь была организована Усть-Ленская полярная станция, проработавшая год с августа 1882 г. [19].

До 1917 г. пункты гидрологических наблюдений в восточной Арктике были единичны, располагались на р. Енисее и были организованы для обеспечения нужд судоходства (о. Диксон, 1916 г.; с. Дудинка, 1912 г.; с. Селиваниха, 1912 г.) [40].

После Октябрьской революции в 1917 г. в связи развитием транспортной магистрали Северного морского пути сеть гидрометеорологических станций, в том числе устьевых, стала быстро расти (рис. 2). Этот процесс не остановился даже во время Великой Отечественной войны в 1941–1945 гг. и продолжался вплоть до середины 1980-х гг., когда гидрометеорологическая сеть наблюдений в СССР достигла своего максимального развития и ее продукция соответствовала мировому уровню [4].

В этот период в Арктике организованы Амдерминское, Диксонское, Тиксинское и Певекское УГМС, начала работать Обь-Енисейская устьевая гидрологическая экспедиция ААНИИ. Силами этих организаций на устьевых взморьях арктических рек велись наблюдения за дальностью проникновения морских вод в реки и за распространением пресных вод на устьевых акваториях, проводились работы на поперечных и продольных гидрологических разрезах. В Печорской губе действовало 12 разрезов, в Обской губе – 14, в Тазовской губе – 2, в Енисейской губе и заливе – 11, на общем Обь-Енисейском взморье – 5 разрезов. В Пясинском и Хатангском заливах выполнялись по 4 разреза, в Янском заливе – 2.

Существенный прирост устьевых наблюдательных подразделений в период 1976–1980 гг. (рис. 2) был связан, прежде всего, с разработкой проекта переброски части стока северных и сибирских рек на юг и развитием исследований водного баланса и водных ресурсов, в частности – оценки притока речных вод в арктические моря как важного климатического фактора.

Распад СССР и переход к рыночной экономике привели к резкому сокращению числа станций и постов в УОР, в целом на 45% (рис. 2). Этот процесс затронул и особо ценные реперные посты, и

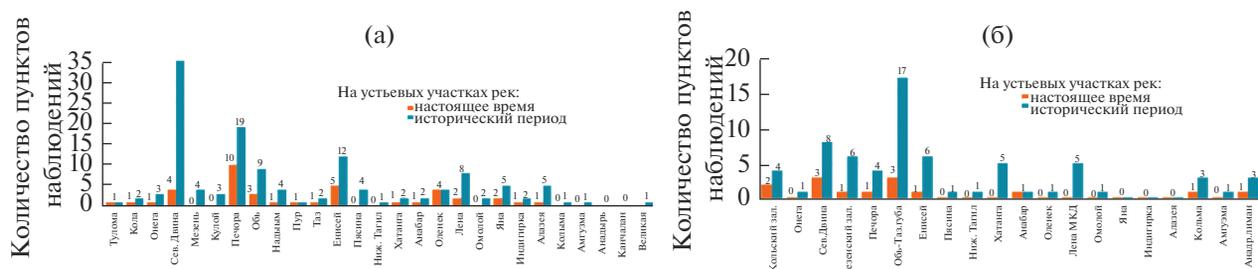


Рис. 3. Количество пунктов наблюдений в устьевых областях больших рек за исторический период инструментальных наблюдений (1752 г. — настоящее время) и действующих по состоянию на 31.12.2021: на устьевых участках (а) и устьевых взморьях рек (б).

вековые станции (9 единиц), располагающиеся в слабоизученных устьевых областях и имеющие продолжительные ряды наблюдений за основными гидрологическими характеристиками. Среди них замыкающие створы р. Пясино — п. ст. Усть-Тарей (1956—1986 гг.), р. Индигоирка — с. Воронцово (1936—1996 гг.), р. Омолой — с. Намы (1961—1994 гг.), станции вблизи морских границ устьевых областей: Новый Диксон (1957—1994 гг.) в Енисейском заливе, м. Косистый (1939—1990 гг.) в Хатангском заливе, о. Четырехстолбовый (1933—1995 гг.) в Колымском заливе. Отметим, что реперные (вековые, опорные) пункты наблюдений — это стационарные пункты с непрерывными и неограниченно длительными во времени рядами наблюдений, обеспечивающими получение репрезентативных данных из районов большой протяженности [38]. Такие наблюдательные подразделения по праву должны быть отнесены к национальному и мировому достоянию. Расформированы Диксонское и Амдерминское УГМС, а “выжившая” в рыночных условиях наблюдательная сеть в Обско-Тазовской, Енисейской и Хатангской устьевых областях передана Северному УГМС. Понижен статус Тиксинского УГМС, ставшего филиалом Якутского УГМС. Стремительно сокращаются и наиболее энергозатратные программы наблюдений — за стоком воды и взвешенных наносов, гидрохимические наблюдения, работы на гидрологических разрезах, происходит полный износ парка приборов, оборудования и плавсредств. Эти тенденции были присущи гидрометеорологической сети РФ в целом [4], однако особо остро проявились в Арктике (рис. 2, 3).

Усилиями Росгидромета и специалистов УГМС этот процесс в центральной России был приостановлен благодаря увеличению бюджетных средств ФЦП. При этом на арктическую сеть средства выделялись по остаточному принципу, тенденция сокращения сети в восточной Арктике (рис. 2б) сохранялась до настоящего времени. В 2019 г. Якутским УГМС окончательно закрыты гидрологические посты на устьевых участках Лены, Индигоирки и Колымы, ранее законсервиро-

ванные. За два последних десятилетия 2020 г. стал первым годом, когда количество работающих наблюдательных подразделений в течение года осталось стабильным.

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ УСТЬЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

По состоянию на 31.12.2021 государственная гидрологическая сеть в пределах устьевых областей насчитывает 75 наблюдательных подразделений (НП). Из общего числа изучаемых рек 19 (7 малые, 8 средние, 4 большие реки) впадают в моря Баренцево, Белое и Карское (европейское побережье). От Карского до Берингова моря наблюдения проводятся в 16 устьевых областях средних и больших рек — 4 и 12 соответственно (рис. 1, 3). На устьевых участках рек расположено 52 НП и на устьевых взморьях — 23 станции [27, 29]. Значительная часть устьевой сети (22 НП) относится к разряду труднодоступной. Количественный состав устьевой сети на 31.12.2021 соответствует уровню 1940-х гг. (рис. 2).

В 2014 г. впервые начались систематические гидрологические наблюдения, в том числе устьевые, на островных реках Мушкетова, Амба и др. (о. Большевик архипелага Северная Земля), которые организованы ГМО “Мыс Баранова” (ААНИИ) [18].

Современная ведомственная сеть практически не представлена в изданиях ВК. По поступающим в ААНИИ сведениям [29] в Енисейской устьевой области работает 3 ведомственных поста, но данные наблюдений в изданиях ВК [12, 13] не публикуются. Также к устьевой сети условно можно отнести ведомственные посты (9 единиц), которые расположены вблизи устьевых створов зарегулированных рек Кольского п-ова и Карелии. Посты представляют собой пункты учета стока на ГЭС в составе гидроузла. Данные о сбросах на ГЭС, расположенных в Мурманской обл., публикуются в гидрологических ежегодниках Мурманским УГМС, аналогичные сведения по Карельским ГЭС в Северо-Западное УГМС не поступают и не пуб-

**Таблица 1.** Количественный состав действующей устьевой гидрологической сети Росгидромета по видам наблюдений (на 31.12.2021)

Район УОР	Всего НП	Виды наблюдений									
		уровень воды по рейке	уровень воды по самописцу (СУМ, СУВ, АГК, и др.)	температура воды	толщина льда	ледовые явления	гидрохимия	сток воды/наносов	мутность воды	соленость воды	рейдовые
Устьевой участок	52	52	6	52	50	52	33	15/2	2	–	–
Устьевое взморье	23	20	7	23	23	23	6	–	–	19	1

ликуются. В АИС “Государственный мониторинг водных объектов” (АИС ГМВО) данные о ведомственных постах не представлены [1].

Численность работающих устьевых наблюдательных подразделений Росгидромета по видам наблюдений представлена в табл. 1, их расположение – на картосхеме (рис. 1). Программы наблюдений характеризуются следующими особенностями.

В большинстве случаев гидрологические посты, расположенные на устьевых участках больших рек в зоне переменного подпора со стороны моря, работают по программам речных постов и проводят двухсрочные наблюдения за уровнем воды по рейке и за температурой воды по местному времени. Исключение – некоторые устьевые посты Северной Двины и Печоры, где на рукавах и протоках дельты установлены самописцы уровня воды.

Гидрометеорологические станции, расположенные на устьевых взморьях рек, должны проводить четырехсрочные наблюдения за уровнем и температурой воды по UTC (Всемирное координированное время). Однако станции Кандалакша (УОР Нива), Умба (УОР Умба), пост Лиинахамари (УОР Печенга) работают по сокращенной программе и проводят трехсрочные наблюдения, ст. Ковда (УОР Ковда) – двухсрочные.

Наблюдения за уровнем и температурой воды практически не автоматизированы. Современные автоматизированные гидрологические комплексы (АГК) на гидрологической сети были установлены по плану мероприятий ФЦП “Развитие водохозяйственного комплекса России в 2012–2020 годах”. По состоянию на 31.12.2020 на территории России действовало 2998 гидрологических постов. На 1064 из них были установлены АГК, при этом не работало 326 [30]. Следовательно, автоматизация наблюдений за уровнем воды на гидрологической сети в стране достигла 25%. Для сравнения – в АЗРФ работало всего 19 ком-

плексов (6 единиц на устьевой сети), что составило 8% численности гидрологической арктической сети [29]. АГК гидростатического типа успешно работают на устьевых постах Северной Двины (3 единицы) и Печоры (1). В 2016–2018 гг. специалистами Якутского УГМС на устьевых участках рек Лены, Яны, Индигирки и Колымы были установлены АГК, но уже через один-два года они были разрушены в результате ледовых явлений или половодья и выведены из строя без возможности восстановления.

Наблюдения за уровнем воды автоматическими средствами проводятся только на устьевых взморьях рек, впадающих в Белое море. По распоряжению Росгидромета с 2019 г. следует признать недостоверными ежечасные отметки уровня воды Баренцева моря в пунктах Полярное, Мурманск (Кольско-Тулумская устьевая область), Териберка (устьевая область р. Териберки), Лиинахамари (устьевая область р. Печенги) ввиду устаревших мареографов. На устьевом взморье р. Колымы (ст. Амбарчик) в навигацию устанавливается самописец уровня воды Прилив-2Д, в остальное время года наблюдения за уровнем воды отсутствуют.

Инструментальные наблюдения за волнением на акваториях устьевых областей не проводятся. Рейдовые работы выполняются лишь в Двинском заливе – в районе судоходного канала (о. Мудьюг).

Расходы воды измеряются на замыкающих створах 15 рек АЗРФ. На постах Северная Двина – с. Усть-Пинега, Печора – с. Оксина и Обь – г. Салехард для измерений расходов воды используются профилографы. В 2020 г. после многолетнего перерыва в наблюдениях за стоком воды в период открытого русла с помощью профилографа были измерены расходы воды на замыкающих створах Лена – с. Кюсюр и Колыма – г. Среднеколымск.

На протяжении двух-трех десятилетий наблюдения за расходами воды полностью отсутствуют на замыкающих створах сибирских рек Таз, Ени-

сей, Пясины, Нижняя Таймыра, Хатанга, Омолы, Алазея и Индигирка, а в дальневосточном регионе – на Анадыре.

Наблюдения за стоком взвешенных наносов проводятся на двух замыкающих створах больших рек (р. Обь – г. Салехард, р. Оленек – 7,5 км от устья р. Буур).

Подробнее остановимся на проблемах наблюдений за основными гидрологическими характеристиками – уровнем и стоком воды.

### ПРОБЛЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА УРОВНЕМ ВОДЫ

Основные проблемы при выполнении наблюдений за уровнем воды и использовании результатов наблюдений характерны в той или иной мере для большинства устьевых областей рек АЗРФ, но наиболее четко проявились на примере Обско-Тазовской устьевой области [8, 9, 34, 35]. Они сводятся к следующим важным моментам.

1. Наблюдения не всегда репрезентативны по месту расположения поста. Ситуация в целом характерна для условий Арктики, где места для наблюдений изначально выбирались в пределах существующих поселений. Некоторые посты на устьевых взморьях (в губах и заливах) – например, станции Новый Порт, Тамбей (закрыт) и Каменный (закрыт) – оказались оборудованными у отмельных берегов, что приводит к обсыханию уровнемерных устройств и прекращению наблюдений при сильных сгонах. Недостаток постов, расположенных в устьях малых рек на некотором удалении от устьевого взморья, – возможное нарушение гидравлической связи поста с губой при частичном или полном промерзании русла ниже поста, а на пике весеннего половодья ход уровня в реке может существенно отличаться от уровня в губе за счет местного стока, как, например, Тадибеяха, им. 60-летия ВЛКСМ, Антипаюта и Сеяха. Два первых в настоящее время закрыты, а Антипаюта и Сеяха работают по программе речных постов с 1988 и 1994 гг. соответственно [8, 35].

2. В работе большинства уровнемерных постов, особенно расположенных в пределах устьевых взморий (губ и заливов), в наблюдениях отмечаются пропуски различной продолжительности. В сравнении с губами (заливами) уровнемерные наблюдения на устьевых участках, в первую очередь на замыкающих створах, по обеспечению непрерывности наблюдений можно считать относительно благополучными.

3. Данные ежедневных или четырехсрочных уровнемерных наблюдений на постах, расположенных в губах и заливах, как правило, содержат типичный скрытый недостаток. Он обусловлен изменением (по инициативе наблюдателей) времени наблюдений относительно целых часов. Это

изменение зачастую вынужденное, так как наблюдателю-совместителю необходимо точно в эти же сроки выполнить стандартные метеорологические наблюдения, что практически невыполнимо. При этом сведения о реальном времени наблюдений в таблицах прибрежных гидрометеорологических наблюдений (ТГМ-1) во многих случаях не приводятся. Такие нарушения встречаются в том числе и в благополучные годы с позиций полноты данных. Выявить такой брак в наблюдениях возможно только с применением специальных методик [7].

4. Состояние высотной основы уровнемерных постов в большинстве УОР практически не соответствует требованиям нормативных документов как по количеству реперов, так и по их надежности [28, 43]. После 1990 г. в течение десятилетий высотная основа на ряде постов не обновлялась и пришла в негодность. Инспекции ААНИИ показали, что нередко наблюдатели не представляют, где находятся контрольные репера [9]. В таких условиях не может быть обеспечен надлежащий контроль высотной основы постов и сохранена однородность накопленных рядов наблюдений за уровнем воды.

5. Имеет место нарушение регламента по контролю уровнемерных устройств на постах, который должно выполняться ежемесячно, а при необходимости и чаще.

6. В период 1976–1982 гг. все станции и посты, работающие по морской программе, перешли к единому нулю поста (ЕНП), равному –5.000 м БС, для всех морей территории СССР, связанных с Мировым океаном. Введение ЕНП, повлекшее за собой изменение высотного положения плоскости отсчета уровней на постах, привело к необходимости нахождения поправок к накопленным историческим рядам наблюдений за уровнем воды. Положение усугубилось тем, что перевод на ЕНП был выполнен до перехода на уравнивающую систему отметок (БС-77). Поправки к уровням воды для приведения их к единой плоскости отсчета за многолетний период не всегда приводятся в материалах публикуемой части ВК. Такие поправки были определены для всех постов Обской губы в результате специальных исследований [8, 35]. Аналогичные исследования целесообразно выполнить по всем другим постам стационарной устьевой сети, которые были переведены на ЕНП.

7. Неприемлем переход от ежедневных и четырехсрочных наблюдений к двухсрочным в условиях резкой изменчивости уровня воды на устьевых взморьях. Сравнение характеристик уровня воды, вычисленных для ежедневных, четырехсрочных и двухсрочных наблюдений на постах Обской и Тазовской губ, показало, что наибольшие расхождения между ежедневными и четырехсрочными наблюдениями при определении среднесу-

точных уровней достигают 8–33 см, среднемесячных – 1–3 см, среднегодовых – близки к нулю, экстремальных – 32–78 см. Наибольшие расхождения между ежедневными и двухсрочными данными при определении среднесуточных отметок уровня воды достигают 21–96, среднемесячных – 4–27, среднегодовых – 2–3, экстремальных – 60–177 см [8, 34]. Таким образом, сокращение сроков наблюдений за уровнем воды приводит к потере информации, необходимой для расчета уровня воды редкой повторяемости и, в итоге, к заведомо неадекватным выводам о повторяемости явления.

8. Отсутствие на ряде УОР (Обско-Тазовская, Хатангская и Индигирская) наблюдений за уровнем воды на стыке “устьевой участок – устьевое взморье” либо на морской границе устьевой области не позволяет обеспечить граничными условиями комплексные гидродинамические модели этих объектов.

9. Ослаблен либо отсутствует необходимый контроль сетевых подразделений и методическое руководство ими со стороны УГМС [28, 29]. После очередной реорганизации сети в 1990-е гг. сложилась ситуация, когда в сферу ответственности УГМС попали наблюдательные подразделения настолько территориально удаленные, что за прошедшие десятилетия специалисты Северного УГМС ни разу не посетили с инспекциями свои подведомственные НП (р. Хатанга, р. Сеяха – Обская губа, р. Анти-Паюта – Тазовская губа). В Чукотском УГМС последняя инспекция ст. Амбарчик (р. Колыма) проведена в 2005 г., морского поста Анадырь – в 2001 г. [29].

Большинство перечисленных проблем связано с несоблюдением действующих нормативных документов, чему способствует низкая квалификация либо отсутствие профильной подготовки наблюдателей на гидрологических постах. Гидрологические наблюдения обычно возлагаются на метеонаблюдателя как дополнительные.

Можно констатировать, что программа наблюдений за уровнем воды, реализуемая в настоящее время на постах, расположенных на устьевых взморьях, в виде срочных измерений по водомерной рейке (футштоку), безнадежно устарела со всех точек зрения и не обеспечивает гидрологический мониторинг необходимой информацией. Давно назрела необходимость технического переоснащения постов современными автономными измерительными комплексами с непрерывной регистрацией колебаний уровня воды и передачей данных в центры по обработке данных (ЦОД) в оперативном режиме.

Необходимо также приступить к качественному обновлению высотной основы постов, что означает переход к реперам более высокого их класса и надежности с привязкой их к высокоточной геоцентрической системе координат с ис-

пользованием спутниковых систем позиционирования GPS/ГЛОНАСС.

В ААНИИ ведутся исследования возможности использования перспективных российских спутниковых систем связи гражданского назначения на геостационарной и полярных орбитах для повышения эффективности функционирования системы мониторинга водных объектов суши в малонаселенных районах.

Вопросам качества наблюдений за уровнем и стоком воды в ААНИИ постоянно уделяется внимание как в рамках региональных тем, так и в процессе выполнения экспертизы материалов публикуемой части ВК [11]. Выводы и рекомендации по результатам экспертизы направляются в соответствующие УГМС для их учета при окончательной подготовке материалов наблюдений к опубликованию.

## СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА СТОКОМ ВОДЫ

Сток воды в замыкающих створах больших рек – основной фактор, определяющий ледово-гидрологические условия в устьевых областях рек и прилегающих районах моря и основная гидрологическая характеристика для оценки водных ресурсов на территории России.

Расчеты годового стока воды, поступающего в устьевые области рек, должны быть обеспечены регулярными измерениями расходов воды в течение года в замыкающих гидрометрических створах. Надежность результатов, получаемых на основе расчетных методик, зависит от числа и качества измерений расходов воды с учетом водного и ледового режима реки в различные сезоны года. Для устьевых областей рек применяются методики, учитывающие влияние стонно-нагонных и приливно-отливных явлений со стороны моря [36]. В разработку таких методик неоценимый вклад внесли С.С. Байдин, В.Н. Михайлов [41]. Известно, что надежность расчетов зависит также от точности наблюдений за уровнем воды и от устойчивости высотной основы гидрологического поста [39]. Важную роль в расчетах играют наблюдения за уклоном водной поверхности и сведения о ледовых явлениях выше и ниже замыкающего створа реки в переходные периоды весны и осени.

Фактически измерения расходов воды в замыкающих гидрометрических створах больших и средних рек Арктической зоны России проводятся крайне нерегулярно (Онега, Мезень, Печора, Лена) или совсем отсутствуют (Таз, Енисей, Пясина, Хатанга, Анабар, Омолой, Яна, Индигирка, Алазея, Колыма, Анадырь), что отражено на рис. 1.

В периоды разрушения льда весной и установления ледостава осенью на больших и средних ре-

ках отсутствует возможность измерений расходов воды с использованием плавсредств, поэтому данные за этот период грубо приближенные. Правомочность применения методик расчета стока воды в замыкающих створах рек (как вне зоны, так и в зоне влияния моря) зачастую не соответствует установленным нормативным документам Росгидромета (например, на реках Енисее, Анабаре, Лене). Методика оценки точности этих расчетов нормативными документами не регламентируется. Надежность результатов наблюдений за уровнем воды, зависящая от устойчивости высотной основы, в последние десятилетия контролируется не на всех постах, многие реперы разрушены и не обновляются [9, 28, 43].

Сведения о состоянии наблюдений, наличии измерений расходов воды и полноте данных наблюдений за стоком воды в замыкающих створах больших и средних рек Арктической зоны РФ, а также их соответствие в изданиях ВК и АИС ГМВО приведены в табл. 2.

С начала 1990-х гг. доступ к материалам ВК, в том числе к гидрологическим ежегодникам, весьма ограничен не только для потребителей, но и внутри учреждений Росгидромета. Проблемы доступности гидрологических данных и правовые предпосылки к их открытости рассмотрены в работах [3, 22].

С 2008 г. Росгидромет безвозмездно передает данные гидрологических наблюдений по водотокам и водоемам РФ в Росводресурсы для внесения в Государственный водный реестр [6, 32]. Формы предоставления данных практически идентичны формам таблиц ЕДС [12], но несколько отличаются по составу (например, отсутствуют сведения о температуре воды). Эти данные ежегодно размещаются в АИС ГМВО [1], введенной в действие в 2014 г., и предназначены для широкого круга задач в области гидрологии, водного хозяйства, инженерных изысканий, проектирования и строительства гидротехнических сооружений и экологии. В ААНИИ проведена выборочная проверка соответствия ежегодных данных наблюдений по гидрологической сети АЗРФ, размещенных в АИС ГМВО за период 2008–2018 гг., данным, опубликованным в ЕДМ (Ч. 2. Устья рек). Выявлены разночтения гидрологических данных практически по всем элементам водного режима. Основная причина такого положения — сжатые сроки регламента передачи данных наблюдений из УГМС в Росводресурсы для внесения в Государственный водный реестр и последующие уточнения данных в УГМС при подготовке и общем редактировании ЕДС и ЕДМ. При этом информация в АИС ГМВО по уточненным данным не обновляется.

В соответствии с Приказом Минприроды РФ № 111 от 07.05.2008 “Об утверждении форм и по-

рядка представления данных мониторинга, полученных участниками ведения государственного мониторинга водных объектов” данные наблюдений поступают в АИС ГМВО за предшествующий год в мае текущего года, т. е. еще до окончательной редакции и компоновки ежегодных изданий Водного кадастра в УГМС-редакторе и экспертизы НИУ-куратора.

С другой стороны, зафиксированы многочисленные случаи размещения в АИС ГМВО среднесуточных и характерных расходов воды и их обобщений, не обеспеченных измеренными расходами воды в гидрометрических створах, в том числе замыкающих, подробнее об этом изложено в работах [28, 29]. Эти же сведения затем публикуются в ЕДС. Практика размещения в АИС ГМВО и ЕДС ненадежных данных о стоке воды продолжается и в настоящее время [29]. В этом случае ответственность за нарушения лежит прежде всего на ответственном УГМС-редакторе. Например, по арктической сети этот недостаток отмечен в Среднесибирском и Якутском УГМС.

Ниже приведен анализ надежности расчетов стока воды в замыкающих створах устьевых областей больших и средних рек Арктической зоны РФ (табл. 2).

В замыкающих створах рек в северных районах ЕЧР регулярные наблюдения за стоком воды в основном выполняются только в период открытого русла и ледостава. Вместе с тем отмечены перерывы в наблюдениях и недостаток измерений в отдельные сезоны года на Северной Двине, Мезени и Печоре, что снижает точность расчетов стока воды. Результаты наблюдений опубликованы в изданиях ВК [11–13] и размещены в АИС ГМВО с 2008 г. На Онеге — с. Порог наблюдения в 2005–2011 гг. не велись, а с 2012 г. проводятся только в период открытого русла.

В устьевой области Печоры расходы воды измеряются на постах в селах Усть-Цильма и Оксино. Оба пункта наблюдений не отвечают требованиям замыкающего створа р. Печоры. В с. Усть-Цильма измерения в основном регулярные и надежные, но створ находится на значительном расстоянии от вершины устьевой области реки и не учитывает полностью сток воды Печоры. Гидрометрический створ в с. Оксино расположен в дельте и учитывает суммарный сток воды не по всем протокам. Измерения расходов воды в период открытого русла нерегулярные, а в период ледостава значительное число измерений забраковано по причине нарушения методики измерений при влиянии стонно-нагонных явлений.

В замыкающем створе р. Оби наблюдения ведутся регулярно, без перерывов, отмечается недостаток измерений расходов воды в период весеннего разрушения льда и осеннего ледообразования. В замыкающих створах рек Надым и Пур

**Таблица 2.** Сведения о состоянии наблюдений, наличии измерений расходов воды и полноте данных наблюдений за стоком воды в замыкающих створах больших рек Арктической зоны РФ, а также их соответствие в изданиях ВК и АИС ГМВО

Река	Наблюдательное подразделение (НП)	Сведения о работе НП на конец 2021 г.	Состояние высотной основы	Наличие измерений расходов воды (ИРВ) и полнота данных	Соответствие данных в изданиях ВК и АИС ГМВО
Онега	с. Порог	Действует	Удовлетворительное	Перерывы в наблюдениях	Нет сведений
Северная Двина	с. Усть-Пинега	»	»	»	Не соответствуют
Мезень	д. Малонисогорская	»	»	»	Нет сведений
Печора	с. Усть-Цильма	»	»	»	Не соответствуют
Печора	с. Оксина	»	Неудовлетворительное	»	»
Обь	г. Салехард	»	Удовлетворительное	»	»
Надым	г. Надым	»	»	»	»
Пур	с. Самбург	»	»	»	»
Таз	ст. Сидоровск	Консервация с 1997 г.	Нет сведений	Отсутствуют с 1997 г.	Не публикуются
Енисей	г. Игарка	Действует	Неудовлетворительное	Отсутствуют с 2003 г.	Не соответствуют
Пясины	ст. Усть-Тарей	Закрыт в 1988 г.	Нет сведений	Отсутствуют с 1988 г.	Не публикуются
Хатанга	с. Хатанга	Действует	Неудовлетворительное	Отсутствуют с 1995 г.	»
Анабар	с. Саскылах	»	»	Отсутствуют с 1992 г.	Не соответствуют
Оленек	7.5 км ниже устья р. Буур	»	Удовлетворительное	Перерывы в наблюдениях	»
Лена	с. Кюсюр	»	»	Отсутствуют с 2003 г.	»
Яна	ст. Юбилейная	»	Неудовлетворительное	Отсутствуют с 2005 г.	Не публикуются
Индиگیرка	пос. Воронцово	Закрыт в 1996 г.	»	Отсутствуют с 1996 г.	»
Алазея	с. Андрюшкино	Действует	»	Отсутствуют с 1994 г.	»
Колыма	г. Среднеколымск	»	»	Отсутствуют с 1998 г.	Не соответствуют
Колыма	Колымское-I	Не работает с 1999 г.	»	Отсутствуют с 1999 г.	Не публикуются
Анадырь	свх Снежное	Консервация с 1995 г.	Нет сведений	Отсутствуют с 1995 г.	»
Анадырь	3 км выше устья р. Утесики	Закрыт в 1990 г.	»	Отсутствуют с 1989 г.	»

наблюдения были прекращены в 1992 г. и возобновлены в 2010 и 2013 гг. соответственно.

В Енисейской устьевой области в замыкающем створе р. Енисей измерения расходов воды в период ледостава отсутствуют с 1993 г., при открытом русле — с 2003 г. Гидрологический режим Енисея у г. Игарки подвержен влиянию сгонно-нагонных явлений со стороны моря, но методика измерений и расчета стока воды не соответствует нормативным документам Росгидромета. В результате научно-методической экспертизы ААНИИ разрешение на публикацию этих сведений в ЕДМ за период 1993–2018 гг. не выдано ввиду упомянутых выше недостатков. Однако эти сведения о годовом стоке воды представлены в ЕДС за 1994–2017 гг. и в издании [13] без проведения экспертизы материалов на стадии их подготовки к публикации. Одновременно сведения включены в АИС ГМВО за 2008–2017 гг.

В замыкающем створе р. Анабар — с. Саскылах регулярные измерения расходов воды отсутствуют с 1992 г. В отдельные годы отмечены эпизодические измерения в период открытого русла с нарушением методики измерений. В результате научно-методической экспертизы ААНИИ разрешение на публикацию в ЕДМ за период 1993–2018 гг. ААНИИ не выдано ввиду упомянутых выше недостатков. Однако эти данные опубликованы в ЕДС, ЕДМ и АИС ГМВО за 2008–2019 гг.

В замыкающем створе р. Оленок недостаточное число измерений расходов воды иногда отмечается в период весеннего разрушения льда и осеннего ледообразования. Методика расчета стока воды учитывает кратковременное влияние сгонно-нагонных явлений при низких уровнях воды в летне-осенний сезон.

В замыкающем створе р. Лены — с. Кюсюр отсутствуют наблюдения за стоком воды в период открытого русла с 2003 г. и недостаточны измерения в другие сезоны года. В результате научно-методической экспертизы ААНИИ разрешение на публикацию данных о стоке воды в ЕДМ с 2003 г. за период открытого русла не выдано. Однако данные за этот период опубликованы и в ЕДС, и в [13]. В АИС ГМВО данные представлены за 2008–2011 гг., за 2015 г. — в целом за год, а за 2014 г., 2016–2019 гг. — только за период ледостава.

В замыкающем створе р. Яны регулярные измерения расходов воды отсутствуют в период открытого русла с 2000 г., в период ледостава — с 2004 г., но данные опубликованы в ЕДС по 2007 г.

В замыкающих створах рек Индигирки, Алазеи и Колымы отсутствуют наблюдения за стоком воды с 1991, 1994 и 1999 гг. соответственно. Однако данные по р. Индигирке за 1991–1996 гг. опубликованы в ЕДС и ЕДМ.

В замыкающем створе р. Колымы на гидро-створе Колымское-1 наблюдения прекращены в 1999 г. и отсутствуют по настоящее время, в створе г. Среднеколымска (дублер замыкающего створа) — прекращены в 1998 г. и возобновлены в 2020 г. Однако не обоснованные измерениями расходы воды по Колымскому-1 опубликованы в ЕДС по 2005 г., по г. Среднеколымску — по 2019 г. и включены в АИС ГМВО за 2008–2019 гг.

Общая проблема точности учета стока воды на средних и больших реках АЗРФ — несовпадение замыкающего гидрометрического створа с верхней границей устьевой области реки (рис. 1). В идеальном случае замыкающий гидрометрический створ должен располагаться на границе предельной дальности распространения по реке колебаний уровня воды со стороны моря (приливов, нагонов) при межennem речном стоке воды [37]. В действительности это правило не всегда возможно выполнить по причине отсутствия населенных пунктов в подходящих для этого местах. Поэтому так сложилось, что за замыкающие вынужденно приняты гидрометрические створы, расположенные выше или ниже этой границы. Недостаток гидроствора, расположенного выше, — недоучет приточности на речном участке между гидроствором и верхней границей устьевой области реки. Гидроствор, расположенный ниже верхней границы устьевой области реки, подвержен влиянию периодических и непериодических колебаний уровня воды, учет которых требует применения специальных методов измерения расходов воды и обработки результатов.

С 1975 г. используется система кодирования пунктов гидрологических наблюдений, согласно которой всем замыкающим створам и ниже расположенным постам присвоены устьевые коды. В отдельных случаях устьевые коды приняты для двух замыкающих створов одной устьевой области (например, Печоры и Колымы).

В результате инспекций сетевых подразделений на территории АЗРФ, итогов экспертизы материалов ВК в 2006–2021 гг., анализа сведений по материалам УГМС и научных работ ААНИИ [7, 9, 34, 35, 43] выявлено неудовлетворительное состояние высотной основы гидрологических постов в устьевых областях Печоры, Енисея, Хатанги, Анабара, Яны, Алазеи и Колымы, что снижает надежность наблюдений за уровнем воды и, следовательно, расчетов стока воды (табл. 2).

Публикуемые данные в изданиях ВК РФ — официальная исходная информация для потребителей при проектировании, разработке прогностических зависимостей элементов гидрологического режима, моделировании, научном анализе и прогнозах изменения климата. В этих изданиях должны быть опубликованы только надежные данные наблюдений. Но, к сожалению,

точность опубликованных данных о стоке воды за последние десятилетия значительно снижена.

В изданиях ВК в пояснениях к таблице “Ежедневные расходы воды” приведена краткая информация о надежности сведений о стоке воды и причинах их приближенности (пониженной точности). Это позволяет учесть такую информацию при дальнейшем использовании опубликованных данных.

Различие опубликованных сведений о стоке воды в ежегодных и многолетних изданиях ВК РФ, объединенных изданиях ВК “Водные ресурсы РФ и их использование” и АИС ГМВО приводит к несоответствию результатов обработки, обобщения и анализа данных, полученных из названных источников.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе представленной информации приходится констатировать, что в настоящее время количество государственных и ведомственных пунктов наблюдений в устьевых областях арктических рек европейской части АЗРФ близко по численности к концу 1920-х гг., а в азиатской – к началу 1940-х гг. В результате сокращения наблюдательной сети не удалось сохранить даже некоторые вековые (реперные) НП. Техническое оснащение станций и постов современными приборами и оборудованием неудовлетворительно. На многих станциях и постах, имеющих продолжительные ряды данных, наблюдения прерваны либо проводятся нерегулярно. Качество наблюдений и полученных данных за отдельные периоды не всегда удовлетворительно, а иногда такие данные просто непригодны к использованию. Высотная основа постов и водомерных устройств несовершенна и контролируется не регулярно. Несоблюдение методов измерений расходов воды, недостаточное число измерений для обоснования расчетов, недоучет влияния сгонно-нагонных и приливо-отливных явлений, ледовой обстановки и подпора уровня воды от заторных явлений, отсутствие измерений в периоды весеннего разрушения льда и осеннего ледообразования, отсутствие наблюдений за уклоном водной поверхности становятся основными причинами приближенности данных о стоке воды и приводят к нарушению однородности многолетних рядов наблюдений.

Гидрологическая информация, публикуемая в изданиях ВК, во многих случаях не идентична АИС ГМВО. Такая ситуация приводит к расхождению в многолетних рядах данных наблюдений, включая базы данных у владельцев (УГМС, ГГИ, ААНИИ, ВНИИГМИ-МЦД) и у потребителей (Росводресурсы, РАН, коммерческие предприятия и др.) гидрологической информации.

В качестве мер по устранению отмеченных недостатков можно предложить следующее.

Совершенствование плано-высотной основы станций и постов следует направить в первую очередь на обеспечение их необходимым количеством реперов. Следует также в обязательном порядке заново выполнить привязку реперов станций к государственной геодезической сети, чтобы убедиться, насколько длительное отсутствие необходимого количества реперов и нерегулярное выполнение контрольных нивелировок могли привести к нарушению однородности уровневых рядов.

Необходимо приступить к качественному обновлению плано-высотной основы станций и постов с постепенным переходом к реперам более высокого класса надежности и точности, которые бы позволяли осуществлять их привязку к высокоточной единой геоцентрической системе координат с использованием спутниковых систем позиционирования GPS/ГЛОНАСС.

Обязательные меры – неукоснительное соблюдение действующих наставлений гидрометеорологическим станциям и постам по производству наблюдений, квалифицированное выполнение первичного контроля материалов наблюдений и его своевременности, а также соблюдение периодичности нивелировок реперов и уровневых устройств.

Следует обеспечить круглогодичное измерение уровня воды с ежечасной дискретностью на станциях и постах, расположенных на устьевых взморьях и на участках боковых притоков устьевой области, подверженных влиянию моря.

Действенная мера по обеспечению качества гидрологических наблюдений и работ – регулярное проведение методических инспекций станций и постов силами УГМС.

Требуется безотлагательное согласование идентичности информации, размещаемой в АИС ГМВО и публикуемой в изданиях ВК.

За рамками данных рекомендаций оставлены вопросы обеспечения станций и постов необходимым квалифицированным инженерно-техническим персоналом, преемственности в их работе, улучшения материально-технической базы станций для возможности выполнения ими работ, соответствующих разряду. Решение этих вопросов в большинстве случаев – ключ к выполнению перечисленных рекомендаций.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). <https://gmvo.skniivh.ru/>
2. Атлас: морфодинамика устьевых систем крупных рек арктического побережья России / Под. ред.

- В.Н. Кортаева, Г.И. Рычагова, Н.А. Римского-Корсакова*. М.: АПР, 2017. 148 с.
3. *Белякова П.А., Каспрова Ю.А.* Доступ к гидрологическим данным как необходимый элемент исследований: проблемы и пути решения // Международный науч.-практ. конф. “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”. СПб.: РГГМУ, 2020. С. 298–300.
  4. *Бобровицкая Н.Н.* Современное состояние гидрологической сети России и основные направления ее развития // VI Всерос. гидрол. съезд. Докл. Секция 1. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006. С. 5–8.
  5. *Божков А.Т.* Состояние и перспективы развития гидрологической сети в Российской Арктике // VI Всерос. гидрол. съезд. Докл. Секция 1. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006. С. 105–108.
  6. Водный кодекс РФ. <https://base.garant.ru/12147594>
  7. *Войнов Г.Н.* Способ приведения ежечасных наблюдений за уровнем моря к однородным рядам с помощью калибровки приливов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 2 (104). С. 68–80.
  8. *Войнов Г.Н., Налимов Ю.В., Пискун А.А., Становой В.В., Усанкина Г.Е.* Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод) / Под ред. Г.Н. Войнова. СПб.: Нестор–История, 2017. 192 с.
  9. *Голованов О.Ф., Пискун А.А., Терехова Р.А.* Состояние высотной основы гидрологической сети севера ЯНАО // Российские полярные исследования. Инф.-аналит. сб. 2012. № 4 (10). С. 38–41.
  10. ГОСТ 19179-73 Гидрология суши. Термины и определения. <http://docs.cntd.ru/document/gost-19179-73>
  11. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек (ЕДМ). Ч. 1. Моря. Ч. 2. Морские устья рек. Т. 3–6. 1977–2018 гг.
  12. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши (ЕДС). Т. 1. Вып. 6–10, 12, 16, 17. Ч. 1. Реки и каналы. 1977–2018 гг.
  13. Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Ежегодное издание. 1987–2006 гг. Водный кадастр Российской Федерации (с 2007). Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. <http://www.hydrology.ru/ru/structure/informacionno-analiticheskiy-centr-po-vedeniyu-gosudarstvennogo-vodnogo-kadavra-po>
  14. *Доманицкий А.П. и др.* Реки и озера Советского Союза. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 104 с.
  15. *Иванов В.В.* Гидрологический режим низовьев и устьев рек Западной Сибири и проблема оценки его изменений под влиянием территориального перераспределения водных ресурсов // Проблемы Арктики и Антарктики. 1980. Вып. 55. С. 20–43.
  16. *Иванов В.В.* Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 308. С. 4–13.
  17. *Иванов В.В., Третьяков М.В.* Проблемы восстановления и развития системы гидрометеорологических наблюдений в устьевых областях рек арктической зоны как основы государственного мониторинга этих поверхностных водных объектов // Общество. Среда. Развитие. 2015. № 4. С. 151–160.
  18. Исследование природной среды высокоширотной Арктики на НИС “Ледовая база Мыс Баранова” / Под ред. А.П. Макитаса, В.Т. Соколова. СПб.: ААНИИ, 2021. 260 с.
  19. *Зотин М.И.* Развитие сети полярных станций // Проблемы Арктики. 1957. № 1. С. 99–109.
  20. *Кортаев В.Н.* Геоморфология устьевых систем крупных рек Арктического побережья России 2020 // VIII Шукинские чтения: рельеф и природопользование. Материалы Всерос. конф. с международ. участием. М.: Географический фак. МГУ, 2020. С. 661–667.
  21. *Кортаев В.Н.* Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. № 3. С. 55–65.
  22. *Магрицкий Д.В.* Проблемы информационного обеспечения исследований крупномасштабных гидрологических процессов в российской Арктике // Сб. тез. II Всерос. науч. конф. с международ. участием “Мониторинг состояния и загрязнения окружающей среды. Экосистемы и климат Арктической зоны”. М.: МИИ, 2020. С. 253–256.
  23. *Магрицкий Д.В., Повалишников Е.С., Фролова Н.Л.* История изучения стока воды и водного режима рек Арктической зоны России в XX в. и начале XXI в. // Арктика и Антарктика. 2019. № 3. С. 61–96.
  24. Методические указания по ведению ГВК. Раздел 1. Вып. 1. Общие положения. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 30 с.
  25. *Михайлов В.Н., Горин С.Л.* Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. № 3. С. 243–257.
  26. *Муждаба О.В., Румянцева Е.В., Шестакова Е.Н., Третьяков М.В., Терехова Р.А., Трунин А.А.* К вопросу о достоверности гидрологической информации по поверхностным водным объектам суши Арктической зоны России // XV Международный науч.-практ. симпоз. и выставка “Чистая вода России”. Сб. материалов. Екатеринбург, 2019. С. 161–167. <https://wrm.ru/index.php?id=125>
  27. *Муждаба О.В., Трунин А.А.* База данных “Состояние гидрометеорологической сети за период инструментальных наблюдений в Арктической зоне РФ (версия 1.0)”. Правообладатель ААНИИ. Свид. о регистрации базы данных RU 2019620824. 22.05.2019. Бюл. Роспатента “Программы для ЭВМ. Базы данных. Топология интегральных микросхем”. 2019. № 6.
  28. Обзор состояния и работы гидрологической сети в Арктической зоне Российской Федерации, включая устья рек, за 2019 год. <https://www.aari.ru/departments/otdel-gidrologii-ustev-rek-i-vodnykh-resursov>
  29. Обзор состояния и работы гидрологической сети в Арктической зоне Российской Федерации, включая устья рек, за 2020 год. <https://www.aari.ru/departments/otdel-gidrologii-ustev-rek-i-vodnykh-resursov>
  30. Обзор состояния системы гидрологических наблюдений, обработки данных и подготовки ин-

- формационной продукции в 2020 году. <http://www.hydrology.ru/ru/content/obzor-sostoyaniya-sistemy-gidrologicheskikh-nablyudeniya-obrabotki-dannyh-i-podgotovki-5>
31. Основные положения о порядке ведения государственного водного кадастра. М.: Гидрометеиздат, 1983. 29 с.
  32. Положение о ведении государственного водного реестра (утв. постановлением Правительства РФ от 28 апреля 2007 г. № 253). <https://base.garant.ru/12153226/#friends>.
  33. Пискун А.А. Анализ водного и руслового режима дельты Оби // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 395–404.
  34. Пискун А.А. О точности определения средних и экстремальных уровней воды при сокращении сроков наблюдений на постах Обской и Тазовской губ // Проблемы Арктики и Антарктики. 2017. № 4 (114). С. 23–36.
  35. Пискун А.А. Режим уровней воды в Обской и Тазовской губах // Тр. II Всерос. конф. “Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития”. СПб.: Химиздат, 2018. С. 532–535.
  36. РД 52.08.163–88 Дополнение к Наставлению гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 1. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 91 с.
  37. РД 52.10.324–92 Методические указания. Гидрологические наблюдения и работы на гидрометеорологической сети в устьевых областях рек. <https://docs.cntd.ru/document/1200082887>
  38. РД 522.04.567–2003 Положение о государственной наблюдательной сети. <https://docs.cntd.ru/document/1200034754>
  39. РД 52.10.768–2012 Нивелирование морских уровней постов. Обнинск: Артифлекс, 2012. 64 с.
  40. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 1. Кольский полуостров. Т. 2. Карелия и Северо-Запад. Т. 3. Северный край. Т. 15. Вып. 3. Нижняя Обь. Т. 16. Вып. 1. Енисей. Т. 17. Лено-Индигирский район. Т. 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеиздат, 1963–1967.
  41. Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1972. 396 с.
  42. Справочник по гидрологическому режиму морей и устьев рек СССР. Ч. 1. Основные гидрологические характеристики. Т. 6. Баренцево море. Вып. 1. Южное побережье моря. Мурманск: МУГМС, 1970. 484 с.
  43. Терехова Р.А. Состояние геодезического обеспечения гидрологических наблюдений в Арктической зоне РФ // Международ. науч.-практ. конф. “Современные проблемы гидрометеорологии и мониторинга окружающей среды на пространстве СНГ”. СПб.: РГГМУ, 2020. С. 428–430.

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 556.54+556.5.06+556.5.072+551.465

**КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ УРОВНЕЙ ВОДЫ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ  
р. ДОН НА ОСНОВЕ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ<sup>1</sup>****© 2022 г. И. В. Землянов<sup>а</sup>, А. Е. Павловский<sup>а</sup>, И. Ю. Милютин<sup>а</sup>,  
О. В. Горелиц<sup>а, \*</sup>, А. А. Сапожникова<sup>а</sup>**<sup>а</sup>*Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова,  
Росгидромет, Москва, 119034 Россия**\*e-mail: gorelits@mail.ru*

Поступила в редакцию 10.01.2022 г.

После доработки 04.04.2022 г.

Принята к публикации 04.04.2022 г.

Представлены результаты опытной эксплуатации расчетно-модельного комплекса прогнозирования уровней в судоходном рукаве устьевой области р. Дон с суточной заблаговременностью – РМК Дон-модель. Основа РМК – гидродинамическая модель устьевой области р. Дон, сопряженная с моделью циркуляции Азовского моря. Проведена оценка качества прогноза уровней, выявлены основные источники возникновения погрешностей прогноза.

*Ключевые слова:* гидродинамическое моделирование, устьевая область р. Дон, Азовское море, Таганрогский залив, сгонно-нагонные явления.

**DOI:** 10.31857/S0321059622050170**ВВЕДЕНИЕ**

Устьевая область р. Дон относится к эстуарно-дельтовому типу с многорукавной дельтой выполаживания и полузакрытым отмелым устьевым взморьем. Устьевая область Дона состоит из устьевого участка реки длиной 150 км, включающего дельту длиной 38 км, и устьевого взморья протяженностью 140 км [7].

Вершиной устьевой области и устьевого участка реки считают ст. Раздорскую, выше которой нагонные колебания уровня не распространяются.

Вершина дельты Дона лежит в 6 км ниже Ростова-на-Дону, где от Дона отделяется вправо маловодный рук. Мертвый Донец. Схема основных рукавов и протоков дельты р. Дон приведена на рис. 1. Правобережная часть дельты представляет собой район с почти отмершей сетью внутريدельтовых водотоков (ериков) и искусственными водоемами в дельте. Левобережная часть характеризуется устойчивой системой крупных транзитных водотоков и отмиранием внутريدельтовых водотоков [10].

<sup>1</sup> Статья подготовлена в рамках научной темы 4.6 “Развитие моделей, методов и технологий мониторинга гидрохимического состояния и загрязнения морей России и оценки гидрологического и гидрохимического состояния морей и морских устьев рек” (АААА-А20-120042190045-6 от 21/04/2020).

В районе ст. Елизаветинской основное русло Дона делится на два рукава дельты: левый – Старый Дон (около одной трети стока Дона) и правый – Большая Каланча (около двух третей стока Дона).

Ниже хут. Донского рук. Старый Дон разветвляется на протоки: Мериново, Песчаный, Кривой, Свиной. Основным продолжением Старого Дона служит углубленный для целей судоходства проток Песчаный, являющийся частью Азово-Донского судоходного канала [7]. Трасса канала проходит по Дону, Старому Дону, протоку Песчаному, прорезает устьевой бар и выходит в южную часть Таганрогского залива [13]. Глубина канала на баре и в мелководной части залива составляет ~4 м.

Рукав Большая Каланча в районе хут. Рогожино делится на рукава: левый – Мокрая Каланча и правый – Большая Кутерма (около половины стока Дона), продолжение которого – рук. Переволока – имеет относительно глубоководный выход в залив. Прочие рукава дельты в своем естественном состоянии в местах выхода в Таганрогский залив имеют очень мелководные устьевые бары [7].

Устьевое взморье – Таганрогский залив Азовского моря, средняя глубина залива составляет ~5 м [13]. Морская граница устьевой области и устьевого взморья – прол. Должанский, находя-

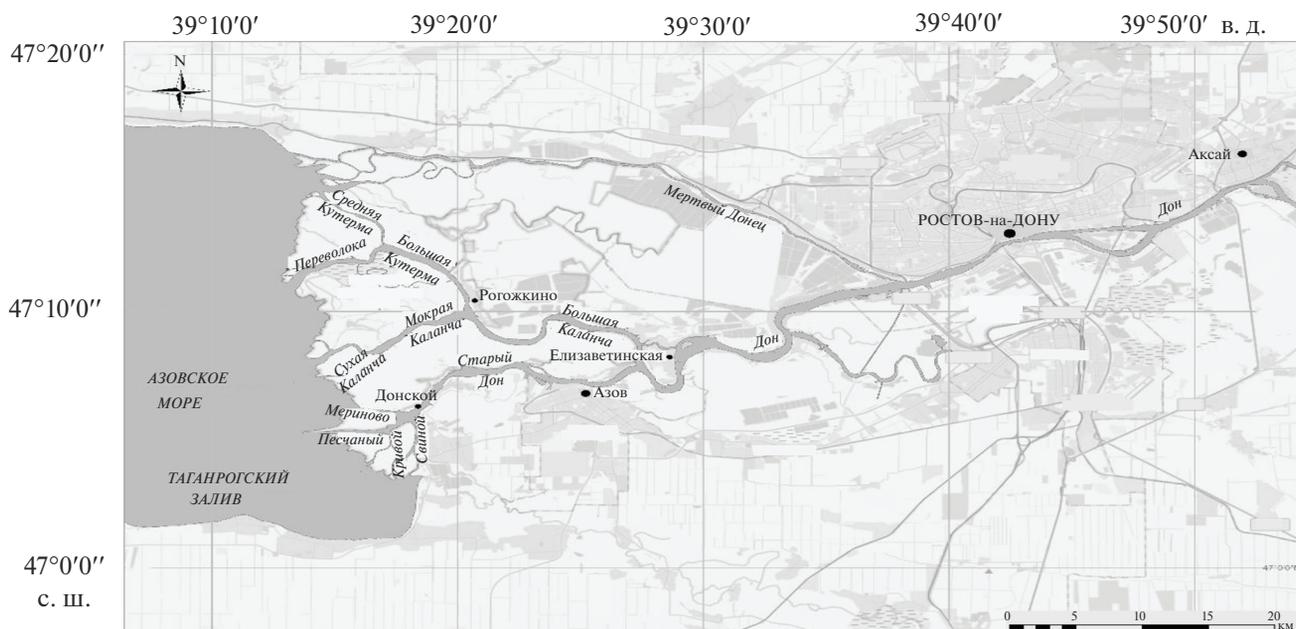


Рис. 1. Основные рукава и протоки дельты р. Дон.

щийся между блокирующими Таганрогский залив косами Белосарайской и Долгой [7].

В рельефе дна устьевого взморья выделяются гирла и устьевой бар. Гирла представляют собой естественные подводные борозды, сформированные речным потоком при выходе на взморье. Хорошо выраженные гирла имеют только наиболее крупные рукава и протоки дельты: Переволока, Мокрая Каланча, Сухая Каланча и Мериново, через которые сбрасывается до 70% годового стока Дона. Гирла этих рукавов отчетливо выражены в рельефе дна взморья с глубинами по фарватеру 1.5–2.5 м. Даже в межень поток воды по руслам гирл сохраняется на протяжении 3–4 км от морского края. Наиболее крупное и глубокое (2–2.5 м) – гирло рук. Переволоки – Егурча. В северной части взморья имеется единственное гирло – Широкое – общее гирло Мертвого Донца и Средней Кутермы [12].

Общий устьевой бар Дона представляет собой совокупность ряда мелких баров (отмелей в руслах гирл) и приустьевых кос, размеры которых определяются водоносностью того или иного рукава дельты. Маловодные протоки дельты не могут прорезать бар Дона и выработать гирла [12].

Стоковые колебания уровня в дельте Дона и на устьевом взморье, вызванные сезонным изменением водности реки, невелики. Особенности гидрологического режима дельты и устьевого взморья определяются сгонно-нагонными явлениями. Сочетание стоковых колебаний уровня со сгонно-нагонными колебаниями создает в устьевой области Дона весьма сложную гидродинами-

ческую структуру, существенно усложняя режим уровней и уклонов.

Явление сгонов и нагонов связано с направлением, скоростью и продолжительностью ветра, зависящего от особенностей атмосферной циркуляции и барометрического режима в регионе, с топографией дна Таганрогского залива и гирл, а также с расходом воды р. Дон [11].

Характерная особенность атмосферной циркуляции в районе Азовского моря – воздействие сибирского антициклона в холодный период года, обуславливающее ветра восточных и северо-восточных направлений, тогда как весной и летом усиливается влияние азорского антициклона, обуславливающее ветра западных и юго-западных румбов [4, 12].

Преобладающие направления ветра определяют характерные особенности режима сгонно-нагонных колебаний. Для устьевой области Дона нагонные ветра – западных румбов, а сгонные – восточных. При этом отмечается преобладание ветров сгонных направлений. В результате повторяемость сгонов здесь составляет 42, а нагонов – 36% [13, 14].

Диапазон сгонно-нагонных колебаний уровня на взморье Дона обусловлен мелководностью восточной части Таганрогского залива и большой силой и повторяемостью ветров, направление которых совпадает с осью залива. При сильных нагонах почти вся площадь дельты Дона покрывается водой. При сильных и продолжительных сгонных ветрах осушается вся придельтовая мелководная полоса устьевого взморья, вода вытес-

няется из восточной части Таганрогского залива до Петрушинской косы (к 3 от Таганрога) [12].

Наибольшие нагоны в заливе отмечаются в марте—апреле и октябре—ноябре, а сгоны — в феврале—мае и сентябре—декабре [7]. Продолжительность сильных сгонов в Таганроге меняется от 3 до 17 сут, продолжительность сильных нагонов — от 12 ч до 3 сут. При этом преобладают сгоны продолжительностью 3—8 сут и нагоны 0.5—1 сут. Наибольшие нагоны в Таганрогском заливе составляют 2.5—4 м, сгоны — 3—3.5 м [10].

В период сгона в нижней части дельты резко сокращается доля стока мелководных рукавов — Мертвого Донца, Мериново, Мокрой Каланчи и большинства малых водотоков, столь же заметно возрастает доля стока наиболее глубоких рукавов [7]. Непосредственная связь мелких рукавов дельты с морем прекращается, течение сохраняется только в гирлах крупных рукавов, которые превращаются в незначительные протоки глубиной 0.5—1 м [12]. При понижении уровня основным фактором в перераспределении стока выступает высота баровой отмели [13]. При дальнейшем развитии сгона уровень в крупных рукавах продолжает понижаться, а в устьях мелких рукавов он устанавливается сначала на отметках осохших устьевых баров, а затем возникает обратный уклон и начинается сток вод в крупные рукава [12]. В результате практически весь сток Дона поступает в Таганрогский залив по двум основным направлениям: Старый Дон — Песчаный и Большая Каланча — Большая Кутерма — Переволока. Остальные же рукава перекрываются в своих устьях обнажающимися мелководными барами [7]. При экстремально сильных сгонах сток полностью сосредотачивается в системе Старый Дон — Песчаный, а водотоки в центральной и северной части дельты отчленяются от Таганрогского залива [5, 6].

После прекращения сильного сгонного или нагонного ветра образовавшаяся денивеляция уровня вызывает его сейшеобразные колебания с периодом ~1 сут. Эти колебания поддерживает ветер, имеющий такую же периодичность смены направлений [13]. Период затухания этих колебаний меняется от 2 до 8 сут [4].

Резкие колебания уровня, возникающие вследствие сгонно-нагонных явлений, оказывают негативное воздействие на судоходство. При интенсивных сгонах возможно падение уровня воды ниже критических отметок, что приводит к несоблюдению требований гарантированных глубин на судовом ходу. Низкие уровни воды также негативно сказываются на работе водозаборных сооружений, оголовки которых ориентированы на определенный проектный уровень. В случае возникновения нагонных явлений происходит катастрофический рост уровня воды, что приводит к рискам возникновения материального ущерба

вследствие затопления прибрежных территорий и объектов хозяйственной и социальной инфраструктуры.

Очевидно, что уровень воды — один из важнейших гидрологических параметров, прогнозирование которого будет иметь комплексный эффект в части обеспечения возможностей планирования прохождения судов по участкам судового хода с критическими глубинами, обеспечения устойчивого функционирования водохозяйственной инфраструктуры и в части снижения вредного воздействия вод.

В свете необходимости обеспечения устойчивого функционирования водохозяйственного комплекса Нижнего Дона, с учетом требований водного транспорта в период навигации краткосрочный прогноз уровня представляется одной из наиболее актуальных задач гидрометеорологического обеспечения. Один из перспективных способов решения поставленной задачи — использование методов гидродинамического моделирования. В настоящее время известно несколько примеров решения задач диагноза и прогноза уровня Азовского моря и р. Дон методами гидродинамического моделирования.

Хорошо известны работы, целевым образом направленные на обеспечение водохозяйственных задач в устьевой области Дона [1—3]. Авторы этих работ сосредоточили внимание на создании гидродинамических моделей речной части с целью выполнения диагностических и сценарных расчетов и оценки скорости течения, расходов и уровней воды в русле.

Другая группа моделей может быть условно отнесена к категории морских, цель которых — диагноз и прогноз динамики вод Азовского моря и Таганрогского залива [15—18].

Отдельно следует упомянуть разработанный в Южном научном центре РАН программный комплекс для прогноза уровней затоплений при нагонах, работающий в оперативном полуавтоматическом режиме в случаях, когда потенциальная скорость ветра с западной составляющей превышает критические значения [22]. В его основе — модель гидродинамики Азовского моря [19, 20] и гидродинамическая модель дельты Дона, построенная на базе ПК НЕС-RAS [21].

Оценивая технологический уровень известных разработок, следует особо отметить действующую в ГОИНе технологию диагноза и прогноза на 3 сут скорости течений, уровня моря, температуры и солёности морской воды, а также характеристик морского льда с пространственным разрешением 0.5 км для Азовского моря. Технология основана на расчете гидротермодинамики Азовского моря с помощью модели морской циркуляции INMOM (Institute of Numerical Mathematics Ocean Model). Для учета атмосферного воздей-



Рис. 2. Границы области моделирования и контрольные створы.

ствия в модели используются прогностические метеорологические характеристики, рассчитываемые над акваторией Азовского моря по региональной атмосферной модели WRF (Weather Research and Forecast Model) [17]. Поскольку, как отмечено выше, процесс формирования экстремальных уровней воды в устьевой области Дона определяется атмосферным воздействием, можно предположить, что наличие в рамках технологического комплекса прогностической региональной модели атмосферы будет давать определенные преимущества по сравнению с другими решениями.

В настоящее время в ГОИНе поставлена задача интегрировать технологию моделирования гидродинамической структуры Азовского моря и гидродинамическую модель устьевой участка р. Дон с целью наладить оперативный режим прогнозирования заданных параметров в навигационный период. Для решения поставленной задачи разработан расчетно-модельный комплекс (РМК) Дон-модель, предназначенный для выполнения диагностических и прогностических расчетов положения уровенной поверхности, скоростей течения и расходов воды в русле Дона в пределах заданной расчетной области. Прогноз гидродинамической структуры устьевой области на РМК Дон-модель проводится с суточной заблаговременностью. Основным результатом расчета – информация об уровнях воды в судоходном рукаве р. Дон на следующие сутки с дискретностью 1 ч.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основе РМК Дон-модель – гидродинамическая модель устьевой области р. Дон. Модель создана с использованием программного комплекса для гидродинамического моделирования DELFT-3D, разработанного независимым нидерландским институтом прикладных исследований в сфере поверхностного и подземного стока

“Deltares” [23]. Программный комплекс DELFT-3D – интегрированная среда для моделирования гидродинамических характеристик в реках и устьевых областях, мелких морях и их прибрежных зонах. Расчетный модуль DELFT3D-FLOW основан на решении нестационарных уравнений мелкой воды.

В качестве исходных данных для моделирования используется цифровая модель рельефа (ЦМР), созданная на основе цифровых топографических карт М 1 : 25000, морских навигационных карт масштаба 1 : 50000 для восточной части Таганрогского залива и масштаба 1 : 10000 для судоходных рукавов дельты Дона и устьевую участка до г. Аксай, речных лоций из Атласа единой глубоководной системы Европейской части РФ и данных экспедиционных работ.

Для описания расчетной области создана криволинейная сетка с переменным шагом, которая позволяет выполнять вычисления с разной степенью подробности в различных районах. Общее число ячеек сетки – 427 780. Максимальное число ячеек сетки в продольном направлении (по оси  $x$ ) – 1086, в поперечном (по оси  $y$ ) – 510. Характерные размеры ячеек: на морском крае дельты – 300–400 м по оси  $x$ , 50–100 м по оси  $y$ ; в русловой части и на пойме – 20–50 м по оси  $x$ , 10–50 м по оси  $y$ . При подготовке гидродинамической модели проведен пересчет отметок высот/глубин с ЦМР в узлы расчетной сетки. Вычисление прогностических параметров осуществляется в каждом узле расчетной сетки. При необходимости возможно построение прогноза в любой точке расчетной области.

В настоящее время верхний створ расчетной области расположен в районе г. Аксай, нижний створ проходит по устьевому взморью в 2 км от морского края дельты (рис. 2).

В качестве начальных условий при прогнозе на следующие сутки задается расход воды, равный

ежедневному расходу на гидрологическом посту (ГП) Раздорская на дату наблюдений. В качестве граничных условий задаются спрогнозированные уровни моря на следующие сутки в узлах расчетной сетки на морской границе, интегрированные из модели циркуляции Азовского моря. При расчетах используется суточный прогноз скорости и направления ветра (с интервалом в 1 ч) в районе морского края дельты: в пределах расчетной области характеристики принимаются однородными.

Результаты расчета уровней воды формируются для контрольных точек в русле судоходного рукава р. Дон на ГП Аксай, ГП Ростов-на-Дону, ГП Азов, а также для контрольной точки в районе трассы Азово-Донского судоходного канала на морской границе расчетной области (рис. 2).

Первичная разработка, проектирование и создание гидродинамической модели устьевой области р. Дон в рамках РМК Дон-модель проводились в 2018–2019 гг., выполнялись тестовые сценарные расчеты и диагностические расчеты для отдельных фактических ситуаций. В 2020–2021 гг. проведена опытная эксплуатация модели совместно с отделом гидрологических прогнозов (ОГП) Ростовского гидрометцентра Северо-Кавказского УГМС. В ходе опытной эксплуатации выполнена проверка работоспособности программно-технологического комплекса, налажен и автоматизирован процесс передачи данных, необходимых для расчетов и проверки их качества, обеспечена оперативная доставка прогноза потребителям. В 2021 г. запущены прогностические расчеты, которые проходили в оперативном режиме в безледный период апрель–ноябрь.

Оценка достоверности выполняемых прогностических расчетов проведена согласно “РД 52.27.759–2011 Наставление по службе прогнозов” [9] на основе сравнения с фактическими уровнями воды в контрольных точках.

За допустимую ошибку  $\delta_{\text{доп}}$  прогноза уровня принимается величина, равная  $\pm 0.674\sigma_{\Delta}$ ,  $\sigma_{\Delta}$  – среднее квадратичное отклонение изменения уровня от нормы изменения уровня в данном пункте за период заблаговременности прогноза [9].

Среднее квадратичное отклонение приращение уровня  $\sigma_{\Delta h}$  рассчитывается на основе фактических приращений уровня за время заблаговременности по формуле [9]:

$$\sigma_{\Delta h} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta h_i - \bar{\Delta h})^2}{n}},$$

где  $\Delta h$  – изменение уровня за интервал времени, равный заблаговременности прогноза;  $\bar{\Delta h}$  – среднее значение этих изменений для данной станции или поста;  $n$  – длина ряда наблюдений.

Прогноз считается оправдавшимся, если ошибка прогноза  $\delta \leq \delta_{\text{доп}}$ . Общая оправдываемость прогнозов выражается процентным отношением числа оправдавшихся прогнозов к общему числу прогнозов [9].

Для проведения оценки качества прогноза использованы данные наблюдений за уровнем р. Дон на ГП Азов, ГП Ростов-на-Дону, ГП Аксай, а также данные наблюдений за уровнем Азовского моря на МГП Таганрог, переданные ОГП Ростовского гидрометцентра Северо-Кавказского УГМС. Заблаговременность прогноза уровней – сутки.

Для вычисления величины среднего квадратичного отклонения приращения уровня  $\sigma_{\Delta h}$  от нормы изменения уровня в пункте наблюдений за сутки использованы все наблюденные значения на постах. В 2021 г. получены данные по всем постам как в стандартные сроки наблюдений, так и в дополнительные сроки наблюдений, когда во время прохождения значимых сгонов и нагонов проводятся учащенные измерения уровней [8]. Кроме того, получены ежечасные данные с автоматических гидрологических комплексов (АГК) на ГП Азов и ГП Ростов-на-Дону, что позволило расширить выборку и провести более точную оценку достоверности прогноза.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

В табл. 1 приведены результаты оценки оправдываемости прогноза уровней воды в контрольных створах, полученные по результатам расчетов на РМК Дон-модель для периода апрель–ноябрь 2021 г. На основе сопоставления с данными МГП Таганрог в табл. 1 также представлена оценка оправдываемости прогноза уровня моря, рассчитанного по модели циркуляции Азовского моря.

Оправдываемость прогноза уровней за период опытной эксплуатации в 2021 г. для всех постов составляет в среднем ~65%. Причем для периода апрель–август средняя оправдываемость составляет 85%, а для периода сентябрь–ноябрь она резко снижается до 50–20%.

Средние ошибки прогноза уровней находятся в диапазоне 10–15 см для апреля–августа и 13–20 см для сентября при допустимых ошибках 18–21 см исходя из естественной суточной изменчивости уровней в контрольных створах. Осенью качество прогноза снижается. Для октября и ноября среднемесячные отклонения превышают допустимые ошибки на всех постах и составляют 23–30 см.

Ряд погрешностей прогноза уровней воды судоходного рукава р. Дон связан с точностью прогноза уровня моря, используемого в качестве граничного условия на нижней границе расчетной области. Отмечено, что существует недоучет экс-

**Таблица 1.** Оценка оправдываемости прогноза уровней воды (*N* – количество; оправд. – оправдавшиеся)

Показатель	Год	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь
Пост	Таганрог								
Сроки наблюдений	Стандартные 3:00, 9:00, 15:00, 21:00 + дополнительные								
<i>N</i> <sub>наблюдений</sub>	957	124	123	120	113	119	116	125	117
$\sigma_{\Delta h}$	0.28								
$\delta_{\text{доп}} (\pm)$	0.19								
$\delta_{\text{ср}}$	0.08	0.05	0.01	-0.07	-0.03	-0.01	0.17	0.27	0.28
$ \delta _{\text{ср}}$	0.16	0.10	0.11	0.12	0.12	0.12	0.17	0.28	0.28
$\delta_{\text{мин}}$	-0.43	-0.29	-0.38	-0.42	-0.43	-0.33	-0.07	-0.22	0.00
$\delta_{\text{макс}}$	1.10	0.64	0.56	0.64	0.42	0.62	0.51	1.10	0.80
<i>N</i> <sub>прогнозов</sub>	947	124	123	120	113	116	116	122	113
<i>N</i> <sub>оправд. прогнозов</sub>	614	108	104	93	90	89	70	35	25
Оправдываемость, %	65%	87%	85%	78%	80%	77%	60%	29%	22%
Пост	Азов								
Сроки наблюдений	Стандартные 8:00, 14:00, 20:00 + дополнительные + АГК ежечасно								
<i>N</i> <sub>наблюдений</sub>	5880	744	744	720	744	744	720	744	720
$\sigma_{\Delta h}$	0.31								
$\delta_{\text{доп}} (\pm)$	0.21								
$\delta_{\text{ср}}$	0.10	0.06	0.02	-0.05	-0.02	0.03	0.19	0.30	0.30
$ \delta _{\text{ср}}$	0.17	0.12	0.12	0.13	0.10	0.11	0.20	0.30	0.30
$\delta_{\text{мин}}$	-0.57	-0.42	-0.46	-0.57	-0.52	-0.38	-0.24	-0.12	0.04
$\delta_{\text{макс}}$	0.84	0.47	0.58	0.30	0.42	0.68	0.56	0.61	0.84
<i>N</i> <sub>прогнозов</sub>	5811	744	744	720	744	721	720	721	697
<i>N</i> <sub>оправд. прогнозов</sub>	3867	617	627	606	672	621	388	180	156
Оправдываемость, %	67%	83%	84%	84%	90%	86%	54%	25%	22%
Пост	Ростов								
Сроки наблюдений	Стандартные 8:00, 20:00 + дополнительные + АГК ежечасно								
<i>N</i> <sub>наблюдений</sub>	5709	596	744	719	744	744	698	744	720
$\sigma_{\Delta h}$	0.29								
$\delta_{\text{доп}} (\pm)$	0.19								
$\delta_{\text{ср}}$	0.05	0.06	-0.03	-0.11	-0.08	-0.04	0.12	0.23	0.25
$ \delta _{\text{ср}}$	0.15	0.11	0.10	0.13	0.11	0.10	0.13	0.24	0.25
$\delta_{\text{мин}}$	-0.54	-0.43	-0.50	-0.54	-0.51	-0.40	-0.18	-0.14	0.00
$\delta_{\text{макс}}$	0.97	0.41	0.33	0.15	0.25	0.50	0.42	0.61	0.97
<i>N</i> <sub>прогнозов</sub>	5640	596	744	719	744	721	698	721	697
<i>N</i> <sub>оправд. прогнозов</sub>	4036	511	628	564	612	641	549	292	239
Оправдываемость, %	72%	86%	84%	78%	82%	89%	79%	40%	34%
Пост	Акса́й								
Сроки наблюдений	Стандартные 8:00, 20:00 + дополнительные								
<i>N</i> <sub>наблюдений</sub>	534	64	62	63	62	66	64	85	68
$\sigma_{\Delta h}$	0.27								
$\delta_{\text{доп}} (\pm)$	0.18								
$\delta_{\text{ср}}$	0.10	0.05	-0.01	-0.06	-0.03	0.04	0.18	0.27	0.29
$ \delta _{\text{ср}}$	0.15	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.18	0.27	0.29
$\delta_{\text{мин}}$	-0.37	-0.21	-0.34	-0.37	-0.25	-0.21	-0.07	-0.02	0.09
$\delta_{\text{макс}}$	0.67	0.54	0.19	0.12	0.24	0.46	0.46	0.51	0.67
<i>N</i> <sub>прогнозов</sub>	528	64	62	63	62	64	64	83	66
<i>N</i> <sub>оправд. прогнозов</sub>	346	59	56	56	55	59	38	14	9
Оправдываемость, %	66%	92%	90%	89%	89%	92%	59%	17%	14%

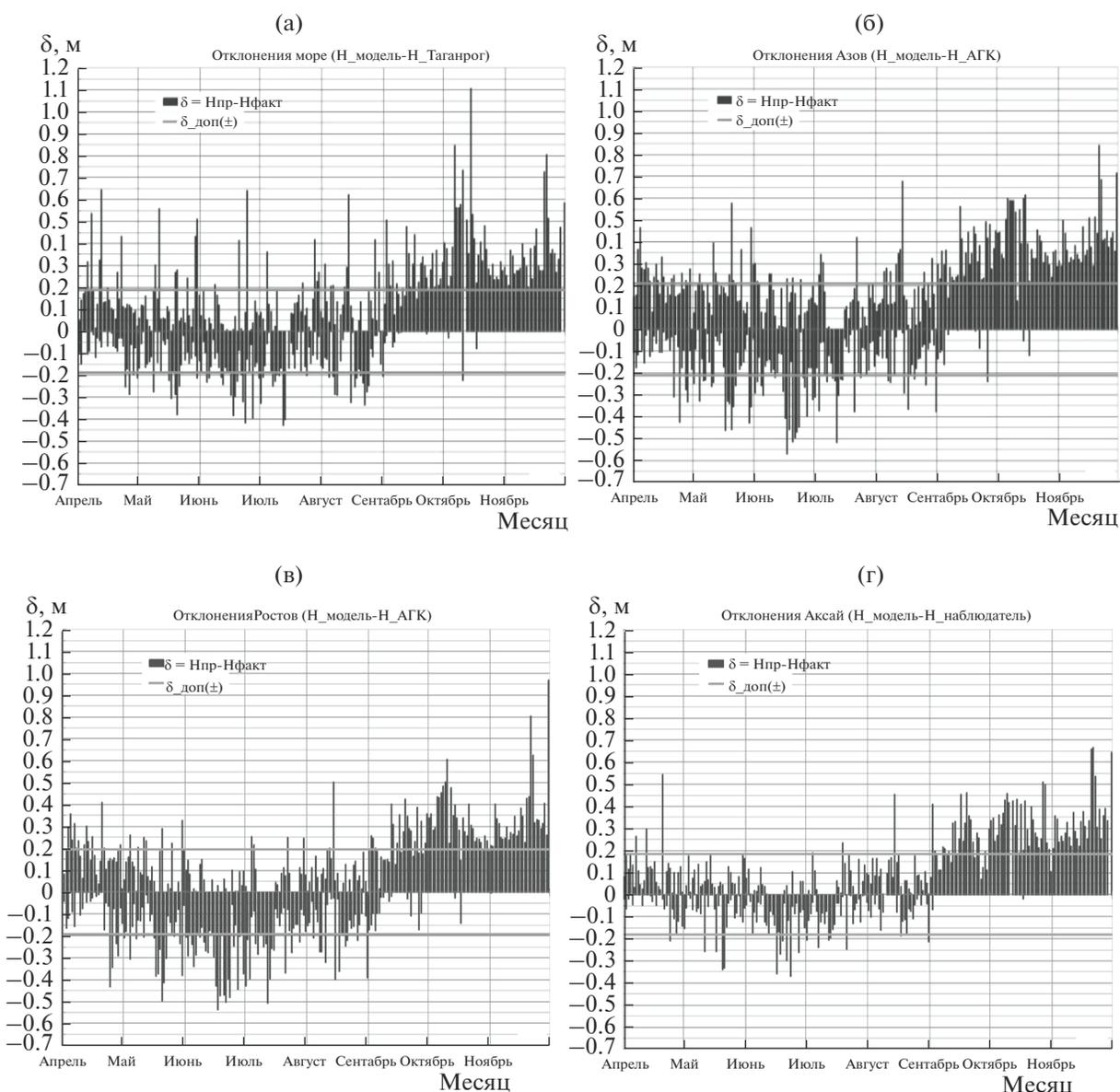


Рис. 3. Сравнение ошибок прогноза уровня с допустимой ошибкой по постам в период опытной эксплуатации в 2021 г.

тремальных значений в период сгонно-нагонных и сейшеобразных колебаний уровня моря, а также периодические систематические отклонения среднего спрогнозированного уровня моря от фактического. Поскольку модель циркуляции Азовского моря рассчитывает отклонение уровня моря от невозмущенной поверхности [17], требуются дополнительные исследования вопроса привязки спрогнозированных уровней Азовского моря к Балтийской системе (БС) высот.

На рис. 3 отображены рассчитанные отклонения спрогнозированных уровней от наблюдаемых значений в сравнении с допустимой ошибкой за период опытной эксплуатации. Максимальные ошибки прогноза уровней в конкретные

сроки достигают 0.5–0.7 м в апреле–сентябре, а в октябре–ноябре доходят до 0.8–1 м.

Сравнение результатов моделирования с натурными данными на примере июня приведено на рис. 4. При достаточно хорошем в среднем совпадении прогнозируемых и фактических уровней моря после сгонно-нагонной волны с амплитудой 0.6 м 1–6 июня наблюдаются сейшеобразные колебания уровня моря 7–14 июня, которые не воспроизводятся моделью морской циркуляции. Во второй половине месяца сгонно-нагонные колебания уровня моря воспроизводятся с недоучетом экстремальных значений. Соответствующие ошибки наблюдаются и в речной части.

Существенный вклад в средние ошибки прогноза уровней внесли осенние месяцы. В этот пе-

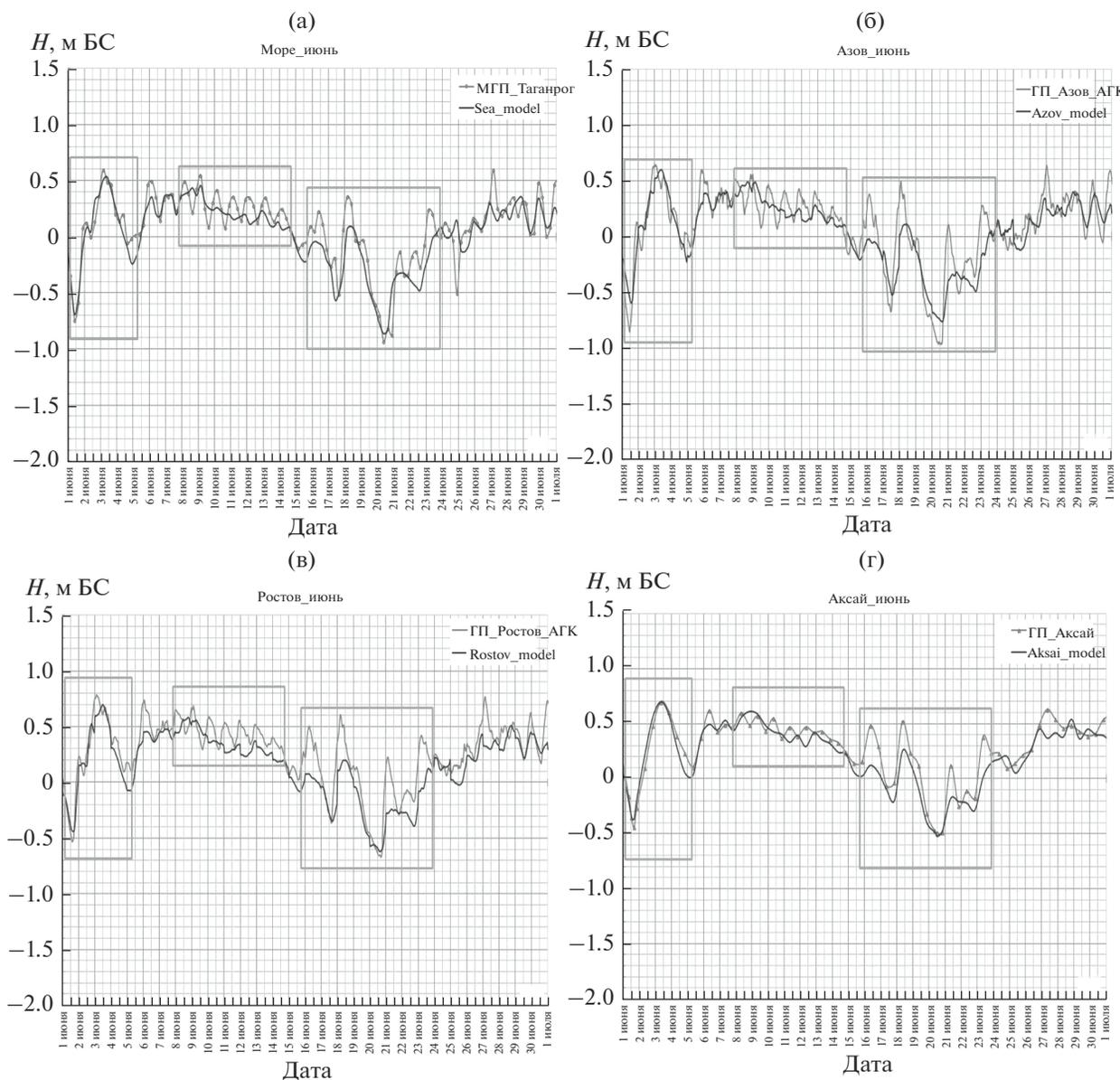


Рис. 4. Сравнение прогноза уровней с наблюдаемыми значениями в контрольных точках в июне 2021 г.

риод в спрогнозированных уровнях моря постепенно накапливалась систематическая ошибка, завышающая расчетные уровни в октябре–ноябре в среднем на 28 см по сравнению с данными МГП Таганрог, что предопределяет ошибки расчета уровней в речной части (табл. 1). Это хорошо заметно на рис. 3 в величинах отклонений спрогнозированного уровня моря от фактических значений.

В конце сентября – начале октября наблюдался сильный продолжительный сгон со снижением отметок уровня в Таганроге до  $-2.2$  м БС. Уровень моря, согласно прогнозу, опустился до минимальной отметки  $-1.6$  м БС. На рис. 5 показано сравнение результатов моделирования уровней с

натурными данными в период сгона. Ошибки прогноза уровней в речной части зачастую оказываются больше, чем ошибки в морской модели.

По результатам моделирования падение уровня воды ниже отметки  $-0.6$  м БС в речной части замедляется, тогда как по фактическим данным это происходит при отметках  $-1.2$  м БС. Минимальная отметка смоделированного уровня в Азове достигает  $-1.05$  м БС, тогда как минимальная наблюдаемая отметка составляет  $-1.63$  м БС.

Основной причиной несоответствия результатов расчета сгона следует признать недостаточную подробность цифровой модели рельефа, на основе которой выполняются расчеты. Степень соответствия используемой ЦМР фактическим

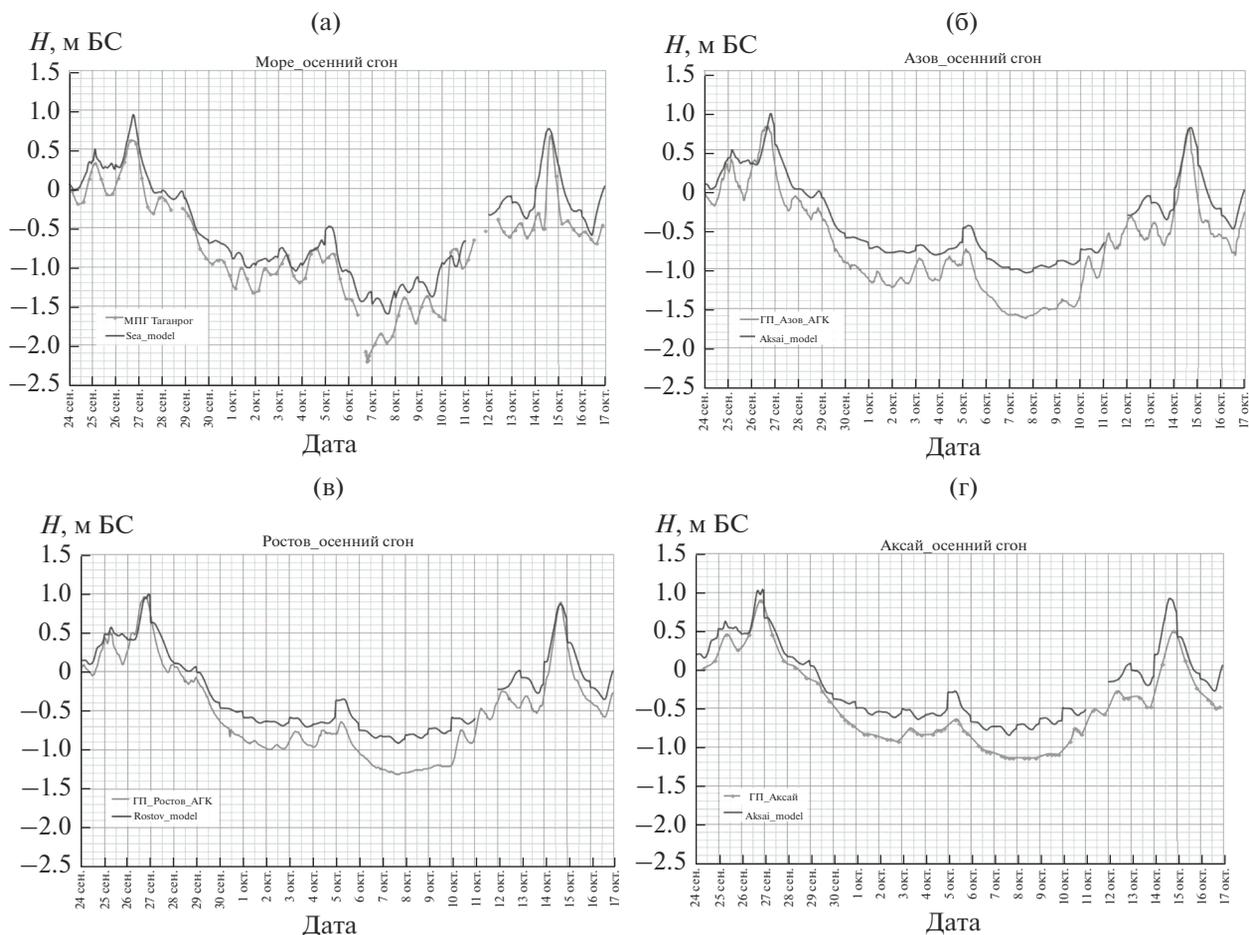


Рис. 5. Сравнение прогностического и ретроспективного диагностического расчета с данными наблюдений в контрольных точках в период осеннего сгона 2021 г.

отметкам высот/глубин в области расчетов в значительной мере влияет на качество прогноза, поскольку особенности рельефа определяют основные закономерности движения потока.

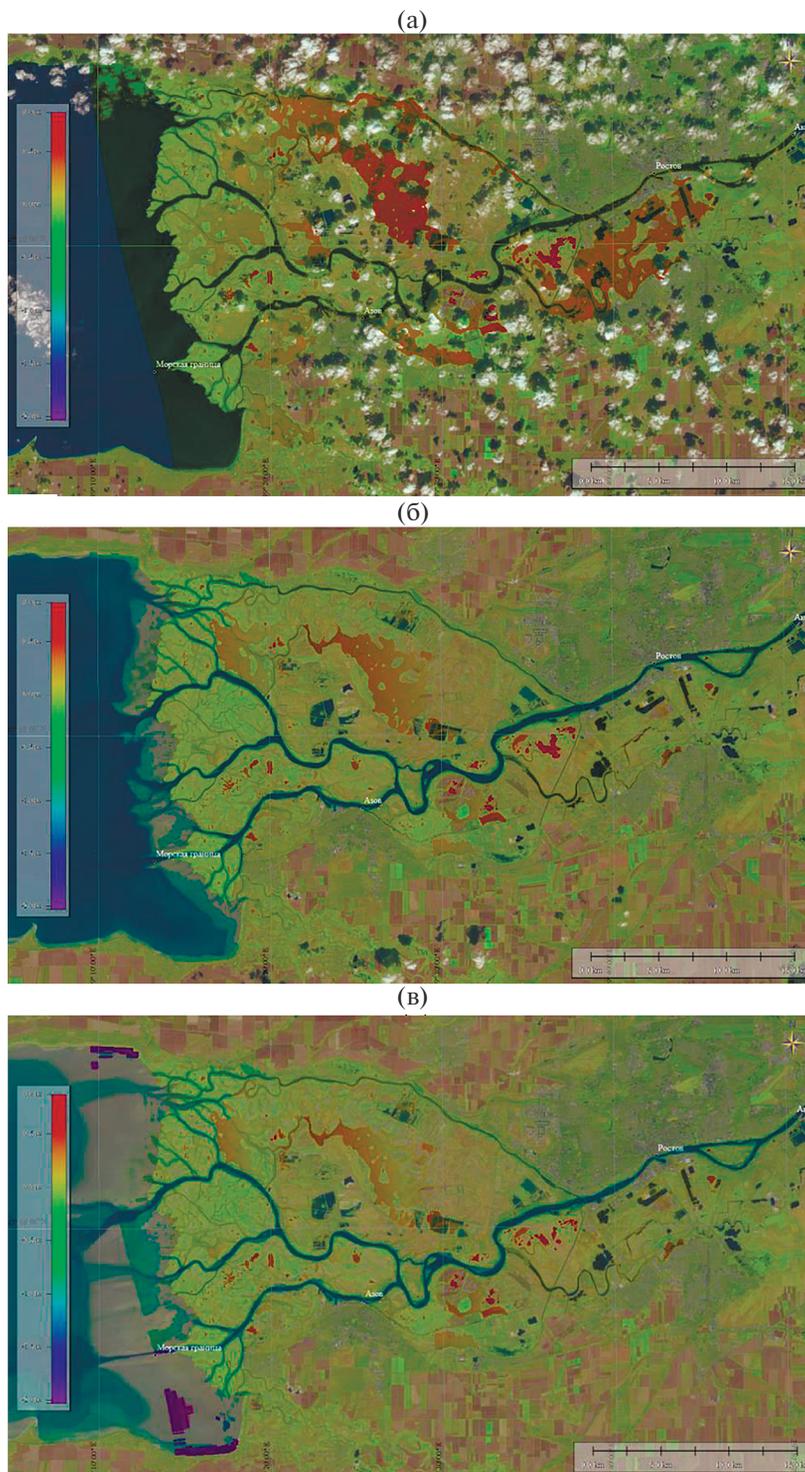
На спутниковых снимках [24] видно, что основные рукава и протоки прорезают устьевой бар, однако в модели гидравлическая связь между основными рукавами дельты р. Дон и водами Таганрогского залива выражена недостаточно точно (рис. 6).

Модель адекватно определяет отшнуровывание протоков Мериново и Сухая Каланча. Сток сохраняется в гирле Егурча — продолжении рук. Переволока, и в Азово-Донском морском судоходном канале — продолжении протока Песчаного. Однако на ЦМР недостаточно проработано гирло Широкое, принимающее воды Мертвого Донца и Средней Кутермы, а также гирло Мокрой Каланчи. Отметки устьевых баров в центральной и южной частях предустьевых взморья вблизи морского края дельты явно занижены на ЦМР.

Перспективным представляется уточнение ЦМР устьевой области, в частности русловой сети рукавов и проток нижней дельты, их гирл, а также устьевых баров. Чтобы достичь требуемой точности выполнения расчетов, необходимо проведение дополнительных промерных работ на участке сопряжения морской и речной частей.

Помимо точности исходных данных об отметках дна, на правильное распределение стока может влиять качество расчетной сетки. Локальное усовершенствование расчетной сетки с целью ее большей согласованности с направлением потока позволит повысить качество описания в модели извилистых рукавов дельты.

Сопоставление пространственных данных (рис. 6) показывает, что положение нижней границы расчетной области влияет на корректность прогноза уровней во время экстремальных сгонов. Целесообразным представляется ее отнесение к Петрушинской косе, куда распространяются самые сильные сгоны.



**Рис. 6.** Сравнение положения урвневной поверхности по данным ретроспективного диагностического расчета и спутниковых снимков SENTINEL [24] в период спада: 27.09.2021 (а), 02.10.2021 (б) и 07.10.2021 (в).

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанная автоматизированная технология подготовки и выпуска прогноза уровней в суходонном рукаве р. Дон – РМК Дон-модель –

успешно функционирует в составе комплексной технологии прогноза уровня Азовского моря. На протяжении >6 мес. непрерывной работы результаты расчетов передавались в ОГП Ростовского гидрометцентра.

В период опытной эксплуатации в 2021 г. оправдываемость прогноза уровней в среднем для всех постов составила ~65%, сохраняя стабильную среднюю оправдываемость 85% в апреле–августе и снижаясь в осенние месяцы.

Основные направления повышения качества прогноза уровня следующие:

- 1) уточнение ЦМР в пределах расчетной области;
- 2) усовершенствование расчетной сетки для более качественного описания как основного судоходного рукава, так и протоков дельты р. Дон;
- 3) расширение границ области моделирования: нижней границы – в направлении морской границы устьевого взморья, верхней границы – в направлении вершины устьевого участка реки;
- 4) продолжение работ по совершенствованию модели и повышению оправдываемости прогнозов, особенно для случаев экстремальных сгонно-нагонных явлений.

Сгонно-нагонные явления имеют определяющее влияние на гидрологический режим устьевой области р. Дон, а их экстремальные проявления влияют на безопасность и развитие хозяйственной деятельности. Экстремальные нагоны могут вызывать затопление территорий, а сгоны – ограничивать судоходство и водоснабжение. Именно для случаев сгонов и нагонов ОГП Ростовского гидрометцентра выпускает штормовые предупреждения. Особую актуальность краткосрочный прогноз уровня воды в судоходном рукаве р. Дон имеет для организаций, обеспечивающих навигацию, особенно в условиях экстремальных сгонов.

Перспективы развития РМК Дон-модель в составе комплексной технологии прогноза уровня Азовского моря связаны с внедрением разработанной автоматизированной технологии в качестве консультативного метода прогноза уровня в ОГП Ростовского гидрометцентра, а также с доступностью оперативной информации для организаций, осуществляющих морскую деятельность в зоне действия прогностической модели.

Разработанная технология краткосрочного прогноза уровней воды в устьевой области р. Дон может служить первым этапом серии работ, направленных на создание прогностических методов различной заблаговременности. Кроме того, работа по созданию современной гидродинамической модели устьевой области может стать одним из важных элементов комплексной системы диагноза и прогноза состояния водных объектов, объединяющих устьевой участок р. Дон, Таганрогский залив и Азовское море. Такая комплексная система позволит давать обоснованные оценки возможного развития гидрологической ситуации в регионе Нижнего Дона и разрабатывать систему адаптационных мероприятий.

Авторы выражают благодарность сотрудникам Ростовского гидрометцентра Северо-Кавказского УГМС за активное участие в процессе обмена информацией и оперативное предоставление данных наблюдений.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беликов В.В., Борисова Н.М., Алексюк А.И., Румянцев А.Б., Глотко А.В., Шурухин Л.А.* Гидравлическое обоснование проекта Багаевского гидроузла с применением численного гидродинамического моделирования // Гидротехническое стр-во. 2018. № 5. С. 19–35.
2. *Бубер А.А., Бубер А.Л.* Разработка гидродинамической модели Нижнего Дона // Современные проблемы развития мелиорации и пути их решения (Костяковские чтения). Материалы международ. науч.-практ. конф. “Форум молодых ученых”. М.: ВНИИГиМ, 2020. С. 100–106.
3. *Бубер А.Л., Головинов Е.Э., Бубер А.А., Талызов А.А.* Построение интегрированной цифровой модели рельефа для разработки гидродинамической модели Нижнего Дона и визуализации результатов расчетов с учетом влияния низконапорных гидроузлов и сгонно-нагонных явлений // Закономерности формирования и воздействия морских, атмосферных опасных явлений и катастроф на прибрежную зону РФ в условиях глобальных климатических и промышленных вызовов (“Опасные явления”). Материалы Международ. науч. конф. Ростов-на-Дону: ЮНЦ РАН, 2019. С. 106–110.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Проект “Моря СССР”. Т. V. Азовское море / Под ред. *Ф.С. Терзиева*. СПб.: Гидрометеиздат, 1991. 236 с.
5. *Лурье П.М., Панов В.Д.* Река Дон: Гидрография и режим стока. Ростов-н-Дону: Донской изд. дом, 2018. 592 с.
6. *Лурье П.М., Панов В.Д.* Реки бассейна Азовского моря: Гидрография и режим стока. Ростов-н-Дону: Донской изд. дом, 2021. 670 с.
7. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М., 1997. 413 с.
8. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 6. Ч. 1. Гидрологические наблюдения и работы на больших и средних реках. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 384 с.
9. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. III. Служба морских гидрологических прогнозов. РД 52.27.759–2011. М.: Триада ЛТД, 2011. 189 с.
10. *Остроумова Л.П., Соловьева Л.Н., Мишин Д.В.* Справочно-аналитический обзор гидрологического режима устьевых областей рек Дона и Кубани. М.: Финпол, 2019. 140 с.
11. *Поляков Б.В.* Гидрология бассейна реки Дон. Волго-Донская водная магистраль. Проект 1927–1928 гг. Вып. VIII / Под ред. *А.С. Аксамитного*. Ростов-н-Дону: Изд. Упр. гл. инженера стр-ва Волго-Дона, 1930. 331 с.

12. *Родионов Н.А.* Гидрология устьевой области Дона. М.: Гидрометеиздат, 1958. 96 с.
13. *Симов В.Г.* Гидрология устьев рек Азовского моря. М.: Гидрометеиздат, 1989. 327 с.
14. *Скриптунов Н.А., Горелиц О.В.* О стонно-нагонных колебаниях уровня воды в устьях рек // *Вод. ресурсы.* 2001. Т. 28. № 2. С. 196–202.
15. *Филиппов Ю.Г.* О влиянии стока р. Дон на уровень воды в Таганрогском заливе // *Метеорология и гидрология.* 2015. № 2. С. 76–80.
16. *Филиппов Ю.Г.* Свободные колебания уровня Азовского моря // *Метеорология и гидрология.* 2012. № 2. С. 78–82.
17. *Фомин В.В., Дианский Н.А.* Расчет экстремальных нагонов в Таганрогском заливе с использованием моделей циркуляции атмосферы и океана // *Метеорология и гидрология.* 2018. № 12. С. 69–80.
18. *Фомин В.В., Лазоренко Д.И., Алексеев Д.В., Полозок А.А.* Штормовые нагоны в Таганрогском заливе и затопление дельты Дона // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря.* 2015. № 1. С. 74–82.
19. *Чикин А.Л., Клещенко А.В., Чикина Л.Г.* Один из подходов к численному исследованию гидрологии дельтовой области Дона // *Вод. ресурсы.* 2021. Т. 48. № 5. С. 492–499.
20. *Чикин А.Л., Клещенко А.В., Чикина Л.Г., Коршун А.М.* Сгонно-нагонные колебания уровня воды устьевой области Дона: численное моделирование и сценарии изменения // *Наука юга России.* 2017. Т. 13. № 3. С. 39–49.
21. *Шеввердяев И.В., Бердников С.В., Клещенко А.В.* Применение программного комплекса HEC-RAS для моделирования гидрологического режима дельты Дона // *Экология. Экономика. Информатика. Сер. Системный анализ и моделирование экономических и экологических систем.* 2017. Т. 1. № 2. С. 113–122.
22. *Berdnikov S.V., Dashkevich L.V., Kulygin V.V., Sheverdyayev I.V., Tretyakova I.A., Yaitskaya N.A.* EX-MARE—forecasting system of natural hazards in the Azov sea region // *Geogr. Environ. Sustainability.* 2018. V. 11. № 2. P. 29–45.
23. Delft3D open source software by Deltares. <https://oss.deltares.nl/web/delft3d/>
24. EarthExplorer by United States Geological Survey (USGS). <https://earthexplorer.usgs.gov/>

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 556.545

**ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ  
В ОБСКОЙ ГУБЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ И АНТРОПОГЕННЫХ  
ИЗМЕНЕНИЙ НА ЕЕ ВОДОСБОРЕ<sup>1</sup>**© 2022 г. М. В. Третьяков<sup>a, \*</sup>, А. И. Шикломанов<sup>a, b</sup><sup>a</sup>Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,  
Санкт-Петербург, 199397 Россия<sup>b</sup>Университет Нью Гемпшира, Durham, NH, 03824 USA

\*e-mail: tmv@aari.ru

Поступила в редакцию 21.12.2021 г.

После доработки 21.03.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

Изменения стока рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, связанные с изменениями климата, а также с растущей антропогенной нагрузкой, приводят к закономерным трансформациям гидрологических процессов в устьевых областях рек. Последовательное применение климатической, воднобалансовой и гидродинамической моделей позволило оценить влияние на сезонные гидрологические процессы в Обской губе климатических и антропогенных изменений на ее водосборе. Выявлено, что изменение климата и существенное сезонное перераспределение стока рек на водосборе Обской губы, главным образом за счет его увеличения в зимний период, не привело к значимым изменениям сезонных гидрологических устьевых процессов за период 1980–2018 г. Оценки, выполненные на перспективу до 2050 г., показали, что при реализации различных климатических сценариев изменения на водосборе приведут к увеличению речного стока, что будет способствовать меньшему проникновению соленых вод в губу.

*Ключевые слова:* Обская губа, сезонные гидрологические процессы, водосбор, хозяйственная деятельность, климатические изменения.

**DOI:** 10.31857/S0321059622050169**ВВЕДЕНИЕ**

Устьевые области рек Арктической зоны Российской Федерации в настоящее время стали представлять самостоятельный и особый интерес для водообеспечения населения и для развивающейся хозяйственной деятельности. Изменения гидрологических устьевых процессов, формирующих положение фронтальных зон, глубину залегания галоклина, изменения уровня воды, глубину конвекции, ледовые фазы и другие характеристики, влияют как на водохозяйственную деятельность в устьевых областях, так и на биотическую составляющую экосистемы и соответствующие отрасли хозяйственной деятельности.

Обская губа – важнейший природный и хозяйственный ресурс для стабильного и устойчивого развития наиболее экономически быстро развивающегося региона Российской Арктики. Однако слабая изученность этого района, неразвита си-

стема наблюдений и отсутствие надежных прогнозов изменений гидрологических процессов в Обской губе под влиянием внешних факторов повышает риски негативных последствий для всего регионального водохозяйственного комплекса. Природные и антропогенные изменения на водосборах крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан, через речной, тепловой сток и сток наносов оказывают влияние на гидрологические процессы в устьевых областях рек и на прилегающих морских акваториях. Существенные изменения отмечены в последние десятилетия и на водосборе Обской губы. Они включают в себя изменения объема и внутригодового распределения речного стока [27, 39], теплового и ледового режима рек [30, 38, 51], дренирование термокарстовых озер [40, 44], таяние вечной мерзлоты [34, 42] и растущее водопотребление, особенно в южных районах на территории Китая и Казахстана [8, 21]. Безусловно, вышеперечисленные процессы на водосборе, наряду со значительными изменениями климатических характеристик над акваторией Обской губы, оказывают

<sup>1</sup> Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-05-60192, Национального фонда науки США (грант 1913962).

влияние на различные гидрологические процессы в губе. Следует отметить, что данные наземных и спутниковых наблюдений за гидрологическими, метеорологическими характеристиками и подстилающей поверхностью в регионе весьма ограничены и не позволяют провести детальный анализ многолетних гидрологических изменений Обской губы. Поэтому, для того чтобы оценить современные изменения различных гидрологических характеристик в Обской губе и установить основные влияющие на них факторы, наиболее оптимальным представляется использование комплекса математических моделей, учитывающих региональные изменения климата, гидрологические и антропогенные процессы на водосборе и непосредственно в Обской губе.

При современной активизации хозяйственной деятельности в устьевых областях рек Российской Арктики актуальна оценка возможных изменений состояния устьевых систем по комплексу гидрологических параметров с учетом их специфики.

Из крупных устьевых объектов Российской Арктики Обская губа особенно выделяется наличием наиболее масштабных проектов по освоению месторождений углеводородов на прибрежной территории, строительству крупных предприятий их переработки и новых портовых сооружений для их транспортировки. При этом особенность ее региональной экономики — сочетание двух экономических укладов: традиционного и промышленного [16]. В этой связи изменения гидрологических процессов в губе могут повлиять на экологическое состояние губы и затронуть различные аспекты хозяйственной и социальной сферы. Устьевые процессы подвержены влиянию внешних систем реки, моря и атмосферы и определяются природными (естественными) и антропогенными факторами [11].

В данной работе выполнена оценка современных и ожидаемых в перспективе изменений гидрологических процессов в Обской губе под влиянием изменения климата и других природных и антропогенных факторов, формируемых на ее водосборе, на основе модельных экспериментов с использованием модели регионального климата, гидрологической модели водосбора, учитывающей хозяйственную деятельность, и трехмерной гидродинамической модели Обской губы.

## МЕТОДИЧЕСКИЙ ПОДХОД И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МОДЕЛИ

Климатические и антропогенные изменения на водосборе реки влияют на устьевые процессы через формируемый на этом водосборе речной сток. Характеристики стока рек водосбора Обской губы имеют ярко выраженную сезонную из-

менчивость с четко выраженным весенне-летним половодьем (в основном формируемым за счет снеготаяния), летне-осенней меженью с периодическими дождевыми паводками и продолжительной зимней меженью. Анализ многолетней изменчивости стока крупных рек, впадающих в Обскую губу, показывает небольшое увеличение годового стока [39] и значительный рост расходов воды в зимний период [43], что характерно и для других рек водосборного бассейна Северного Ледовитого океана [39, 46].

На устьевом участке реки от замыкающего створа в г. Салехарде до Обской губы, т. е. до морского края дельты, происходит трансформация речного стока. С местного водосбора устьевой области, куда входят бассейны рек Надым, Пур, Таз и др., впадающих в Обскую и Тазовскую губы, осуществляется речной сток. На устьевом взморье происходит динамическое взаимодействие вод реки и моря с их физико-химическими свойствами. Ключевой гидрологический устьевой процесс — проникновение соленой морской воды на сотни километров в губу, влияющее на динамические, тепловые и ледовые условия. Взаимодействие пресной и морской вод с формированием вертикального и горизонтального градиента солености — основная характеристика экосистемы Обской губы. Обская губа, как и морская система и водосбор, находится под влиянием тепло-массообмена с атмосферой. Литодинамические процессы, происходящие в губе и прилегающих районах моря, изменяют очертания берегов и подводный рельеф. На все элементы системы оказывается прямое или опосредованное антропогенное влияние. Общая схема влияния внешних факторов на систему Обской губы представлена на рис. 1.

Имеющиеся данные береговой гидрометеорологической сети не могут дать полное представление о характеристиках гидрологических процессов внутри Обской губы [4]. Дистанционные методы (ледовая авиаразведка, авиатермосъемка, спутниковые снимки) дают более подробную информацию о состоянии поверхности устьевых областей, однако сведения о многих процессах можно получить только посредством зондирования водной толщи при экспедиционных исследованиях. Существующих натуральных данных о процессах взаимодействия морских и речных вод в губе оказывается недостаточно для оценок их сезонных характеристик, поскольку остается неизвестным, что происходит с термохалинными полями между съемками, насколько зафиксированные наблюдениями распределения полей температуры и солености отражают сезонный ход этих полей и предельные состояния системы. Большие акватории оказываются между пунктами измерений, и о гидрологическом режиме в этих районах можно судить только исходя из дан-

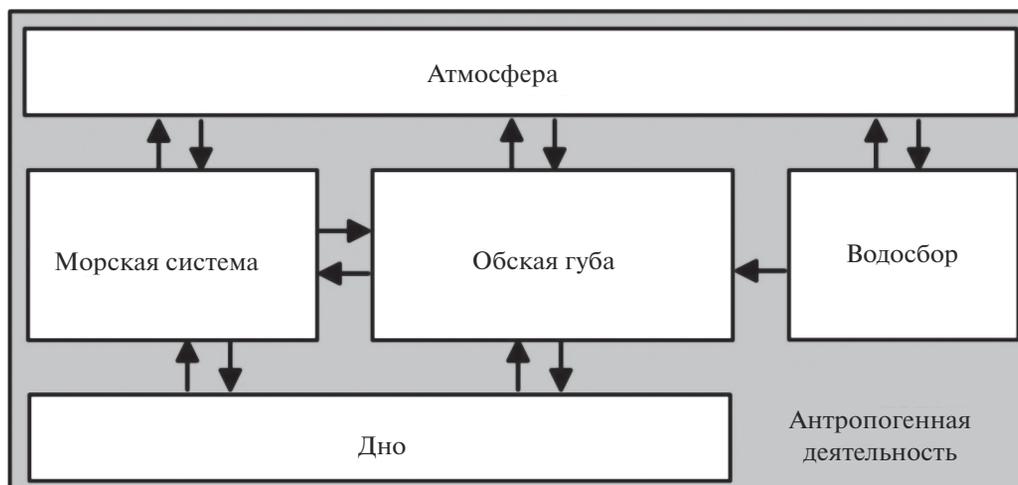


Рис. 1. Схема влияния внешних факторов на Обскую губу.

ных на их границах. Сложность процессов, происходящих в устьевых областях рек, их большой пространственный и временной масштаб, разрозненность натуральных данных, особенно в переходные периоды, не позволяют использовать для этого простые методы интерполяции (например, линейную интерполяцию), вследствие чего требуется привлечение методов гидродинамического моделирования. Оценка состояния и проблемы развития технологий ведения оперативного мониторинга гидрологических процессов в устьевых областях рек Арктики в условиях регулирования стока и климатических изменений на базе комплекса натуральных наблюдений и математического моделирования приведены в работе [18]. Численное моделирование гидрологических процессов в Обской губе в последние годы интенсифицировалось в связи с необходимостью оценки влияния на ее состояние построенного на морском баре подходного канала [2, 3, 6, 20]. Как правило, моделируется один годовой цикл для разных граничных условий с учетом приливо-отливных и синоптических процессов.

Для исследования влияния на гидрологические процессы в Обской губе климатических и антропогенных изменений на ее водосборе предлагается рассмотренную систему (рис. 1) несколько упростить и реальные природные объекты заменить их модельным отображением.

При исследовании влияния сезонных и многолетних изменений речного стока на устьевые процессы целесообразно исключить из рассмотрения те гидрофизические процессы, которые могут помешать надежной интерпретации результатов модельных расчетов: русловые процессы, антропогенную деятельность в самой губе, изменения среднего уровня моря, межгодовые изменения термохалинной структуры воды на морской гра-

нице губы под влиянием морской системы, а также кратковременные изменения, связанные с приливоотливными и синоптическими явлениями, поскольку процессы внутrigодовой (сезонной) изменчивости всецело определяют особенности структуры вод Обской губы и являются фоном, на котором прослеживается изменчивость структуры вод меньших временных масштабов [4]. На данном этапе из рассмотрения исключаются также процессы распространения и трансформации заморных вод в Обской губе.

Таким образом, при ограничении системы в сезонном масштабе времени процессами динамического взаимодействия вод реки и моря, смещения речных и морских вод основными элементами системы являются уровень воды, скорости потока и плотность воды, которая определяется температурой и соленостью. Со стороны речной системы влияющие факторы — речной сток и температура воды, со стороны моря — соленость и температура воды моря. Со стороны атмосферы происходит динамическое воздействие на верхний слой, а также на температуру воды, при охлаждении которой до температуры замерзания происходит образование льда, экранирующего водную толщу губы от потоков тепла и импульса на границе вода—атмосфера.

Пространственно система выделяется береговым контуром, свободной поверхностью и дном, а также границами со стороны реки и моря. Поскольку в системе не учитываются русловые процессы, то донная поверхность и очертания берегов принимаются неизменными.

#### *Гидродинамическая модель Обской губы*

Для объективной интерполяции гидрологических полей внутри Обской губы по немногочис-

ленным данным наблюдений и модельных оценок на границах губы использована трехмерная гидродинамическая модель Принстонского университета [22], учитывающая наличие циркуляции, связанной с плотностной неоднородностью и устойчивой стратификацией, наличие существенных долгопериодных (стоковых) колебаний уровня, которые по амплитуде сопоставимы с глубинами. Моделирование сезонных гидрологических процессов проводится с учетом процессов образования и таяния льда, толщина которого опять же сопоставима с глубинами [17].

Опыт моделирования гидрологических процессов в Обской губе для оценки влияния поддонного канала в губе на ее состояние показывает, что достаточно мелкая сетка приводит к увеличению машинного времени, что затрудняет моделирование за многолетний период [2, 6]. Поэтому для моделирования Обской губы авторами статьи использована сетка с размером ячейки  $4 \times 4$  км, которая позволяет воспроизводить сезонные гидрологические процессы и их межгодовую изменчивость практически по всей акватории Обской и Тазовской губ с наименьшими затратами машинного времени. При таком размере ячейки из расчетной области исключаются места, содержащие менее трех узлов сетки. В результате сеткой охвачена Обская губа от морского края дельты до выхода в море (разрез о. Вилькицкого — о. Белый), Тазовская губа от п. Находка до слияния с Обской губой. По вертикали расчетная область разбивается на 20 слоев от дна до поверхности воды или нижней поверхности погруженного в воду льда.

Для удовлетворения граничных условий на морской границе расчетной области задаются осредненные распределения температуры и солености воды по данным многолетних измерений на разрезе о. Вилькицкого — о. Белый в летний и зимний периоды. В качестве граничных условий со стороны реки задаются расход и температура воды с дискретностью 1 сут. Сток больших рек Оби и Надым задается на створах, проходящих по морским краям дельт, совместный сток рек Пур и Таз задается на створе, проходящем у п. Находка. При впадении реки широким потоком, охватывающим несколько узлов сетки, на речных границах расчетной области сток воды распределяется по узлам сетки пропорционально глубине.

Натурные данные о расходах имеются на замыкающих створах рек, которые расположены несколько выше этой границы. На протяжении устьевого участка речной сток претерпевает определенную трансформацию, определяемую не только временем добегаания, но и боковой приточностью. Для пересчета расхода воды от замыкающего створа до морского края дельты использована модель трансформации стока [14], основанная на методе Калинина—Милюкова [10],

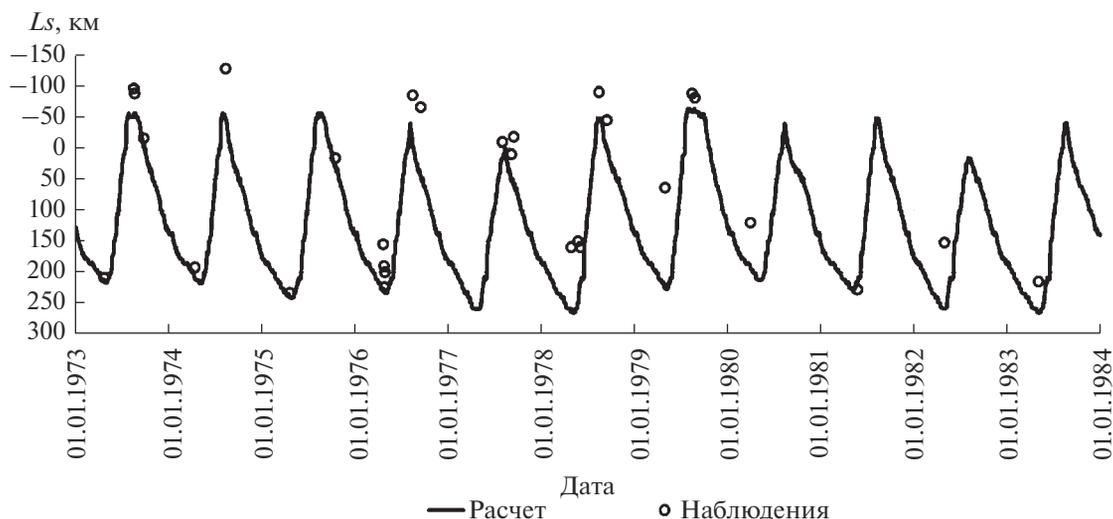
параметры которой подобраны в соответствии с рекомендациями, изложенными в [15].

Также задается сток малых и средних рек с местного водосбора в местах их впадения в губу. В этих же створах задаются сведения о температуре воды. Поскольку данные наблюдений за стоком с местного водосбора Обской губы практически отсутствуют, то для получения этих сведений использованы данные моделирования стока на воднобалансовой модели, которая рассмотрена ниже. Пространственное разрешение этой модели позволило рассчитать сток 196 водотоков, непосредственно впадающих в губу, помимо крупных рек Оби, Надым, Пур, Таз [4], что составляет сток с 96% неизученной части водосбора. Хотя сток с неизученной части водосбора  $\leq 10\%$  от среднегодового притока речных вод, он играет важную роль в летний период, когда его вклад может достигать 15%. Поэтому речной и тепловой сток малых рек также необходимо учитывать, чтобы более надежно смоделировать гидродинамические процессы в Обской губе.

Потоки тепла и импульса на границах атмосфера—вода и атмосфера—лед вычисляются по данным стандартных наблюдений за метеорологическими характеристиками на береговой гидрометеорологической сети или по данным моделирования.

Трехмерная гидродинамическая модель Обской губы апробирована на материалах комплексных экспедиций ААНИИ за 1970—1980-х гг. и на данных береговой сети наблюдений. Период с 1976 по 1983 г. наиболее обеспечен информацией о граничных условиях для модельных расчетов. За этот период, выбранный для апробации модели, имеется наиболее полная информация о гидрологических полях и о их динамике внутри области и на ее границах. Набор состояний гидрологической системы в этот период достаточно репрезентативен. По водности впадающих рек в этот период можно выделить маловодный 1977 и многоводный 1979 гг. Ранняя весна наблюдалась в 1976 и 1977 гг., им соответствует ранее вскрытие ледяного покрова. Холодная весна была в 1978 г. (температура воздуха меньше нормы на  $2-3^\circ\text{C}$ ) и в 1979 г., им соответствует позднее вскрытие ледяного покрова. Холодная осень с ранним замерзанием губы наблюдалась в 1976 и 1977 гг.

На рис. 2 показана моделируемая дальность интрузии морских вод  $L_s$ , выделяемая по изохалине  $1\text{‰}$  у дна, в Обской губе в сопоставлении с данными наблюдений. Видно, что в целом расчет соответствует наблюдениям. Следует отметить, что наблюдаемая  $L_s$  имеет очень большую погрешность, так как расстояние между разрезами в среднем  $>50$  км, съемки на разрезах выполнялись последовательно (не синхронно), а наблюдения проводились в разные фазы сгонно-нагонных яв-



**Рис. 2.** Дальность проникновения морских вод  $L_s$  (по изохалине 1‰ у дна) в Обскую губу по данным моделирования и по данным наблюдений. За ноль километража принят траверз п. Тамбей.

лений и приливного цикла. Но к настоящему времени это единственные хоть в какой-то мере системные наблюдения за  $L_s$  в Обской губе, к тому же выполненные в годовом цикле, включая периоды ее максимального развития.

#### *Гидрологическая модель водосбора*

Для оценки притока речных вод в Обскую губу, в том числе малых и средних рек водосбора губы, использована гидрологическая воднобалансовая модель WBM (Water Balance Model), разработанная в Университете Нью Гемпшира (США) [50]. Данная модель в различных модификациях используется в разных проектах в США и России, например для оценки речного и углеродного стока рек Аляски [33], оценки стока крупных Арктических рек на перспективу [36, 40], краткосрочного прогноза речного и теплового притока в моря северо-восточной части США и оценки влияния хозяйственной деятельности на сток рек в различных регионах мира [24, 53]. Ее основное преимущество заключается в том, что она учитывает влияние хозяйственной деятельности на водосборе (руслевое регулирование, орошение, коммунальное и промышленное водопотребление, а также межбассейновые переброски стока), что имеет важное значение для бассейна Оби. Помимо этого, все программные элементы модели WBM с 2022 г. будут в свободном доступе в сети Интернет вместе с детальным описанием их применения. Другие гидрологические модели, разработанные в России, например модели ЕСОМАГ [31] или Гидрограф [49], не находясь в открытом доступе, требуют существенной предварительной подготовки программы, наличия дополнительных исходных данных для параметризации и ва-

лидации, а также не учитывают в полной мере хозяйственную деятельность на водосборе. Гидрологическая воднобалансовая модель WBM представляет собой сеточную модель, воспроизводящую вертикальный водообмен между атмосферой и земной поверхностью и горизонтальный перенос речного стока по русловой сети. Для оценки вклада различных составляющих в формирование речного притока в Обскую губу гидрологическая модель WBM функционально расширена блоком, позволяющим отслеживать величину основных гидрологических компонентов речного стока (подземный сток, снеговой сток, дождевой сток и ледниковый сток) и их трансформацию по русловой сети, а также оценивать изменения запасов воды в почве, озерах и водохранилищах. Оценка стока с ледников проводится в WBM на основе расчетов по модели ледникового стока [28, 35]. Для более надежного моделирования водообмена почвенных и грунтовых вод в модель был добавлен новый алгоритм MODFLOW, который представляет собой наиболее современный блок расчета подземного питания, разработанный Геологической Службой США. Дополнительно для улучшения расчета стока в горных районах в WBM добавлен блок, который позволяет учитывать изменение снеготопливов с высотой местности в пределах одной ячейки сетки на основе данных о рельефе местности высокого пространственного разрешения. Для оценки термального стока в WBM добавлен блок моделирования температуры воды на основе метода, изложенного в [45].

Помимо моделирования естественного гидрологического режима, WBM также позволяет учитывать влияние разных видов хозяйственной дея-

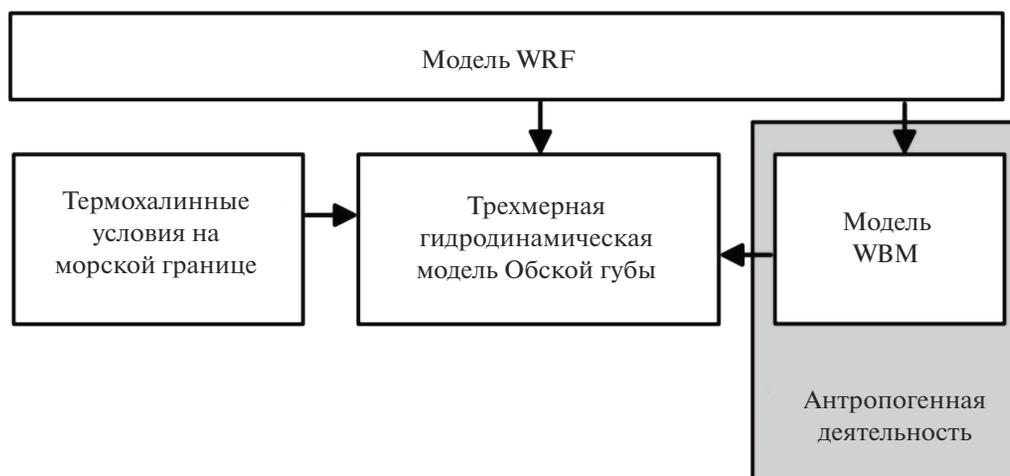


Рис. 3. Схема моделирования сезонных гидрологических процессов в Обской губе.

тельности на гидрологические характеристики, включая такие наиболее важные для рассматриваемого водосбора антропогенные факторы, как регулирование речного стока водохранилищами и дамбами [50], водопотребление на орошение [24, 25] и межбассейновые переброски стока [52]. Для того чтобы оценить влияние локальной хозяйственной деятельности на сток рек в исследуемом бассейне, приток речных вод и термальный сток в Обскую губу, расчеты на модели WBM выполнялись для естественных гидрологических условий и с учетом хозяйственной деятельности на водосборе, включая регулирование стока водохранилищами, орошение, коммунальное и промышленное водопотребление, а также водозабор в канал Иртыш–Караганда. Все расчеты на WBM выполнялись по суточным интервалам времени для речной сети с пространственным разрешением 10 км × 10 км. Для расчета испарения и транспирации использовался метод Пенмана–Мантисса, который наиболее надежно учитывает испарение с подстилающей поверхности в регионах недостаточного увлажнения и активного землепользования, к которым можно отнести южную часть водосбора Обской губы. Моделирование трансформации речного стока по русловой сети выполнялось на основе метода линейных резервуаров с переменной функцией добега в зависимости от объема стока, что позволило существенно улучшить результаты моделирования.

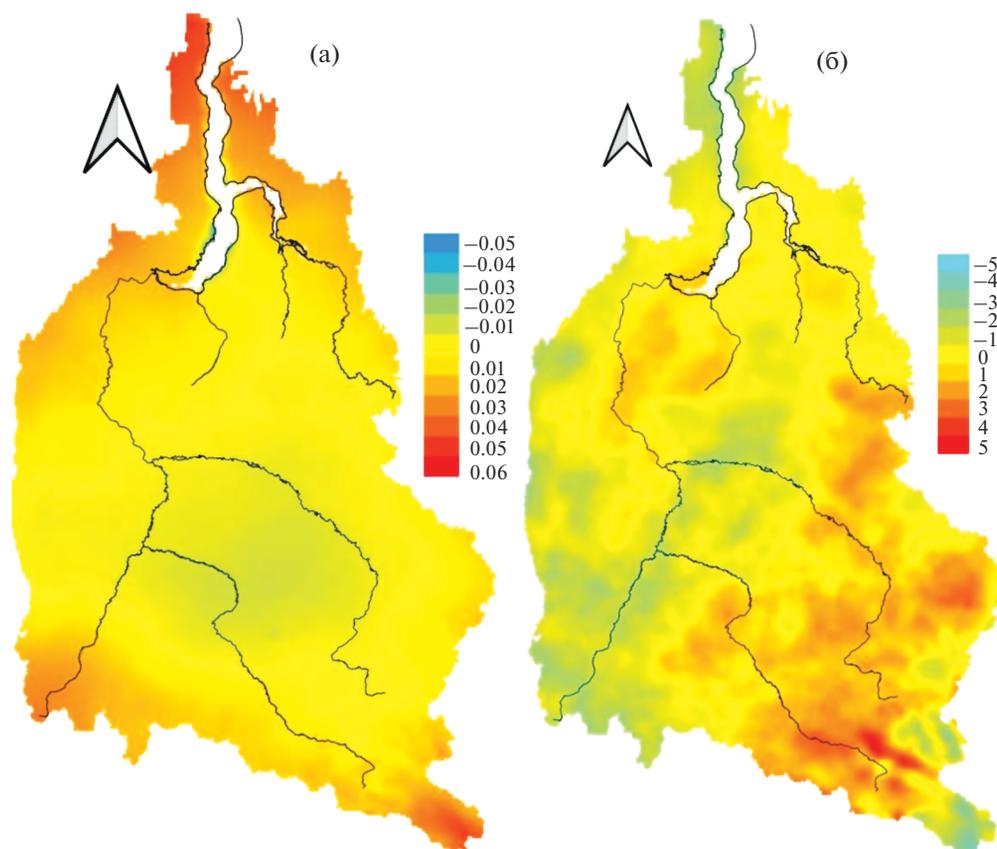
#### Региональная климатическая модель

Для представления климатической ситуации в водосборном бассейне Обской губы использована региональная климатическая модель WRF (Weather Research and Forecasting), которая широко используется в мире для метеорологических прогнозов [32]. Данная модель была адаптирована

на для исследуемой территории, охватывающей водосборный бассейн Обской губы и прилегающие районы. WRF представляет собой современную региональную систему моделирования, включающую в себя все необходимые компоненты для воспроизведения динамики атмосферы [41]. Для исследуемого региона использована полярная версия Polar WRF (версия 3.5.1), оптимизированная для Арктики и созданная в Полярном центре исследований климата в Университете штата Огайо [26]. Модель Polar WRF включает в себя модернизированные физические схемы наземных и океанических параметризаций приземного слоя, настроенных специально для Арктики. Граничные условия для модели WRF заданы из реанализа NCEP/NCAR [29]. Расчеты на модели выполнялись с пространственным разрешением 30 км × 30 км. Модельные расчеты проводились для периода с 1979 до 2018 г. Отклонения рассчитанных полей WRF от наблюдений и реанализов откорректированы согласно методике, описанной в [23]. Хотя данная климатическая модель рассчитывает множество различных параметров атмосферы на различных высотах, для целей настоящего исследования использовались только данные приземного слоя.

Результаты модельных расчетов на WRF и WBM отображаются в виде карт и доступны через региональную онлайн-систему для Северной Евразии [48], разработанную в Университете Нью Гэмпшира.

Таким образом, схема влияния внешних факторов на систему Обской губы, представленная на рис. 1, для целей данного исследования преобразована в схему взаимодействия математических моделей различного назначения (рис. 3).



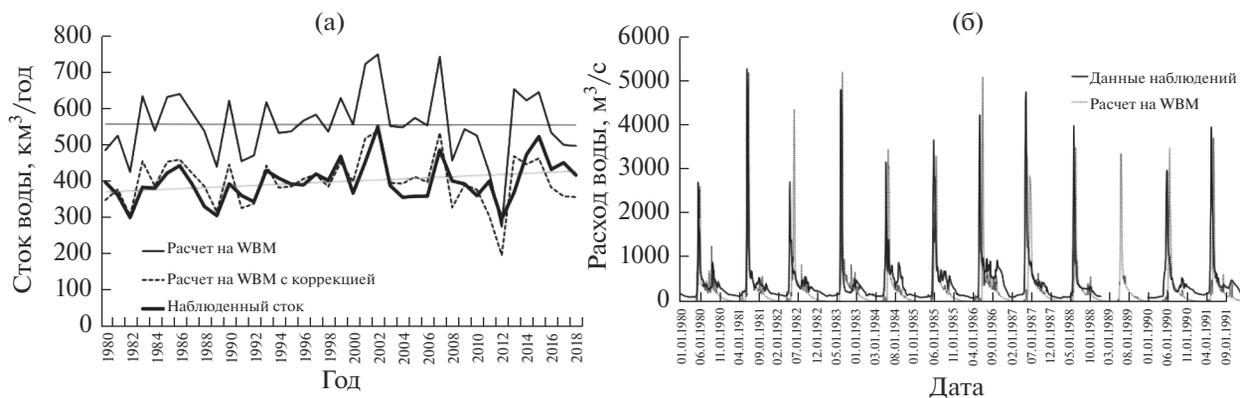
**Рис. 4.** Изменение среднегодовой температуры воздуха (а), °С/год, и годовой суммы осадков (б), мм/год, по территории водосборного бассейна Обской губы за период 1980–2018 гг. на основе расчетов на региональной климатической модели WRF, определенное по наклону линии линейного тренда для каждой расчетной ячейки разрешением  $30 \times 30$  км.

#### МОДЕЛЬНЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И ИХ РЕЗУЛЬТАТЫ

Как отмечено выше, расчеты на климатической модели WRF выполнялись за период с 1979 по 2018 г., чтобы оценить изменение климатических характеристик в исследуемом регионе и получить необходимые входные данные для гидрологических моделей водосбора и устьевой области. На рис. 4 представлены изменения среднегодовой температуры воздуха и осадков за период 1980–2018 гг. по данным WRF, вычисленные на основе наклона линейного тренда. Следует отметить небольшое уменьшение среднегодовой температуры воздуха ( $-0.6...-1.0^\circ\text{C}$  за весь период) в центральной части водосбора р. Оби и очень неравномерное изменение годовых осадков с тенденцией их уменьшения в западной части региона и в северной части Обской Губы и их увеличения в бассейне Иртыша и средней Оби. Такая неоднородность трендов годовых осадков на данной территории в целом объясняет незначительное увеличение стока р. Оби за этот период по

сравнению с другими крупными арктическими реками [39].

Для оценки притока речных вод в Обскую губу за период 1980–2018 гг. выполнены расчеты для всего водосборного бассейна Обской губы на модели WBM с использованием климатических данных WRF для двух вариантов – с учетом и без учета хозяйственной деятельности. В целом модель WBM достаточно надежно характеризует речной приток в Обскую губу при использовании климатических данных от WRF для небольших и средних рек и в то же время на  $\sim 25\%$  завышает сток р. Оби по сравнению с наблюдаемым (рис. 5). Смоделированные среднегодовые расходы воды Оби, однако, показывают неплохую корреляцию (0.75) с данными наблюдений. Следует отметить, что завышенный сток по модельным расчетам обусловлен, главным образом, завышенными осадками, особенно в летний период, при использовании модели WRF с граничными условиями из реанализа NCEP/NCAR. Данная проблема для реанализа NCEP/NCAR достаточно хорошо из-



**Рис. 5.** Примеры моделирования на WBM годового стока для р. Оби у г. Салехарда (а) и суточных гидрографов стока р. Надым у г. Надыма (б) с использованием метеорологической информации от региональной климатической модели WRF и их сравнение с данными наблюдений.

вестна и связана с завышением конвективных осадков над сушей в модели NCEP [37]. Поэтому для более надежной оценки стоковых характеристик смоделированные значения стока были откорректированы в соответствии с данными наблюдений на имеющихся гидрологических постах. Помимо этого, выполнены расчеты на WBM с использованием других климатических данных от реанализов MERRA2 и ERA5. Сравнительный анализ показал, что наилучшее соответствие модельных и наблюдаемых значений стока — при использовании климатических данных от реанализа MERRA2.

Помимо анализа притока речных вод в Обскую губу, по полученным расчетным данным также выполнена оценка изменений различных гидрологических характеристик по всей территории водосборного бассейна. Выявлено, что для водосбора Обской губы существует закономерность увеличения стока в восточных регионах и его уменьшения в центральной, наиболее заболоченной, части и в самой северной части в зоне многолетней мерзлоты. Это в первую очередь обусловлено изменением сумм осадков по территории водосборного бассейна (рис. 4). На основе анализа сезонных изменений речного стока выявлено, что тенденции к увеличению годового стока обусловлены, главным образом, ростом стока в осенне-зимний период, когда его основное формирование осуществляется за счет подземного питания. В то же время в северных регионах, выходящих к Северному Ледовитому океану, наблюдается уменьшение снегозапасов и стока весеннего половодья, которое, очевидно, определяется существенным повышением среднегодовой температуры воздуха (рис. 4) и уменьшением доли твердых осадков в этом регионе.

Сравнение результатов расчетов на WBM с учетом и без учета влияния хозяйственной деятельности на водосборе показало, что в низовьях

Оби у Салехарда за счет антропогенных факторов среднегодовой сток за период 1980–2018 гг. в среднем недополучал 18 км<sup>3</sup>/год, или <5% от годового стока. Все крупные водохранилища в бассейне расположены в верхнем течении Оби и на ее притоках — реках Иртыш и Тобол и построены до 1980 г. Несмотря на высокую естественную зарегулированность стока р. Оби, из-за высокой озерности и заболоченности в среднем и нижнем течении Оби регулирование стока водохранилищами привело к значимому (на 20–25%) увеличению зимнего стока Оби у Салехарда и незначительному снижению летне-осеннего стока. Влияние водохранилищ на сток весеннего половодья у г. Салехарда незначительно, так как он формируется, главным образом, за счет незарегулированной части водосбора.

Для оценки изменений климатических характеристик на водосборе Обской губы на перспективу выполнены расчеты на модели WRF, в которой граничные условия определялись глобальной Моделью Общей Циркуляции Атмосферы и Океана (МОЦАО) — CCSM (Community Climate System Model), которая участвует в проекте CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) [47]. Использование модели CCSM обусловлено тем, что данная модель наиболее детально учитывает физические процессы на территории суши, включая гидрологические, влияние растительности и промерзание почвы. Расчеты на климатической модели WRF выполнялись для базового исторического периода — с 1979 по 2005 г. — и для двух сценариев изменения концентрации парниковых газов и аэрозолей при разных вариантах изменений внешних радиационных воздействий RCP (Representative Concentration Pathways). В МОЦАО прогнозируемое для XXI в. изменение внешних параметров задается с учетом четырех сценариев антропогенных воздействий, построенных в соответствии с ожидаемым к 2100 г. пото-

**Таблица 1.** Ожидаемые изменения среднегодового стока крупных рек, впадающих в Обскую губу, для двух климатических сценариев на основе моделирования на модели WBM

Сценарий/период	р. Обь, г. Салехард		р. Надым, пос. Надым		р. Пур, г. Самбург		р. Таз, пос. Сидоровск	
	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%	км <sup>3</sup>	%
RCP4.5 (2020–2040)	–6.1	–1.5	–1.6	–11	–3.2	–11	–0.8	–2.3
RCP4.5 (2040–2060)	26.9	6.7	0	0	–1.4	–4.6	–0.2	–0.6
RCP8.5 (2020–2040)	22.9	5.7	0.3	2.4	–0.6	–2.0	1.9	5.5
RCP8.5 (2040–2060)	27.4	6.8	0.6	3.8	0.7	2.4	2.8	8.1

ком радиации на границе атмосферы – RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5 (соответственно 2.6, 4.5, 6.0 и 8.5 Вт/м<sup>2</sup>). Для водосборного бассейна Обской губы рассматривались сценарии RCP 4.5, RCP 8.5. Для оценки изменения различных климатических и гидрологических характеристик в перспективе рассмотрены ожидаемые изменения к 2030 и 2050 гг. Для этого сравнивались отклонения средних значений за периоды 2020–2040 и 2040–2060 гг. от средних значений за базовый исторический период – 1971–2005 гг. Следует ожидать дальнейшего увеличения среднегодовой температуры воздуха по всей территории водосборного бассейна Обской губы в диапазоне от 1.5°C в южной части до 4.5°C в северной по сценарию RCP 8.5 к 2050 г. Годовые осадки, по данному сценарию, существенно уменьшатся в верховьях р. Оби и незначительно вырастут в северных районах, прилегающих к Обской губе.

Климатические данные на перспективу, полученные на модели WRF, были использованы для моделирования различных характеристик водного баланса по территории водосборного бассейна Обской губы и для оценки речного и теплового притока в Обскую губу с помощью расчетов на модели WBM. На рис. 6 представлены отклонения среднегодового стока от средних значений за исторический период по водосбору Обской губы для двух сценариев изменения климата – RCP 4.5, RCP 8.5. Следует отметить существенное различие тенденций изменения годового стока в зависимости от используемого климатического сценария. Наибольшее увеличение стока (>50 мм/год) ожидается в западных и центральных районах водосбора, а также на Алтае, согласно сценарию RCP 8.5, к 2050 г. Согласно сценарию RCP 4.5, к 2030 г. ожидается уменьшение стока в низовьях Оби и в бассейнах Надыма, Пура и Таза (до 30 мм/год) и его существенное увеличение в западной части бассейна Оби к 2050 г. В целом по обоим сценариям, к 2050 г. ожидается существенное увеличение речного притока в Обскую губу, главным образом за счет увеличения стока Оби (табл. 1).

Результаты модельных расчетов на WBM были использованы для оценки речного и теплового

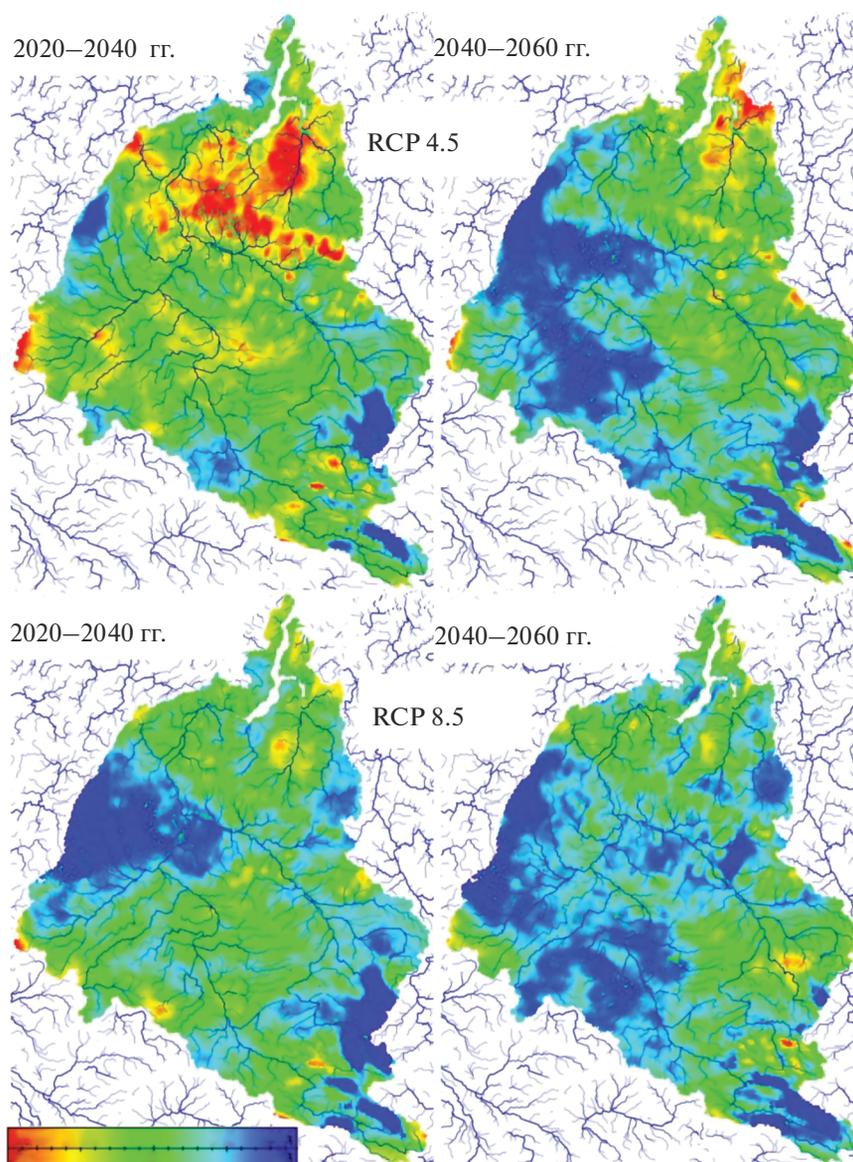
стока с территории, не охваченной регулярными наблюдениями, а также для заполнения пропусков в данных о речном стоке на замыкающих створах крупных рек.

Расчеты гидрологических процессов в Обской губе за период 1980–2018 гг. на трехмерной гидродинамической модели с использованием результатов расчетов на WRF и WBM показали следующие результаты.

Моделирование уровня поверхности, обусловленной речным стоком, демонстрирует закономерную картину понижения уровня вдоль губы от морского края дельты к выходу в море и в целом согласуется с данными береговых наблюдений, несмотря на их “ненадлежащее качество” [4]. Моделирование показывает наличие поперечных денивилиаций уровня, обусловленных силой Кориолиса. Разница между уровнями у правого и левого берегов в среднем по губе в летний период составляет ~2 см, в зимний период ~0.5 см. Что касается многолетних изменений уровня воды, то сопоставить данные моделирования и данные наблюдений сложно. Как показано в работе [4], “принимая во внимание состояние высотной основы постов в Обской и Тазовской губах и не вполне надежное качество данных по уровням, сложно, а вернее невозможно, делать выводы о точной величине их многолетнего изменения”.

По данным моделирования, многолетние изменения уровня воды практически по всей губе незначимы. Многолетние изменения уровня воды заметны лишь в районах впадения крупных рек и остаются статистически незначимыми: у впадения Оби уровень повышается, у впадения Надыма, Пура и Таза понижается.

Сравнение полей уровня, моделируемых при задании фактического гидрографа стока р. Оби и при задании стока, рассчитанного на WBM без учета влияния хозяйственной деятельности, показали несущественное (менее точности измерения уровня воды на береговых постах – 1 см) влияние хозяйственной деятельности в бассейне Оби на уровень воды в Обской губе. При этом сезонное перераспределение стока действующими ГЭС приводит к некоторому (до 4 мм) уменьше-

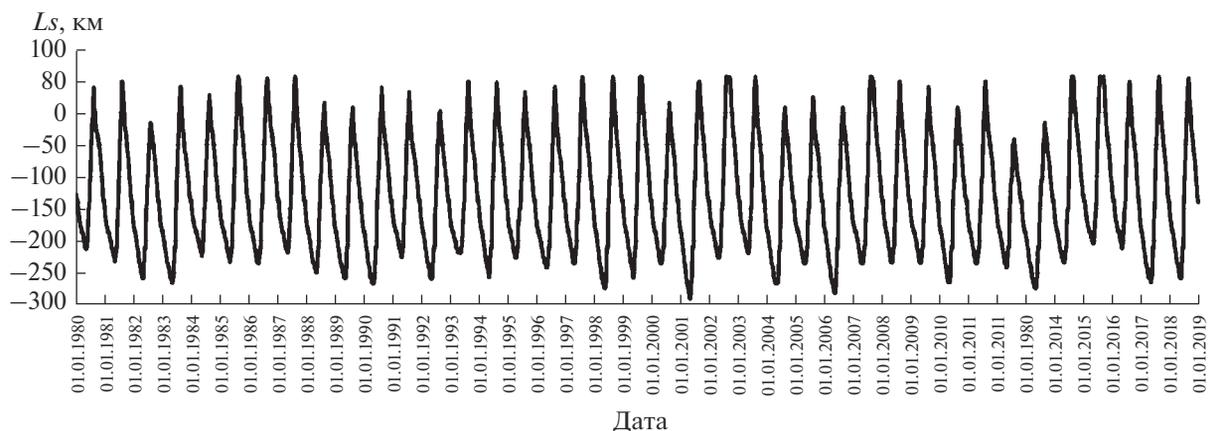


**Рис. 6.** Ожидаемое изменение среднего слоя стока, мм, на уровень 2030 г. и 2050 г., рассчитанное на WBM для двух климатических сценариев RCP 4.5, RCP 8.5.

нию уровня в летний период практически по всей акватории губы, за исключением зоны нахождения гидрофронта севернее Тамбея, где моделируется небольшое увеличение уровня (до 3 мм). В зимний период перераспределение речного стока на зимние месяцы привело к увеличению уровня воды по всей губе. Наибольшее влияние этого перераспределения моделируется у морского края дельты, далее по мере продвижения к морю это влияние резко уменьшается и в северной части практически не прослеживается.

Общий недостаток имеющихся наблюдений за течениями в Обской губе — их разрозненность по времени и охват случайных ситуаций. Однако из них можно получить общее представление о ха-

рактере течений в губе [9]. Течения на акватории северной части Обской губы представляют собой векторную сумму стоковой, сгонно-нагонной, плотностной и периодической приливо-отливной составляющих скоростей течения. Если на основе разрозненных натуральных данных диапазоны изменения приливных и синоптических скоростей определены, то стоковые составляющие скоростей менее значительны и поэтому труднее выделяются из измеренных суммарных скоростей. Максимальные значения стоковых скоростей бывают на пиках половодий, но измерения в этот период (при разрушающемся ледяном покрове) не проводятся. В связи с этим диапазон стоковых составляющих скоростей можно оце-



**Рис. 7.** Рассчитанная дальность интрузии морских вод (по солёности 1‰ у дна) в Обскую губу за период 1980–2018 гг. За ноль километража принят траверз п. Тамбей.

нить только по расчетам на гидродинамической модели. По данным моделирования в период прохождения волны половодья, стоковая составляющая скорости составляет  $\sim 0.8$  м/с у речной границы расчетной области и быстро уменьшается на взморье, составляя на траверзе м. Ям-Сале уже максимум – 0.3 м/с. Далее до выхода в море стоковая составляющая скорости потока может достигать на отдельных участках 0.2 м/с. В период зимней межени стоковая составляющая скорости имеет максимальные значения у речной границы и в районе нахождения галоклина из-за уменьшения поперечного сечения потока, достигая 0.1 м/с. Плотностные течения, обуславливающие заток морских вод в губу, в период увеличенных градиентов плотности после спада половодья могут достигать 0.3 м/с, но обычно имеют значения до 0.05 м/с.

Моделирование показало отсутствие существенных многолетних изменений стоковой скорости течения по всей акватории Обской губы. Однако эти незначительные изменения могут накапливаться и проявляться в существенном изменении других гидрологических характеристик, главным образом в развитии интрузии морских вод в губу, определяющейся соотношением стоковой и плотностной составляющих скорости.

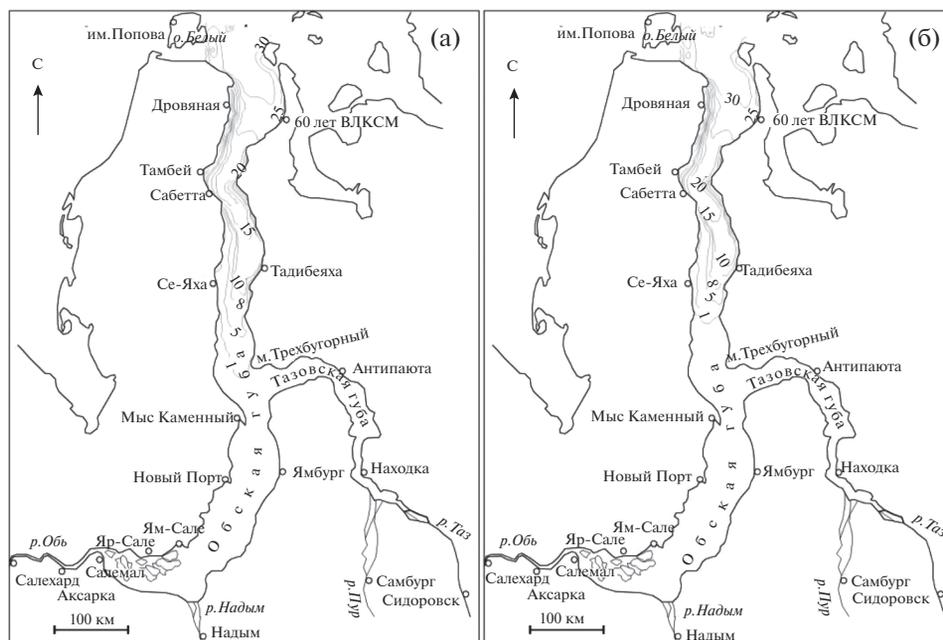
Важная характеристика, отражающая суммарное изменение гидрологических полей в устьевой области под влиянием внешних факторов, — дальность интрузии морских вод  $L_s$ .  $L_s$  в Обскую губу, рассчитанная за период 1980–2018 гг., показана на рис. 7. Диапазон сезонной изменчивости  $L_s$  за этот период составил 350 км.

Максимальная  $L_s$  обычно достигается весной, к концу апреля. Межгодовая изменчивость максимальной  $L_s$  находится в диапазоне от 204 до 290 км южнее от траверза пос. Тамбей и не имеет значимого тренда. Максимальная  $L_s$  в годовом

цикле в основном зависит от водности предшествующего периода с августа по апрель. Как правило, сильному проникновению морских вод в губу предшествует период с пониженным речным стоком. Кроме этого, имеет значение и начальное положение гидрофронта после прохождения волны половодья, которое также определяется главным образом объемом половодья. Вносят свой вклад в продвижение гидрофронта и характеристики ледового покрова, который уменьшает площадь поперечного сечения потока, увеличивая стоковую составляющую скорости. Все эти факторы формируют достаточно сложную картину динамики гидрофронта. Так, при максимальном развитии интрузии, которое моделировалось в 2001 г. (рис. 8а), предшествующий период с августа по апрель не был самым маловодным за исследуемый период, а при минимальном развитии интрузии, моделируемом в 2015 г. (рис. 8б), предшествующий период не был самым многоводным. Это говорит о том, что для такого сложного объекта, как Обская губа, моделирование отдельных лет может не дать желаемого результата для выявления экстремальных гидрологических ситуаций [2, 6, 20], необходимо проведение модельных расчетов за несколько лет.

Максимальный вынос морских вод из устьевой области под действием половодной волны также претерпевает межгодовую изменчивость с размахом  $\sim 100$  км и также не имеет значимого тренда. При этом, как правило, гидрофронт отступает севернее Тамбея в среднем на 35 км. В 2012 и 2013 гг. вследствие аномально низкого стока р. Оби соленые воды на придонном горизонте оставались южнее Тамбея, что подтверждается данными наблюдений [19].

Моделирование с гидрографом стока р. Оби, рассчитанным без учета влияния хозяйственной деятельности в бассейне реки, показало, что без



**Рис. 8.** Распределение солёности на донном горизонте Обской губы в весенний период, ‰, при максимальном развитии интрузии морских вод (2001 г.) (а) и при минимальном развитии интрузии морских вод (2015 г.) (б) по данным моделирования при задании фактического стока р. Оби.

регулирования стока водохранилищами моделируется несколько меньший максимальный заток морских вод (до 17 км), максимальный вынос морских вод моделируется примерно в тех же пределах, что и с наблюдаемым стоком, а наклоны линий линейного тренда изменения максимальной дальности залива и дальности выноса морских вод меняют знак (табл. 2). Это говорит о том, что хозяйственная деятельность в бассейне реки в некоторой степени компенсирует изменения, обусловленные природными факторами.

Основные закономерности изменения температуры воды в районе нахождения гидрофронта в целом повторяют закономерности изменения солёности воды. Интегральным показателем изменения температурных характеристик Обской гу-

бы под влиянием изменения речного стока могут служить связанные с ними изменения ледовых характеристик.

Моделируемый процесс появления льда согласуется с принципиальной схемой замерзания Обской губы, полученной по данным ледовых авиаразведок 1970-х и 1980-х гг. и данным наблюдений на береговой сети: сперва замерзает часть губы севернее Тамбей, мелководные районы южной части Обской губы и Тазовская губа, а также прибрежные мелководные участки, в последнюю очередь замерзает центральная часть губы [1, 4, 12, 13].

По результатам обработки данных стационарной морской береговой сети в Карском море за

**Таблица 2.** Характеристики интрузии морских вод в Обской губе по данным моделирования за период 1980–2018 гг.

Граничные условия характеристика интрузии	Наблюдаемый сток		Расчитанный сток без учета водохранилищ	
	максимальный заток*	максимальный вынос*	максимальный заток*	максимальный вынос*
Наибольшее, км	–290	–41.6	–274	–40.8
Наименьшее, км	–204	56	–194	56
Размах, км	86	98	80	96.8
Среднее, км	–243	35	–236	34
Наклон линии линейного тренда, км/год	–0.14	0.03	0.07	–0.07

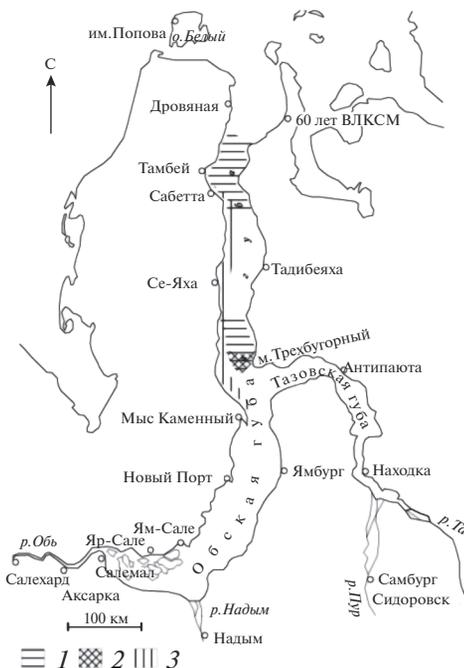
\* от траверза п. Тамбей “–” в сторону реки, “+” в сторону моря.

последние 30 лет сроки появления льда имеют тенденцию к смещению в сторону поздних сроков на 3–4 сут, а в XX в. сдвиг составил 7–10 сут, сроки очищения ото льда, по данным наблюдений в Карском море, имеют тенденцию к смещению в сторону ранних сроков до 5 сут, а в XX в. сдвиг составил 5–12 сут [7]. Результаты расчетов на период 1980–2018 гг. демонстрируют похожую ситуацию для Обской губы. В среднем моделируется сдвиг дат появления льда на 5 сут в сторону поздних сроков за моделируемый период. При этом наиболее существенные сдвиги происходят в центральной части губы от м. Трехбугорный до Тамбея, где в районах, удаленных от берега, моделируется сдвиг до 16 сут за исследуемый период. В среднем моделируется сдвиг дат очищения ото льда на 11 сут в сторону ранних сроков за моделируемый период. При этом наиболее существенные сдвиги происходят в северной части губы. Вклад речного стока в долгопериодные изменения дат наступления ледовых фаз незначителен. В основном изменения происходят под действием атмосферных факторов.

Влияние хозяйственной деятельности в бассейне реки на сроки наступления ледовых фаз незначительно. Моделирование с речным стоком, рассчитанном без учета влияния водохранилищ, демонстрирует смещение на 0.5 сут даты очищения ото льда на поздние сроки у западного берега центральной части губы. Даты появления льда при восстановленном стоке смещаются на ранние сроки на 0.5 сут в отдельных районах северной части губы, что связано с изменениями стратификации водной массы, влияющей на глубину конвекции в период выхолаживания перед образованием льда.

Многолетние изменения толщины льда к 1 мая, по данным моделирования, показывают, что происходят разнонаправленные процессы: в Тазовской губе и частично в южной части Обской губы моделируется тенденция уменьшения толщины льда (до –6 мм/год), в северной части Обской губы моделируется тенденция увеличения толщины льда (до 4 мм/год). Антропогенная деятельность в бассейне реки привела к небольшому уменьшению средней толщины льда к 1 мая практически по всей акватории губы, за исключением самой северной части в районе морского бара, наиболее сильное уменьшение смоделировано у западного берега центральной части губы – в среднем на 3 см.

По результатам оценок составлена схема районирования Обской губы по степени влияния внешних природных и антропогенных факторов, действующих на водосборе реки, на устьевые процессы в Обской губе за исторический период (рис. 9).



**Рис. 9.** Картограмма районирования Обской губы по влиянию внешних природных и антропогенных факторов, действующих на водосборе реки, на гидрологические устьевые процессы за исторический период. 1 – районы межгодовой изменчивости сезонных положений фронтальной зоны; 2 – район изменения предельного положения фронтальной зоны под воздействием хозяйственной деятельности в бассейне реки, 3 – район наибольшего влияния хозяйственной деятельности в бассейне реки на толщину льда.

## ОЦЕНКА МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК НА ПЕРСПЕКТИВУ

Моделирование гидрологических процессов в Обской губе с входными данными, соответствующими различным климатическим сценариям, показывает ряд возможных существенных изменений в гидрологических процессах в губе.

Уровень воды в губе меняется соответственно изменению стока рек, и основные его изменения моделируются в местах впадения рек, при удалении от которых изменения очень быстро перестают быть существенными.

Размах колебаний характеристик интрузии значительно увеличен по сравнению со смоделированным за исторический период (табл. 3). Максимальный заток морских вод в среднем уменьшился для сценария RCP4.5 на 22 км, для сценария RCP8.5 на 30 км. Размах колебаний максимального затока морских вод для сценария RCP4.5 больше исторической изменчивости этого параметра на 16 км, для сценария RCP8.5 – на 22 км. Изменчивость максимального выноса морских вод моделируется с большим размахом, чем за ис-

**Таблица 3.** Характеристики интрузии морских вод в Обской губе по данным моделирования за период 2021–2065 гг.

Граничные условия	RCP4.5		RCP8.5	
	максимальный заток*	максимальный вынос*	максимальный заток*	максимальный вынос*
Наибольшее, км	–266	–96	–282	20.8
Наименьшее, км	–164	150	–174	160
Размах, км	102	246	108	139
Среднее, км	–221	99	–213	112

\* От траверза п. Тамбей “–” в сторону реки, “+” в сторону моря.

торический период, для сценария RCP4.5 в 2.5 раза, для сценария RCP8.5 в 1.5 раза. В среднем максимальный вынос морских вод моделируется больше на 65–77 км.

Таким образом, характеристики интрузии морских вод, смоделированные для условий различных климатических сценариев, выходят за пределы их природной изменчивости. Для летнего периода при в среднем более пресном эстуарии могут выдаваться годы с пониженным стоком, когда соленая вода задерживается гораздо южнее ее экстремального расположения в исторический период. Для зимнего периода положение гидрофронта моделируется несколько севернее, чем при моделировании за исторический период (до 40 км); т. е. при реализации рассмотренных сценариев вследствие изменения речного стока вода в эстуарии становится в целом более пресной.

Моделирование для различных климатических сценариев показало, что изменение дат наступления ледовых фаз относительно современного состояния Обской губы связано в основном с атмосферными факторами и сменой относительно теплого современного периода на более холодный период в будущем. Влияние на ледовые фазы атмосферных факторов гораздо более значительное, чем влияние изменений речного стока под воздействием климатических изменений на водосборе реки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Моделирование формирования стока на модели WBM показало неоднородные изменения годового стока по территории водосбора Обской губы за период 1980–2018 гг. Есть тенденция к увеличению годового стока в восточной части бассейна и в нижнем течении Оби, которая в целом соответствует изменению годовых осадков. Анализ сезонного стока и компонентов его формирования показал, что данное увеличение годового стока обусловлено его ростом в осенне-зимний период, когда формирование стока в основном осуществляется за счет подземного питания. Модельные расчеты показали, что влияние хо-

зяйственной деятельности в бассейне реки привели к значимому (на 20–25%) увеличению зимнего стока р. Оби у Салехарда и незначительному снижению летне-осеннего стока. Оценки будущих изменений стока к 2050 г. на основе климатических сценариев RCP 4.5, RCP 8.5 показали, что ожидается существенное увеличение речного притока в Обскую губу, главным образом за счет увеличения стока Оби до 6.8%. В то же время сток других крупных рек, впадающих в Обскую губу, увеличится от 2.4% для р. Пур до 8.1% для р. Таз.

Результаты применения каскада моделей показали, что долгопериодные природные и антропогенные изменения на водосборе реки к настоящему времени не приводят к существенным однонаправленным изменениям в гидрологических полях в Обской губе.

Одновременно можно сделать очень важный вывод, что данные комплексных гидрологических съемок, проведенных в 1970–1980 гг., могут служить основой для оценки влияния уже построенных в настоящее время подходящих каналов на гидрологические поля в Обской губе. Поскольку комплексных наблюдений за сезонными гидрологическими характеристиками в Обской губе непосредственно перед проведением дноуглубительных работ не проводилось, для сравнения современного состояния губы с состоянием губы до строительства каналов могут быть использованы данные 1970–1980 гг.

Моделирование сезонной динамики гидрологических полей в Обской губе только с одним изменяющимся фактором – речным стоком – показало, что для исследования предельных состояний системы недостаточно воспроизведения сезонного хода гидрологических процессов в течение только одного года с экстремальными характеристиками стока, необходимо моделирование ряда лет.

Расчеты на перспективу показали, что изменения на водосборе, приводящие к увеличению речного стока, будут способствовать меньшему проникновению соленых вод в губу в зимний период и большему выносу гидрофронта в сторону моря в летний период.

Предлагаемый методологический подход с использованием данных наблюдений и мультимодельных экспериментов может быть в дальнейшем использован для изучения сезонных гидрологических процессов других устьевых областей, окраинных морей и океана в целом и может быть расширен включением гидрохимических и биотических процессов.

Благодарим Национальный фонд науки США за полученные данные для валидации моделей.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонова С.А. Ледовый режим рек арктической зоны Западной Сибири в современных климатических условиях // Арктика и Антарктика. 2017. № 2. С. 25–33. <https://doi.org/10.7256/2453-8922.2017.2.22649>
2. Архипов Б.В., Алабян А.М., Дмитриева А.А. и др. Моделирование влияния морского канала к порту Сабетта на гидродинамический режим и соленость Обской губы // ГеоРиск. Т. XII. № 1. 2018. С. 46–58.
3. Введенский А.Р., Дианский Н.А., Кабатченко И.М., Литвиненко Г.И., Резников М.В., Фомин В.В. Расчет и анализ ожидаемого воздействия гидротехнического сооружения на экологическую обстановку и донную топографию акватории при строительстве подходного канала к порту Сабетта // Вестн. МГСУ. 2017. Т. 12. Вып. 5 (104). С. 480–489. <https://doi.org/10.22227/1997-0935.2017.5.480-489>
4. Войнов Г.Н., Налимов Ю.В., Пискун А.А. и др. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура воды) / Под ред. Г.Н. Войнова. СПб., 2017. 192 с.
5. Волкова Д.Д., Третьяков М.В., Шикломанов А.И. Использование модели WBM для оценки речного стока с водосбора Обско-Тазовской устьевой области // Тез. докл. Международ. науч. конф. студентов, аспирантов и молодых ученых “Ломоносов-2020”. Севастополь: Фил. МГУ, 2020. С. 31–32.
6. Дианский Н.А., Фомин В.В., Грузинов В.М. и др. Оценка влияния подходного канала к порту Сабетта на изменение гидрологических условий Обской губы с помощью численного моделирования // Арктика: экология и экономика. 2015. № 3 (19). С. 18–29.
7. Думанская И.О. Долгосрочный прогноз ледовых характеристик морей европейской части России и их изменения на рубеже XX–XXI веков // Тр. Гидрометцентра России. 2013. Вып. 350. С. 110–141.
8. Дюсебаева З. Влияние антропогенных факторов на изменение стока реки Иртыш. М.: LAP LAMBERT Acad. Publ. 2012. 84 с. ISBN 9783659283116
9. Иванова А.А. Течения и массоперенос на устьевом взморье Оби. Комплексные исследования и изыскания ледовых и гидрометеорологических явлений и процессов на Арктическом шельфе // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. СПб.: Гидрометеоздат, 2004. С. 327–330.
10. Калинин Г.П., Милоков П.И. Приближенный расчет неустановившегося движения водных масс // Тр. ЦИП. Вып. 66. 1958. 72 с.
11. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС, 1997. 176 с.
12. Налимов Ю.В., Усанкина Г.Е., Балабаев А.П. Ледово-гидрологический режим в губах и заливах шельфа Карского моря. Комплексные исследования и изыскания ледовых и гидрометеорологических явлений и процессов на Арктическом шельфе // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. СПб.: Гидрометеоздат, 2004. С. 299–306.
13. Налимов Ю.В., Усанкина Г.Е., Балабаев А.П. Характеристики процесса очищения ото льда эстуариев бассейна Карского моря. Комплексные исследования и изыскания ледовых и гидрометеорологических явлений и процессов на Арктическом шельфе // Тр. ААНИИ. 2004. Т. 449. СПб.: Гидрометеоздат, 2004. С. 290–298.
14. Свид. гос. регистрации программы для ЭВМ № 2020611779. Российская Федерация. Модель трансформации речного стока. № 2020610177. Заявление. 13.01.2020. 10.02.2020. М.В. Третьяков.
15. Соколовский Д.Л., Шикломанов И.А. Расчеты гидрографов паводков с использованием электронных моделирующих устройств // Тр. ЛГМИ. 1965. Вып. 23. С. 65–79.
16. Стратегия социально-экономического развития Ямало-Ненецкого автономного округа на период до 2035 года. Утв. Постановлением Законодательного собрания Ямало-Ненецкого АО 24 июня 2021 г. № 478.
17. Третьяков М.В. К моделированию гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 67–74
18. Третьяков М.В., Иванов В.В. Состояние и проблемы развития технологий оценки и прогнозирования интрузии морских вод в устьевые области рек Арктики в условиях регулирования стока и климатических изменений // Тр. ГОИН. Вып. 214. 2013. С. 200–212
19. Третьяков М.В., Румянцева Е.В., Брызгалов В.А. и др. Пространственно-временная изменчивость гидрохимических показателей водной среды Обской и Тазовской губ // Арктика: экология и экономика. 2022. Т. 12. № 1. С. 4–55. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2022-1-44-55>
20. Чанцев В.Ю., Данышина А.В. Расчет внутригодовой динамики гидрофизического режима Обской губы с высоким пространственным разрешением // Фундаментал. приклад. гидрофизика. 2019. Т. 12. № 3. С. 55–64.
21. Baryshnikov G., Novoselov D. Problems of transboundary rivers of Asian border zone of Russia // Pskov Region Studies J. 2019. Iss. 2 (38). P. 78–85. <https://prj.pskgu.ru/s221979310012059-7-1/> (дата обращения: 15.12.2021) <https://doi.org/10.37490/S221979310012059-7>
22. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models / Ed. N. Heaps. Washington, D.C.: Am. Geophys. Union, 1987. P. 208.
23. Cai L., Alexeev V.A., Arp C. D., Jones B.M., Liljedahl A.K., Gädeke A. The Polar WRF downscaled historical and

- projected twenty-first century climate for the coast and foothills of Arctic Alaska *Front // Earth Sci.* 2018. № 5. P. 1–15.
24. Grogan D.S., Wisser D., Prusevich A., Lammers R.B., Frolking S. The use and re-use of unsustainable groundwater for irrigation // *A global budget. Environ. Res. Lett.* 2017. № 12 (3). P. 34–51.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa5fb2>
  25. Grogan D.S., Zhang F., Prusevich A., Lammers R.B., Wisser D., Glidden S., Li C., Frolking S. Quantifying the link between crop production and mined groundwater irrigation in China // *Sci. Total Environ.* 2015. № 511. P. 161–175.  
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2014.11.076>
  26. Hines K.D., Bromwich L., Ba L., Barlage M.J., Slater A.G. Development and testing of polar WRF.art III. Arctic land // *J. Climate.* 2011. № 24. P. 26–48.  
<https://doi.org/10.1175/2010JCLI3460.1>
  27. Holmes R.M., Shiklomanov A.I., Suslova A., Tretiakov M., McClelland J.W., Scott L., Spencer R.G.M., Tank S.E. River discharge in “State of the Climate in 2020”. Chapter 5. “Arctic” // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2021. № 102 (8). S290–S293.  
<https://doi.org/10.1175/2021BAMSStateoftheClimate.1>
  28. Huss M., Hock R. A new model for global glacier change and sea-level rise // *Frontiers Earth Sci.* 2015. V. 3. № 54. P. 54–72.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2015.00054>
  29. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1996. V. 77. № 3. P. 437–471.
  30. Lammers R.B., Pundsack J.W., Shiklomanov A.I. Variability in river temperature, discharge, and energy flux from the Russian pan-Arctic landmass // *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 2007. № 112. P. 1–15. G04S59.  
<https://doi.org/10.1029/2006JG000370>
  31. Motovilov Y.G., Gottschalk L., Engeland K., Rodhe A. Validation of a distributed hydrological model against spatial observations // *Agric. For. Meteorol.* 1999. № 98. P. 257–277.
  32. Powers J.G., Klemp J.B., Skamarock W.C., Davis C.A., Dudhia J., Gil, D.O. et al. The Weather Research and Forecasting Model: Overview, System Efforts, and Future Directions // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2017. № 98. P. 1717–1737.  
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00308.1>
  33. Rawlins M.A. Increasing freshwater and dissolved organic carbon flows to Northwest Alaska’s Elson lagoon // *Environ. Res. Lett.* 2021. № 16. P. 105014.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac2288>
  34. Romanovsky V. et al. Changing permafrost and its impacts // *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA). Arctic Monitoring and Assessment Programme.* 2017. P. 65–102.
  35. Rounce D.R., Hock R., Shean D.E. Glacier Mass Change in High Mountain Asia Through 2100 Using the Open-Source Python Glacier Evolution Model (PyGEM) // *Front. Earth Sci.* 2020. V. 7 (331). P. 331–351.  
<https://doi.org/10.3389/feart.2019.00331>
  36. Saito K., Walsh J., Bring A., Brown R., Shiklomanov A., Yang D. Future Trajectory of Arctic System Evolution // *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems. Cham: Springer Nature,* 2021. P. 893–914.  
[https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9\\_30](https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9_30)
  37. Serreze Mark C., Hurst Ciaran M. Representation of Mean Arctic Precipitation from NCEP–NCAR and ERA Reanalyses // *J. Climate.* 2000. № 13 (1). P. 182–201.  
[https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0182:romapf>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0182:romapf>2.0.co;2)
  38. Shiklomanov A.I., Lammers R.B. River ice responses to a warming Arctic—recent evidence from Russian rivers // *Environ. Res. Lett.* 2014. V. 9. P. 035008.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/035008>
  39. Shiklomanov A.I., Déry S.J., Tretiakov M.V., Yang D., Magritsky D., Georgiadi A., Tang W. River freshwater flux to the Arctic Ocean in Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystem. Dordrecht: Springer, 2021. P. 703–738.  
<https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9>
  40. Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Lettenmaier D., Polischuk Yu., Savichev O., Smith L.C., Chernokulsky A.V. Hydrological changes: historical analysis, contemporary status and future projections. // *Regional Environmental Changes in Siberia and Their Global Consequences.* Chapter 4. Dordrecht: Springer, 2013. P. 111–155.
  41. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Barker D.M., Duda M.G., Huang X.-Y., Wang W., Powers J.G. A Description of the Advanced Research WRF. Version 3. NCAR Technical Note 475. 2008. 113 p.
  42. Smith S.L., Romanovsky V.E., Isaksen K., Nyland K.E., Kholodov A.L., Shiklomanov N.I., Streletskiy D.A., Farquharson L.M., Drozdov D.S., Malkova G.V., Christiansen H.H. Permafrost in “State of the Climate in 2020”, Chapter 5, “Arctic” // *Bull. Am. Meteor. Soc.* 2021. № 102 (8). S293–S297.  
<https://doi.org/10.1175/2021BAMSStateoftheClimate>
  43. Smith L.C., Pavelsky T.M., MacDonald G.M., Shiklomanov A.I., Lammers R.B. Rising minimum flows in northern Eurasian rivers suggest a growing influence of groundwater in the high-latitude water cycle // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. G04–S47.  
<https://doi.org/10.1029/2006JG000327>
  44. Smith L.C., Sheng Y., MacDonald G.M., Hinzman L.D. Disappearing Arctic lakes // *Sci.* 2005. V. 308. Iss. 5727. P. 1429.
  45. Stewart R.J., Wollheim W.M., Miara A., Vörösmarty C.J., Fekete B., Lammers R.B., Rosenzweig B. Horizontal Cooling Towers: Riverine Ecosystem Services and the Fate of Thermoelectric Heat in the Contemporary Northeast U.S. // *Environ. Res. Lett.* 2013. № 8: 025010. P. 25–35.  
<https://doi.org/10.1088/1748-9326/8/2/025010>
  46. Tananaev N.I., Makarieva O.M., Lebedeva L.S. Trends in annual and extreme flows in the Lena River Basin // *Northern Eurasia Geophys. Res. Lett.* 2016. № 43. P. 764–775.
  47. Taylor K.E., Stouffer J.R., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and experiment design. *Bull. // Am. Meteorol. Soc.* 2012. V. 93. Iss. 4. P. 485–498.
  48. URL: <https://neespi.sr.unh.edu/>

49. *Vinogradov Yu.B., Semenova O.M., Vinogradova T.A.* An approach to the scaling problem in hydrological modelling: the deterministic modelling hydrological system // *Hydrol. Processes*. 2011. № 25. P. 1055–1073. <https://doi.org/10.1002/hyp.7901>
50. *Wisser D., Fekete B.M., Vörösmarty C.J., Schumann A.H.* Reconstructing 20th century global hydrography: a contribution to the Global Terrestrial Network – Hydrology (GTN-H) // *Hydrol. Earth System Sci.* 2010. V. 14. P. 1–24.
51. *Yang D., Park H., Prowse T., Shiklomanov A., McLeod E.* River Ice Processes and Changes Across the Northern Regions. *Arctic Hydrology, Permafrost and Ecosystems* / Ed. *D.L. Kane, K.M. Hinkel* // Springer Int. Publ. 2021. P. 379–406. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9\\_13](https://doi.org/10.1007/978-3-030-50930-9_13)
52. *Zaveri E., Grogan D.S., Fisher-Vanden K., Frolking S., Lammers R.B., Wrenn D.H., Prusevich A., Nicholas R.E.* Invisible water, visible impact: Groundwater use and Indian agriculture under climate change // *Environ. Res. Lett.* 2016. V. 11 (8). P. 84–96.
53. *Zuidema S., Grogan D., Prusevich A., Lammers R., Gilmore S., Williams P.* Interplay of changing irrigation technologies and water reuse: example from the upper Snake River basin, Idaho, USA // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2020. № 24. P. 5231–5249. <https://doi.org/10.5194/hess-24-5231-2020>

---

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

---

УДК [556.545+556.18]:[556.54(282.247.444)+551.435.37(262.81)]

**ОСОБЕННОСТИ И ФАКТОРЫ ГИДРОЛОГО-МОРФОЛОГИЧЕСКИХ  
ИЗМЕНЕНИЙ АГРАХАНСКОГО ЗАЛИВА  
В УСТЬЕ р. ТЕРЕК В XX в. И НАЧАЛЕ XXI в.<sup>1</sup>**© 2022 г. Д. В. Магрицкий<sup>а</sup>, \*, М. А. Самохин<sup>а</sup>, А. В. Гончаров<sup>а</sup>, О. Н. Ерина<sup>а</sup>, Д. И. Соколов<sup>а</sup>,  
В. В. Сурков<sup>а</sup>, М. А. Терешина<sup>а</sup>, П. Г. Михайлюкова<sup>а</sup>, А. А. Семенова<sup>а</sup><sup>а</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
Москва, 119991 Россия

\*e-mail: magdima@yandex.ru

Поступила в редакцию 20.12.2021 г.

После доработки 10.01.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

Аграханский залив Каспийского моря – уникальный гидрографический и экологически ценный объект в устье Терека. В начале XX в. он был типичным морским заливом, но к XXI в. утратил черты морской акватории и единого водоема, разделен на две части со своей гидрографической сетью, водным режимом, ландшафтами, биотой и антропогенной нагрузкой. Реабилитация водно-болотных угодий бывшего морского залива требует срочных и научно-обоснованных мероприятий, хорошего знания причин и особенностей его быстрой деградации, современного гидролого-морфологического и гидроэкологического состояния. В 2018–2020 гг. в этой части устья авторами выполнена серия полевых рекогносцировочных, геодезических, гидрометрических, ботанических и гидрохимических работ, создана сеть постов, отобраны и в лабораториях проанализированы многочисленные пробы воды и образцы донных грунтов. Накоплен и изучен обширный массив данных с постов Росгидромета, разновременные картографические материалы и спутниковые снимки; построены многослойная ГИС и разнообразные карты, эмпирические зависимости, диаграммы и графики; рассмотрены итоги исследований сторонних специалистов. Благодаря этой работе впервые подробно и комплексно охарактеризовано современное состояние бывшего Аграханского залива, построены карты глубин, ландшафтная, донных отложений и макрофитов, гидрохимических показателей, описан водный режим и водный баланс основных водоемов бывшего залива, получены связи между основными гидролого-морфологическими характеристиками и многое другое. Исследованы закономерности, причины, многолетние этапы и параметры неблагоприятной морфодинамики Аграханского залива в XX в. и в самом начале XXI в. Это позволило обосновать меры по частичному восстановлению гидрологического и экологического потенциала водоемов бывшего Аграханского залива.

*Ключевые слова:* Терек, Каспий, дельта, залив, рукав, сток, уровень, морфологические изменения, гидрологическое состояние, гидротехническая деятельность.

**DOI:** 10.31857/S0321059622050091

Аграханский залив (или Аграхан) расположен в юго-восточной части дельты р. Терек на западном побережье Каспийского моря в Республике Дагестан. До начала XX в. он сохранял черты типичного морского залива, глубоко вдающегося в сушу, со свободной гидравлической связью с

Каспийским морем. Площадь водной поверхности залива составляла ~340 км<sup>2</sup>, глубины – 3.5–4.0 м. Мелководность залива и его защищенность от штормового волнения, малая соленость вод и обилие корма делали его уникальной средой для обитания и размножения осетров. На протяжении нескольких столетий это был один из главных рыбопромысловых участков Каспийского моря, где помимо осетровых ловили лососевых, особый вид каспийской сельди, воблу, судака, сомов, сазана, жереха, лещей и др.

Изменение направления течения Терека в 1914 г. с северного на восточное и впадение его в Аграханский залив и Северный Каспий, а с 1977 г. –

<sup>1</sup> Работа выполнена при финансовой поддержке Западно-Каспийского БУ и ООО “Экспертная лаборатория “Гидроинформационные системы”; в рамках госбюджетной темы 121051400038-1 и сотрудничества с ИВП РАН, КаспНИИРх, государственным заповедником “Дагестанский”; в рамках работы Междисциплинарной научно-образовательной школы МГУ им. М.В. Ломоносова “Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды”.

в Средний Каспий изменило гидролого-морфологическое и экологическое состояние залива. К настоящему времени Аграханский залив не имеет черт обычного морского и единого водоема. Они были “утрачены” еще в 1960–1970-х гг. Бывший залив разделен руслом магистрального дельтового рукава на 2 обособленные и неравноценные части, обладающие своей гидрографической сетью, водным режимом, ландшафтами, биотой и антропогенной нагрузкой – находящиеся на разных стадиях гидрографического отмирания. Площадь открытой водной акватории разобщенных водоемов равна 146 км<sup>2</sup>, плавней – 112 км<sup>2</sup>. Остальная часть – это сухие степи, солончаки и сельхозугодья. Однако в реестре водных объектов Аграханский залив записан как морской залив; на некоторых современных картах его обозначают в старых границах.

Существенные преобразования в гидрологическом режиме и морфологическом строении повлекли за собой обеднение видового состава ихтиофауны, исчезновение осетровых и сельдевых, резкое снижение объемов рыбного промысла [13, 20]. Но одновременно с расширением тростниковых зарослей увеличилась численность и разнообразие пернатых. Прогноз на будущее для водно-болотных угодий, прежде всего в северной части Аграхана, неблагоприятный. Причин несколько: падение в XXI в. уровня моря, усиление засушливости прибрежного климата, аварийное состояние мелиоративной сети и отсутствие притока в Аграхан речных вод, заиление и зарастание водоемов, загрязнение вод и др. Существует опасность потери для региона уникальной гидрографической системы, по-прежнему важного рыбохозяйственного участка и экологически ценных водно-болотных угодий с разнообразными и охраняемыми видами животных, птиц и растений, а также – рекреационно-туристического объекта. Важно также, что Аграханский залив поддерживает необходимый уровень грунтовых вод, сдерживая вторичное засоление почв, служит естественной преградой распространению прибрежных песков в глубь дельты Терека. Это последний барьер для превращения этой части дельты в солончаки, сухие степи и, может быть, полупустыню.

Предотвратить негативный сценарий могли бы оперативные гидротехнические мероприятия, которые наталкиваются на ряд трудностей. Среди них полное отсутствие актуальных сведений о гидрологическом состоянии и режиме, морфологическом строении объекта, неполное понимание факторов его деградации, отсутствие в отечественной практике примеров спасения подобных водоемов, особенно в устье большой и незарегулированной реки, имеющей огромный сток наносов, впадающей в море с нестабильным уровнем. Возможности для поиска ответов на эти и другие вопросы открыли экспедиционные рабо-

ты в 2018–2020 гг. (с участием авторов статьи) и сопровождавшие их лабораторные исследования, расчеты и водно-балансовое моделирование, работа с историческими картами, ДДЗЗ и др. Во-первых, они создали информационную основу для настоящей статьи, которая содержит новые и единственные в своем роде сведения о бывшем Аграханском заливе, его нынешнем состоянии, факторах и исторических этапах его меж- и внутривековой трансформации. Во-вторых, материалы статьи демонстрируют возможности симбиоза разных методов по сбору, анализу и представлению географических данных. В-третьих, сами исследования и их результаты развивают концепцию научно-обоснованного подхода к выбору мероприятий по преобразованию устьевого водоема – от налаживания мониторинга, сбора, систематизации и осмысления максимально возможного объема данных, ретроспективного анализа многолетних изменений объекта, установления их закономерностей и факторов до предложения самих мер, подразумевающих воздействие как на водные объекты Аграхана, так и на контролирующие их состояние и режим факторы. Это главные задачи как проведенного исследования, так и подготовленной по его результатам статьи.

## МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основную часть массива первичных данных о современном гидролого-морфологическом состоянии разобщенных водоемов Аграханского залива, гидрологических процессах и их факторах авторы собрали во время девяти экспедиций с лета 2018 г. по осень 2020 г. Во время экспедиций были проведены следующие работы:

организовано 6 оборудованных логгерами постов на водоемах и каналах; 14 скважин для периодического мониторинга уровней верхних ненапорных подземных вод;

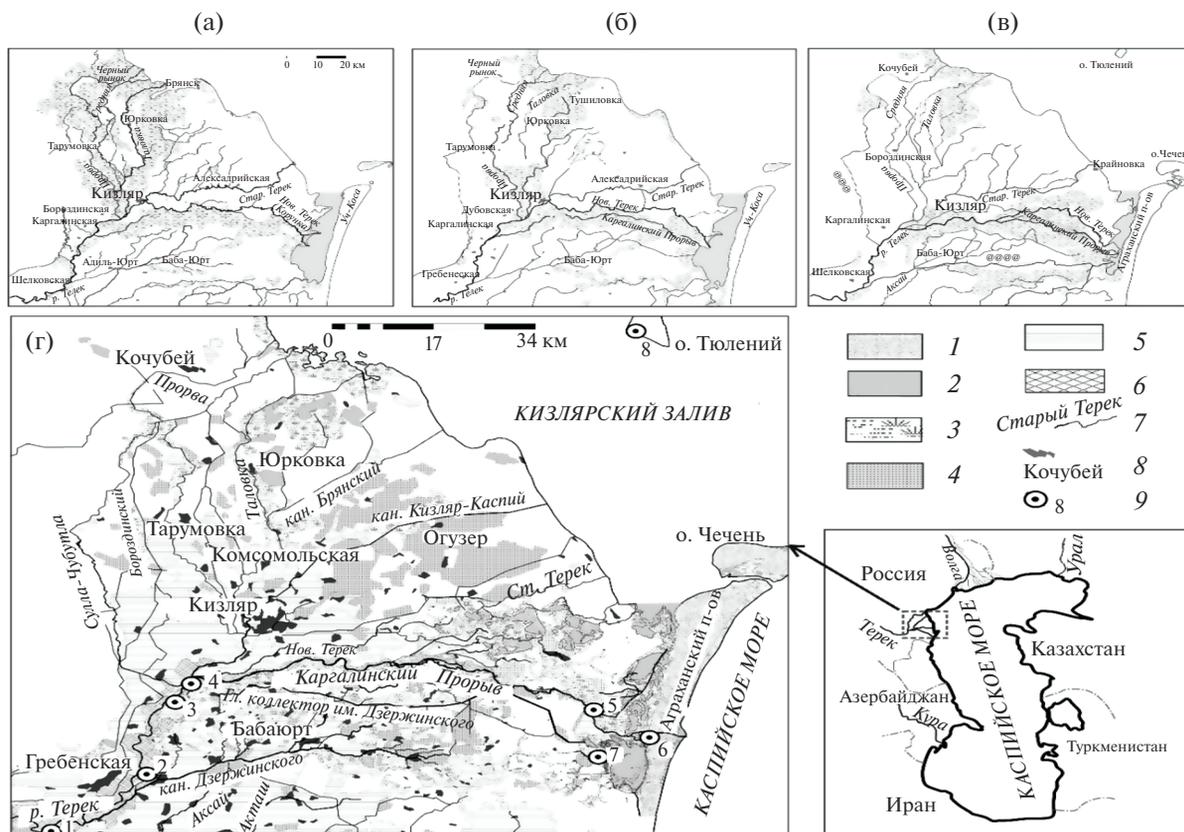
определено абсолютное высотное положение берегов, валов и уреза водоемов с использованием “DGPS SOUTH” и “JAVAD”;

полномасштабные промеры наметкой и эхолотами “GARMIN”, “LOWRANCE” в сохранившихся водоемах Аграхана и в створах постов в каналах;

6 серий измерений расходов воды (приборами “ИСП-1” и “ADCP”) на восьми створах в каналах и на 19 – в нижней части магистрального рукава;

8 серий сезонного отбора проб воды на химический состав в десяти прибрежных пунктах и 4 серии отбора на 15 рейдовых станциях;

измерения температуры и электропроводности воды, содержания кислорода, рН на 345 вертикалях (гидрологическими зондами “YSI ProSolo” и “МАРК-603”), 200 измерений оптической мутности воды (турбидиметром “НАСН 2100р”);



**Рис. 1.** Дельта Терека в 1905–1920 гг. (а), 1937–1941 гг. (б), в начале 1950-х гг. (в) и в 2015–2020 гг. (г). Основа: а – “Подробная карта Кавказского края с прилегающими частями Турции и Персии” 1923–1930 г. и. (масштаб 1 : 210000), б – “Топографическая военная карта Рабоче-Крестьянской Красной Армии” (1 : 500000), в – “Административная карта Дагестанской АССР” 1957 г. и. (1 : 600000), г – обновленные топографические карты (1 : 100000) и спутниковые снимки с интернет-ресурсов Яндекс-карты и Google-Earth. 1 – Пески Аграханского п-ова; 2 – внутренние водоемы; 3 – плавни и заболоченные земли, речные разливы; 4 – рисовые чеки, земли лиманного орошения; 5 – пашня и земли орошаемого земледелия; 6 – залесенные участки; 7 – река, рукава, каналы, коллекторы; 8 – населенные пункты; 9 – гидропосты (г): 1 – Хангаш-Юрт, 2 – Гребенская, 3 – Каргалинская, 4 – нижний бьеф Каргалинского ГУ, 5 – Аликазган, 6 – Дамба, 7 – Новая Коса, 8 – о. Тюлений.

653 измерения мощности донных отложений (донным шупом), отбор 27 кернов донных грунтов (грунтовой трубкой “ГОИН ТГ-1”) и их детальное описание, отбор 56 проб грунта с 15 пунктов для исследований на гранулометрический состав (сухим ситованием и гранулометром “Fritsch ANALYSETTE 22 NanoTec plus”), засоление, содержание органических веществ (прокаливанием), pH и загрязняющие вещества;

40 определений видового состава и проективного покрытия макрофитов;

отбор проб на фито- и зоопланктон (с помощью малой сети Джеди), на зообентос и перифитон – по 10–15 проб для каждой группы.

В лабораториях Дагводресурсов (г. Махачкала) и МГУ им. М.В. Ломоносова были проведены химический и гранулометрический анализ образцов донных отложений, лабораторный анализ 111 отобранных проб воды на основной солевой состав, соленость, жесткость, pH, биогенные и раство-

ренные органические вещества, тяжелые металлы и нефтепродукты, фенолы, содержание кислорода. Двадцать четыре пробы были отфильтрованы (через мембранные и бумажные фильтры) на весовую мутность.

Часть гидрологических данных (до 2019–2020 гг.) получена с постов Росгидромета: речных постов Хангаш-Юрт (бывший Степное) на р. Терек, “нижнего бьефа Каргалинского гидроузла”, Аликазган и Дамба на рук. Каргалинский Прорыв; закрытого озерного поста Новая Коса; морских постов г. Махачкала и о. Тюлений (рис. 1г), а также с постов Мелиоводхоза в пределах Держинской оросительной системы (ОС).

Кроме того, собраны и с разной детальностью обработаны многочисленные картографические материалы начиная с XVIII в. (из фондов МГУ, Российской Государственной библиотеки, Русского Географического Общества и др.), один аэрофотоснимок от 10.08.1978 (масштаб 1 : 20000,

разрешение  $<1$  м) и 157 спутниковых снимков с 1965 по 2020 г. систем Landsat, OrbView, Sentinel, KeyHole, Ресурс-Ф и Ресурс-О. Источник снимков Landsat 4, 5, 7, 8 и Sentinel-2 – сайт Геологической службы США (USGS) [35]. Дешифрированию “свежих” снимков помогли материалы наземного обследования ключевых участков бывшего Аграханского залива в 2018–2020 гг. Дополнительно были изучены результаты экспедиционных обследований дельты Терека сторонними организациями и специалистами, опубликованные в нескольких статьях и книгах, а также из архивов МГУ, ГОИН, ГГИ и других организаций.

Все полученные данные проверены, систематизированы, переведены в электронный вид и разными приемами проанализированы. С целью пространственного анализа данных, построения тематических карт, систематизации собранных данных, расчета морфологических характеристик и решения других задач на базе программного комплекса QGIS создана многослойная и высокодетальная ГИС “Аграханского залива и соседних территорий”. На ее основе построены современная ландшафтная и батиметрическая карты (масштаб 1 : 10000), карты водной растительности, донных грунтов, качества воды, гидротехнических сооружений, каналов и дамб, рассчитаны батиграфические кривые и др. Отдельный блок составила серия гидрологических и водно-балансовых расчетов.

#### АГРАХАНСКИЙ ЗАЛИВ ДО 1914 г.

Аграханский залив образовался как морская лагуна вместе с Уч-косой (ныне – Аграханский п-ов), сложенной из наносов Терека и Сулака и вначале представлявшей собой подводный бар, затем островной и береговой бар после причленения своим южным концом к берегу севернее устья р. Сулак [28]. Последующие процессы придали ему морфологический облик морской косы. Окончательное оформление это части побережья дельты Терека относят к максимальной стадии новокаспийской трансгрессии, т. е. ~6 тыс. лет назад [30].

Плановые размеры и глубины Аграханского зал. постоянно менялись, реагируя на значительные и сравнительно быстрые подъемы/снижения среднего уровня Каспийского моря, отложение наносов рек Терека и Сулака. Необходимо указать, что, во-первых, Сулак впадал в залив до XVIII в., во-вторых, магистральный вынос вод и наносов Терека в море не всегда был в Аграханский зал. [4, 30]. Площадь залива уменьшалась при сильном понижении уровня Каспийского моря, не выходящего за отметку  $-30$  м БС [17, 29], и снова увеличивалась при повышении уровня. Как выглядели эти переформирования до XVII в., точно неизвестно, но по материалам девяти разновременных карт XIX–XX вв. удалось

получить приближенную зависимость площади водного зеркала Аграханского залива  $F_A$  от среднего уровня моря  $H_M$ :

$$F_A = 64.2H_M + 1994, \quad (1)$$

которая четко показывает сокращение размеров залива с падением уровня и его “гидрографическую гибель” при отметках менее  $-30/-32$  м БС, и это без участия стока воды и наносов Терека, который стал мощным фактором после 1914 г.

Первые достоверные сведения о границах, размерах и гидрографическом строении Аграханского залива и соседних земель относятся к концу XVII – началу XVIII вв. и связаны с появлением первых западноевропейских и русских карт побережья Каспия. Это карты Олеария (1674 года издания (г. и.)) и Даппера (1672 г. и., на основе “карты Каспийского моря Алексея Михайловича”), собственная карта Я. Стрейса (1668 г. и.), Р. Оттенса (1722 г. и., по съемкам Еремея Мейера), о которых подробно рассказано в [6]. Также это первые русские карты, прежде всего “Карта Каспийского моря по материалам экспедиций А.Б. Бековича-Черкасского в 1715–1720 гг.”, карта западных и южных берегов Каспия по материалам экспедиций Ф.И. Соймонова в 1719–1727 гг., опись части берегов Каспийского моря адмирала А.И. Нагаева в 1730–1734 гг.

В дальнейшем представления об этой части побережья Каспия и о его динамике в XVIII и XIX вв. лишь уточнялись. Следует выделить “Генеральную карту Каспийского моря Нагаева”, или “столистую” карту, 1796 г. и., “Подробную карту Российской Империи и близлежащих граничных владений” 1816 г. и. (масштаб 1 : 840000), “Военно-дорожную карту части России и пограничных земель”, или карту Ф.Ф. Шуберта, 1829 г. и. (1 : 1400000), “Карту Европейской России и Кавказского края” 1862 г. и. (1 : 1680000), “Специальную карту Европейской России”, или карту И.А. Стрельбицкого, издававшуюся начиная с 1879 г. (1 : 420000), “Подробную карту Кавказского края с прилегающими частями Турции и Персии”, или пятиверстовку, начала XX в. Большой объем важных сведений об Аграханском заливе и в целом о восточной части дельты Терека содержится в гидрографических описаниях и картах А. Литвинова, Н.Л. Пушина и М.Ф. Рытеля [19, 25, 26].

Согласно всем этим материалам, обобщенным и проанализированным авторами статьи, Аграханский залив имел максимальные размеры во второй половине XVIII в. – начале XIX в. Уровень Каспия находился на отметках  $-25...-24$  м БС, максимальная площадь водной акватории залива достигала  $350-370$  км<sup>2</sup>. В течение XIX в. площадь залива сокращалась из-за выноса наносов Нового Терека (Кордонки) и Старого Терека, то ослабе-

вавшего, то усиливавшегося по мере образования новых прорывов в дельте (в северном, северо-восточном или восточном направлениях), и из-за снижения уровня моря на  $>0.5$  м. В начале XX в. площадь залива оценена в  $340\text{--}350$  км<sup>2</sup>, еще  $\sim 68$  км<sup>2</sup> приходилось на приаграханские плавни (рис. 1а). Глубины увеличивались от западного берега к восточному — до  $3.5\text{--}4.0$  м при уровне моря  $-25.6$  м БС и, возможно, на выходе в Кизлярский зал. (в фарватере). Во время экспедиции Н.Л. Пушина [25] вода в заливе была ближе к пресной, особенно во время сгонов.

### ЭТАПЫ, ОСОБЕННОСТИ И ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ ЭВОЛЮЦИИ АГРАХАНСКОГО ЗАЛИВА В XX в. И НАЧАЛЕ XXI в.

Начало “конца существования” Аграханского зал. датируется 1914 г., когда во время высокого половодья у ст. Каргалинской произошел прорыв русла Терека в сторону Аграханского залива, тогда как прежние магистральные дельтовые рукава были направлены на С или СВ [4, 10]. Прорвавшиеся речные воды затопили имевшиеся на их пути понижения, образовав систему озер, плавней и проток общей площадью  $\sim 740$  км<sup>2</sup> [3]. Именно в их окружении в течение нескольких десятилетий формировалось русло нового магистрального дельтового рукава — Каргалинского Прорыва (рис. 1б). Не на всех картах тех лет Каргалинский Прорыв нанесен, но об этой части дельты известно из материалов экспедиции Б.А. Шумакова в 1929 г. [4] и из описаний Н. Дмитриева [14]. Речные наносы полностью оставались в этой зоне, не доходя до Аграханского залива. Это, по оценкам Н.И. Алексеевского [10, 30],  $\sim 20.4$  млн т/год. В залив попадали уже “осветленные” речные воды, поддерживая его прежние размеры в условиях начавшегося в 1930 г. падения уровня Каспия (рис. 2в). Причем направлений для стока было два — со стороны Каргалинского Прорыва и по руслу Кордонки (Нового Терека), которая получала свое питание из упомянутых разливов и озер. Площадь водного зеркала залива в середине—конце 1930-х гг. все еще  $\sim 342$  км<sup>2</sup>, согласно топографическим военным картам РККА 1936 и 1940 г. и. (рис. 1б), а также немецкой карте 1942 г. и. Из залива воды сбрасывались в северном направлении — в Кизлярский зал. Тем не менее площадь Аграхана “пассивно” сокращается из-за сильного падения уровня моря (на  $1.96$  м за 1930—1941 гг.), что проиллюстрировано картосхемами Г.И. Рычагова и И.П. Беляева в [4, 5, 27].

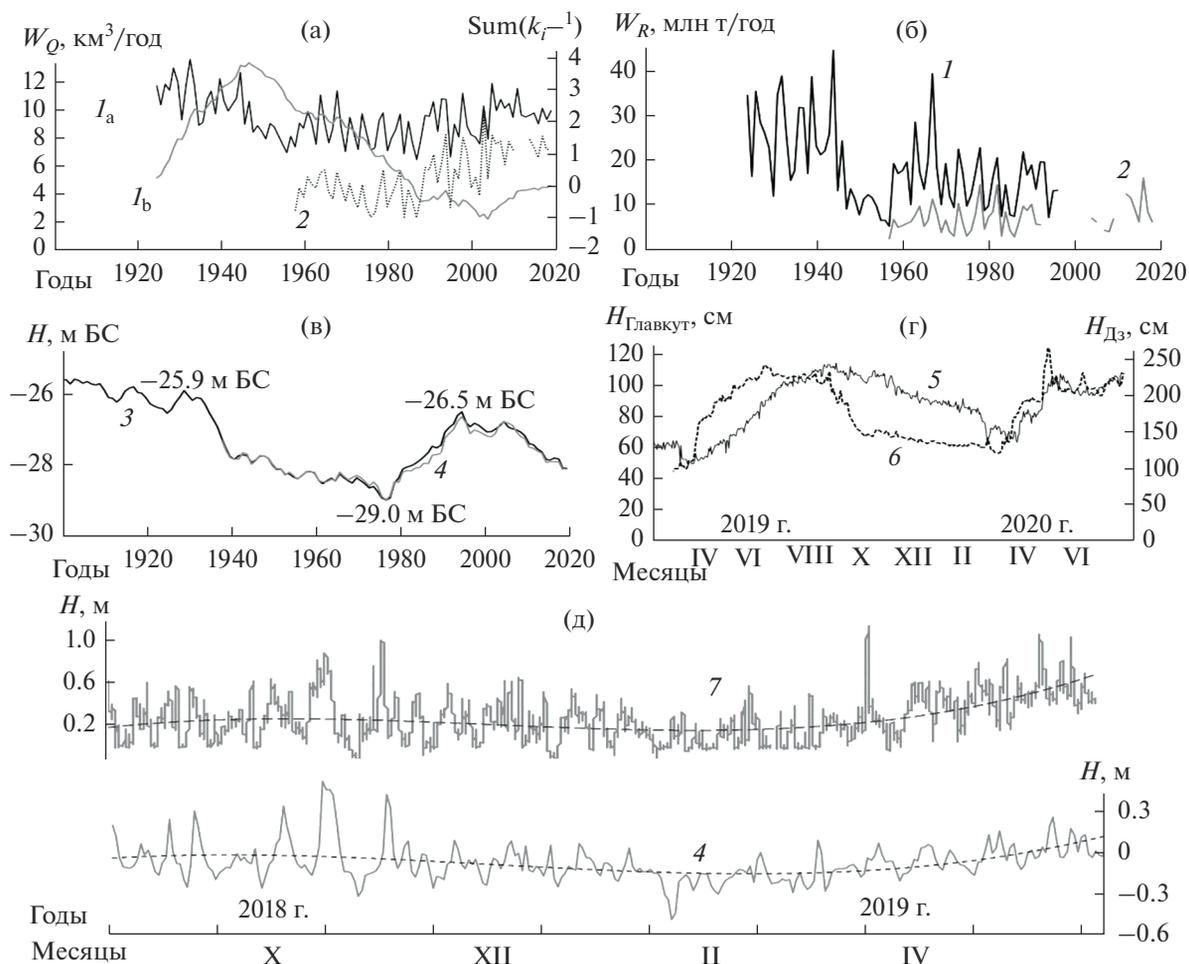
Следующий этап, начиная с 1940 г., был уже менее благоприятным для залива. Уровень моря продолжал снижаться. Период с 1947 по 1987 г. для р. Терек был продолжительный маловодный

(рис. 2а), средний сток составил  $8.41$  км<sup>3</sup>/год против  $11$  км<sup>3</sup>/год в 1925—1946 гг. Причины его появления — как климатические факторы, так и масштабное антропогенное изъятие речных вод на орошение и межбассейновую переброску [30, 31]. Но сток наносов был по-прежнему огромный, несмотря на его закономерное снижение (рис. 2б), поскольку между среднегодовыми расходами воды ( $Q$ , м<sup>3</sup>/с) и взвешенных наносов ( $Q_R$ , кг/с) связь тесная. Для условно-естественного периода (до 1960 г.) и по данным поста Хангаш-Юрт она может быть описана уравнением:

$$Q_R = 5.04Q - 963 \quad (R^2 = 0.83). \quad (2)$$

Самое важное заключается в том, что формирование русла Каргалинского Прорыва практически завершилось, и его уже начали показывать на картах. В результате, в среднюю часть залива по протоке Аликазган с 1940—1941 гг. начали поступать терские наносы, по оценкам Н.И. Алексеевского, — до 45% первоначальной величины в истоке Каргалинского Прорыва, или  $6.6$  млн т/год [10, 30]. В месте впадения протоки Аликазган в Аграханский залив быстро формируется дельта выполнения [3, 10, 30]. Предваряющий это событие момент, по-видимому, отражает схематическая карта дельты Терека в [5]. Следует сказать, что проток Аликазган существовал задолго до появления Каргалинского Прорыва. Во время “продвижения” русла Каргалинского Прорыва на В протока Аликазган становится его концевым отрезком, а затем одним из отрезков его нижнего участка, но с сохранившимся историческим названием.

Вершиной так называемой дельты Аликазгана стало место разделения протоки Аликазган на рукава в  $6$  км ниже поста Аликазган. Здесь сформировались центральное русло (Главный Банк) как непосредственное продолжение протоки, а также левый рукав (Кубякинский Банк) и правые рукава (Банк Куни и Батмаклинский Банк) (рис. 3в). Полная схема гидрографической сети дельты Аликазгана во второй половине 1960-х гг. приведены в [3]. К 1956 г. русло главного рукава дельты Аликазгана приблизилось к западному берегу Учкосы и дельта, по сути, разделила залив на две части. Площадь дельты к 1953 г. —  $46$ , а к 1962 г. —  $68$  км<sup>2</sup> [30]. Южная и северная части бывшего Аграханского залива — Южный и Северный Аграхан — еще некоторое время были гидравлически связаны между собой несколькими протоками, протянувшимися вдоль Учкосы. На этот период не найдено крупномасштабных карт, позволяющих точно определить площадь Аграханского залива, хотя известно о съемке местности в 1954 г. Обнаружена лишь “Административная карта Дагестанской АССР” 1957 и 1958 г. и. (масштаб  $1 : 600\,000$ ), по которой на открытую воду прихо-



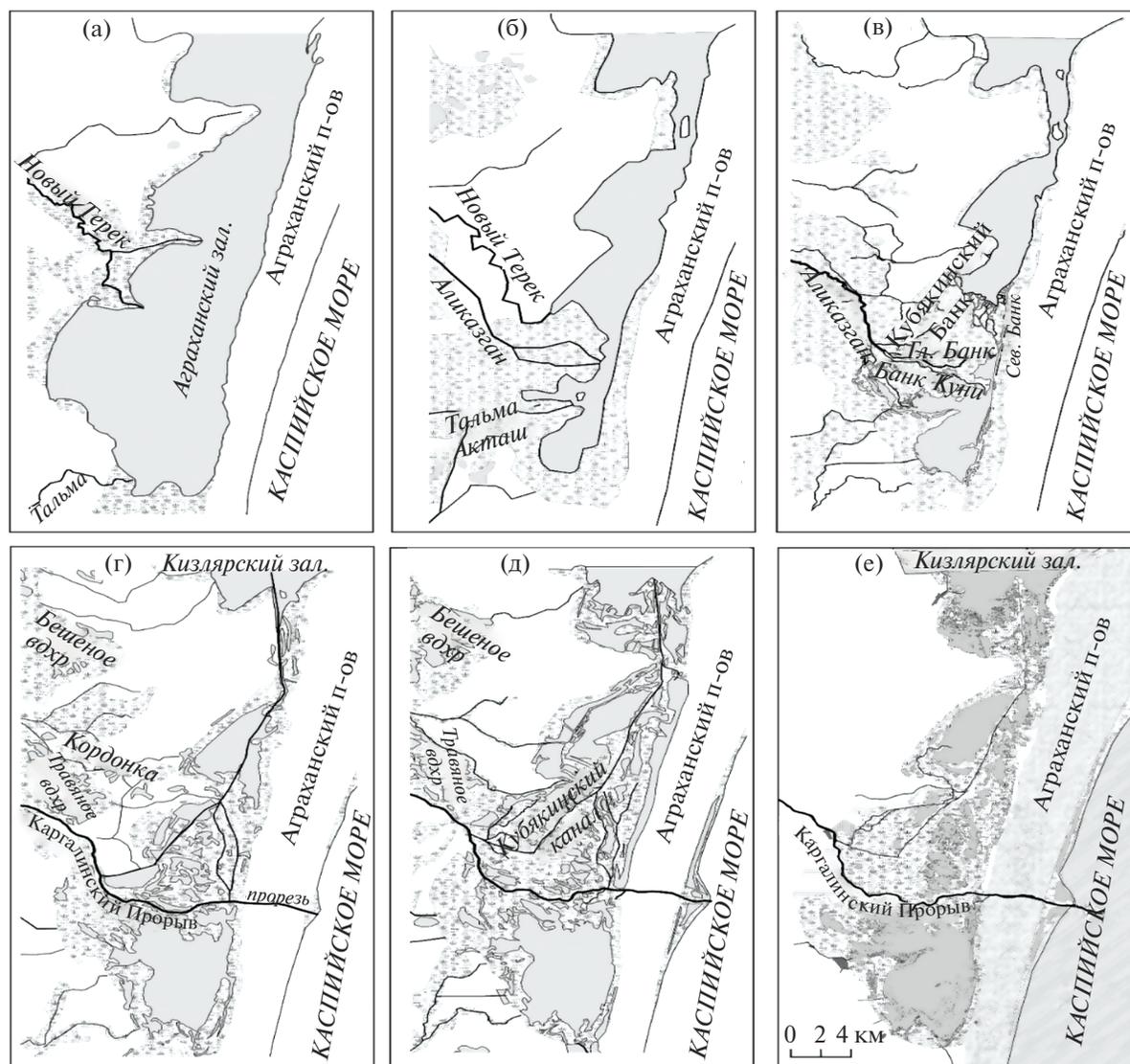
**Рис. 2.** Графики изменений гидрологических характеристик за разные временные интервалы на постах в устье р. Терек: а – годового стока воды за 1912, 1913, 1924–2018 гг. ( $I_a$ , 2 –  $\text{м}^3/\text{год}$ , левая ось,  $I_b$  – единицы разностной интегральной кривой, правая ось), б – стока взвешенных наносов за 1924–2018 гг., в – среднего уровня Каспийского моря за 1900–2020 гг., г, д – среднесуточных и срочных уровней за 2018–2020 гг. Посты: 1 – аул Хангаш-Юрт (р. Терек), 2 – Аликазган (рук. Каргалинский Прорыв), 3 – г. Махачкала (Каспий), 4 – о. Тюлений (Каспий), 5 – Главкут (временный пост) на берегу Южного Аграхана, 6 – в устье Главного коллектора им. Дзержинского (временный), 7 – кордон Чаканный (временный) на Морском канале.

дилось  $\sim 145 \text{ км}^2$  (рис. 1в, 3б). Это правдоподобно, если принять во внимание, что при среднем уровне моря  $-28.3 \text{ м БС}$  (в эти годы) и по уравнению (1) площадь залива была бы  $\sim 180 \text{ км}^2$ . Из нее вычитаем площадь дельты Аликазгана, образованной только за счет отложения наносов, и получим сопоставимую величину. Остальная часть залива была занята плавнями. В залив начали сбрасывать воды из Дзержинского канала, вероятно, с 1950-х гг.

С 1963 по 1977 г. темпы уменьшения водного зеркала залива и его глубин увеличились, как и выдвигание морской края дельты Терека (особенно в Кизлярский залив), поскольку уровень моря снизился еще на  $0.6 \text{ м}$  и достиг в 1977 г. отметки  $-29.01 \text{ м БС}$  – минимальной, вероятно, за последние 1000 лет (со времен Дербентской ре-

грессии). Отложение наносов в заливе продолжилось в основном в северном направлении. По оценкам Н.И. Алексеевского, в залив поступало наносов  $\sim 7.5 \text{ млн}$  и откладывалось  $\sim 6.43 \text{ млн т/год}$  [10, 30]. В результате, к 1973 г. площадь дельты Аликазгана достигла  $106$ , а к 1977 г. –  $130 \text{ км}^2$  [30]. Многие рукава и протоки дельты заилились и отмерли. Размеры водной акватории в южной части залива сильно уменьшались, что хорошо видно на спутниковом снимке KeyHole 1965 г. (рис. 3). По данным этого же снимка, площадь открытого водного зеркала (без тростника)  $\leq 29 \text{ км}^2$ .

В этот период, помимо обвалования рукавов, в границах Аграханского залива начали реализовывать первые крупные гидротехнические мероприятия в соответствии со «Схемой комплексных водохозяйственных мероприятий в бассейне Тере-



**Рис. 3.** Разновременные картосхемы Аграханского залива, полученные по “Подробной карте Кавказского края с прилегающими частями Турции и Персии” (масштаб 1 : 210000) (а), “Административной карте Дагестанской АССР” (масштаб 1 : 600000) (б), спутниковым снимком KeyHole (в), Landsat-2 и аэрофотоснимку 1978 г. (г), спутниковому снимку Landsat-7 2002 г. во время летнего катастрофического наводнения (д), наземному обследованию и спутниковым снимкам SPOT, Landsat-7, 8 в период 2016–2019 гг. (е).

ка” (1963 г.) [12, 23]. Речь идет прежде всего о протяженном рыбоходном канале в северной части Аграханского залива, о канале-прорези через Аграханский п-ов для сброса паводочных вод в Средний Каспий и для снижения угрозы участвовавших в 1950–1970-х гг. наводнений [1, 30]. На берегах залива возводились дамбы, были обустроены сбросы воды из Дзержинской оросительной системы (ОС) и Нижнетерских озер.

В 1973 г. речной поток промыл дамбу, перегородившую прорезь через Аграханский п-ов, — напротив устья главного рукава дельты Аликазгана. Поток устремился по наикратчайшему пути в море. Но по настоянию рыбохозяйственной от-

расли прорезь закрыли в тот же год. Поскольку за несколько месяцев ее работы поток успел углубить нижний отрезок русла Каргалинского Прорыва [30], то следствием этого стало падение уровней в рукаве и “отшнуровывание” от него лево- и правобережных протоков, питавших речными водами северную и южную части Аграханского залива и находящиеся здесь нерестилища. Закрытие прорези восстановило сток терских вод и наносов на С — в сторону Кизлярского залива, но не спасло от дальнейшего быстрого занесения и зарастания водоемы Северного Аграхана, что хорошо видно при сравнении спутниковых снимков 1972, 1975 и 1976 гг. К концу 1970-х гг. Северный

Аграхан представлял собой разобщенный озерно-плавневый массив; нижний край дельты Аликазгана приблизился к Кизлярскому заливу. И если бы развитие дельты Аликазгана не было остановлено событиями 1977 г. (описанными ниже), то очень скоро она вышла бы в Северный Каспий и превратилась бы из дельты выполнения в дельту выдвигания.

Южный Аграхан после событий 1973 г. окончательно утратил гидравлическую связь с рукавом и Северным Аграханом. Во-первых, Южный Аграхан спасло от гибели обвалование нижнего участка магистрального рукава, перекрытие всех четырех протоков, связывавших южную и северную части теперь уже бывшего Аграханского залива. В результате возник перепад уровней между Южным Аграханом и Северным Аграханом в 2.5 м [3]. Во-вторых, сюда стали поступать речные воды из каналов им. Дзержинского, Тальма и Тальма-Акташ, воды из Главного коллектора им. Дзержинского (рис. 1г). В 1973 г. их суммарный расход воды составил  $10.1 \text{ м}^3/\text{с}$ , или 319 млн  $\text{м}^3$  воды в год [31]. Как итог, площадь водного зеркала увеличилась к 1975–1978 гг. до  $\sim 55 \text{ км}^2$ , согласно спутниковым снимкам и аэрофотоснимку (рис. 3г). Причем существенное увеличение площади водного зеркала показывает уже снимок 1972 г.

“Концом” Аграханского залива как единого водного объекта стало окончательное открытие прорези в 1977 г. и закрепление нового направления сброса терских вод в Средний Каспий. Теперь русло рук. Каргалинский Прорыв (с поймой и защитными валами) окончательно разделило бывший залив на две части. Длина магистрального рукава уменьшилась на 17.5 км, что повлекло за собой мощную и кратковременную попятную эрозию, снижение уровней в русле и резкое сокращение обводнения, прежде всего Северного Аграхана. С 1978 г. ее сменила волна попятной аккумуляции наносов в условиях подпора от быстро поднимающегося уровня моря [2, 10, 21, 35]. С 1978 по 1995 г. уровень Каспия поднялся на 2.35 м до отметки  $-26.5 \text{ м БС}$  (рис. 1в).

Чтобы уравновесить водный баланс Южного Аграхана, в 1979–1981 гг. в его северо-восточной части был сооружен нерегулируемый водослив с отметкой порога  $-25.7 \text{ м БС}$ , шириной 170 м, максимальной пропускной способностью  $25 \text{ м}^3/\text{с}$  [8, 10, 16]. Через него вода сбрасывалась в прорезь и далее в море. В начале 1990-х гг. к нему добавили регулируемый Гаруновский шлюз (в юго-восточной части Южного Аграхана) со сбросом в Гаруновский канал и далее в Юзбаш-Сулакский канал-рыбоход и море [24]. В Северном Аграхане, где проблем со сбросом излишков воды не было, но был дефицит притока, в 1979 г. был построен Кубякинский канал-рыбоход, соединивший рук. Каргалинский Прорыв и Кизлярский

залив. Он не был закончен, не очищался от наносов, был причиной затоплений пастбищ, в итоге был заброшен и перестал выполнять свою функцию уже в 1980-е гг. Часть дополнительных и разумных мер, перечисленных в [7, 8, 24, 32], так и не была реализована по причине экономического упадка и террористической напряженности в 1990-х – начале 2000-х гг.

Повышение уровня моря в 1978–1995 гг. и его дальнейшая стабилизация на сравнительно высоких отметках вплоть до 2005 г., климатическое увеличение стока Терека со второй половины 1980-х гг. (рис. 2), усилившееся подтопление и участвовавшие выходы речных вод на дельтовую пойму немного увеличили площадь открытой водной акватории и плавней, прежде всего в северной части бывшего залива, особенно заметно с 1987–1988 гг. и масштабно с 1993 г., “оживили” некоторые ранее отмершие протоки дельты Аликазгана. Это подтверждают и результаты [18]. Кроме того, в 2002 и 2005 гг. в дельте случились катастрофические стоковые наводнения [11, 30], сильно обводнившие часть бывшего Аграханского залива и пограничные с ним территории (рис. 3д).

По мере понижения уровня Каспия (до  $-28.1 \text{ м БС}$  в 2020 г.), сильного сокращения притока речных и коллекторных вод в Северный Аграхан размеры и число остаточных водоемов здесь значительно уменьшились. Площадь водного зеркала сократилась с  $77\text{--}80 \text{ км}^2$  в 1965 г. до  $60\text{--}70 \text{ км}^2$  в последние годы (рис. 3в–3е). Часть водно-болотных угодий превратилась в сухую степь или сенокосы, большая часть протоков и каналов прекратила существование. С 2012–2013 гг. отмечен резкий рост площади территорий, занятых степной и сухостепной растительностью, солончаками, – почти в 1.5–2 раза. Одна из возможных новых причин – уменьшение осадков и рост температуры воздуха. На основе спутниковых снимков (с 1980 г.) получена приблизительная формула зависимости площади водного зеркала Северного Аграхана ( $F_{CA}$ ,  $\text{км}^2$ ) от среднего уровня моря ( $H_m$ , м БС):

$$F_{CA} = 25H_m + 750 \quad (R^2 = 0.57). \quad (3)$$

Обвалованный (по северной, западной и южной границам), окруженный дамбами и водосбросами, искусственно регулируемый Южный Аграхан, снабжаемый в достаточных объемах речными и, прежде всего, коллекторными водами, мало изменился с середины 1970-х гг., а в благоприятные годы даже увеличивал свои размеры (рис. 3). Уровень в 2009–2011 гг. находился примерно на тех же отметках, что и в конце 1980-х гг.

По спутниковым снимкам определены закономерности сезонной динамики водного зеркала и проективного покрытия тростника, а также быстрых их изменений во время наводнений.

Установлено, что заросли тростника достигают наибольшего развития в августе при наивысших отметках температуры воздуха и воды. Обнаружены максимумы площадей открытой водной поверхности в 2002 и 2005 гг., связанные с крупнейшими стоковыми наводнениями. Во время высоких морских нагонов со стороны моря площадь открытой водной поверхности Северного Аграхана быстро и кратковременно увеличивается. Так было во время катастрофического нагона в марте 1995 г., когда уровень на морском посту о. Искусственный поднялся почти на 2.5 м и в Северном Аграхане водой затопило дополнительно ~49 км<sup>2</sup> (с 69 до 118 км<sup>2</sup>).

### СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АГРАХАНСКОГО ЗАЛИВА

*Гидрологическое, морфологическое и экологическое состояние южной части Аграханского залива*

Современный Южный Аграхан — это, по сути, гидротехнически замкнутый и сплошной водоем с искусственно регулируемым объемом и уровнем воды (благодаря системе водоподающих и сбросных сооружений). Он изолирован от Каспийского моря и Северного Аграхана, имеет ограниченный водообмен с рук. Каргалинский Прорыв, который в последние годы из-за падения уровня моря и врезания русла рукава [15] стал еще более ограниченным. Перепад уровней Южного Аграхана и моря достигает 2.5–3 м (при отметке –25 м БС), а самые низкие отметки дна находятся на уровне поверхности моря. Общая площадь Южного Аграхана — 136 км<sup>2</sup>. Из нее на водное зеркало, окружающие его обводненный тростник (“мокрые” плавни), “сухие плавни”, сенокосы, солончаки (в основном вдоль Уч-косы) и прочее приходится соответственно 66.3, 41.3, 6.54, 16.5, 2.16 и 2.9 км<sup>2</sup> (рис. 4а). При высоте водной поверхности –25.0 м БС преобладают глубины от 1.5 до 2.5 м (рис. 4б). Глубины >2.5 м приурочены к центральной части, именуемой местными жителями Большой водой. Максимальные измеренные глубины очень локальны и немногим больше 3 м. Распределение глубин, полученное на основе нескольких серий масштабных промеров в 2019–2020 гг., в какой-то мере согласуется с представленной в [24] грубой батиметрической картой, построенной по 40 измерениям в 2012 г. Объем Южного Аграхана — 155 млн м<sup>3</sup> при уровне –25.0 м БС. С юга, запада и частично севера Южный Аграхан обвалован дамбами высотой до 1.5–2 м и местами выше.

43% южного отсека бывшего Аграханского зал. покрыты тростниковыми зарослями (*Phragmites altissimus*), главным образом в прибрежной части в северных и северо-восточных районах (рис. 4а, 4б), реже — рогозом узколиственным (*Typha angustu-*

*folia*), осокой (*Carex pseudocyperus*) и др. 52% площади дна в открытой части заросли подводными харовыми водорослями (19%), рдестами (12%), роголистником (9%), наядами (4%) и пр. Любопытно, что в книге “Озеро Южный Аграхан” [24] харовые водоросли не указаны. На участках с высокой мутностью подводной растительности практически нет, но прекрасно чувствует себя фитопланктон. Проблема зарастания — как в преобразовании открытого водоема в плавни, так и в отмирании водных растений. Во-первых, их остатки разлагаются бактериями, потребляя большое количество кислорода, образуя сероводородные зоны. Во-вторых, часть растительных остатков не разлагается и откладывается на дне, заиливая водоем. Общая биомасса растительности в Южном Аграхане ~77.2 тыс. т абсолютного сухого вещества (а.с.в.), максимальный ежегодный прирост растительной биомассы ~92.6 тыс. т а.с.в. Но есть и положительный эффект. Водная растительность выступает в качестве биофильтра, снижая содержание загрязняющих веществ и взвесей в воде. Макрофиты — конкуренты фитопланктона, они уменьшают степень его развития, их заросли служат местом для нереста рыб, укрытием молоди от хищников; рыбы питаются многочисленными организмами, поселяющимися на поверхности растений. Среди зарослей водной растительности гнездятся, выводят и выкармливают птенцов многие птицы Аграханского залива, например пеликаны и белые лебеди.

Донные отложения неоднородны по своей структуре, происхождению и мощности. В 1 м от дна хорошо выделяются 3–4 вертикальных слоя разного возраста, происхождения и состава. Верхний слой — это обогащенные мелкими песчаными частицами илы, неплотные, богатые органикой и неразложившимися остатками растений (до 20–40%), более засоленные, чем нижележащие слои. По сути, они уже озерного генезиса. Их мощность от 10–15 до 45–60 см. Их подстилают мелкие и средние заиленные пески речного генезиса с мортмассой и иногда с гравием — мощностью от 0 до 25–30 см. Еще ниже могут быть погребенные и частично переработанные отложения самого залива и артефакты процессов почвообразования. Кровлей служат морские осадки — пески и плотные глины с содержанием органики 8–12% — на отметках –27.5...–27.6 м БС. Мощность неплотных и механически проницаемых верхних донных грунтов, годных для дноуглубления, варьирует от 0.1–0.25 м в средней и юго-западной до 0.5–1.0 м и больше (вплоть до 2 м) в северной и восточной частях (рис. 4в). Установлено, что заиление автохтонным материалом варьирует от 0.2–0.3 до 0.6–0.9 см/год в северной и южной частях. Намного выше скорость занесения речными наносами. По итогам изучения динамики (с 2008 по 2017 г.) небольшой дель-

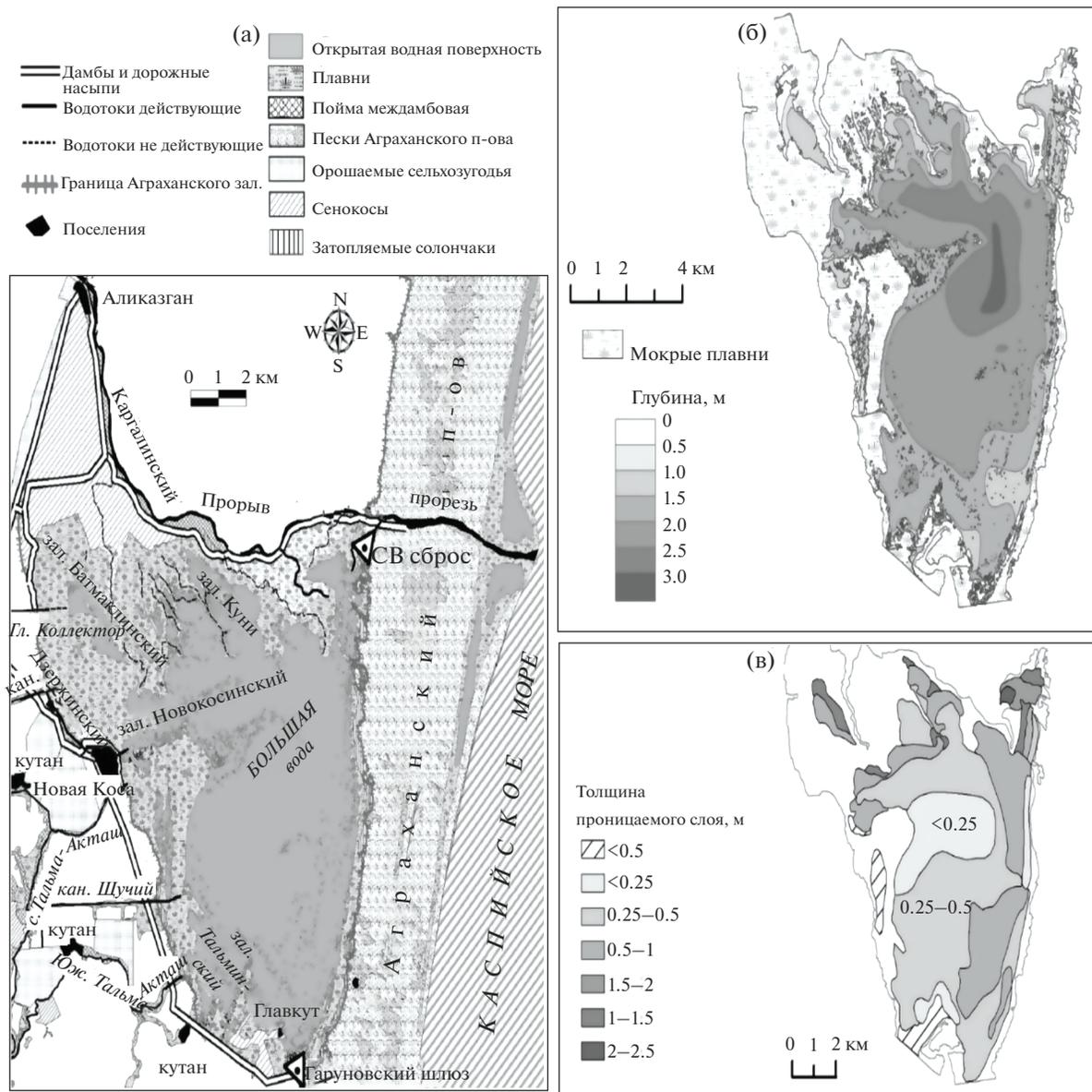


Рис. 4. Карты Южного Аграхана: ландшафтная (а), батиметрическая (б) и мощности проницаемых донных отложений (в). Глубины приведены для отметки водной поверхности  $-25.0$  м БС.

ты в устье Прорыва в северной части Южного Аграхана установлено, что скорость осадконакопления здесь  $\geq 4$  см/год на  $1 \text{ км}^2$ , причем более тяжелого и плотного материала, чем при заилении.

По водному режиму Южного Аграхана установлено следующее. В течение года максимальные уровни воды наблюдаются летом и ранней осенью, минимальные — зимой и ранней весной (рис. 2г). Диапазон колебаний уровня —  $0.55$  м. Такой же режим водоем имел в 1980-х гг., когда большая часть гидротехнических сооружений Южного Аграхана уже функционировала. В 2018–

2020 гг. отметки уровня Южного Аграхана чаще всего находились в диапазонах  $-25...-25.2$  и  $-25.4...-25.5$  м БС, т. е. довольно высоко, что приводило к затоплению грунтовой дороги вдоль западного побережья Уч-косы, но увеличивало продуктивность прибрежных пастбищ. По проекту СевКавГипроводхоза предполагалось поддержание постоянного горизонта в водоеме на отметке  $-25.7$  м БС при бытовой проточности до  $25 \text{ м}^3/\text{с}$  [8]. Характер межгодовых и сезонных колебаний уровня зависит от водного баланса, тогда как суточная изменчивость имеет синоптическую природу и диапазон колебаний уровня  $5\text{--}10$  см. Суточные колебания хорошо коррелируют со

сгонно-нагонными ветрами, сведения по направлению и скорости которых получены с [36].

Приходную часть водного баланса, помимо осадков, формирует приток дренажно-коллекторных вод, поступающих по Главному коллектору им. Дзержинского в северо-западную часть водоема (рис. 2г, 4а). Он собирает излишки воды с полей обширной, занимающей всю южную часть дельты Терека Дзержинской ОС (157 тыс. га обслуживаемых земель, 524 км каналов, 514 км коллекторов, 189 ГТС, 453 гидрометрических поста) и сбрасывает их в залив. С мая по сентябрь — это 98.8% поверхностного притока, с октября по апрель — 94.7%. Диапазон изменения расходов воды в Главном коллекторе — от 15–20 м<sup>3</sup>/с в июне–сентябре до ~2 м<sup>3</sup>/с зимой — ранней весной при пропускной способности канала 35 м<sup>3</sup>/с. Расходы начинают расти с апреля — с начала забора речной воды в канал им. Дзержинского, начинающийся от р. Терек ниже вершины ее дельты, впадающий в Южный Аграхан и питающий Дзержинскую ОС. Объем сбрасываемой Главным коллектором в залив воды — 280–310 млн м<sup>3</sup> в год. Главный коллектор — поставщик загрязненных и солоноватых вод с повышенной, но не максимальной мутностью. Второй источник поверхностного притока вод, причем речных, — это северная Прорва (название дано авторами) естественного происхождения. Она функционирует только во время высоких уровней в рук. Карагалинский Прорыв. Расходы воды в ней во время экспедиций были ≤1 м<sup>3</sup>/с, а при более высоком уровне в Южном Аграхане, чем в магистральном рукаве, Прорва “работает” на сброс воды обратно в рук. Каргалинский Прорыв. Она быстро отмирает. Роль канала им. Дзержинского и трех сбросов с Аксай-Акташской ОС ничтожно мала. Во время экспедиций 2018–2020 гг. их земляные русла обычно были сухими.

Расходование воды происходит благодаря испарению и транспирации растениями, подземному оттоку в основном в сторону Каспия и, конечно, сбросам в Гаруновский канал-рыбоход и в Северо-восточный сбросной канал (рис. 4а). Объем сброса во второй канал регулируется уровнем в Южном Аграхане и отметкой гребня затопленного водослива (–25.5...–25.6 м БС). Связь нелинейная. Порог вполне преодолит рыбой, идущей со стороны моря и магистральном рукава на нерест. В 2021 г. целостность порога была серьезно нарушена. Расход в Гаруновском канале регулируется шлюзом (из шести шандор), управляемым из соображений рыбохозяйственной целесообразности. Расходы воды меняются от 1 до 6.5 м<sup>3</sup>/с. Шлюз плохо преодолевается рыбой. Доли Гаруновского сбросного гидроузла (ГУ) и Северо-восточного сброса в расходной части водного баланса в 2019–2020 гг. были примерно одинаковы,

хотя Гаруновский ГУ может сбрасывать существенно больше. 45–55% воды (в расходной части водного баланса) расходуется на испарение с транспирацией и, возможно, на подземный отток в сторону моря.

Из общих особенностей гидрохимических условий следует упомянуть, что воды Южного Аграхана солоноватые (2–4 г/л) и сульфатно-магниевого. По солевому составу они очень близки к водам Главного коллектора; к морским водам никакого отношения не имеют. Выразительных особенностей распределения гидрохимических характеристик по акватории нет. Обнаружены лишь значительные аномалии вблизи устья Главного коллектора и на мелководьях у западного побережья Аграханского п-ова. Небольшие по кратности превышения ПДК встречались за время исследования единично для ряда показателей (фосфаты, аммоний, железо, медь, свинец — превышение рыбохозяйственных ПДК (ПДК<sub>рх</sub>) до 2 раз, нефтяные углеводороды — превышение ПДК<sub>рх</sub> до 8 раз). Но есть элементы, по которым ПДК превышались часто и сильно. Это — марганец, цинк и никель (до 5 ПДК<sub>рх</sub>). По всем этим элементам ПДК были превышены и в коллекторных водах, но обычно не так сильно; т. е. по мере того, как вода из Южного Аграхана испаряется, загрязнения накапливаются. По УКИЗВ воды “грязные”. Серьезная проблема — повышенное поступление биогенных веществ (азота, фосфора) с коллекторными водами и их накопление в водоеме, которое способствует эвтрофикации и зарастанию водоема.

Концентрации загрязняющих веществ (ЗВ) в донных отложениях более пространственно неоднородны. Повышенные концентрации отмечаются в прибрежных зонах, тогда как в центральной части Южного Аграхана концентрации могут быть на порядок ниже. Осаждение поступающих с притоком загрязнителей происходит достаточно быстро, а вот обратно из донных отложений они почти не выходят. Тем не менее содержание ЗВ всегда ниже допустимых концентраций (строгих нормативов нет), поэтому состояние донных отложений удовлетворительное, не требующее вмешательства.

#### *Гидролого-морфологическое и экологическое состояние северной части Аграханского залива*

В отличие от южной части залива, Северный Аграхан не был гидротехнически до конца обустроен, и он подвержен интенсивным естественным процессам дельтообразования, а именно — превращению бывшей морской лагуны в дельтовый озерно-плавневый массив (рис. 5а), прорезанный руслами бывших и действующих каналов и проток, а вскоре — в остепненную сушу. Длина Се-

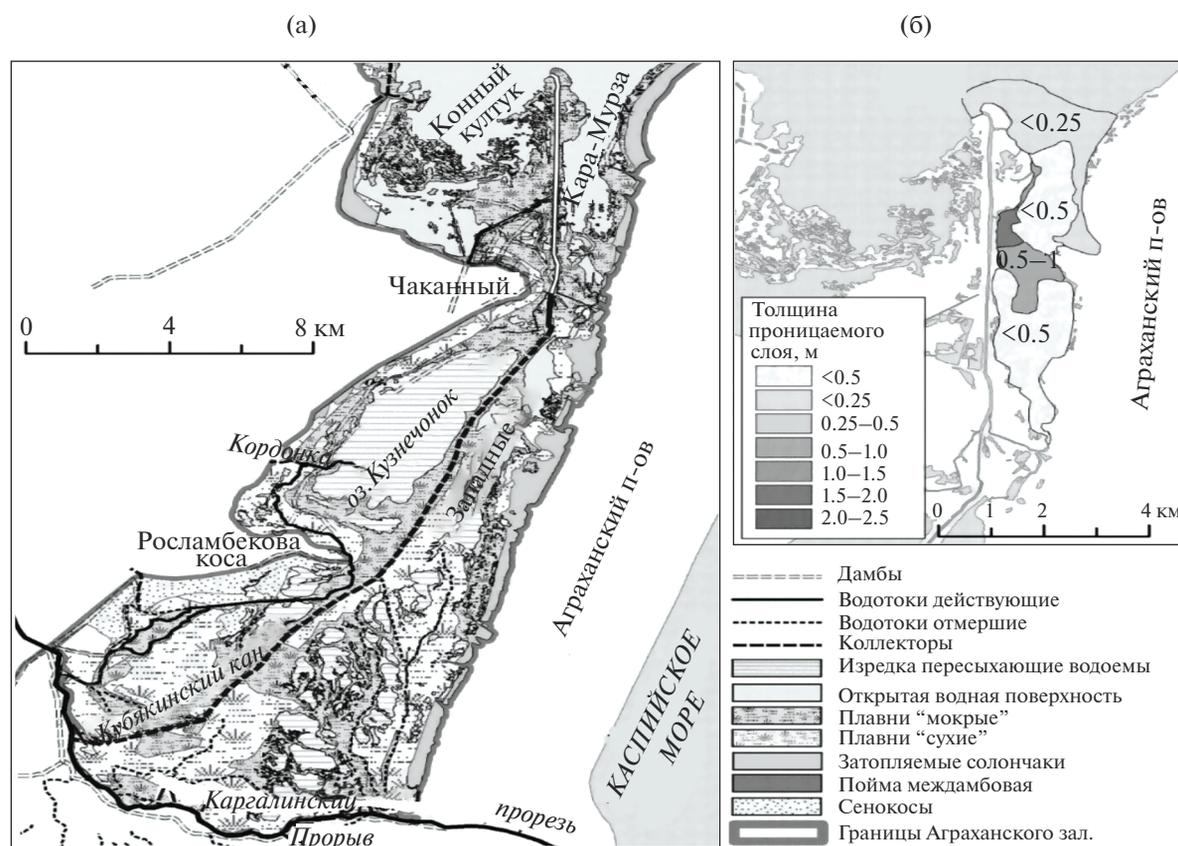


Рис. 5. Карты Северного Аграхана: ландшафтная (а) и мощности проницаемых донных отложений в зал. Кара-Мурза (б).

верного Аграхана с Ю на С – почти 29–30 км, а по маршруту Кубякинского банка – 33 км. Ширина в самой узкой части (в Чаканных Воротах) – 1.9, в самой широкой – 11–12 км. Высотные отметки земной поверхности снижаются с Ю на С от –25 до –27...–28 м БС, практически соответствуя уже уровню моря в среднем отсеке и достигая –28.5...–29.0 м БС в северной части (отметки поверхности дна). Общая площадь Северного Аграхана (в его исторических границах) – 233 км<sup>2</sup>; из нее на современное водное зеркало разобнесенных водоемов, обводненный тростник, “сухие” плавни, сенокосы, солончаки и прочее приходится соответственно 79.3, 70.7, 60.4, 7.7, 14.3 и 0.9 км<sup>2</sup> (рис. 5а). В водоемах погруженная водная растительность практически отсутствует. С каждым годом территория, занятая растительностью сухих степей и полупустынь, разреженными и мало обводненными зарослями тростника, сельхозугодьями, увеличивается. Морфологически Северный Аграхан можно разделить на три отсека – южный (между руслом Каргалинского Прорыва и Росламбековой косой; площадь 95.7 км<sup>2</sup>), средний (между выступами Росламбековой и Анашкиной кос, 69.4 км<sup>2</sup>) и северный (к С от Чаканных

Ворот). Большая часть Северного Аграхана и прилегающие территории принадлежат заказнику “Аграханскому”, созданному в 1983 г. и относящемуся к заповеднику “Дагестанскому”.

В Северном Аграхане есть южная и северная группы водоемов. Водообмен между ними затруднен. Южную группу образуют часто пересыхающие, блюдцеобразные водоемы в южном и среднем отсеках Северного Аграхана, имеющие небольшие глубины (обычно <0.5 м). Самый большой в их составе водоем – оз. Кузнечонок с максимальной площадью <25 км<sup>2</sup> и глубинами <1.5 м (летом 2019 г. было <0.5 м). Между ним и Аграханским п-овом, к В от Кубякинского канала расположен массив Западных озер с глубинами <0.5 м. Они очень нестабильны в своих размерах. Северная группа водоемов, или основной водный массив, включает в себя лагуны-заливы Конный култук и Кара-Мурза, разделяемые руслом и дамбами Морского канала. Они свободно связаны с Кизлярским зал. и имеют черты водного режима Северного Каспия; Кара-Мурза соединяется с Морским каналом двумя-тремя протоками. Глубины в заливах 0.5–1.0 м (при отметках моря –28.0 м БС). Самый крупный водоток – забро-

шенный Кубякинский канал (на месте бывшего Кубякинского банка), “прорезающий” южный и средний отсеки. Его продолжение в северном отсеке – Морской канал, наполненный водой и выходящий в Кизлярский залив. Его максимальные глубины варьируют от 3 до 4.5 м. На местности в южном отсеке сохранились сухое русло Главного Аграханского банка и русла других протоков дельты Аликазгана.

Донные отложения водоемов в основном северного отсека имеют слоистую структуру, демонстрирующую историю превращения этой части залива из морского залива с глубинами от 1.0 до 1.5 м и выше в озерно-плавневый массив и где-то – уже в сушу. Первый, самый нижний, слой связан с новокаспийскими осадками, расположен в северном отсеке, вероятно, на отметках –29.0...–30.5 м БС и ниже. Средний слой связан с активным выносом и отложением здесь речных наносов начиная с 1940-х гг. Сложен песчаным илом или заиленными песками с разными включениями. Его мощность 10–20 см в Морском канале, 10–30 см в лагунах и протоках, <5 см на взморье. Третий слой, верхний и современный, формировался после 1977 г. Он сложен уплотняющимися (вниз от поверхности) илами разной окраски, суглинками с включениями растительных остатков и мелкобитого ракушечника. Мощность двух верхних слоев увеличивается по направлению к Каргалинскому Прорыву, где активно формировалась дельта Аликазгана – до 1.5–2.5 м и больше. Донные грунты характеризуются большим засолением (в верхних горизонтах – от 0.5–1 до 1.15–1.17%), сравнительно небольшим содержанием органики (в среднем 11%). Мощность механически проницаемых отложений в целом меньше, чем в Южном Аграхане: от <0.25 м на устьевом взморье до 0.5 м в основной части Кара-Мурзы и 0.5–1.5 м в средней части (рис. 5б). В Кузнечонке она ~0.5 м.

В водоемах, свободно связанных с Северным Каспием, ход уровней повторяет колебания уровня моря (рис. 2д). Размах сезонных колебаний уровня – в среднем 20–35 см. Наивысших отметок средний уровень достигает в середине лета, минимальных – в феврале–марте. Размах сгонно-нагонных колебаний больше – до  $\geq 1$  м. Скоррелированность колебаний срочных уровней воды на постах в Кубякинском канале (у кордона Чаканный) и Кара-Мурза тесная ( $R^2 = 0.97$ ), но различия есть.

Блюдцеобразные водоемы среднего и южного отсеков существуют за счет речных, снеготалых вод и дождевых осадков. Но это бывает редко, особенно в вегетационный сезон, и непродолжительно. Кроме того, велики потери на испарение. Каналы Росламбейчик и Кордонка, построенные с целью подачи воды из Нижнетерских озер и

Старотеречной ОС, больше 15–20 лет остаются в пересохшем состоянии. Кубякинский канал-рыбоход функционирует лишь при высоких уровнях в Каргалинском Прорыве ( $\geq -23.75...-24.0$  м БС на посту Аликазган) и лишь после освобождения его истока от речных наносов. В 2019 г. это было в июне–июле (в канал уходило до 7–7.5 млн м<sup>3</sup> воды в месяц), в 2020 г. только в мае. В отсутствие связи с магистральным рукавом и каналами северной части дельты возможно пересыхание не только небольших водоемов, но даже большого оз. Кузнечонка. Именно это наблюдается с 2020 г., и утеряно уже больше половины площади озера.

В Северном Аграхане выявлены проблемы с качеством воды и ее засолением. В оз. Кузнечонка минерализация составила 1.5–2.5, в Кубякинском канале 1.2–3.5 г/л. По мере продвижения к морю она возрастает до 11–13 г/л. Воды в Кузнечонке сульфатные, в Кубякинском канале меняются от сульфатных до хлоридных, в Кара-Мурза они хлоридные. По УКИЗВ вода “грязная” – “очень грязная”. Есть вещества, специфичные для морских вод, очень высокие значения БПК<sub>5</sub> и ХПК. Обнаружено высокое загрязнение донных отложений.

#### ОСНОВНЫЕ МЕРЫ ПО РЕАБИЛИТАЦИИ ВОДНО-БОЛОТНЫХ УГОДИЙ БЫВШЕГО АГРАХАНСКОГО ЗАЛИВА

Эти меры для Северного и Южного Аграхана следует разделять с учетом теперь имеющихся надежных и всесторонних знаний об их современном состоянии и реальных проблемах, о характере доминирующих гидрологических процессов и главных факторах их гидрологического режима и морфодинамики. Мало того, для разных отсеков Северного Аграхана их перечень также разный. Кратко они представляют собой следующий комплекс мероприятий.

Для южного отсека Северного Аграхана авторами признано, что восстановление (в исторических границах) единой водной акватории невозможно и нецелесообразно. Эта часть перестала быть водной акваторией в период с 1930 по 1973 г., имеет более высокие высотные отметки поверхности и уклон в сторону Кизлярского залива, водопроницаемые грунты, удалена от моря, занята сельхозугодьями и ареалом обитания сухопутных животных заказника “Аграханский”. Тем не менее предлагается с целью сохранения его водно-болотного статуса периодически обводнять (водой из Каргалинского Прорыва и Северо-восточного сбросного канала) в его восточной части озерно-плавневый массив площадью ~16 км<sup>2</sup> с поддержанием глубин <0.5 м. В западной части

необходима реконструкция Кубякинского канала (первоочередное мероприятие) с постройкой шлюза в его истоке и наносостойников, а также восстановление стока по каналу Росламбейчик. Для среднего отсека рекомендуется сезонное обводнение (водой из Кубякинского канала) оз. Кузнечонок и Западных озер, которые следует предварительно обваловать, углубить и обустроить рыбоходами, и поддержание в них глубин  $\geq 1.5$  м во время нереста рыбы. Также рекомендуется восстановить сток по Кордонке. В северном отсеке, во-первых, следует обеспечить распределение морских вод зал. Кара-Мурза и южной части зал. Кизлярского водой из Кубякинского канала с достижением целевых показателей от  $\sim 5\%$  с октября по февраль до  $< 3\%$  с марта по сентябрь с целью “привлечения” рыбы на заход на нерест; во-вторых, необходимо обеспечить нормальные глубины в Кара-Мурза и предотвращение его осушения из-за падения уровня моря, особенно во время сильных ветровых сгонов. Это предлагается осуществить путем его обвалования, углубления в основной чаше и строительства подпорной и затопляемой дамбы (с отметками гребня  $-27.5\dots -28.0$  м БС и длиной 2 км) на северной (мористой) границе Кара-Мурзы. Для всех мероприятий определены параметры и локализация работ. Ориентировочная их стоимость  $\geq 330$  млн руб.

Для Южного Аграхана восстанавливать связь с морем нецелесообразно и чревато негативными гидрологическими и экологическими последствиями, вплоть до полного спуска водоема. Тем не менее для восстановления его рыбохозяйственного, орнитологического и рекреационного потенциала предлагается: 1) изменить режим сбросов в Гаруновский канал с целью достижения скоростей течения  $0.6\text{--}0.7$  м/с и глубин  $1.6\text{--}1.9$  м в марте–октябре, построить ступенчатый рыбоход; 2) изменить структуру приходной части водного баланса за счет увеличения доли речных вод, способных поступать по магистральному каналу им. Дзержинского, либо путем частичной замены использованных вод в Главном коллекторе им. Дзержинского терскими водами из Каргалинского Прорыва; 3) в отдельных частях выполнить дноуглубление, создать искусственные нерестилища и зимовальные ямы для рыбы, провести биомелиорацию и частично свести заросли тростника; 4) провести ремонт каналов и дамб. Стоимость всех работ  $\sim 140$  млн руб. (в ценах 2020 г.).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Морфологическая и гидрологическая деградация Аграханского залива бесспорна, доказана ис-

следованиями авторов, и это пример эволюции водоемов лагунного происхождения в дельтах, ускоренной масштабными изменениями уровня Каспия, занесением водоема наносами Терека, а также вмешательством человека. Похожие процессы с такой же скоростью (и даже большей) наблюдались в дельте р. Амударьи, когда Аральское море и сама дельта еще существовали [22]. У лагуны Сегара Анакан на о. Ява (Индонезия) ее отмирание ускорилось из-за взрывного роста стока наносов рек в связи со сведением лесов в бассейне [33]. В Ахтанизовском и Курчанском лиманах дельты Кубани сокращение их размеров с середины XIX в. по XXI в. было связано как с выносом наносов р. Кубани, так и появлением новых направлений для дельтовых рукавов [9]. В настоящее время Аграхан нельзя считать типичным морским заливом, но он может стать таковым в случае нового и значительного повышения уровня моря.

Как теперь установлено, главные проблемы Южного Аграхана, который теперь представляет собой гидротехнически замкнутый и искусственно регулируемый водоем с окружающими его плавнями, в основном гидроэкологического характера. Поэтому выраженное в [24] беспокойство в отношении катастрофического заиления и зарастания Южного Аграхана, сильного ухудшения качества воды и недостаточного обеспечения его водой, по мнению авторов статьи, не обосновано. У Северного Аграхана неблагоприятных изменений намного больше, они разнообразнее и серьезнее, быстро усугубляются. Это – катастрофически недостаточные глубины и водные площади, продолжающееся обмеление и сокращение числа и размеров водоемов, отсутствие связи между водоемами, высокая соленость вод и их загрязненность, нерабочее состояние каналов и отсутствие условий для прохода и нереста рыбы.

Тем не менее шанс на спасение (от дальнейшей деградации и превращения этой части дельты Терека в полупустыню) и улучшение состояния экологически ценных водно-болотных угодий, увеличение размеров водоемов и обеспечение гидравлической связи между ними, магистральным рукавом и каналами еще сохраняется. Единственное требование – необходимость начать реализовывать предлагаемые авторами и приведенные в статье научно-обоснованные рекомендации по изменению нынешнего состояния в лучшую сторону, тем более что теперь намного больше известно о состоянии водных объектов бывшего Аграханского залива, о причинах его быстрой деградации в XX в., о факторах гидрологических процессов, режима и многолетней морфодинамики.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Алексеевский Н.И., Магрицкий Д.В., Самохин М.А.* Стоковые наводнения в дельте Терека и эффективность реализуемых мероприятий по их предотвращению // Тр. Географического общества Республики Дагестан. 2013. Вып. 41. С. 51–54.
2. *Алексеевский Н.И., Самохин М.А., Сидорчук А.Ю.* Наводнения и опасные русловые процессы в дельте Терека // XXII Межвуз. совещание по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Доклады и сообщения. Новочеркасск, 2007. С. 18–31.
3. *Байдин С.С., Скриптунов Н.А., Штейнман Б.С.* Гидрология устьевых областей рек Терека и Сулака. М.: Гидрометеиздат, 1971. 198 с.
4. *Беляев И.П.* Гидрология дельты Терека. М.: Гидрометеиздат, 1963. 208 с.
5. *Беляев И.П.* Основные черты гидрологии устья Терека // Тр. Океанограф. комиссии АН СССР. 1960. Т. VI. С. 75–85.
6. *Берг Л.С.* История великих русских географических открытий (переиздание). М.: ЭКСМО, 2011. 640 с.
7. Водно-болотные угодья России. Т. 6. Водно-болотные угодья Северного Кавказа / Под ред. *А.Л. Мищенко*. М.: Wetlands Int., 2006. 316 с.
8. Водные ресурсы Дагестана: состояние проблемы. Махачкала, 1996. 154 с.
9. Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани / Под ред. *В.Н. Михайлова, Д.В. Магрицкого, А.А. Иванова*. М.: ГЕОС, 2010. 728 с.
10. Гидрология устьев рек Терека и Сулака / Под ред. *А.Н. Косарева, В.Н. Михайлова*. М.: Наука, 1993. 160 с.
11. *Горелиц О.В., Землянов И.В., Павловский А.Е., Сапожников А.А., Поставик П.В., Яготинцев В.Н.* // Катастрофические паводки 2002 и 2005 гг. в дельте Терека // Тр. Междунар. науч. конф. “Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе”. М., 2006. С.144–148.
12. *Горелиц О.В., Землянов И.В.* Стратегический анализ и прогноз развития дельты Терека // Тр. Географического общества. РД. 2013. Вып. 41. С. 55–61.
13. *Демин Д.З.* Современное состояние рыбных запасов в низовьях Терека // Тр. Второй науч. сессии Дагестанской науч.-иссл. базы АН СССР. Махачкала, 1949. С. 245–258.
14. *Дмитриев Н.* К современному состоянию рыболовства в низовьях р. Терека // Изв. Дагестанской Ихтиологической Лаборатории. 1929. Вып. 1. С. 77–96.
15. *Завадский А.С., Самохин М.А., Морозова Е.А.* Изучение современной морфодинамики устьевого участка Терека с целью разработки новой стратегии обеспечения гидроэкологической безопасности на приречных территориях // Четвертые Виноградские чтения. Гидрология от познания к мировоззрению. Сб. докл. СПб., 2020. С. 256–261.
16. *Землянов И.В., Горелиц О.В., Поставик П.В.* Формирование новых гидрологических условий в устьевой области Терека // Сб. ст. Всерос. науч.-практ. конф. “Минимизация вредного воздействия вод в период паводков и паводков, повышение эффективности ведения мониторинга водных объектов, водохозяйственных систем и сооружений”. Махачкала: РИО ДГТУ, 2006. С. 9–15.
17. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999. 298 с.
18. *Кривонова В.И., Илюхина Ю.А.* Динамика восточной части устьевой области Терека в период подъема уровня Каспия: картографирование по аэрокосмическим материалам // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 1. С. 49–61.
19. *Литвинов А.* Об изменениях течения р. Терека и берегов Каспийского моря с 1841 по 1846 г. // Зап. Кавказского отдела РГО. 1864. Кн. 6. С. 83–96.
20. *Мирзоев М.З.* Рыбохозяйственное значение Аграханского залива в современных условиях / Дис. ... канд. биол. наук. Махачкала: ДагКаспНИИРХ, 1983. 210 с.
21. *Михайлов В.Н., Михайлова В.Н.* Многолетние русловые деформации на устьевых участках Терека и Сулака под влиянием колебаний уровня Каспийского моря // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. № 4. С. 389–398.
22. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф.* Динамика гидрографической сети неприливных устьев рек. М.: Гидрометеиздат, 1977. 295 с.
23. *Михеев Н.Н., Кадомский А.М., Максимов Ю.А., Черноусов И.И.* Водохозяйственные, гидрологические и рыбохозяйственные проблемы бассейна реки Терек // Водные ресурсы бассейна р.Терек и их использование. Ростов-на-Дону: Южгипроводхоз, 1983. С. 3–17.
24. Озеро Южный Аграхан: проблемы экологической реабилитации / Под ред. *Э.М. Эльдарова, М.А. Гурьева*. Махачкала, 2014. 156 с.
25. *Пушин Н.Л.* Каспийское море: гидрографическое описание и руководство для плавания: с 7 картами на 11 таблицах. Сост. кап. 2 ранга Н. Пушин. СПб.: Гидрогр. деп., 1877. 314 с. 11 л. карт.
26. *Рытель М.Ф.* Отчет об изысканиях 1901–1903 гг. в низовьях Терека. СПб.: Изд-во Мин-ва земледелия и гос. имуществ, 1903. 440 с.
27. *Рычагов Г.И.* Возраст дельты Терека // Тр. Океанограф. комиссии АН СССР. 1960. Т. VI (Исследование устьев рек). С. 85–88.
28. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. М.: Наука, 2006. 415 с.
29. *Рычагов Г.И.* Уровненный режим Каспийского моря в последние 10000 лет // Вест. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1993а. № 2. С. 38–49.
30. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические

- ские процессы и опасные явления / Под ред. Михайлова В.Н. М.: ГЕОС, 2013. 703 с.
31. Шикломанов И.А. Антропогенные изменения водности рек. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 302 с.
32. Эльдаров Э.М. История гидромелиоративной деятельности в приустьевой зоне реки Терек // Тр. ГОРД. 1996. Вып. XXIV. С. 77–80.
33. Ardli E.R., Wolff M. Land use and land cover change affecting habitat distribution in the Segara Anakan lagoon, Java, Indonesia // Regional Environ. Change. 2009. № 9. P. 235–243.
34. <https://earthexplorer.usgs.gov/> (15 октября 2020 г.)
35. Mikhailov V.N., Magritsky D.V., Kravtsova V.I., Mikhailova M.V., Isupova M.V. The Response of River Mouths to Large-Scale Variations in Sea Level and River Runoff: Case Study of Rivers Flowing into the Caspian Sea // Water Resour. 2012. V. 39. № 1. P. 11–43.
36. Rp5.ru (дата обращения: 15.10.2020)

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

УДК 556.54:551.417(287.257.4)

**УСТЬЕВЫЕ УЧАСТКИ РЕК ЮГО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ  
ОХОТСКОГО МОРЯ И РОЛЬ ЛЬДА В ФОРМИРОВАНИИ  
ИХ РУСЕЛ В УСЛОВИЯХ ВЫСОКИХ ПРИЛИВОВ**

© 2022 г. А. Н. Махинов\*

*Институт водных и экологических проблем ДВО РАН – обособленное подразделение  
Хабаровского Федерального исследовательского центра ДВО РАН, Хабаровск, 680000 Россия**\*e-mail: amakhinov@mail.ru*

Поступила в редакцию 02.03.2022 г.

После доработки 28.03.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

Установлено большое разнообразие устьев рек на западном побережье Охотского моря, обусловленное геоморфологическими особенностями территории и специфическим воздействием на их формирование высоких морских приливов и активных ледовых явлений. Рассмотрены факторы, влияющие на динамику устьев при совместной деятельности приливов и льда. Установлено, что речной лед во время приливов испытывает интенсивные деформации и образует береговые ледяные барьеры, защищающие крутые берега рек от размыва. За пределами русла лед производит значительную эскарзацию берегов, формируя своеобразные террасовидные поверхности вдоль рек. Для количественной оценки содержания терригенного материала во льду использовался метод послойного анализа содержания включений с учетом их неравномерного распределения в ледяном керне. Основная масса наносов р. Тугур осажается вблизи ее устья в южной части Тугурского залива. Лед вследствие малых глубин во время отлива ложится на грунт на большой площади, способствуя включению в него значительной массы терригенного материала. В результате проведенных исследований установлено, что одна из основных причин, препятствующих формированию дельты в устье р. Тугур, – вынос льдами из устьевой зоны приемного водоема поступающих в ее пределы взвешенных и влекомых наносов.

*Ключевые слова:* Западное Приохотье, устья рек, приливы, ледовые явления, терригенный материал.

**DOI:** 10.31857/S0321059622050108

**ВВЕДЕНИЕ**

Освоение побережий дальневосточных морей в первую очередь происходит на участках вблизи впадения крупных рек, где располагаются населенные пункты, базы горнопромышленных и рыболовецких предприятий. Несмотря на имеющуюся необходимость получения надежной информации о динамике речных русел в пределах этих территорий, выявление особенностей русловых процессов представляет собой сложную задачу, поскольку в рассматриваемом регионе большую роль в формировании и динамике русел рек играют специфические природные факторы, среди которых в первую очередь следует отметить высокие приливы и активную деятельность ледовых явлений.

Особенности русловых процессов рек обширной территории Западного Приохотья изучены крайне слабо [17]. В еще большей степени это относится к их устьевым участкам. Имеются лишь немногочисленные наблюдения, полученные в

ходе различных изыскательских работ на конкретных объектах, в основном связанных с разработкой месторождений полезных ископаемых, обоснованием проектов строительства береговых сооружений или оценкой устойчивости берегов [5]. Вместе с тем в исследованиях береговых систем Дальнего Востока динамика устьев рек отражена недостаточно ([6, 8] и др.). В обобщающих сводках устьям малых рек совсем не уделяется внимания [7, 19]. Даже в специальной работе, посвященной устьевым процессам рек Дальнего Востока [3], приведены характеристики лишь наиболее крупных водотоков региона. При этом в основном рассматриваются особенности взаимодействия речных и морских вод в устьевых областях рек и остаются слабо освещенными вопросы механизма и динамики русловых переформирований в их пределах.

Исследования, проведенные в 1980–1990 гг. в связи с проектированием Тугурской приливной электростанции, наряду с другими поисковыми задачами показали необходимость детального

изучения процессов динамики перераспределения стока наносов в устьевых областях рек. Примером подобных работ могут служить выполненные в последние годы исследования процессов формирования устьев малых рек на о. Сахалин в связи с разработкой мероприятий по их расчистке для беспрепятственного прохода лососевых рыб на нерест [4].

Реки юго-западного побережья Охотского моря весьма разнообразны по своим размерам, морфодинамическим типам, водному и русловому режиму, а также по составу аллювиальных отложений. Вследствие своего положения водораздела между Тихим и Северным Ледовитым океанами близко к морскому побережью они имеют относительно небольшую протяженность. Морфология русел рек в пределах устьевых участков определяется размерами водотоков, уклонами днищ долин, составом русловых отложений, характером взаимодействия речного потока с морскими береговыми процессами. Особые условия формирования устьев рек региона связаны с большим стоком наносов, высокими приливами и активностью ледовых явлений в связи с суровостью климата. Все эти факторы обуславливают большое разнообразие морфологических типов русел и своеобразие русловых процессов в устьях рек рассматриваемой территории.

Актуальной остается также проблема типизации устьевых зон рек. Есть различные подходы к выделению типов устьев по геоморфологическим, гидрологическим, морфологическим и другим критериям. Наиболее обоснованной в настоящее время представляется типизация, разработанная на основе комплексного подхода к делению устьевой области реки [13]. Выделенные в данной статье типы устьев малых и средних рек Западного Приохотья вполне вписываются в рамки предложенной этими авторами типизации и уточняют ее для сравнительно небольших водотоков (простых устьевых областей рек по [13]), на которые воздействуют высокие приливы или особенности геоморфологического развития побережья.

Цель работы – выявление особенностей современного морфолитогенеза в устьевых частях рек в условиях высоких приливов и активной ледовой деятельности в пределах юго-западного побережья Охотского моря.

## МЕТОДЫ

Экспедиционные исследования проводились на более чем 20 водотоках различных размеров на всем протяжении побережья от г. Охотска до зал. Счастья. Среди них более детально изучались низовья рек Киран, Тугур, Кутын, Ульбан, Сыран, Иктинг, Эльгандя, а также малые водотоки

на побережьях заливов Тугурского, Ульбанского, Николая, Александры и на о. Феклистова из группы Шантарского архипелага (рис. 1). Исследования проводились не только в летний, но и в зимний периоды. Определялись морфологические и морфометрические характеристики основных рукавов рек, состав русловых аллювиальных отложений. На отдельных участках летом делались промеры глубин поперек русла, зимой проводилось нивелирование ледовой поверхности в устьевой части р. Тугур на участках нарушенного приливом льда. В 2016–2020 гг. использовались снимки, полученные с помощью БПЛА DJI Phantom 4 с высоты 100–350 м штатной съемочной аппаратурой. На основе обработки данных получены ортофотомозаики и цифровые модели местности на устьевых участках некоторых рек с пространственным разрешением 8 см/пиксель, что соответствует масштабу 1 : 300 (реки Иктинг, Сыран, Ульбан и ряд менее крупных водотоков).

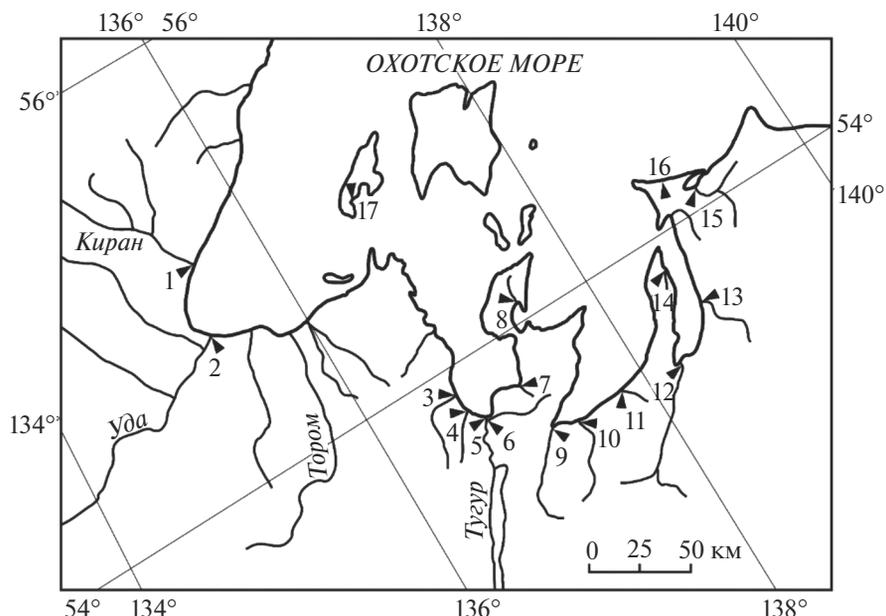
С помощью механического бура бурили скважины во льду на морской осушке на разном расстоянии от устья р. Тугур. Из каждой скважины получали керн диаметром 15 см и после осмотра делали его послыйное описание. Определялись цвет, прозрачность льда, наличие и характер включений. Для количественной оценки содержания терригенного материала ледяной керн послойно распиливали на части с учетом характера включений. Из каждого слоя керна отбирали пробы, которые растапливали в стеклянной емкости при комнатной температуре. После фильтрации измеряли объем полученной воды. Фильтр высушивали при температуре 105°C до постоянной массы, после чего взвешивали для определения массы включенного в лед вещества. Всего проанализировано более 200 проб из 25 кернов.

## МАТЕРИАЛЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

### *Разнообразие устьев рек Охотского побережья*

Реки западного побережья Охотского моря имеют своеобразные особенности, существенно отличающие их от водотоков других регионов. Геологическое строение юго-западного побережья Охотского моря предопределило широкое распространение магматических и осадочных палеозойских пород, обладающих высокой прочностью и устойчивостью к денудационным процессам и к истиранию обломков пород при переносе водным потоком. Это обуславливает преимущественно валунно-галечный состав аллювиальных отложений в верхних звеньях речной сети и более мелкий, в основном мелкогалечно-песчаный, состав речных отложений в нижних частях водотоков.

Горный сильно расчлененный рельеф определяет значительные уклоны днищ речных долин и



**Рис. 1.** Схема района исследований устьев рек. Цифрам на схеме обозначены водотоки: 1 – Киран, 2 – Уда, 3 – Маймагун, 4 – Амуйкан, 5 – Тугур, 6 – Кутын, 7 – Эльгикан, 8 – Эльганде, 9 – Ульбан, 10 – Сыран, 11 – Иткан, 12 – Усалгин, 13 – Иктинг, 14 – Мшанка, 15 – Мухтель, 16 – Кривун, 17 – Корифан.

большие скорости течений воды. Наиболее крупные реки, за исключением Тугура, имеют протяженность 40–90 км. Малые водотоки, длиной в пределах 3–10 км, имеют горный характер. Доля глинистого материала в аллювиальных отложениях этих рек незначительна [14]. В нижних течениях многие реки пересекают малые приморские низменности, в пределах которых уклоны водного потока небольшие. В этом случае аллювиальные отложения представлены мелкогалечным материалом, а на отдельных участках русла – песчаным и песчано-илистыми русловыми отложениями.

Суровые климатические условия региона обуславливают продолжительную зиму с низкой температурой воздуха. Реки с начала ноября по конец мая покрываются льдом толщиной до 1.5 м. В пределах осушки лед при отливе ложится на грунт, а в прилив всплывает. Летом вторжения южных циклонов вызывают интенсивные ливни, обуславливая кратковременные мощные паводки. Сильные наводнения выполняют эрозионно-аккумулятивную функцию в руслах рек. В это время происходит активное переформирование русел, возникновение новых и деградация старых рукавов, в том числе на их устьевых участках.

Активность береговых абразионно-аккумулятивных процессов – существенный фактор, влияющий на строение русел и их динамику в устьях рек. В исследуемом районе берега на значительной протяженности относятся к денудационному и денудационно-абразионному типам. Они сло-

жены прочными скальными породами, и поэтому скорость их разрушения незначительна [11]. Но на отдельных участках с более податливыми к денудации породами отступление берега достигает нескольких сантиметров в год, из-за этого образуются уступы с водопадами при впадении водотока в море. Менее распространены абразионные и абразионно-аккумулятивные берега. Они приурочены к малым приморским равнинам, а также к конусам выносов наиболее крупных водотоков. В формировании берегов всех типов велика роль ледовых образований [1, 21].

Для рассматриваемого побережья характерны высокие приливы амплитудой 5–8 м со сложными приливно-отливными течениями в больших заливах – Тугурском, Ульбанском, Николая и др. Максимальной величины (9.0 м) приливы достигают в Тугурском заливе. В заливах Ульбанском и Николая приливно-отливные колебания уровней воды составляют 5–6 м, а на открытых участках побережья 4–5 м. Подъем уровня во время нагонов со стороны открытого моря увеличивается еще на 1.0–1.5 м. Во время отливов в заливах на время обнажается обширная илистая осушка, достигающая местами нескольких километров. Скорость течения в акваториях заливов >1.0 м/с. Приливы проникают вверх по течению реки на несколько километров – 24 км в реках Ульбан и Сыран и 40 км в р. Тугур. Реверсивное течение в устье вверх по реке во время прилива с максимальной скоростью 0.4–0.5 м/с постепенно замедляется. В отлив скорость течения воды в русле

**Таблица 1.** Морфологические типы устьев рек юго-западного Приохотья

Типы устьев рек	Уклоны в низовьях	Состав руслового аллювия	Примеры рек
Реки с лагунными озерами в устье	0.001–0.01	Галечный	Мухтель
Реки с временными озерами в устье	0.001–0.01	Галечный	Иктинго, Маймагун
Реки с эстуариями	0.005–0.02	Песчано-мелкогалечный	Тугур, Усалгин, Эльганде
Канализированные русла	<0.001	Илистый	Кутын, Сыран, Ульбан, Эльго
Реки с надводными дельтами в устье	0.01–0.05	Галечный	Тором, Уда
Водотоки с блокированными устьями	<0.02	Галечно-валунный	Мшанка, Иткан, малые водотоки
Водотоки без аккумулятивных форм в устье	0.05–0.15	Валунно-галечный	Малые водотоки
Водотоки с водопадными (висячими) устьями	0.2–1.0	Отсутствует	То же

реки намного превышает приливной водный поток, обеспечивая перенос всего поступающего в реку терригенного материала.

Природные факторы обуславливают большое разнообразие устьев рек в юго-западной части Охотского побережья. По своим морфологическим особенностям среди них выделяется несколько типов (табл. 1).

Особое место занимают реки, впадающие в достаточно большие, но мелководные лагунные озера. Пример – р. Мухтель, ее сток осуществляется в одноименное озеро, максимальная глубина которого 3.9 м. В устье она образует клювовидную дельту, выдвинутую в озеро на 1.3 км, шириной 2.0 км у основания. Дельта имеет тенденцию к увеличению размеров. Ее поверхность сильно заболочена, здесь много небольших мелководных (глубиной 0.2–0.3 м) озер с глинистым дном и нечетко выраженными заросшими берегами. Вдоль русла р. Мухтель на этом участке протягиваются невысокие прирусловые валы, плавно и незаметно сливающиеся с окружающей поверхностью дельты.

Весьма своеобразные устья формируются на побережье Тугурского залива, для которого характерны наиболее высокие приливы. Здесь часто встречаются водотоки, устьевая часть которых во время приливов заполняется морской водой, образуя временные озера-заливы глубиной до 4 м (устье р. Маймагун и др.). В отлив вода уходит, обнажая дно, которое пересекается водотокком. Отложения здесь весьма своеобразны – они представлены несортированной смесью разного гранулометрического состава – от валунов до илистых осадков.

Многие крупные реки, пересекающие обширные аккумулятивные равнины, не образуют ярко выраженных дельт и впадают в море одним широким рукавом в виде четко выраженного эстуария.

К ним относятся реки Тугур в Тугурском заливе, Эльганде в зал. Константина, Усалгин в зал. Николоя и ряд других. Указанные водотоки имеют в нижнем течении разветвленное русло, нередко состоящее из 5–7 рукавов в поперечном сечении. Отложения в русле и на берегах представлены мелкогалечно-песчаным материалом. Непосредственно перед устьем на протяжении ~4 км русло достигает своей максимальной ширины, приобретая в поперечном сечении слабо вогнутую форму.

Весьма своеобразное строение имеют канализированные одорукавные извилистые русла. Они распространены только в пределах низменных приморских равнин. Для них на всем протяжении характерно отсутствие плесов и перекатов. В своих низовьях на значительном протяжении, зависящем от дальности проникновения приливов, эти реки имеют своеобразную симметричную ложбинообразную форму русла. Русла их имеют форму каналов с крутыми глинистыми берегами и равномерной глубиной в поперечном сечении. В их формировании большую роль играют приливно-отливные течения; особенно – стремительные стоковые течения при отливах, а также значительно воздействие на берега и дно речных льдов, проводящих активную экзарационную работу в зимнее и весеннее время [12]. При этом сами реки характеризуются одорукавностью. Они сильно меандрируют, образуя местами почти полные окружности.

Устья большинства рек, преимущественно малых размеров, в пределах гористых побережий располагаются на одном уровне с поверхностью моря. Обычно такие водотоки характеризуются большими уклонами и быстрым течением. Эти реки выносят большое количество крупнообломочного (галечно-валунного) материала, образующего аккумулятивные тела в виде конусов выноса [2]. Во время паводков гравийно-галечный материал выносится в пределы морской осушки,

перекрывая ее глинисто-щебнистые отложения. Русло водотоков в пределах конусов выноса нередко разделяется на несколько отдельных водных потоков, часто изменяющих свое местоположение.

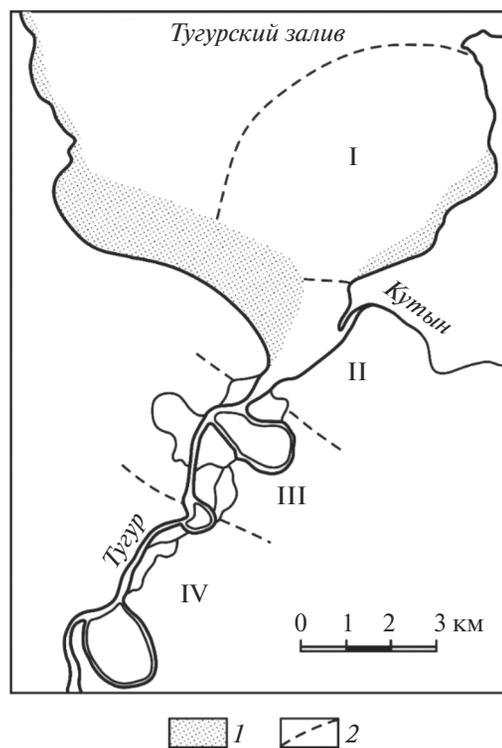
Блокированные устья характерны для побережий с интенсивным вдольбереговым перемещением морских наносов у отмелых берегов морских заливов и широко распространены на побережьях дальневосточных морей [8]. Многие малые реки в заливах Ульбанском и в Николая, а также вдоль берегов открытого моря (р. Ал) отделены от морской акватории протяженными и высокими береговыми валами. Длина их составляет 400–1500 м, ширина – 30–50 м. На небольших водотоках нередко происходит полная блокировка устьев. На Сахалине ей подвержены короткие (длиной до 20 км) и маловодные реки [4]. Наиболее древние участки валов (в устьях рек Иткан в зал. Ульбанском, Мшанки в зал. Николая и некоторых других) покрыты травянистой растительностью, образующей небольшие фрагменты приморских лугов. Во время штормов аккумулятивные косы подвергаются разрушению со стороны моря и нарастают с противоположной стороны, что свидетельствует об их медленном смещении в сторону суши.

На рассматриваемом побережье довольно часто встречаются водотоки, которые впадают в море водопадами со скалистых уступов. Такие уступы образуются на берегах с интенсивными абразионными процессами. На этих участках размыв берега происходит значительно быстрее, чем эрозия в нижнем течении водотока успевает углубить русло. Высота водопадов обычно составляет от 5 до 25 м. На некоторых береговых уступах подобные водотоки образуют каскады небольших водопадов высотой 7–10 м. Такие преимущественно малые реки протяженностью от 3 до 15 км иногда называют водотоками с “висячими” или водопадными устьями. Они широко распространены в заливах Ульбанском, Академии и особенно — на Шантарских островах.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

### *Устьевые процессы р. Тугур в зоне осушки*

Река Тугур, впадающая в губу Асман в южной части Тугурского залива, — одна из наиболее крупных на рассматриваемой части побережья. Площадь ее бассейна составляет 11 800 км<sup>2</sup>, среднегодовой расход воды оценивается в 180 м<sup>3</sup>/с. Река в нижнем течении и непосредственно перед устьем имеет разветвленное русло, однако впадает в море одним потоком, собирающимся непосредственно перед осушкой. Надводная дельта представлена небольшим фрагментом в виде незначительных по размерам островов (рис. 2). Зи-



**Рис. 2.** Схема строения устьевой области р. Тугур. 1 — осушка, 2 — границы основных частей устьевой области реки: I — устьевая зона приемного водоема, II — эстуарий, III — дельта, IV — устьевой участок реки.

мой в прилив следы подпора приливной волны в виде фрагментированных обломков льда на берегах и ледяной поверхности русла отмечаются на расстоянии вверх по реке до 15 км от устья. При отливе речная вода расплывается по осушке в виде широкого мелкого потока с быстрым течением и малыми глубинами, формируя своеобразный устьевой бар, сложенный преимущественно песчано-илистыми отложениями и мелкой галькой.

Значительную площадь южной части Тугурского залива занимает щебнисто-глинистая осушка, представляющая собой своеобразную подводную дельту реки в пределах устьевой зоны приемного водоема. Ее ширина вдоль западного берега залива к С от устья р. Тугур местами достигает 4 км. Осушка периодически покрывается водой и в отлив обсыхает. Она слабо наклонена в сторону моря и сложена преимущественно глинистыми осадками, их верхний слой (0.4–0.5 м) находится в полужидком (желеобразном) состоянии. Ниже залегают более плотные глины. На поверхности осушки и на различной глубине в ее отложениях заключено большое количество крупнообломочного материала — дресвы, щебня, гальки и валунов. Изредка встречаются погруженные в глини-

**Таблица 2.** Содержание (%) верхнего слоя отложений на осушке в зоне распластывания стока р. Тугур

Расстояние от устья, м	Фракции, мм					
	0.5–0.1	0.1–0.05	0.05–0.01	0.01–0.005	0.005–0.001	<0.001
30	3.00	17.03	12.72	16.90	37.10	13.25
400	2.67	8.25	34.30	14.91	31.80	10.07
800	1.00	8.54	28.47	15.35	32.33	14.31
1500	0	6.20	36.76	27.30	21.20	9.54

стую толщу глыбы размером до 3 м в поперечнике. Некоторые из них лежат непосредственно на поверхности. Они перенесены льдом от подножий высоких денудационно-абразионных уступов на расстояние до 2 км.

Пересекающие осушку реки и ручьи распластываются широким потоком на ее поверхности, не врезаясь в толщу морских отложений. Непосредственно в устье р. Тугур осушка расположена гипсометрически на 2–3 м выше, чем другие прилегающие части залива. На ней имеется несколько широких ложбин глубиной 0.7–1.0 м, по которым осуществляется сток речной воды. Эти ложбины при максимальном отливе пересекают осушку на протяжении до 4 км. Отложения ложбин представлены мелкогалечно-песчаным материалом. В пределах осушки в отлив даже в безветренную погоду вода характеризуется высокой мутностью. По данным многочисленных измерений, выполненных летом 1989 г., содержание терригенных веществ в воде Тугурского залива вблизи устья р. Тугур было в пределах 41.2–226.6 мг/дм<sup>3</sup>.

Тугур выносит в залив в среднем 235 800 т в год взвешенных и влекомых терригенных веществ, основная часть которых накапливается в устьевой зоне приемного водоема преимущественно на осушке, образуя слабо морфологически выраженную подводную дельту [10], представляющую собой расширяющийся в сторону залива конус выноса, сложенный речным аллювием – гравийно-песчано-глинистыми плотными осадками, соответствующими по составу русловой фации нижнего течения р. Тугур.

Донные наносы Тугура на участке реки выше зоны приливного подпора представлены песчано-гравийно-мелкогалечным материалом. Во время крупных летних паводков эти отложения переносятся и оседают в зоне распластывания речных вод на осушке, хорошо выраженной при отливе. Здесь накапливаются в основном песчано-илистые отложения (табл. 2). Наиболее тонкий по составу терригенный материал во взвешенном виде переносится в центральную часть залива, а также частично оседает за пределами ложбин стока на осушке, с которой в дальнейшем переносится другими агентами – приливно-отливными течениями и льдом.

В зимнее время южная часть Тугурского залива покрыта припайными льдами, достигающими в ширину нескольких километров. На значительной площади лед лежит на грунте. На мористом участке припайный лед в пределах осушки в прилив поднимается, а в отлив вновь ложится на грунт. Он обычно разбит трещинами, параллельными берегу, и торосист. Высота торосов достигает 2.0 м, местами имеются стамухи высотой до 7 м. Толщина льда к концу зимы на слабо торосистых участках достигает 1.4 м. Во многих местах в прилив по трещинам вода поднимается на поверхность и замерзает, образуя многочисленные наледи.

Сведения о содержании взвешенного терригенного вещества во льдах, о путях их передвижения и о массе перемещаемого материала имеются для прибрежных участков разных морей [15, 16, 18]. По наблюдениям автора статьи, основной процесс включения терригенного материала в лед в Тугурском заливе – послойное вмержание осадков в основание льдин при их оседании на дно в отлив и всплывании во время прилива, описанный в работе Г.А. Тарасова [16].

Измерения содержания терригенного материала во льду на различном расстоянии от устья р. Тугур показали его существенную неоднородность в различных слоях льда (табл. 3). Также отмечается уменьшение количества включений в лед с удалением от устья реки в сторону моря.

В начале лета загрязненный терригенным материалом лед постепенно выносится из залива в открытую часть моря, перемещая значительное количество обломочного материала с осушки. Приблизительные оценки его массы во льдах на осушке Тугурского залива в районе устья р. Тугур на основе полученных по данным измерений средних содержаний терригенных включений показывают ее количественное соответствие объему наносов, приносимых рекой в пределы осушки. Подобная ситуация отмечается в других регионах с подобными климатическими условиями. Так, по наблюдениям в эстуарии р. Святого Лаврентия (Канада), около половины приносимого этой рекой материала выносится с осушки в море [20].

Взвешенное вещество в водных массах Тугурского залива может быть охарактеризовано про-

**Таблица 3.** Количество терригенных веществ во льду на осушке Тугурского залива в зоне распластывания потока р. Тугур

Дата отбора проб	Расстояние от устья, м	Слой льда в керне, см	Содержание, г/дм <sup>3</sup>
21.12.1989	10	0–14	0.074
		14–29	2.79
		29–50	0.052
		50–60	0.15
		60–80	22.14
		80–110	44.51
		110–130	2.09
21.12.1989	30	0–25	28.58
		25–65	2.08
		65–95	5.17
		95–105	49.13
24.12.1989	250	0–8	0.16
		8–17	2.66
		17–34	0.30
		34–50	1.63
		50–82	6.47
		82–97	4.39
24.12.1989	1000	0–11	0.19
		11–27	2.43
24.12.1989	1500	0–10	0.59
		10–70	3.55
		70–105	0.88
		105–130	0.36

зрачностью и концентрацией взвешенного материала. Прозрачность воды залива колеблется в пределах 3–7 м. Поля высокой прозрачности (5–7 м) – наибольшие по площади, причем во время прилива и в полную воду они увеличиваются в размерах. Невысокая прозрачность (<3 м) характерна для прибрежных мелководий, осушки в губе Асман и района устья р. Эльгикан.

Распределение полей прозрачности указывает на очень непростую динамику водных масс и на ее зависимость от количества и качества взвесей. Структура полей прозрачности менее сложная в прилив, что обуславливается движением в южную часть Тугурского залива высокопрозрачных морских вод.

Исходя из данных о распределении прозрачности воды в Тугурском заливе во время прилива и отлива, можно сделать вывод о незначительном выносе морскими течениями взвешенных наносов из акватории залива. Вынос обломочного материала льдом играет более существенную роль в осадконакоплении в южной части залива и в формировании донного рельефа акватории.

Таким образом, одно из основных препятствий для формирования дельты в устье р. Тугур – вынос льдами взвешенных и влекомых наносов, поступающих с речным стоком.

#### *Особенности формирования русел приустьевых частей рек в зоне влияния приливов*

Большинство средних по размерам рек побережья пересекает приморские равнины и впадает в море одним руслом. Это реки Кутын и Эльгикан (Тугурский залив), Эльганде (зал. Константина), Сыран, Ульбан (Ульбанский залив), Усалгин (зал. Николая) и др. В нижнем течении они интенсивно меандрируют, образуя сложные излучины разных порядков, форм и размеров. При этом излучины достаточно устойчивы и не имеют следов активных преобразований.

Зимние наблюдения показали, что ледяной покров рек в зоне влияния приливов имеет своеобразное строение и весьма динамичен. Во время приливов лед взламывается по протяженным продольным трещинам, а при отливе вдоль русла

посередине образуется вал высотой до 2.5 м из стоящих вертикально или под большим углом обломков льдин разного размера. При этом вертикально стоящие ледяные глыбы местами располагаются также вдоль берегов. Трещинообразование сопровождается излиянием подледной воды, в результате чего повсюду в понижениях ледяной поверхности возникают наледи. Зимой этот процесс происходит многократно. В нижнем течении р. Тугур толщина слоя наледного льда на таких участках достигает 0.7 м.

Вдоль крутых берегов с обеих сторон русла при отливно-приливных явлениях лед постоянно взламывается с образованием относительно небольших обломков со сглаженными углами и ребрами размером от 10–20 см до 1.5 м. Некоторые из них имеют форму идеальных шаров. Эти обломки смерзаются и толстым слоем перекрывают береговой откос реки. Пустоты между обломками постепенно заполняются намерзающим льдом при поступлении воды во время прилива. Вся эта сложно построенная ледяная масса в виде массивного барьера плотно примерзает к берегу, предохраняя его от разрушения.

В течение зимы происходят постоянный рост барьеров и, соответственно, нарастание ледяной массы в руслах рек. Во время приливов при дроблении льда в реке отдельные глыбы выталкиваются вверх и в стороны на расстояние до 50 м от края русла. Размеры наиболее крупных обломков льда достигают 5 м в поперечнике. Ледяные глыбы образуют беспорядочно расположенные валы и рассеянные скопления за пределами речного русла.

Выталкиваемые из русла реки на прилегающую поверхность обломки льда насыщены терригенным материалом. При высоких приливах эти обломки примерзают к грунту, вмораживая в толщу льда прослойки и линзы толщиной до 30 см, состоящие из рыхлого материала подстилающих отложений. По данным измерений в низовьях р. Тугур, средняя величина рассеянных включений во льду – 1.5 г/кг.

По наблюдениям в низовьях рек Тугур и Кутын, крутые берега речного русла с обеих сторон продолжают протяженными вдоль реки слабо-наклонными приливными площадками шириной до 70 м. Морфологически они напоминают высокие поймы или речные террасы. В тыловой части уступом высотой в несколько метров площадки сочленяются с заболоченной поверхностью высокой поймы или приморской равнины. На них залегают слои плохо сортированного терригенного преимущественно суглинистого материала с включением гальки и небольших валунов. Наибольшей ширины такие площадки достигают непосредственно в устье реки и постепенно выклиниваются вверх по течению, протягиваясь на несколько километров. Подобные площадки вы-

явлены также в низовьях рек Эльганде в зал. Константина и Сыран в зал. Ульбанском.

Таким образом, образование площадок вдоль русел рек в зоне влияния приливов происходит в результате экзарационного воздействия глыб речного льда, выталкиваемого во время высоких приливов на прилегающую к руслу поверхность. Эти глыбы примерзают к грунту, захватывая большое количество подстилающих отложений. Во время отливов и весеннего половодья терригенный материал со льдом выносятся в море, образуя в результате подобие узкой поймы в прирусловой части реки.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Водный режим рек западного побережья Охотского моря и русловые процессы в них, особенно в нижнем течении, отличаются большим разнообразием, обусловленным геоморфологическими особенностями территории. Морфология устьевых участков русел рек определяется крупностью водотоков, уклонами днищ долин, составом аллювиальных отложений, влиянием морских приливов, своеобразным ледовым режимом, а также характером взаимодействия речного потока с морскими береговыми процессами.

Одна из основных причин, препятствующих формированию дельты в устье р. Тугур, – вынос льдами поступающих из ее бассейна взвешенных и влекомых наносов. Учитывая твердый сток р. Тугур, равный 235 800 т наносов в год, и то, что основная масса наносов осаждается вблизи устья реки в пределах подводной дельты на площади 30 км<sup>2</sup>, дно залива должно повышаться со средней скоростью ~4.0 мм/год. Эта величина близка к скорости снижения поверхности дна залива за счет выноса терригенного материала со льдом с осушки в пределах устьевой зоны приемного водоема в открытую часть Тугурского залива. Таким образом, ледовый перенос грунта препятствует образованию надводной дельты в устье р. Тугур, несмотря на ее довольно существенный сток наносов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арчиков Е.И., Степанова Л.Е., Майоров И.С. Роль ледовых образований в развитии береговых геосистем Охотского моря. Владивосток: Изд-во Дальневосточ. ун-та, 1989. 112 с.
2. Астахов А.С. Позднечетвертичное осадконакопление на шельфе Охотского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 140 с.
3. Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока. Л.: Гидрометеиздат, 1989. 183 с.
4. Горбунов А.О. Морфология и особенности динамики устьев рек о. Сахалин. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб.: РГПУ, 2012. 24 с.

5. *Забелина Э.К.* Миграция прорвы р. Охоты и влияние ее на динамику берега // Тр. океанографической комиссии. 1961. Т. 12. С. 67–72.
6. *Игнатов Е.И.* Береговые морфосистемы. Смоленск: Маджента, 2004. 362 с.
7. *Коротаев В.Н.* Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Географ. фак. МГУ, 2012. 540 с.
8. *Короткий А.М., Худяков Г.И.* Экзогенные геоморфологические системы морских побережий. М.: Наука, 1990. 216 с.
9. *Луначев Ю.В.* Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек // Тр. ГОИН. 1984. Вып. 172. С. 64–82.
10. *Махинов А.Н., Иванов А.В.* Гляциоморфолитогенез в устьях приливных рек юго-западной части Охотского моря // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Кн. 2. Апатиты: КНЦ РАН, 2001. С. 45–50.
11. *Махинов А.Н., Караванов К.П., Болдовский Н.В.* Современные геоморфологические процессы на побережье Японского моря и Татарского пролива в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса // Геоморфологическое строение и развитие зон перехода от континентов к океанам. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–60.
12. *Махинов А.Н., Крюкова М.В., Пронкевич В.В.* Ульяновский залив // Природа. 2017. № 8. С. 32–43.
13. *Михайлов В.Н., Горин С.Л.* Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. Т. 39. № 3. 2012. С. 243–257.
14. *Полунин Г.В.* Экзогенные геодинамические процессы гумидной зоны умеренного климата (физические аспекты экзогенных процессов). М.: Наука, 1983. 247 с.
15. *Степанова Л.Е.* Количественная оценка роли прибрежных льдов в динамике берегов Охотского моря // Экзогенное рельефообразование на Дальнем Востоке. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 90–97.
16. *Тарасов Г.А.* Количественная оценка терригенных включений морского льда в прибрежной зоне Баренцева моря // ДАН СССР. 1981. Т. 256. № 4. С. 936–938.
17. *Чалов Р.С.* Русловой режим рек Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1994. 336 с.
18. *Чувардинский В.Г.* Геолого-геоморфологическая деятельность припайных льдов (по исследованиям в Белом море) // Геоморфология. 1985. № 3. С. 70–77.
19. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития. М.: ГЕОС, 2007. 445 с.
20. *Dionne Jean-Claude* An estimate of shore ice action in a *Spartina* tidal marsh, St. Lawrence Estuary, Quebec, Canada // *J. Coast Res.* 1989. № 2. S. 281–293.
21. *Makhinov A.N., Ivanov A.V.* On a role of Sea Ice in morpholitegenesis of Okhotsk Sea coasts // The eighth int. Sympos. Okhotsk Sea. Mombetsu: Hokkaido Univ., 1993. P. 452–462.

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

УДК 551.468

**КАРБОНАТНАЯ СИСТЕМА ЭСТУАРИЕВ РЕК СЫРАН И УЛЬБАН  
(УЛЬБАНСКИЙ ЗАЛИВ ОХОТСКОГО МОРЯ)  
В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО ПАВОДКА<sup>1</sup>**© 2022 г. П. Ю. Семкин<sup>а</sup>, \*, П. Я. Тищенко<sup>а</sup>, Г. Ю. Павлова<sup>а</sup>, П. П. Тищенко<sup>а</sup>,  
С. Г. Сагалаева<sup>а</sup>, Е. М. Шкирникова<sup>а</sup>, М. Г. Швецова<sup>а</sup><sup>а</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
Владивосток, 690041 Россия

\*e-mail: pahno@list.ru

Поступила в редакцию 30.11.2021 г.

После доработки 12.04.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В период летнего паводка 2016 г. исследован комплекс химических характеристик, связанных с циклом углерода в эстуариях рек Сыран и Ульбан района Шантарского архипелага с общим расходом воды 194.7 м<sup>3</sup>/с. Зона смешения при солености <20‰ – источник CO<sub>2</sub> для атмосферы с рассчитанным потоком CO<sub>2</sub> до 112.7 ммоль м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>. При солености >20‰ наблюдается резкое увеличение толщины фотического слоя, доминирование фотосинтеза, в результате чего формируется поток CO<sub>2</sub> из атмосферы в воду величиной до 30 ммоль м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>. Представлен модельный поток CO<sub>2</sub> на границе вода/атмосфера при скорости ветра от 2 до 15 м/с для всей зоны смешения, воды которой в целом поглощают атмосферный CO<sub>2</sub>. Особенность изученного бассейна, в сравнении с исследованными ранее эстуариями рек Уда и Усалгин района Шантарского архипелага, – сочетание относительно низкого объема водного и твердого стока с относительно высоким потоком фосфора в минеральной и органической формах.

**Ключевые слова:** речной сток, эстуарий, карбонатная система, биогенные вещества, продукционно-деструкционные процессы.

DOI: 10.31857/S0321059622050145

**ВВЕДЕНИЕ**

Эстуариям, в их классическом понимании [34], отводится важная роль в биогеохимических преобразованиях углерода за счет высокой интенсивности продукционно-деструкционных процессов, несмотря на их относительно небольшие площади в масштабе Мирового океана [27]. Воды континентального шельфа поглощают преимущественно CO<sub>2</sub> из атмосферы [25]. Тем не менее воды зоны смешения (ЗС) – в пределах эстуарного барьера с соленостью до 8‰ [11] – обычно перенасыщены CO<sub>2</sub> и являются его источником в атмосферу [6, 28]. Процессы, связанные с микробной деструкцией органического вещества (ОВ), приводят к увеличению CO<sub>2</sub>, и, напротив, первичная продукция сопровождается потреблением растворенного CO<sub>2</sub>. Параметры карбонатной системы – H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>, pH, общая щелочность (ТА), парциальное давление углекислого

газа (pCO<sub>2</sub>) и растворенный неорганический углерод (DIC) (DIC = [CO<sub>2</sub>] + [HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>] + [CO<sub>3</sub><sup>-2</sup>]) – связаны друг с другом набором термодинамических соотношений и отражают направленность и интенсивность биогеохимических процессов в прибрежно-морских акваториях. Поэтому любое изменение одного параметра приводит к новому состоянию равновесия и в свою очередь влияет на химический состав и кислотно-основные свойства вод [12, 15, 31].

Получение сведений об эстуариях, находящихся в разных физико-географических условиях, важно для понимания роли прибрежно-морских бассейнов в глобальном углеродном бюджете. Водные объекты в районе Шантарского региона практически не подвержены антропогенной эвтрофикации, поскольку на берегах данного района расположены только небольшие поселки, промысловые фермы и сезонные предприятия по переработке лососей [9]. Гидрохимические исследования эстуариев этого района позволяют изучать естественные биогеохимические процессы в зоне смешения реки и моря и в определен-

<sup>1</sup> Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 21-55-53015 ГФЕН\_а) и в рамках госбюджета (темы 121-21500052-9 и 121021700346-7).

**Таблица 1.** Величины расходов воды (м<sup>3</sup>/с) для рек Шантарского региона

Река	Средний годовой расход воды	Средний расход воды в июле	Расход воды на пике паводка в июле 2016 г.
Уда	823	1736	7931
Ульбан	9.62	20.3	92.7
Сыран	10.6	22.4	102
Тугур	175	369	1686
Усалгин	37.4	78.9	360

ной степени распространять полученные знания на подобные водные объекты.

Предыдущие исследования в Шантарском регионе были ограничены измерениями характеристик в речных водах [5, 22, 23] или в отдельных частях ЗС реки и моря без учета потоков веществ с речным стоком [2, 36]. Существенно улучшилась биогеохимическая изученность этого района благодаря комплексной экспедиции, проведенной летом 2016 г. [18], некоторые результаты которой представлены в данной статье, другие опубликованы ранее [3, 10, 14, 17].

Цель данной работы – изучить процессы, связанные с биогеохимическим циклом углерода в общей устьевой области рек Сыран и Ульбан в период летнего паводка.

## ОБЪЕКТ И МЕТОДЫ

### *Климат и гидрологический режим*

Согласно данным ближайшего к району исследований поста в пос. Чумикан (расстояние от района исследований ~180 км), изучаемый водный объект находится в области с отрицательной среднегодовой температурой воздуха (–3.9°C). Средняя месячная температура воздуха в пос. Чумикан за многолетний период – с 1925 по 1960 г. – в июле и августе составляет 12.0 и 13.5°C соответственно. Средняя за многолетний период дата перехода суточной температуры через 0°C весной – 2 мая, а осенью – 18 октября [13].

Суммарное за год количество осадков на станции в с. Удском (расстояние от района исследований ~200 км) изменяется от 410 до 1195 мм за период наблюдений с 2010 по 2021 г. (архив погоды). Среднегодовая норма осадков за этот же период составила 735 мм, а сумма осадков в 2016 г. была 636 мм. Средняя сумма осадков за июль на станции в с. Удском за период с 2010 по 2021 г. составляет 113 мм, в то время как в июле 2016 г. эта величина достигла 208 мм. Таким образом, в июле 2016 г. наблюдалось почти двухкратное превышение среднемесячной нормы, а суммарное количество осадков за год было немного ниже среднемесячной величины.

Сезонная изменчивость атмосферных осадков определяет водный режим рек изучаемого региона, в котором выделяется зимняя межень, слабо выраженное весеннее половодье и значительные летние паводки [20]. Наиболее значимые водотоки Ульбанского залива – реки Сыран и Ульбан с площадью водосбора 852 и 753 км<sup>2</sup> соответственно [20]. Остальные реки залива (Итакан и Талим) имеют суммарную площадь водосбора ~400 км<sup>2</sup> [20].

Величины средних многолетних расходов за июль и максимальные расходы рек Сыран и Ульбан для 16 июля 2016 г. (табл. 1) рассчитаны по реке-аналогу – по данным наблюдений Гидрометслужбы на р. Уде (уровни и расходы воды на посту “станция Уда” в 1970–1980 гг. и уровни воды на посту “с. Удское” в 1970–1980 и 2008–2019 гг.). Представленные авторами статьи ранее величины максимальных расходов рек Уды и Усалгин [14] были занижены по сравнению с полученными в данной статье на основании скорректированных расчетов. Согласно этим расчетам, в июле 2016 г. на реках Шантарского региона наблюдался затяжной и относительно высокий паводок (табл. 1), при котором расход превышал в ~10 раз среднегодовую величину [20], отметки уровней в пик паводка были близки к наибольшим для многолетнего периода.

Шантарский регион – наиболее ледовитый в Охотском море; соответственно, летний температурный режим вод в исследуемом районе во многом определяется ледовым режимом, а также приливными явлениями и материковым стоком. В зависимости от ледовитости очищение ото льда исследуемого водного объекта может происходить с середины июня до второй половины августа [21]. В данной статье соленость и температура вод (рис. 1) представлены по результатам гидрологического зондирования [18].

Глубины в Ульбанском заливе ≤35 м, ширина залива между выходными мысами – 47 км, длина от вершины до выхода – 80 км (рис. 1). Высота приливов в кутовой части Ульбанского залива достигает 6 м, в результате чего формируются осушки шириной 2–2.5 км [9]. В динамике вод Ульбанского залива на фоне приливных течений

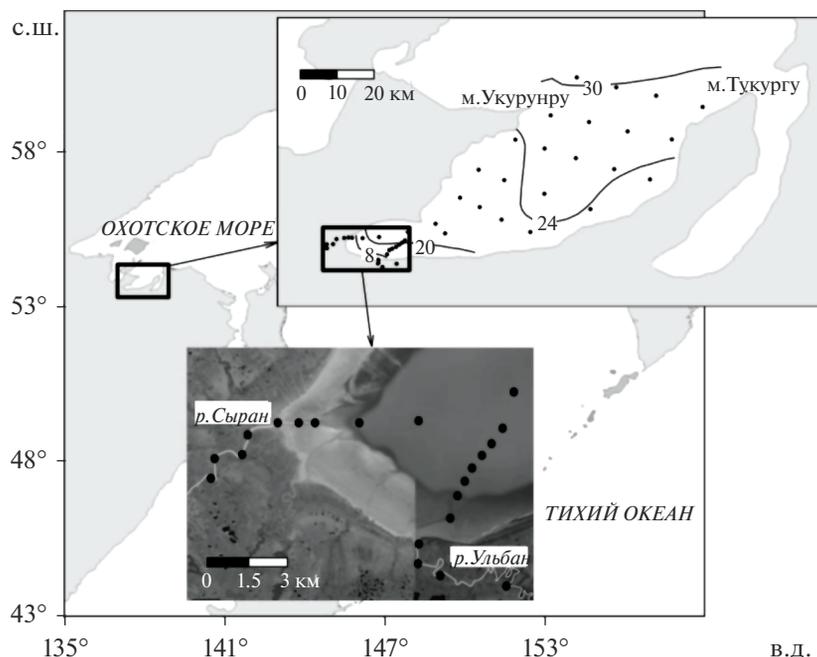


Рис. 1. Район исследований и схема расположения станций. Изолиниями указана соленость (‰).

выделяется антициклоническая циркуляция вод [21, 36].

#### Комплекс измеряемых характеристик

Представлены следующие данные: соленость, температура, pH, TA,  $p\text{CO}_2$  DIC, концентрации биогенных веществ в минеральной форме DIP (dissolved inorganic phosphorus), DSi (dissolved silicate), DIN (dissolved inorganic nitrogen) ( $\text{NO}_2^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{NH}_4^+$ ), сумма минеральной и органической форм азота и фосфора ( $N_{\text{общ}} = \text{DIN} + N_{\text{орг}}$ ;  $P_{\text{общ}} = \text{DIP} + P_{\text{орг}}$ ), растворенный органический углерод (РОУ), гуминовые вещества (ГВ) и взвешенные вещества (ВВ).

Работы в Ульбанском заливе были проведены 12–14 июля 2016 г. Для зондирования и отбора проб воды применялась шестипозиционная пробоотборная система воды SBE ECO-55 в комплекте с гидрологическим зондом SBE 19 PLUS, оборудованным датчиками давления, температуры, электропроводности, хлорофилла “а” и мутности. Концентрация  $\text{O}_2$  определялась с помощью оптического датчика кислорода на дополнительном зонде “Rinko-Profiler ASTD102” (“JFE Advantech”, Япония), который был откалиброван на основе данных, полученных методом Винклера. На глубинах < 15 м работы проводились на моторной лодке, при этом для зондирования использовали зонд “Rinko-Profiler ASTD102”, а для отбора проб воды – пятилитровые батометры

Нискина. Пробы воды отбирались с поверхностного (глубина 0–0.5 м) и придонного (0.3–0.7 м от дна) слоев воды и доставлялись на судно. В день отбора определялись: pH, TA, концентрация биогенных веществ в минеральной форме, фильтрация ВВ. Пробы на соленость,  $N_{\text{общ}}$  и  $P_{\text{общ}}$ , РОУ, ГВ, основной солевой состав анализировали в лаборатории гидрохимии ТОИ ДВО РАН. Анализ общего азота и фосфора выполнялся на автоматическом анализаторе “Skalar San++”. Содержание РОУ измерено на анализаторе “Shimadzu TOC-VCPN”. Концентрации макроионов измеряли методом ионно-обменной хроматографии на хроматографе “Shimadzu LC-20A”. Концентрацию ГВ определяли спектрофотометрическим методом на спектрофотометре “Shimadzu UV-3600”. Подробное описание методик можно найти в работах [4, 16, 19].

#### Расчет параметров карбонатной системы

Расчет проводился на основании измерений pH и TA [1] с учетом концентрации ГВ и с поправкой на органическую щелочность (“Organic alkalinity” (OA)) [15, 16, 19]. pH измеряли при температуре  $15 \pm 0.05^\circ\text{C}$  в проточной ячейке объемом ~80 см<sup>3</sup> безжидкостного соединения [15].

ЭДС измеряли с точностью до 0.1 мВ pH-метром “EA-920 Orion” с двумя высокоомными входами. Измерительными электродами были стеклянные комбинированный pH-электрод (Orion™ 8102) и натровый электрод Гомельского завода

(ЭСЛ-51-07). Значения  $pH_T$  по шкале “total hydrogen concentration scale” [29] рассчитывали на основе измеренной ЭДС ячейки [38]. Ячейка калибровалась в шкале pH Питцера с помощью буферного раствора TRIS–TRISHCl–NaCl, состав которого следующий:  $m_{TRIS} = m_{TRISHCl} = 0.04$  моль/(кг- $H_2O$ ),  $m_{NaCl} = 0.4$  моль/(кг- $H_2O$ ) [38]. Ошибка измерений pH при данном подходе оценивалась в пределах  $\pm 0.004$  ед. pH.

ТА определяется уравнением

$$\begin{aligned} TA = & [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] + \\ & + [HPO_4^{2-}] + 2[PO_4^{3-}] + [SiO(OH)_3^-] + \\ & + [HS^-] + 2[S^{2-}] + [NH_3] + \\ & + \dots - [H^+] - [HF] - [H_3PO_4] - [HSO_4^-]. \end{aligned} \quad (1)$$

Уравнение (1) включает в себя вычитание концентраций ионов водорода, гидросульфата, плавиковой и фосфорной кислот, поскольку это уравнение применяется к результатам титрования щелочности при низких значениях pH (<4). Однако использование метода Бруевича (1944 г.) прямым титрованием в открытой ячейке соляной кислотой (0.02N) со смешанным индикатором (метилоранж + метиленовый голубой) позволяет пренебречь вкладом этих членов.

Вклад ОА в ТА оценивался по измерениям концентрации ГВ:

$$OA = f_{HS} C_{HS} K_{HS} / (a_H + K_{HS}), \quad (2)$$

$f_{HS}$  – множитель перед концентрацией ГВ, получен из расчета: 1 г углерода ГВ дает 18 ммоль щелочности;  $K_{HS} = 10^{-7.3}$  – константа диссоциации ГВ [38];  $C_{HS}$  – концентрация ГВ в пробе, г/л. Измеренная ТА по методу Бруевича корректировалась на присутствие ОА, обусловленной ГВ:

$$TA_{\text{corr}} = TA - OA. \quad (3)$$

Дальнейшие расчеты параметров карбонатной системы (DIC,  $pCO_2$ ,  $pH_{in situ}$ ) выполнены с использованием  $TA_{\text{corr}}$  и  $pH_T$  на основе общеизвестной схемы и известных констант диссоциации в шкале “total hydrogen concentration scale” [30, 31].

#### Расчет потока $CO_2$ на границе вода/атмосфера

Поток  $CO_2$  ( $F$ ), ммоль  $CO_2$   $m^{-2}$   $сут^{-1}$ , на границе вода–атмосфера был рассчитан согласно [39]:

$$F = kK_0(pCO_{2, \text{water}} - pCO_{2, \text{air}}), \quad (4)$$

где  $k$  – скорость переноса  $CO_2$ ,  $см^{-1}$ ;  $K_0$  – растворимость  $CO_2$  при определенной температуре и солености, моль  $кг^{-1}$   $атм^{-1}$  [40];  $pCO_{2, \text{(water)}}$  – величина, рассчитанная по измеренным величинам pH и ТА в пробах воды [15, 16, 19];  $pCO_{2, \text{air}}$  – величина, принятая авторами статьи в 403 мкатм для

данного региона в 2016 г. Для расчета  $k$  существует набор эмпирических уравнений, при использовании которых рассчитанный  $F$  может отличаться более чем в два раза при скорости ветра 3.4 м/с [24]. Зафиксирована скорость ветра  $U$  с помощью судовой метеостанции и рассчитана  $k$  на основе эмпирической функции, предложенной в статье [39] и использованной в недавних публикациях для расчета  $F$  в сходных климатических условиях в Беринговом море [33, 37]:

$$k = 0.251U^2(Sc/660)^{-1/2}, \quad (5)$$

где  $U$  – скорость ветра, м/с;  $Sc$  – число Шмидта для  $CO_2$ , рассчитанное на основе уравнения, предложенного в работе [37]:

$$\begin{aligned} Sc = & 2116.8 - 136.25t + 4.7353t^2 - \\ & - 0.092307t^3 + 0.0007555t^4, \end{aligned} \quad (6)$$

где  $t$  – температура, °C, измеренная в поверхностном слое воды в момент отбора проб.

В расчетах использовали принятое для морской воды  $Sc = 660$ .

## РЕЗУЛЬТАТЫ

### Характеристики речной воды

В гидрохимическом составе исследованных рек отмечены низкие концентрации DIN, но относительно высокие концентрации  $N_{\text{общ}}$  для р. Ульбан (табл. 2). В р. Сыран наблюдаются повышенные по отношению к р. Ульбан концентрации DIP и  $P_{\text{общ}}$  (табл. 2). Речные воды характеризуются относительно высокими величинами  $pCO_2$  и РОУ. Главный компонент РОУ – ГВ. В р. Сыран получена относительно высокая концентрация взвеси (табл. 2).

### Параметры карбонатной системы в ЗС

В процессе продукции–деструкции ОВ происходит перераспределение параметров карбонатной системы воды.

Наибольшая величина  $pCO_2$  (2579 мкатм) наблюдалась при солености 1.5‰, которой соответствует наименьшая величина pH (6.87) (рис. 2а, 2б). С увеличением солености величина  $pCO_2$  уменьшается, а при солености >20‰ она становится ниже равновесной с атмосферой, достигая минимума в 181 мкатм (рис. 2а, 2б).

Наибольшая величина pH (8.34) обнаружена в придонных водах на глубине ~15 м при солености 30‰. В водах ЗС р. Ульбан величины pH систематически ниже, чем в водах ЗС р. Сыран.

ТА – консервативный параметр в отношении солености (рис. 2в), он рассматривается как мера буферной емкости бассейна [15]. Эта мера важна,

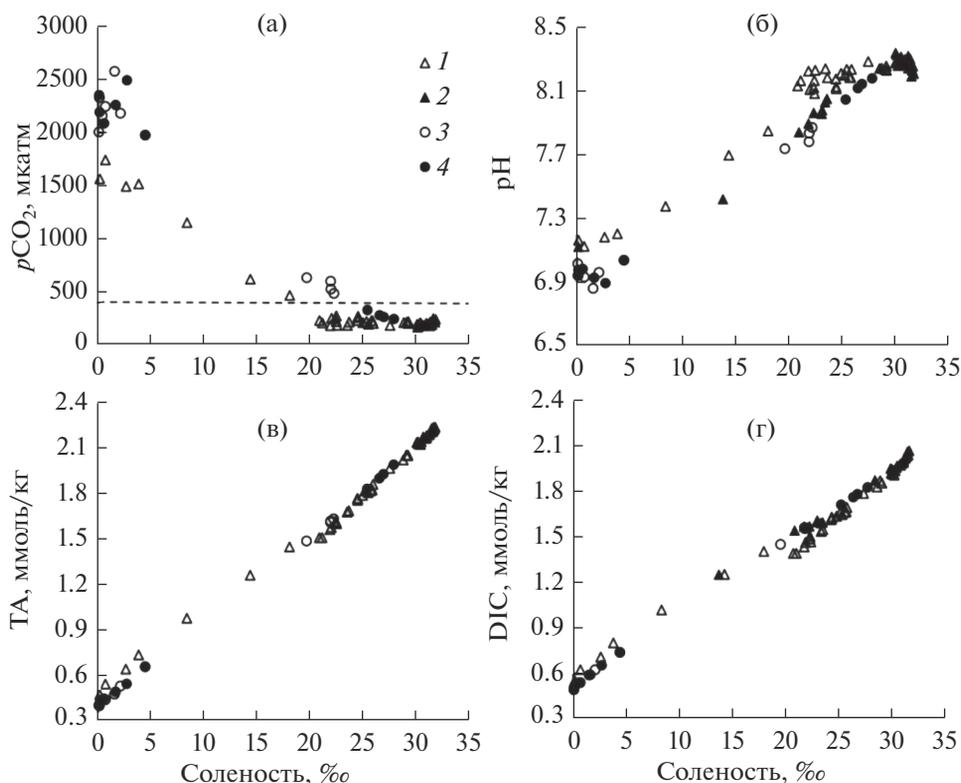
**Таблица 2.** Гидрохимические характеристики нижнего течения рек Сыран (14.07.2016) и Ульбан (26.07.2016) (DIP, P<sub>общ</sub>, N<sub>общ</sub>, Si, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup> – мкмоль/л; pH – pH<sub>in situ</sub> в шкале общей концентрации ионов водорода [29]; TA – мкмоль/кг; DIC – мкмоль/кг; POY – мгС/л; GB – мгС/л; BB – мг/л)

Река	DIP	P <sub>общ</sub>	Si	NO <sub>2</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NH <sub>4</sub> <sup>+</sup>	N <sub>общ</sub>
Сыран	3.56	5.4	128.2	0.28	0.02	4.5	12.4
Ульбан	1.56	1.9	163.7	0.23	0.37	3.8	19.4
	TA	pH	DIC	pCO <sub>2</sub>	POY	GB	BB
Сыран	473	7.17	554	1565	5.2	4.2	169
Ульбан	401	7.02	497	2007	9.5	7.8	42

так как область наибольшей интенсивности продукционно-деструкционных процессов – эстуарный барьер [11] – приходится на воды с относительно низкой соленостью и, соответственно, меньшей буферной емкостью по отношению к морским водам. Поэтому на фоне консервативной зависимости щелочности от солености параметры pH и pCO<sub>2</sub> часто имеют гораздо больший

диапазон изменчивости в ЗС, чем в морских водах [8, 15], что демонстрирует рис. 2.

Зависимость DIC–соленость отличается от зависимости TA–соленость более значимым разбросом точек относительно линии линейной регрессии, что объясняется продукционными и деструкционными процессами в эстуарии, поскольку один из компонентов DIC – растворен-



**Рис. 2.** Зависимость параметров карбонатной системы воды от солености. Пунктирная линия – равновесие с атмосферой pCO<sub>2</sub> (403 мкатм). 1, 2 – поверхностный и придонный слои воды соответственно в ЗС р. Сыран, 3, 4 – поверхностный и придонный слои воды соответственно в ЗС р. Ульбан.

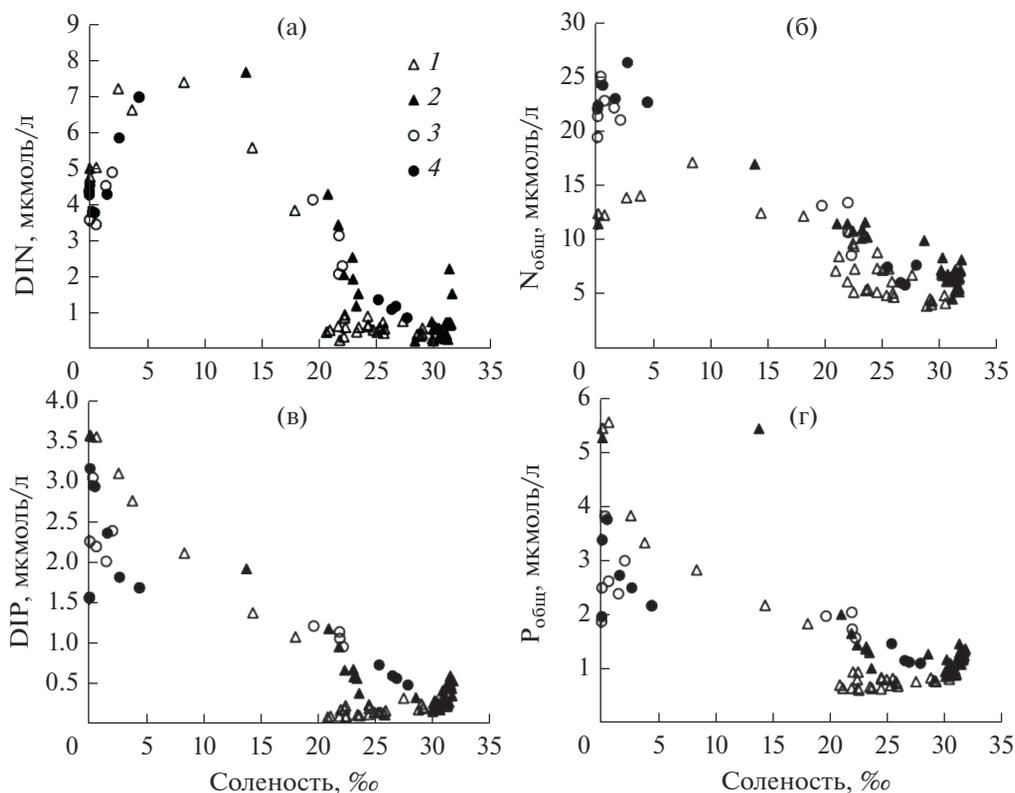


Рис. 3. Зависимость биогенных веществ от солёности. 1, 2 – поверхностный и придонный слои соответственно в ЗС р. Сыран; 3, 4 – поверхностный и придонный слои соответственно в ЗС р. Ульбан.

ный  $\text{CO}_2$  – не является компонентом ТА. В диапазоне солёности 20–24‰ происходило изъятие углерода из водной среды в поверхностном слое, что проявляется в отклонении DIC от линейной зависимости относительно солёности (рис. 2г).

#### Биогенные вещества в ЗС

Поступление основных биогенных веществ в значительной степени контролирует первичную продукцию прибрежных вод и, соответственно, параметры карбонатной системы. Для исследуемого бассейна (рис. 3) отмечены следующие закономерности: вдоль ЗС происходит снижение концентрации минеральных и органических форм биогенных веществ; при солёности 3–15‰ характерно повышение DIN; при солёности 20–30‰ наблюдалось почти полное изъятие DIN и DIP в поверхностном слое воды; при солёности >30‰ в придонных водах наблюдалось повышение DIN, DIP,  $P_{\text{общ}}$  и  $N_{\text{общ}}$ .

#### ОБСУЖДЕНИЕ

Изменение параметров карбонатной системы обуславливают пять главных причин: нагрев–охлаждение воды, адвекция вод разного химиче-

ского состава, продукция–деструкция ОВ, обмен  $\text{CO}_2$  на границе вода/атмосфера и осаждение–растворение карбоната кальция. В данной статье обсуждаются первые четыре фактора как наиболее значимые для эстуариев.

#### Влияние речного стока

Судя по распределению солёности, верхний 10-метровый слой Ульбанского залива подвержен речному распреснению вплоть до линии входных мысов (рис. 1). Это связано с тем, что для району Шантарского архипелага присущ продолжительный муссонный дождевой сезон с большим речным стоком. Площадь ЗС с диапазоном солёности 0.1–30‰ определена от входных мысов в Ульбанский залив (Укурнуру и Тукурну) (рис. 1) с помощью изображения “Google Earth” и составила 2200 км<sup>2</sup> при условии затопленных приливных осушек.

Потоки растворенных и взвешенных веществ, поставляемых реками Сыран и Ульбан в залив, можно рассчитать по соотношению:

$$F_i = QC_i, \quad (7)$$

$F_i$  – поток вещества  $i$ ;  $Q$  – расход воды в реке;  $C_i$  – концентрация вещества  $i$  в речных водах. Рассчи-

**Таблица 3.** Суточные потоки (т/сут) на пике паводка (16.07.2016) с речным стоком ( $\text{м}^3/\text{с}$ ) растворенного неорганического фосфора  $FDIP$ , азота  $FDIN$ , кремния  $FDSi$ , общего фосфора  $FP_{\text{общ}}$  и азота  $FN_{\text{общ}}$ , органического углерода  $FPOY$  и взвешенного вещества  $FVB$

Река	Расход	$FDIP$	$FP_{\text{общ}}$	$FDSi$	$FDIN$	$FN_{\text{общ}}$	$FPOY$	$FVB$
Сыран и Ульбан	194.7	1.36	1.95	68.4	1.08	3.7	122	1825.8
Уда	7931	4.25	6.37	2525	23.024	137.185	4385.5	13705
Усалгин	360	1.08	4.42	109.7	2.14	6.75	614	2830

таные потоки веществ со стоком рек Сыран и Ульбан при данном расходе и средней для двух рек концентрации веществ (табл. 2) представлены в табл. 3 совместно с потоком веществ в исследованных ранее реках. Также в табл. 3 приведены скорректированные потоки веществ со стоком рек Уды и Усалгин, рассчитанные ранее на основании заниженной величины расхода воды [14].

Соотношения расходов рек (Уда : Усалгин : Сыран и Ульбан), приведенных в табл. 3, — 1 : 22 : 41. Это же соотношение приблизительно сохраняется для  $FDSi$  (1 : 23 : 37) и в меньшей степени для  $FN_{\text{общ}}$  (1 : 10 : 21); для  $FPOY$  соотношение — 1 : 7 : 36; т. е. поток этих веществ в основном определяется объемом водного стока, и их поставка в ЗС рек Сыран и Ульбан будет наименьшей по отношению к ЗС в других заливах Шантарского региона. Потоки остальных веществ со стоком рек Уда : Усалгин : Сыран и Ульбан соотносятся так:  $FDIN$  — 1 : 11 : 21;  $FVB$  — 1 : 4.8 : 7.5;  $FDIP$  — 1 : 3.9 : 3.1;  $FP_{\text{общ}}$  — 1 : 1.4 : 3.2. Таким образом, поток минерального и органического фосфора со стоком Сырана и Ульбана сравним с потоком этих веществ со стоком Уды — крупнейшей реки данного района. При этом поток взвеси, ограничивающей толщину фотического слоя, со стоком Уды в 7.5 раз превышает поток со стоком Сырана и Ульбана, а объем водного стока Уды в 41 раз превышает расход воды Сырана и Ульбана. Полученные на основании рассчитанных потоков веществ соотношения, вероятно, характерны только для паводкового периода и могут существенно изменяться на протяжении летних месяцев.

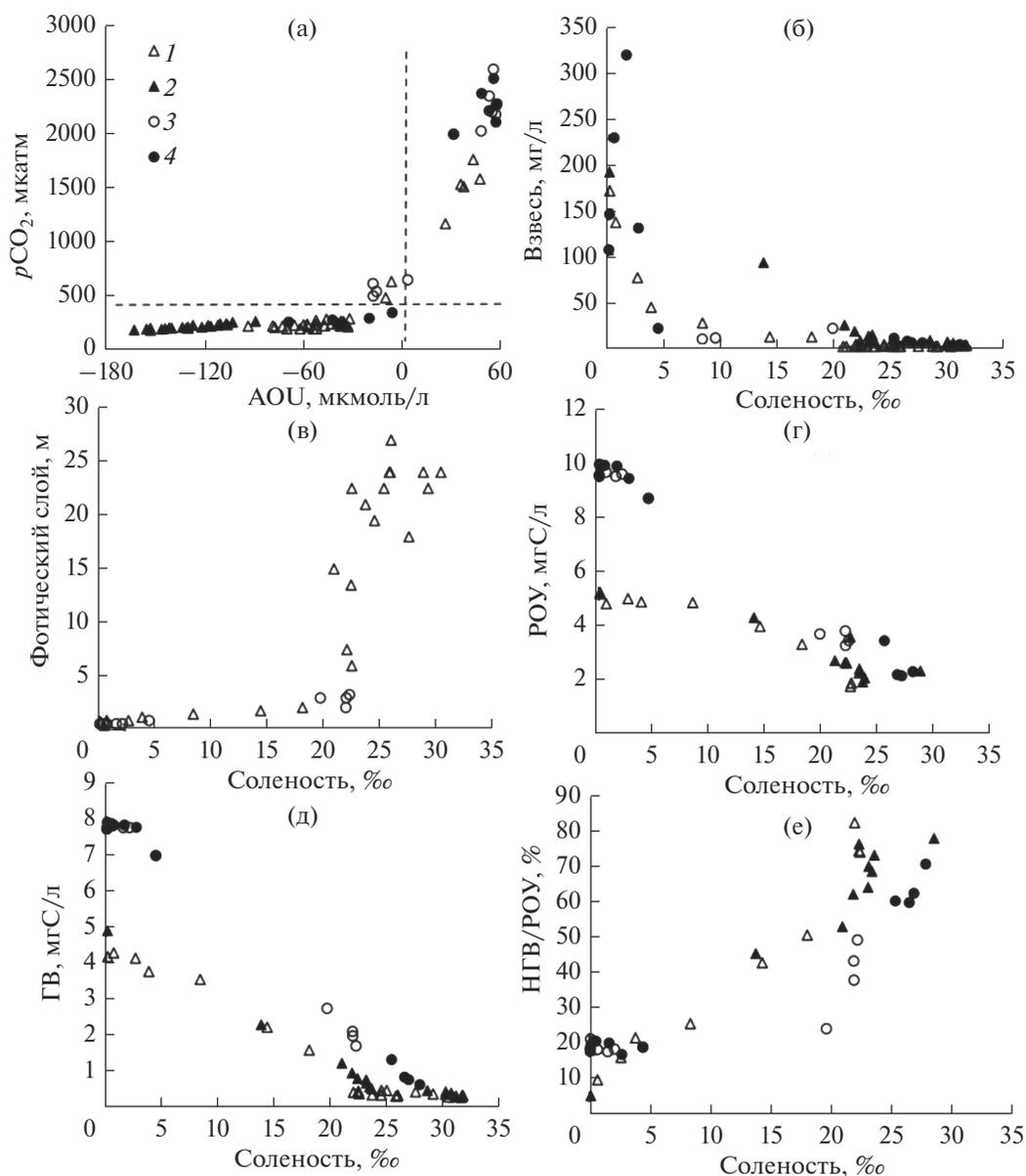
#### Баланс продукция—деструкция ОВ

Обратная зависимость между  $pCO_2$  и  $AOU$  =  $[O_2]_{\text{рав}} - [O_2]_{\text{изм}}$  (Apparent oxygen utilization — кажущееся потребление кислорода) на протяжении всей ЗС (рис. 4а) свидетельствует о том, что содержание  $CO_2$  контролируется в основном балансом продукции—деструкции ОВ. Скорость потребления  $O_2$  при аэробном бактериальном окислении определяется концентрацией ОВ в воде, поэтому на ранней стадии ЗС, при высоких значениях  $pCO_2$ , наблюдается также наибольшая величина  $AOU$ .

Размыв берегов в результате сильных течений и больших колебаний уровня из-за приливов способствует повышению мутности вод. Органические соединения и глинистые минералы в воде — главные естественные сорбенты для формирования флоккул в сорбционной системе маргинального фильтра [7]. В ЗС рек Сыран и Ульбан высокие концентрации этих веществ в речных и эстуарных водах на фоне интенсивной динамики вод, вероятно, способствуют экстремумам мутности при солености 1–3‰ (рис. 4б). Толщина фотического слоя резко возрастала для вод с соленостью >20‰ (рис. 4в) и была сравнима с глубиной бассейна. Поток взвеси в ЗС, вплоть до солености 20‰, приводит к тому, что фотический слой ограничен и скорость деструкции превосходит скорость продукции ОВ. В этом случае потребление  $CO_2$  при биологической продукции, несмотря на достаточно высокие концентрации биогенных веществ в среде, ограничено из-за ограничения фотического слоя (рис. 4). Для двух других приемных бассейнов Шантарского региона (Удская губа и зал. Николая) переход равновесных значений  $pCO_2$  происходит при большей солености — 24‰ [14].

Химический состав РОУ условно можно разделить на два класса — ГВ и негуминовые вещества (НГВ), содержание которых следующее:  $НГВ = РОУ - ГВ$ . По мере роста солености концентрации ГВ и РОУ снижаются (рис. 4г, 4д). Этот факт объясняется тем, что реки Ульбан и Сыран в нижнем течении протекают через торфяники [9], поэтому вклад ГВ в содержание РОУ на начальном этапе смешения речных и морских вод составляет 80–90% (рис. 4е). С увеличением солености доля ОВ негуминовой природы возрастает, что, возможно, связано с поступлением в среду полисахаридов, выделяемых фитопланктоном при фотосинтезе [32]. Интенсификация фотосинтеза в поверхностном слое вод с соленостью 20–25‰, судя по параметрам карбонатной системы (рис. 2), сопровождается неконсервативной зависимостью от солености доли негуминовой составляющей в РОУ (рис. 4е).

Таким образом, доминирование аэробного окисления на начальном этапе ЗС приводит к увеличению  $AOU$ ,  $pCO_2$ , DIC, DIN, DIP, ГВ и к уменьшению pH in situ, а доминирование фото-

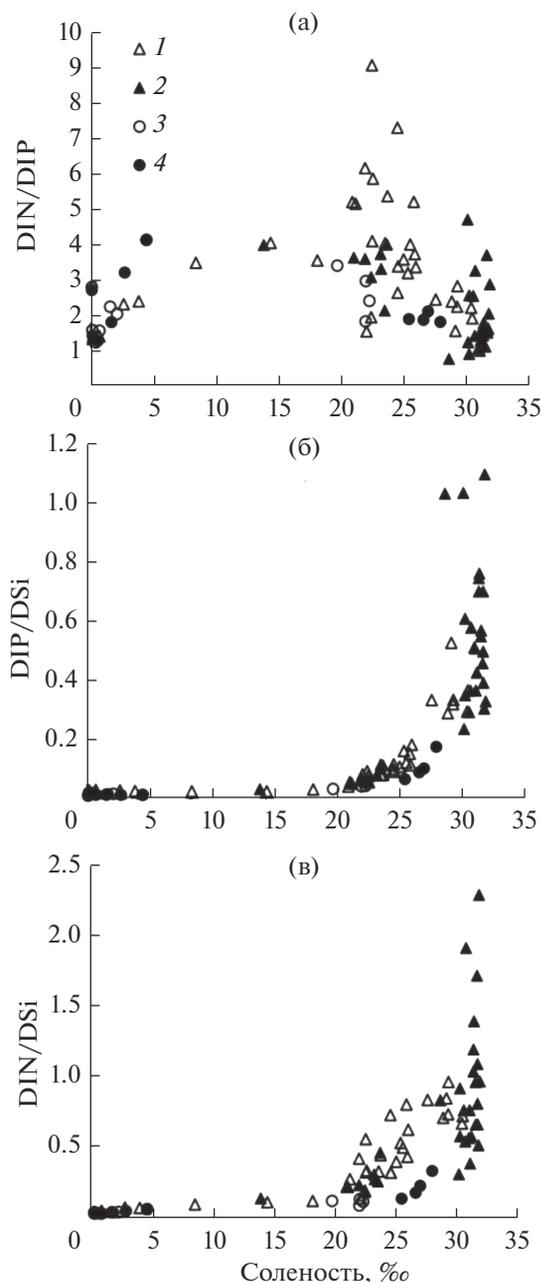


**Рис. 4.** Зависимость  $p\text{CO}_2$  от АОУ (а), концентрация взвеси (б), толщина фотического слоя (в), РОУ (г), ГВ (д) и процентное содержание НГВ в РОУ вдоль зоны смешения. 1, 2 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Сыран, 3, 4 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Ульбан.

синтеза микроводорослей – к противоположной картине при солёности  $>20\text{‰}$  (рис. 2–4).

Соотношения DIN, DIP и DSi в прибрежных водах используются в качестве индикаторов лимитирования первичной продукции и потенциального распространения микроводорослей [4]. DIN лимитирует продукцию ОВ, если  $\text{DIN}/\text{DIP} < 16$ , тогда как отношение  $> 16$  указывает на то, что DIP лимитирующий элемент [35]. Пониженное соотношение DIN/DIP наблюдалось на большей части ЗС, за исключением узкого диапазона 20–25.5‰, где данное соотношение достигало 9 (рис. 5а). Это указывает на то, что первичная

продукция в ЗС может быть ограничена DIN. Соотношения  $\text{DIP}/\text{DSi}$  и  $\text{DIN}/\text{DSi}$  контролируются главным образом поставкой силикатов с речным стоком. При интенсификации фотосинтеза в водах с солёностью  $>20\text{‰}$  становится существенным биологическое потребление силикатов диатомовыми водорослями (рис. 5б, 5в). Максимальные соотношения  $\text{DIP}/\text{DSi}$  и  $\text{DIN}/\text{DSi}$  в придонных водах с солёностью  $>30\text{‰}$ , вероятно, могут быть связаны с дополнительным потоком азота и фосфора из донных отложений в процессе деструкции осевшего на дно автохтонного ОВ.



**Рис. 5.** Соотношения биогенных веществ вдоль ЗС. 1, 2 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Сыран; 3, 4 – поверхностный и придонный слой воды соответственно в ЗС р. Ульбан.

#### Поток $CO_2$ в системе вода–атмосфера

Широкий диапазон изменения  $pCO_2$  в ЗС рек Сыран и Ульбан (181–2579 мкamt) характерен для многих эстуариев и не является экстремальным [25]. Наряду с разностью величин парциального давления  $CO_2$  моря и атмосферы ( $\Delta pCO_2$ ) определяющие факторы увеличения потока  $CO_2$  – скорость ветра, интенсивность перемешивания различных водных масс и температура воды. Напри-

мер, исследования азиатских, европейских и североамериканских эстуариев показали яркий контраст потоков  $CO_2$  из-за разной скорости ветра в прибрежных районах [26]. Авторы настоящей работы проводили исследования при низких скоростях ветра (<4 м/с) (табл. 4), поэтому данный фактор был малозначим. Растворимость  $CO_2$  сильно зависит от температуры, и при ее снижении от 20 до 0°C увеличивается почти вдвое. Поэтому на границе вода/атмосфера для охотоморских эстуариев с низкой температурой воды получены относительно высокие значения потоков  $CO_2$  при относительно небольшой величине  $\Delta pCO_2$  и малой скорости ветра (табл. 4) по сравнению с более теплыми водными объектами [26].

Из данных табл. 4 следует, что средняя величина  $FCO_2$  из атмосферы в воды с соленостью от 20 до 30‰, распространенных на площади бассейна  $\sim 20 \times 10^8 \text{ м}^2$  (рис. 1), составляет  $20.2 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ . Суммарный сток  $CO_2$  из атмосферы в воду для данной части ЗС составит  $\sim 41 \times 10^6 \text{ моль сут}^{-1}$  ( $20 \times 10^8 \text{ м}^2 \times 20.2 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ ) при средней скорости ветра 2.7 м/с. Для площади бассейна с соленостью поверхностных вод до 20‰ ( $\sim 2 \times 10^8 \text{ м}^2$ ) средняя величина потока составляет  $64.4 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ , а суммарный  $FCO_2$  в атмосферу –  $\sim 12.8 \times 10^6 \text{ моль сут}^{-1}$  ( $2 \times 10^8 \text{ м}^2 \times 64.4 \text{ ммоль м}^{-2} \text{ сут}^{-1}$ ). Таким образом, воды ЗС в период паводка в целом поглощают атмосферный  $CO_2$ , поскольку площадь вод бассейна с доминированием продукции ОВ в 10 раз превосходит площадь с доминированием деструкции ОВ.

Влияние скорости ветра на потоки  $CO_2$  можно оценить по уравнениям (4), (5), используя  $FCO_2$ , рассчитанные на основе реальной величины  $\Delta pCO_2$  (табл. 4) и гипотетического набора скоростей ветра: 5, 7, 10, 15 м/с (табл. 5). В этом расчете предполагается, что величина  $\Delta pCO_2$  с ростом скорости ветра существенно не меняется, поскольку величины  $pCO_2$  в поверхностном и в придонном слоях воды приблизительно равны, а приливное перемешивание компенсирует отток (либо поступление)  $CO_2$  на границе вода/атмосфера. Результаты, представленные в табл. 5, демонстрируют более чем 40-кратное увеличение суммарного потока  $CO_2$  в атмосферу и почти 20-кратное увеличение стока  $CO_2$  в воду при возрастании скорости ветра от 2 до 15 м/с.

#### ВЫВОДЫ

В середине лета на пике высокого паводка исследован комплекс химических характеристик, связанных с циклом углерода, на всем протяжении зон смешения рек Сыран и Ульбан.

**Таблица 4.** Соленость  $S$  (‰), температура воды  $t$  (°C), разность парциального давления  $\text{CO}_2$  –  $\Delta p\text{CO}_2$  (мкатм) между морем и атмосферой, скорость ветра  $U$  (м/с), скорость переноса газа  $k$  (см ч<sup>-1</sup>), коэффициент растворимости  $K$  (моль кг<sup>-1</sup>) и поток  $\text{FCO}_2$  на границе вода/атмосфера (ммоль м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>)

$S$	$t$	$\Delta p\text{CO}_2$	$U$	$k$	$K$	$\text{FCO}_2$
0.06	13.77	1604.7	2.2	1.03	0.051	83.6
0.09	14.22	1928.3	2.2	1.04	0.050	99.9
0.14	10.96	1162.5	2.2	0.95	0.056	61.9
0.35	14.31	1758.4	2.2	1.04	0.050	91.0
0.67	14.30	1845.3	2.2	1.04	0.050	95.6
0.67	12.22	1340.7	2.2	0.98	0.054	70.8
1.52	14.33	2176.3	2.2	1.04	0.050	112.7
2.07	14.61	1781.3	2.2	1.05	0.049	91.9
2.60	12.52	1092.1	2.2	0.99	0.053	57.5
3.80	12.62	1113.9	2.2	0.99	0.053	58.6
4.41	14.98	1575.4	2.2	1.06	0.048	80.9
8.34	12.49	750.3	2.2	0.99	0.053	39.5
14.29	11.95	216.2	2.2	0.98	0.046	9.7
18.01	12.12	64.1	2.2	0.98	0.046	2.9
19.59	15.49	230.2	2.2	1.07	0.040	10.0
20.79	12.21	-172.2	4.0	3.25	0.046	-25.5
21.82	6.90	-221.6	3.3	1.89	0.054	-22.8
21.94	10.63	-152.2	2.2	0.94	0.048	-6.9
22.30	10.35	-156.0	2.2	0.93	0.049	-7.1
22.37	9.30	-183.5	4.0	2.99	0.050	-27.6
22.38	11.08	-129.4	2.2	0.95	0.047	-5.8
22.44	6.45	-220.9	3.0	1.54	0.055	-18.7
23.42	5.02	-220.1	3.0	1.48	0.057	-18.6
24.41	9.70	-143.5	3.0	1.70	0.050	-12.1
25.22	7.38	-184.2	4.0	2.82	0.053	-27.8
27.43	1.91	-221.3	3.3	1.62	0.062	-22.4
28.71	5.17	-194.5	4.0	2.64	0.057	-29.3
29.00	3.53	-188.5	4.0	2.51	0.060	-28.2
30.33	4.30	-201.7	4.0	2.57	0.058	-30.3

**Таблица 5.** Модельный  $\text{FCO}_2$  на границе вода/атмосфера: средний с единицы площади – 1 м<sup>2</sup> (ммоль м<sup>-2</sup> сут<sup>-1</sup>) и суммарный для всей ЗС (моль сут<sup>-1</sup>) в исследуемом бассейне при разной скорости ветра (м/с)

Скорость ветра	Средний $\text{FCO}_2$ в ЗС <20‰	Средний $\text{FCO}_2$ в ЗС >20‰	Суммарный $\text{FCO}_2$ в атмосферу	Суммарный $\text{FCO}_2$ из атмосферы
2.2–4 (табл. 4)	64.5	-20.2	$12.8 \times 10^6$	$-41 \times 10^6$
5	332	-41.9	$66 \times 10^6$	$-83 \times 10^6$
7	652	-87.1	$130 \times 10^6$	$-174 \times 10^6$
10	1331	-177.8	$266 \times 10^6$	$-355 \times 10^6$
15	2995	-400	$599 \times 10^6$	$-800 \times 10^6$

Деструкционные процессы ОВ доминируют при солености <20‰, а доминирование продукционных процессов наблюдается при солености >20‰ за счет резкого увеличения толщины фотического слоя практически до дна бассейна.

В зоне смешения вод с доминированием гетеротрофных процессов  $p\text{CO}_2$  более чем в 6 раз превышает равновесное  $p\text{CO}_2$  с атмосферой. Наименьшее  $p\text{CO}_2$  установлено в поверхностном слое воды в диапазоне солености 20–25‰, где также наиболее контрастно проявилась неконсервативная зависимость DIC и pH от солености за счет интенсификации фотосинтеза.

Изученные зоны смешения в целом поглощают атмосферный  $\text{CO}_2$ .

Авторы выражают благодарность экипажу судна НИС “Профессор Гагаринский” рейса № 71 во главе с капитаном Э.А. Гавайлером, участникам лодочных работ В.М. Шулькину (ТИГ ДВО РАН) и А.О. Мизгину (ДВФУ), за ценные советы и консультации признательны В.В. Мельникову (ТОИ ДВО РАН).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бычков А.С., Павлова Г.Ю., Кропотов В.А. Карбонатная система // Химия морской воды и аутигенное минералообразование. М.: Наука, 1989. С. 49–111.
2. Дзюбан А.Н. Первичные продукционные процессы в воде Тугурского залива Охотского моря // Океанология. 2003. Т. 43. № 3. С. 383–392.
3. Жабин И.А., Лукьянова Н.Б., Дубина В.А. Влияние приливного перемешивания и речного стока на термохалинную структуру вод в районе Шантарских островов (Охотское море) // Метеорология и гидрология. 2020. № 10. С. 90–99.
4. Звалинский В.И., Недашковский А.П., Сагалаев С.Г. и др. Биогенные элементы и первичная продукция эстуария реки Раздольной // Биология моря. 2005. Т. 31. № 2. С. 107–116.
5. Золотухин С.Ф., Махинов А.Н., Канзепарова А.Н. Особенности морфологии и гидрологии нерестовых рек северо-западного побережья Охотского моря // Изв. ТИНРО. 2014. Т. 176. С. 139–154.
6. Колтунов А.М., Тищенко П.Я., Звалинский В.И. и др. Карбонатная система Амурского лимана и прилегающих морских акваторий // Океанология. 2009. Т. 49. № 5. С. 649–706.
7. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
8. Маккавеев П.Н. Изменчивость карбонатного равновесия вод Мирового океана: Авт. дис. ... док. геогр. наук. М.: ИО РАН, 2009. 51 с.
9. Махинов А.Н., Крюкова М.В., Пронкевич В.В. Ульбанский залив // Природа. 2017. № 8. С. 32–43.
10. Мельников В.В., Федорец Ю.В., Семкин П.Ю. и др. Гидробиологические особенности заливов Шантарского района в связи с летним нагулом полярных китов охотской популяции // Океанология. 2020. Т. 60. № 2. С. 244–249.
11. Михайлов В.Н., Горин С.Л. Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
12. Павлова Г.Ю. Карбонатная система как индикатор биогеохимических процессов в океане: Авт. дис. ... канд. хим. наук. Владивосток: ДВГУ, 2001. 24 с.
13. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 18. Северо-восток / Под ред. А.П. Муранова. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 592 с.
14. Семкин П.Ю., Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю. и др. Влияние речного стока на гидрохимические характеристики вод Удской губы и залива Николая (Охотское море) в летний сезон // Океанология. 2021. Т. 60. № 3. С. 387–400.
15. Тищенко П.Я. Кислотно-основное равновесие в морских и эстуарных водах: Автореферат дис. ... док. хим. наук. Владивосток: Ин-т химии ДВО РАН, 2007. 53 с.
16. Тищенко П.Я., Вонг Ч.Ш., Волкова Т.И. и др., Карбонатная система эстуария реки Раздольной (Амурский залив Японского моря) // Биология моря. 2005. Т. 31. № 1. С. 51–60.
17. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Тищенко П.П. и др. Гидрохимические исследования в заливе Академии (Охотское море) // Океанология. 2022. Т. 62. № 1. С. 98–111.
18. Тищенко П.Я., Лобанов В.Б., Шулькин В.М. и др. Комплексные исследования прибрежных акваторий Японского и Охотского морей, находящихся под влиянием речного стока (71-й рейс научно-исследовательского судна “Профессор Гагаринский”) // Океанология. 2018. Т. 58. № 2. С. 340–342.
19. Тищенко П.Я., Чичкин Р.В., Ильина Е.М. и др. Измерение pH в эстуариях с помощью ячейки безжидкостного соединения // Океанология. 2002. Т. 42. № 1. С. 32–41.
20. Хабаровский край и Еврейская автономная область: Опыт энцикл. геогр. слов / Под ред. И.Д. Пензина. Хабаровск: Приамурское геогр. о-во, 1995. 327 с.
21. Хлоев Г.С. Некоторые особенности гидрологического режима Шантарского района // Вопросы океанографии. Тр. ДВНИГМИ. Вып. 011. Л.: Гидрометеоздат, 1960. С. 70–81.
22. Шестеркин В.П. Гидрохимия рек южной части о Феклистова (Шантарские острова) // Тихоокеанская геология. 2015. Т. 34. № 5. С. 108–110.
23. Шестеркина Н.М., Таловская В.С. Особенности формирования химического состава водотоков бассейна Тугурского залива Охотского моря // География и природные ресурсы. 2010. № 2. С. 99–105.
24. Akhtar Sh., Equeenuddin S.M., Bastia F. Distribution of  $p\text{CO}_2$  and air-sea  $\text{CO}_2$  flux in Devi estuary, eastern India // Appl. Geochem. 2021. V. 131. 105003.
25. Chen C.T., Borges A.V. Reconciling opposing views on carbon cycling in the coastal ocean: Continental shelves as sinks and near-shore ecosystems as sources of atmo-

- spheric CO<sub>2</sub> // Deep Sea Res. Pt II. Topical Studies in Oceanog. 2009. V. 56. Iss. 8–10. P. 578–590.
26. *Chen C.T., Huang T.H., Chen Y.C. et al.* Kang Air–sea exchanges of CO<sub>2</sub> in the world’s coastal seas // Biogeo- sci. 2013. V. 10. Iss. 10. P. 6509–6544.
27. *Crossland C.J., Kremer H.H., Lindeboom H.J. et al.* Coastal Fluxes in the Anthropocene. Berlin: Springer, 2005, 231p.
28. *Cai W.J.* Estuarine and coastal ocean carbon paradox: CO<sub>2</sub> sinks or sites of terrestrial carbon incineration? // Annu. Rev. Mar. Sci. 2011. V. 3. P. 123–145.
29. *Dickson A.G.* pH scales and proton-transfer reactions in saline media such as sea water // Geochim. Cosmo- chim. Acta. 1984. V. 48. P. 2299–2308.
30. *Dickson A.G., Millero F.J.* A comparison of the equilib- rium constants for the dissociation of carbonic acid in seawater media // Deep-Sea Res. 1987. V. 34. Iss. 10. P. 1733–1743.
31. *Dickson A.G., Sabine C.L., Christian J.R.* Guide to Best Practices for Ocean CO<sub>2</sub> Measurements. PICES Spe- cial Publ. 2007. (3). 191 p.
32. *Passow U., Shipe R.F., Murray A. et al.* The origin of transparent exopolymer particles (TEP) and their role in sedimentation of particulate matter // Cont. Shelf Res. 2001. V. 21. Iss. 4. P. 327–346.
33. *Pipko I.I., Pugach S.P., Luchin V.A. et al.* Surface CO<sub>2</sub> system dynamics in the Gulf of Anadyr during the open water season // Continental Shelf Res. 2021. V. 217. 104371.
34. *Pritchard D.W.* What is an estuary: a physical viewpoint // Estuaries. Washington: Am. Ass. Adv. Sci., 1967. Publ. 83. P. 3–5.
35. *Redfield A.C., Ketchum B.H., Richards F.A.* The influ- ence of organisms on the composition of seawater // The Sea / Ed. *M.N. Hill*. N. Y.: Intersci., 1963. V. 2. P. 26–77.
36. *Rogachev K.A., Carmack E.C., Foreman M.G.G.* Bow- head whales feed on plankton concentrated by estuarine and tidal currents in Academy Bay, Sea of Okhotsk // Continental Shelf Res. 2008. V. 28. Iss. 14. P. 1811– 1826.
37. *Sun H., Gao Zh., Qi D. et al.* Surface seawater partial pressure of CO<sub>2</sub> variability and air-sea CO<sub>2</sub> fluxes in the Bering Sea in July 2010 // Continental Shelf Res. 2020. V. 193. 104031.
38. *Tishchenko P.Y., Kang D.-J., Chichkin R.V. et al.* Appli- cation of potentiometric method using a cell without liquid junction to underway pH measurements in sur- face seawater // Deep Sea Res. Pt I. 2011. 58. P. 778– 786.
39. *Wanninkhof R.* Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean revisited // Limnol. Oceanogr.: Methods, 2014. V. 12. P. 351–362.
40. *Weiss R.F.* Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non-ideal gas // Mar. Chem. 1974. V. 2. P. 203–215.

---

**СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ГИДРОЛОГИИ  
УСТЬЕВ РЕК (К 90-ЛЕТИЮ В.Н. МИХАЙЛОВА)**

---

УДК 556.54:528.8

**ИССЛЕДОВАНИЕ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ ПО КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ**

© 2022 г. В. И. Кравцова\*

*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,  
Москва, 119992 Россия**\*e-mail: valentinamsu@yandex.ru*

Поступила в редакцию 14.11.2021 г.

После доработки 26.01.2022 г.

Принята к публикации 29.03.2022 г.

Дан обзор совместных исследований кафедры гидрологии суши и лаборатории аэрокосмических методов географического факультета МГУ по изучению динамики речных дельт на основе космических снимков. Изложены основные положения методики исследования динамики дельт, связанной с выбором разновременных космических снимков, обеспечением их геометрической, спектральной, содержательной сопоставимости; охарактеризовано соотношение визуальных и автоматизированных методов обработки снимков. Приведена краткая характеристика фонда необходимых космических снимков и карт. Обсуждены результаты исследования долговременной динамики дельт по старым картам и современным снимкам (дельта Дуная), изучения динамики дельт, связанной с изменением климата (Лена, Енисей, Северная Двина), с крупномасштабными колебаниями уровней Аральского и Каспийского морей (Амударья, Урал, Терек, Сулак, Кура) и с интенсивным хозяйственным освоением (Дунай), а также мониторинга переформирования дельт при изменении направления речного стока (Хуанхэ).

*Ключевые слова:* устья рек, сток наносов, дельтоформирование, динамика дельт, разновременные космические снимки, изменение климата.

DOI: 10.31857/S0321059622050078

**ВВЕДЕНИЕ**

Созданная В.Н. Михайловым московская школа исследования устьевых областей рек и происходящих в них процессов рассматривает устья как особые географические объекты, динамично развивающиеся под влиянием речных и морских факторов. Речные факторы, преимущественно аккумуляция приносимых реккой наносов, и морские, главным образом способствующие размыву отложений, находятся в постоянном взаимодействии, а формирующиеся устьевые формы динамичны, меняются со временем в зависимости от соотношения этих факторов. Взаимодействие реки и приемного водоема, проявляющееся в формировании различных типов устьевых областей, нашло отражение в разработанных В.Н. Михайловым и С.Л. Гориним новых принципах районирования и типизации устьев рек [25]. В связи с этим особое внимание уделяется исследованиям динамики дельт, позволяющим по серии временных срезов судить о стадии развития дельты, а значит и о возможном состоянии дельты в будущем, что необходимо учитывать при хозяйственном использовании территории. Исключительное значение динамического аспекта в исследованиях дельт отражает и подзаголовок классической мо-

нографии В.Н. Михайлова об устьях рек России: “Прошлое, настоящее и будущее” [24].

Интерес к исследованиям дельтоформирования всегда отличал российскую школу изучения устьев рек, но возможности картографической фиксации динамики дельт были достаточно ограниченными в связи с необходимостью применения трудновыполнимых специальных гидрографических съемок или использования топографических карт, появившихся на основе инструментальных съемок лишь с середины XIX в. Тем не менее в отдельных случаях такую работу удавалось выполнить. В качестве одного из примеров можно назвать замечательные многовременные серии схем динамики дельт Сулака, Куры, включающие до 11 временных срезов, в [24, 33].

Появление космической съемки и ее регулярное выполнение коренным образом изменило ситуацию и открыло широкие возможности изучения динамики дельт. Они реализованы в совместных работах кафедры гидрологии суши и лаборатории аэрокосмических методов кафедры картографии и геоинформатики географического факультета МГУ. Эта лаборатория, сотрудничавшая с Институтом космических исследований РАН, участвовала в разработке методов космической съемки и

ее применения в географических исследованиях. Здесь были созданы и изданы на трех языках (при международном сотрудничестве, по линии Совета Интеркосмос) атласы по дешифрированию новых для географов многозональных снимков [3]. Среди изучаемых по снимкам объектов были и речные дельты. Один из начальных снимков, полученных сразу после запуска в 1972 г. первого американского ресурсного спутника ERTS (впоследствии – спутник Landsat, ставший основным в исследованиях земной поверхности), охватывал дельту Дуная и сразу был использован для изучения ее динамики при сравнении со старыми картами [21]. С накоплением с 1970-х гг. материалов космической съемки выполнены исследования резко изменявшихся при усыхании Арала дельт Амударьи и Сырдарьи, реакции дельт Терека, Сулака, Куры на колебания уровня Каспия. На этом этапе последовало предложение кафедры гидрологии суши о совместных работах по изучению динамики дельт на основе космических снимков. В.Н. Михайлов обратился к автору статьи с просьбой на основе накопленного опыта работы с космическими снимками обобщить методику их использования для анализа динамики дельт. Сотрудничество началось с этой заказанной статьи, опубликованной в 2001 г. [6], которую и сейчас можно рассматривать как основное рамочное руководство по анализу динамики дельт на основе космических снимков. С тех пор кардинально изменились снимки, стало высоким их пространственное и спектральное разрешение, увеличилась повторяемость съемок, ставших регулярными, расширились возможности доступа к ним, а методы работы со снимками решительно перешли на уровень автоматизации. Однако главные методические положения исследований динамики дельт по разновременным материалам съемок, сформулированные при преимущественно визуальных методах работы со снимками, оказались актуальными и в новых условиях. Задача настоящей статьи – представить в обобщенном виде методику исследования динамики дельт, выявить ее особенности при различных направлениях исследований в зависимости от факторов динамики, показать значительное разнообразие используемых методических приемов и картографического представления динамики дельт, отразить главные научные результаты исследований.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ – ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ

При исследованиях динамики дельт по разновременным космическим снимкам важнейшая задача – правильный выбор снимков. Сравнимые снимки должны быть получены при одинаковом или близком уровне воды в реке, с учетом многолетних колебаний уровня. Изучению мно-

голетних изменений не должны мешать сезонные и кратковременные колебания уровня воды. Поэтому необходимо использовать снимки, полученные в период летней межени и при отсутствии сгонно-нагонных явлений. В случае приливных дельт сложно обеспечивать одинаковую или близкую фазу прилива–отлива на сравниваемых снимках.

Важнейший элемент методики – обеспечение сопоставимости используемых материалов – геометрической, спектральной, содержательной. Геометрическая сопоставимость обеспечивается приведением разновременных материалов к общей проекции и масштабу. Спектральная сопоставимость предусматривает использование для сравнения снимков в близких спектральных зонах (как правило, это зоны ближнего инфракрасного диапазона, обеспечивающего наилучшую делимость воды и суши по яркости изображения). Содержательная сопоставимость снимков достигается близкой зоной спектра и близким разрешением сравниваемых изображений. Обеспечение сопоставимости особенно важно в случае использования разновременных снимков с разных спутников, полученных различными съемочными системами, например, ставшее типичным использование снимков Sentinel, характеризующих современное состояние дельты, и снимков Landsat 1970–1980-х гг.

Основной фонд материалов для исследования изменений дельт включает в себя, помимо космических снимков, картографические источники – материалы государственных топографических съемок, по которым возможно изучение динамики любых районов России начиная со столетней карты Российской империи масштаба 1 : 840000, составленной на основе съемок Генерального межевания и съемок губернских правлений. Особо значимы реально используемые гидрологами составленные Корпусом военных топографов по материалам крупномасштабных мензульных съемок трехверстная (1 : 126000) и Специальная десятиверстная (1 : 420000) карты Европейской России; последняя, на 152 листах, была завершена к 1871 г. и переиздавалась до 1930-х гг. К 1942 г. на основе аэрофотосъемки созданы карты масштаба 1 : 100000 Европейской части СССР, к середине 1950-х гг. – аналогичные карты всей территории СССР, а в конце 1980-х гг. завершено картографирование страны в масштабе 1 : 25000.

С развитием дистанционных методов исследований к фонду картографических материалов с 1930-х гг. добавляются аэрофотоснимки, а с 1960-х гг. – космические снимки. Съемка территории всей страны в 1980-х гг. с отечественных спутников системы “Ресурс-Ф”, с которых получали детальные фотографические снимки (масштаб 1 : 1 000 000 с разрешением 20–30 м и

1 : 200000 с разрешением 10 м), потенциально обеспечивает составление базовых карт для последующего мониторинга состояния дельт, а регулярная передача снимков спутниками оперативной съемочной системы “Ресурс-О” (сканеры среднего (140–170 м) и высокого (35–45 м) разрешения) открывает возможность исследования межгодовой и сезонной динамики дельт в последние десятилетия. С начала 1970-х гг. к ним добавляются регулярно получаемые сканерные снимки с американских спутников Landsat (с 1972 г. с разрешением 80 м, а с 1984 г. – 30 м), вначале дорогие, а теперь получившие свободное распространение. Начало XX в. характеризуется кардинальным улучшением пространственного и спектрального разрешения космических снимков, расширением круга стран, ведущих космическую съемку, облегчением доступа к снимкам и их выбора для конкретных видов исследований. В числе других материалов для изучения современного состояния дельт наибольшее значение приобретают начавшие поступать с 2013 г. снимки с европейского спутника Sentinel с усовершенствованными спектральными каналами, разрешением в важнейших из них до 10 м, высокой повторяемостью съемки и возможностью свободного доступа к ним.

Методы исследования динамики дельт варьируют при различных сочетаниях исходных материалов – разновременных карт и снимков. Геоинформационные технологии позволяют сравнивать разновременные изображения непосредственно на экране компьютера с использованием операций “оверлей” (открытие части одного изображения над другим с помощью “шторки” или “окна”, поочередное изменение прозрачности изображений). Совмещение полутонового изображения снимка в растровом формате и графического изображения карты в векторном формате осуществляется в программных пакетах ERDAS, IDRISI, EPPL-7, ARCVIEW, ARCGIS, QGIS.

Совмещение на экране двух или нескольких полутоновых изображений обычно приводит к сложному смешению тонов, дает нечитаемое, с трудом дешифрируемое изображение. Чтобы обеспечить лучшее восприятие, прибегают к предварительной подготовке сравниваемых изображений, упрощают их; например, разделяют методами яркостного квантования самые главные объекты – сушу и воду, для чего обычно используют снимки в ближней инфракрасной зоне. При совмещении двух таких разновременных изображений, окрашенных в контрастные цвета (например, синий и красный), этими цветами выявляются участки изменений береговой линии – появления воды на месте суши или появления суши на месте воды.

При работе с серией разновременных снимков с одного спутника возможен также синтез цветного изображения с использованием в качестве исходных “зональных” изображений снимков за разные даты в одной и той же спектральной зоне. Этот метод эффективен в случае значительных изменений четко выраженных объектов. Например, так удалось наблюдать на одном изображении рост и перемещение в последние два десятилетия Сулакской косы, отделяющей бух. Сулак севернее одноименной дельты.

С развитием геоинформационных исследований стали использовать алгоритмы классификации объектов по разновременным снимкам, идея которых – выделение разных типов изменений природных и хозяйственных объектов, что представляет довольно сложную задачу. Более простым, хотя и требующим длительной работы, оказывается путь поочередного дешифрирования разновременных снимков (визуального или на основе компьютерной классификации) с последующим сравнением результатов дешифрирования, которое в свою очередь также может выполняться на основе автоматизации. Объективное автоматизированное количественное определение произошедших изменений необходимо сочетать с содержательным визуальным дешифрированием изменений дельты.

Изучение динамики дельт в долговременном аспекте (многовековой динамики) бывает возможно при использовании одиночных снимков, на которых косвенно отображаются этапы формирования дельты, зафиксированные в формах рельефа и чертах ландшафта территории. В этом случае используется индикационное дешифрирование, которое выполняется высококвалифицированным специалистом с привлечением материалов полевых исследований, палеогеографических данных. В итоге составляются карты истории формирования дельты.

Результаты анализа разновременных карт и снимков могут быть представлены в различной картографической форме начиная от серий простых разновременных карт береговой линии и гидрографической сети, карт изменения площади дельты (с выделением участков ее нарастания, размыва или затопления) и изменений гидрографической сети и кончая более сложными картами динамики природных и антропогенных ландшафтов дельты. Легенды таких карт обычно предусматривают разделение всех объектов на неизменившиеся и претерпевшие изменения; для последних целесообразно указывать их прежнее и современное состояние. Наибольшую четкость восприятия обеспечивает матричная легенда, в которой по диагонали матрицы располагаются неизменившиеся объекты, а по разные стороны от нее – разнонаправленные изменения (в сторо-

ну гидроморфизации и ксерофитизации ландшафтов). Предложены компьютерные технологии создания таких карт. Особый тип карт динамики дельт, создаваемых по результатам индикационного дешифрирования и палеогеографических исследований, — карты, отражающие историю формирования дельт.

### ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ

Рассмотренные выше варианты различных методик исследования динамики дельт по космическим снимкам реализованы в многолетних работах автора, выполнявшихся по инициативе и под руководством В.Н. Михайлова. Они охватили более десятка дельт, изменения которых определялись различными факторами и исследовались за разные временные интервалы. Исследования динамики изменялись также в связи с развитием методов космической съемки.

Появление в начале 1970-х гг. космических снимков достаточно высокого разрешения при охвате, обеспечивающем отображение дельты в целом, дало толчок исследованиям долговременной (вековой) динамики дельт на основе сопоставления появившихся снимков, отражающих современное состояние дельт, со старыми картами. Оптимальными из инструментально зафиксировавших состояния дельт в прошлом признаны карты, созданные Корпусом военных топографов в середине — второй половине XIX в., сравнение с которыми обеспечивает изучение вековой динамики. Вначале главным была именно фиксация произошедших изменений, а затем анализировались их причины.

Мощным стимулом к исследованиям динамики дельт стали климатические изменения в системе планеты Земля — потепление климата, вызвавшее отклик во всех компонентах ее экосистемы. Особенно сильно оно проявилось в Арктике, что определило интерес к исследованиям динамики дельт северных рек. В этом случае целесообразны длительные периоды между датами фиксации изменений, в течение которых изменения могли бы проявиться наилучшим образом. Поэтому исследователи обращаются к привлечению старых карт, создававшихся до космических исследований, к сравнению их с появившимися космическими снимками, которые в свою очередь сравниваются с наиболее современными съемочными материалами.

Особый интерес представляют исследования, связанные с природными катастрофами — Аральским кризисом, падением уровня Аральского моря с 1960-х гг., непосредственно связанным с умеренным использованием стока рек Амударья и Сырдарья и состоянием их дельт, фиксирован-

шимся космическими снимками. Подъем уровня Каспия в 1977—1995 гг. после длительного периода его падения в первой половине XX в. вызвал мощный всплеск исследований каспийских дельт, на примере которых оказалось возможным моделировать реакцию береговых зон и дельт рек на изменения уровня Мирового океана, ожидаемые при потеплении климата. Важно, что космическими съемками было обеспечено исследование динамики каспийских дельт на разных стадиях: в 1978—1995 гг. подъема на 2.3 м, затем к 2003 г. опускания на 0.5 м и последующих колебаний уровня около —27 м.

Развитие космических съемок и накопление их материалов побудило исследовать изменения за различные периоды, например, по интервалам в десятки лет, что было наиболее актуальным для районов динамичного хозяйственного освоения территории дельт.

Регулярность выполнения космической съемки с одного и того же спутника обеспечила возможность длительного квази-ежегодного мониторинга в районах проведения в дельтах крупных гидротехнических мероприятий, например при искусственном изменении направления стока, что в свою очередь обуславливает быстрые изменения дельт; стало возможным детально наблюдать процессы формирования новых дельтовых лопастей и размыва старых.

В соответствии со столь широким спектром задач проведенные исследования динамики дельт распределились по следующим направлениям:

исследования долговременной динамики дельт по старым картам и современным космическим снимкам;

исследования динамики дельт в связи с потеплением климата при сравнении топографических карт с космическими снимками и по разновременным космическим снимкам;

исследования динамики дельт при колебаниях уровня моря по разновременным космическим снимкам на разные фазы колебаний уровня;

мониторинг состояния дельт с интервалом в десятилетия в районах активного хозяйственного освоения территории дельт;

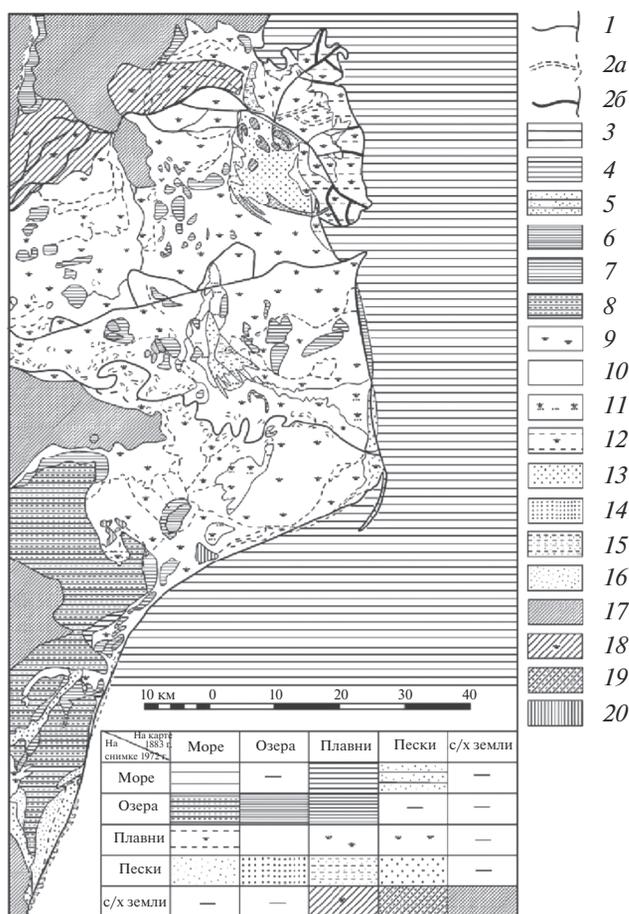
регулярный квази-ежегодный мониторинг перестроения дельт при проведении крупных гидротехнических мероприятий.

Для каждого из этих направлений исследований выбраны наиболее целесообразные картографические и космические материалы и характерна своя специфика их использования. Важно, что результаты этих исследований зафиксированы картографически, и в ряде случаев по ним удалось получить уникальные географические закономерности. Далее рассмотрим исследования динамики дельт по названным направлениям.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ ПО СТАРЫМ КАРТАМ И СОВРЕМЕННЫМ КОСМИЧЕСКИМ СНИМКАМ

Уже первые космические изображения речных дельт, имевшие достаточный охват и разрешение для отображения их морфологических особенностей, начали использовать для изучения динамики дельт на основе сопоставления с ранее созданными картами. Как указано выше, приемлемая по точности инструментальная фиксация реализована картами Корпуса военных топографов середины – второй половины XIX в., сравнение с которыми обеспечивает изучение вековой динамики. Именно такой оказалась судьба одного из начальных снимков, полученных с первого ресурсного спутника Земли ERTS (Landsat) с изображением дельты Дуная. Хорошее по качеству изображение тогда получали еще не в цифровой форме, а в записи на магнитную ленту. Бумажные отпечатанные карты тоже еще не умели переводить в цифровой вид. Поэтому для сравнительного анализа двух этих изображений, их наложения одного на другое, пришлось фотопутем изготовить копию карты на прозрачной основе в масштабе снимка. Теперь такие операции выполняются комплексом программных средств “ChangeDetection”. Визуальное дешифрирование на снимках в первую очередь тех объектов, которые нашли отображение на карте, позволило выявить динамику гидрографической сети дельты: ее морского края, ее водотоков и водоемов, а также объектов ее поверхности – песчаных гряд, тростниковых плавней (рис. 1). Установлено, что за 1883–1972 гг. произошло нарастание дельты Килийского рук. (Килийской дельты), которая приросла на 175 км<sup>2</sup> при средней скорости 2 км<sup>2</sup>/год, что связано с перераспределением стока воды и наносов по рукавам дельты в пользу Килийского рук. В районах устьев Сулинского и Георгиевского рукавов аккумуляция наносов приводила к формированию приустьевых кос в значительно меньшей степени, а восточный абразионно-аккумулятивный берег между устьями этих рукавов испытывал размыв и отступил на 1–1,5 км со скоростью 11–17 м/год. Конфигурация основных рукавов дельты не менялась, поскольку в середине XIX в. они были обвалованы для предотвращения наводнений. Расширилась озерная сеть дельты, и увеличилась обводненность плавней [21].

В дальнейшем с получением новых космических снимков проводился мониторинг динамики дельты (1980, 2002, 2020 гг.), показавший продолжение выдвигания Килийской дельты и размыва ее морского края между устьями Сулинского и Георгиевского рукавов, а также существенные изменения поверхности дельты в связи с активиза-



**Рис. 1.** Вековая динамика дельты Дуная (1883–1972 гг.): 1 – неизменявшаяся береговая линия моря, озера, водотоков; 2 – изменявшаяся береговая линия моря, озера, водотоков; 2а – исчезнувшие к 1972 г. элементы гидрографической сети 1883 г., 2б – появившиеся элементы гидрографической сети к 1972 г.; 3 – море в 1883 и 1972 гг.; 4 – участки моря, появившиеся к 1972 г. на месте плавней; 5 – участки моря, появившиеся к 1972 г. на месте песков; 6 – озера в 1883 и 1972 гг.; 7 – озера, появившиеся к 1972 г. на месте плавней; 8 – озера, появившиеся к 1972 г. на месте моря (морские заливы, превратившиеся в озера-лагуны, и озера на вновь образовавшихся участках дельты); 9 – плавни в 1883 и 1972 гг.; 10 – плавни, появившиеся к 1972 г. на месте озера; 11 – плавни, появившиеся к 1972 г. на месте песков; 12 – плавни, появившиеся к 1972 г. на месте моря (вновь образовавшиеся участки дельты); 13 – пески, существовавшие и в 1883, и в 1972 гг.; 14 – пески, появившиеся к 1972 г. на месте озера; 15 – пески, появившиеся к 1972 г. на месте плавней; 16 – пески, появившиеся к 1972 г. на месте моря (вновь образовавшиеся участки дельты и крупные аккумулятивные формы рельефа); 17 – повышенные участки террас и коренного берега. Антропогенные изменения: 18 – сельскохозяйственные земли, появившиеся к 1972 г. на месте плавней; 19 – лесопосадки, появившиеся к 1972 г. на месте песков; 20 – искусственные водоемы, появившиеся к 1972 г. на месте плавней. На врезке дана матричная легенда к карте динамики дельты Дуная за 1883–1972 гг.

цией ее хозяйственного использования, что будет рассмотрено ниже.

### ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ В СВЯЗИ С ИЗМЕНЕНИЕМ КЛИМАТА

На рубеже XX и XXI вв. все более значительным становится влияние на экосистемы Земли потепления климата, особенно сильно проявляющееся в арктических широтах, где оно сопровождается активизацией размыва берегов северных морей. В связи с возобновлением действия Северного морского пути возникла задача — определить влияние потепления на состояние дельт рек, представляющих замыкающие звенья при выходе водного транспорта к океану. Исследованиями по посвященному Арктике проекту были охвачены дельты Лены, Енисея, Северной Двины.

Дельта Лены отличается большой стабильностью. Предпринимавшиеся ранее в работах ААНИИ по российско-немецкому проекту [1] попытки исследования динамики современной дельты по разновременным топографическим картам и аэрофотоснимкам за 1950–1991 гг. показали отсутствие изменений. В работах по арктическому проекту выполнено исследование динамики дельты с конца XX в. по настоящее время по космическим снимкам со спутника Landsat. При большой протяженности морского края дельты — более чем на 1500 км — характер ее берегов не одинаков. Поэтому в первую очередь было выполнено природное районирование дельты, на основе которого морской край дельты был разделен на семь участков, и для каждого из них фиксировались изменения. Из-за сложных погодных условий, необходимости безоблачных снимков на конец лета временной интервал определения изменений для отдельных участков был разным. В результате анализа разновременных снимков на большей части морского края дельты (97% его протяженности) изменения не были обнаружены, но для 3% выявлены изменения, и составлены карты динамики отдельных участков дельты. В западной части дельты Лены в устье рук. Оленёкского, где ранее сформировалась небольшая дельта выдвигания, в 1980–2003 гг. происходили размыв морского края и отступление берега со скоростью 20–30 м/год. Мелководья вокруг этой дельты также размывались, и материал размыва переносился вдольбереговым течением. В северной части дельты Лены вблизи устьев Туматских протоков обнаружено неустойчивое положение береговой линии с чередованием участков выдвигания и отступления, а в северо-восточной части дельты на небольшом прямолинейном отрезке берега в 2005–2016 гг. зафиксирован его размыв с отступанием 15–30 м/год. Все обнаруженные изменения относятся к участкам выхода к морю ру-

кавов, получающих меньшую долю стока Лены. У выхода рукавов с наибольшим водным стоком, как на участке включенной в дельту морской террасы, изменений не произошло и рост дельты нигде не отмечен [13].

В дельте Енисея исследование ее динамики было начато до существенного проявления изменений климата и выполнено на основе сопоставления обзорно-топографических карт масштаба 1 : 500000 1955 г. с космическими снимками ETM/Landsat 1999 г. Карты были переведены в цифровую форму сканированием, просмотрные изображения Landsat ухудшенного разрешения получены через Интернет в цифровой форме. На промежуточном временном этапе осуществлялся контроль по снимкам MSS/Landsat 1973 г. Обработка карт и снимков, их взаимная привязка, трансформирование, совмещение и определение изменений проводились в программных пакетах ERDAS-8.3, ENVI-3.4, Mapinfo-5.0. Составленная в результате карта динамики дельты за 1955–1999 гг. и выполненные по ней картометрические работы показали, что к 2000 г. произошло нарастание площади дельтовых островов на 3.8%. Морской край дельты выдвигался в Енисейский залив со скоростью, достигавшей в ухвостьях островов 25 м/год. Для оголовков островов характерны процессы размыва суши, охватившие 1.5% площади дельтовых островов, со скоростью размыва <8 м/год. В результате морской край дельты продолжал выдвигание в Енисейский залив [22]. На начало XXI в. при усилившемся потеплении исследование динамики дельты Енисея повторено при сравнении снимков Landsat/ETM 1999 г. и Sentinel-2/MSI 2018 г. [8]. Для обеспечения сопоставимости снимков с разных спутников проведено их геометрическое и яркостное согласование. Составлена карта динамики дельты масштаба 1 : 200000, отражающая интенсивность процессов размыва и аккумуляции, определяемую по скорости смещения береговой линии, составляющей здесь от 1 до 5 м/год. Анализ карты показывает, что дельта Енисея на рубеже веков перешла от медленного выдвигания в Енисейский залив, наблюдавшегося во второй половине XX в., к преобладанию процессов размыва морского края и берегов рукавов. В исследуемый период площади размыва в 9 раз превысили площади аккумуляции отложений.

Третья из исследованных в этой группе — дельта Северной Двины — представляет собой наиболее хозяйственно освоенную и урбанизированную дельту, в которой расположены крупные города Архангельск, Северодвинск, Североморск. Морское судоходство, начавшееся здесь с середины XVI в., обусловило наличие большого количества картографических материалов. Анализ исторических карт использовался исследователями для изучения динамики отдельных участков рука-

вов и островов дельты [2], но карты динамики дельты в целом никогда не создавались. Исследование изменений дельты в период потепления климата предпринято по разновременным космическим снимкам — 1977 г. (KeyHole), 2001 г. (Landsat/ETM+), 2020 г. (Sentinel-2/MSI). Отобранные снимки при безоблачной ситуации, полученные в период межени, при отсутствии нагонов и в близкой фазе прилива. Анализ этих разновременных космических снимков с учетом обзорно-топографических карт масштаба 1 : 500 000 1966 г. показывает, что в этой дельте с середины XX в. и до настоящего времени преобладают процессы аккумуляции отложений — продолжают нарастать в сторону суши выдвигающиеся в Двинской залив острова морского края дельты; в основных рукавах дельты увеличиваются площади русловых островов, малые русловые острова консолидируются и превращаются в более крупные, которые затем причленяются к левым берегам рукавов; благодаря развитию прирусловой растительности уменьшаются по ширине и исчезают небольшие водотоки на островах дельты. Однако активизация морских процессов при потеплении климата отразилась на появлении участков размыва на островах морского края со стороны Двинского залива, где береговая линия отступила до 200 м, т. е. со скоростью до 5 м/год. Продолжается отмечавшийся ранее постепенный размыв правых берегов основных рукавов дельты со средней скоростью до 1 м/год. Составленная карта динамики дельты отражает реальное соотношение этих процессов с существенным преобладанием аккумуляции отложений. Таким образом, исследование динамики дельты за 1977–2020 гг. показало, что в период потепления климата на фоне продолжающихся преобладающих процессов аккумуляции и нарастания площади островов дельты выявлены начавшиеся процессы размыва мористых берегов на островах вдоль морского края дельты.

В целом, карты динамики трех охваченных исследованиями дельт показывают, что в дельтах северных рек потепление климата вызвало некоторую активизацию процессов размыва, что в целом благоприятно для их транспортного использования.

## ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ДЕЛЬТ ПРИ ИЗМЕНЕНИЯХ УРОВНЯ МОРЯ

### *Аральский кризис*

Космические снимки оказались важнейшим инструментом мониторинга крупнейшей экологической катастрофы XX в. — усыхания Аральского моря, связанного с изменениями стока впадающих в него рек Амударьи и Сырдарьи. До 1960-х гг. речной водный сток в Аральское море в среднем был равен испарению с его зеркала, уровень воды

колебался около отметки 53 м. Изменения стока воды в результате хозяйственной деятельности в бассейнах рек стали определяющим фактором, вызвавшим понижение уровня, обмеление и расчленение Аральского моря. Дельты рек Амударьи и Сырдарьи, получавшие большой сток воды и наносов, до 1960-х гг. были одними из самых динамично развивающихся в мире. Они представляли собой яркие азональные объекты на фоне пустынь Средней Азии и обладали большим биоразнообразием и биопродуктивностью. В результате резкого антропогенного сокращения речного стока и падения уровня Аральского моря гидрографическая сеть и ландшафты дельт подверглись сильнейшей деградации [35].

Динамика дельты Амударьи в этот период исследовалась многими научными организациями, в том числе лабораторией аэрокосмических методов МГУ, по снимкам, получаемым со спутников системы “Ресурс-Ф” в масштабе 1 : 1 000 000 и 1 : 200 000. Они анализировались с 1974 по 1991 г. с интервалом 1–2 года [20]. К началу 1960-х гг. в дельте Амударьи функционировало шесть рукавов, а также сеть оросительных каналов. После начавшегося с 1961 г. снижения уровня моря число рукавов сократилось и снимки показали, что к середине 1970-х гг. в причлененной дельте Инженер-Узeka остался лишь один главный рук. Урдабай с тремя разветвлениями. С падением уровня Арала началось пассивное выдвигание береговой линии в море. Сопоставительное дешифрирование серий разновременных снимков выявило, что сокращение речного стока и осушение обширных площадей бывшего морского дна Арала сопровождается сложными процессами трансформации дельтовых экосистем. На фоне региональной аридизации водохозяйственная деятельность — строительство дамб и плотин с целью перераспределения стока — вызвали увеличение локального обводнения, образование в дельте крупных внутренних водоемов, часто избыточно минерализованных, развитие гидрогенных ландшафтов. Для анализа изменений такого типа было предложено составлять карты особого вида — карты гидрогенных экосистем. По снимкам 1978 и 1988 гг. составлены карты состояния гидрогенных экосистем, сравнение которых позволило составить карту динамики гидрогенных экосистем дельты. Для понимания сущности происходящих изменений привлечены материалы полевых наблюдений на комплексных опорных профилях, выявившие процессы ксерофитизации, галофитизации, ксерогалофитизации при аридизации территории и процессы гидрофитизации и гидрогалофитизации при возрастании водности. Дополнительно составлена карта направленности динамики гидрогенных экосистем, показывающая, что процессы аридизации идут на территории осушенного дна Аральского моря, а в преде-

лах дельты Амударьи преобладают процессы, связанные с увеличением искусственного обводнения [20]. На карте динамики ландшафтов дельты за 1975–1985 гг. наряду с площадями обсохшего морского дна в пределах дельты, существовавшей до падения уровня моря, появилось много новых водоемов, питавшихся сбросными водами. Обильное наполнение водой искусственных водоемов отобразилось на космических снимках дельты, сделанных в 1991, 2002, 2003 гг. Это стало одной из дополнительных причин прекращения стока Амударьи в Аральское море в 1991, 1997, 2001 гг. [35].

#### *Колебания уровня Каспийского моря*

Изучение дельт рек Каспийского моря представляет собой особый научный и практический интерес, так как на их примере исследуется воздействие на процессы дельтообразования значительных изменений уровня приемного водоема. Оценка этого воздействия весьма актуальна, поскольку позволяет прогнозировать возможную реакцию дельт рек мира на ожидаемое значительное повышение уровня мирового океана. В соответствии с принципами классической геоморфологии повышение уровня приемного водоема (общего базиса эрозии) всегда ведет к возникновению подпора, затоплению низменных участков побережья и отступанию береговой линии. Опыт исследования реакции дельт Каспия показывает, что эти положения не всегда соответствуют действительности. Повышение среднего уровня Каспия за 1977–1995 гг. на 2.35 м привело в устьях разных рек, впадающих в этот водоем, к разным последствиям [31]. В исследованиях дельт Каспия в этот период четко выделяются разные подходы: гидрологический, геоморфологический, ландшафтно-картографический [30]. Гидрологами применена концепция “подпорной призмы”, возникающей на приглубом устьевом взморье в результате повышения уровня моря (например, в дельтах Сулака, Куры, Терека).

Различия воздействия на дельты разных рек как снижения, так и повышения уровня Каспийского моря ярко проиллюстрированы ландшафтно-картографическим подходом – составленными для ряда дельт по аэроснимкам и космическим снимкам картами динамики их гидрографической сети и ландшафтов на разных этапах изменения уровня моря.

Инструментальные наблюдения за уровнем Каспия, проводившиеся с 1930-х гг., свидетельствуют о том, что вслед за понижением уровня моря (с –25.5 до –29.0 м БС к 1977 г.) произошло быстрое и резкое повышение уровня моря в 1977–1995 гг. (до –26.7 м БС, т. е. на 2.3 м), а затем его медленное снижение с 1995 по 2003 г. (до –27.2 м

БС, т. е. на 0.5 м), после чего уровень колебался около отметки –27 м [30].

Переломный момент в изменении уровня оказался зафиксированным проведенной в 1978 г. высотной аэрофотосъемкой северо-западного побережья Каспия, охватившей Калмыцкое побережье, дельты Терека и Сулака. В это время регулярно выполняли фотографическую съемку и спутники “Ресурс-Ф”, а с середины 1980-х гг. начали поступать сканерные снимки достаточного разрешения с оперативных спутников “Ресурс-О” и стало возможным привлечение снимков с зарубежных спутников Landsat, SPOT. Карты динамики дельт Терека, Сулака начали составлять еще до завершения подъема уровня, воспользовавшись удачной фотосъемкой со спутника “Ресурс-Ф” 1991 г. для характеристики изменений за период наиболее резкого подъема (1978–1991 гг.), а затем последовали их дополнение до завершения подъема и анализ изменений в последующие годы. Как правило, составлялись карты состояния дельты (положения ее береговой линии, гидрографической сети, ландшафтов (экосистем)) на каждый временной срез, и при их сопоставлении получали карты изменений дельты за исследуемый период. На первых порах они составлялись при визуальном анализе снимков, в последующем осуществлен переход к использованию компьютерных средств “ChangeDetection” и работе в программах ERDAS, ILWIS, ArcMap.

Такие серии карт составлены для дельт Урала, Терека, Сулака и Куры, охватываемых каждая одним снимком, а для слишком большой по площади дельты Волги картографический анализ динамики ограничивался зоной морского края дельты.

**Дельта Урала.** При снижении уровня Каспия выдвигание дельты Урала в море носило “активно-пассивный” характер, что было связано как с отложением речных наносов, так и с падением уровня моря. Для периода подъема уровня в 1977–1995 гг., его последующего снижения и стабилизации выполнено картографирование дельты по нескольким временным срезам: 1975–1992–1995–2000–2003 гг. (рис. 2) [23]. Карты на эти годы и карты изменений по периодам показывают, что в период интенсивной трансгрессии в 1977–1992 гг. при подъеме уровня на 1.7 м была затоплена и затем заросла тростником с окнами открытой воды – лагунами – полоса берега шириной 15–25 км. Сухая дельта трансформировалась в заболоченную, плавневую. После 1992 г. при продолжении подъема уровня заросли тростника вблизи границы тростник–море начали разрушаться и береговая линия начала перемещаться в сторону суши, отступив к 1996 г. на 3–6 км. В 1996–2000 гг. при небольшом снижении уровня моря тростниковые заросли вновь начали разрастаться, их граница продвинулась в море до 1 км.

От лагун остались лишь фрагменты с окнами открытой воды. Анализ серии профилей, показывающих глубины дна и распространение тростника, выявил “экологическую нишу” тростника (1,8 м) — эколого-географический результат, важный для многих отмелых побережий. В период падения уровня моря обнаружены сосредоточение стока в основном русле и отмирание боковых протоков, возобновление стока по ним при подъеме уровня, а при его небольшом снижении после 1995 г. обводнившиеся ранее русла боковых протоков вновь стали сухими. Для анализа небольших изменений в период относительной стабилизации уровня применены методы цветового синтезирования разновременных снимков в ближней инфракрасной зоне с их предварительным квантованием на объекты вода—суша, а также методы кластеризации и классификации разновременных синтезированных снимков. Но все они показали, что существенных однонаправленных изменений в дельте Урала при стабилизации уровня не произошло. Отсутствие определенной тенденции в изменении уровня моря привело к относительной стабилизации дельты, когда закончившийся подъем уровня уже не противостоит процессам дельтовой аккумуляции и эти процессы возобновляются.

**Дельта Терека.** Сложная история дельтообразования в устьевой области Терека хорошо изучена гидрологами и геоморфологами. К началу XX в. в дельте Терека последовательно сформировалось несколько наложенно-причлененных дельт. В результате Каргалинского прорыва образовался новый мощный магистральный рукав. Со временем в вершине Аграханского залива, куда стал впадать этот рукав, началось активное формирование причлененной дельты — так называемой дельты Аликазгана. Быстрое выдвижение русла в залив и повышение отметок водной поверхности в русле увеличили опасность наводнений, и для сброса вод в случае катастрофического наводнения была сооружена прорезь через Аграханский п-ов, отделяющий залив от моря. В январе 1973 г. произошел прорыв перемычки прорези и в ее устье начала формироваться “новая” дельта. В октябре 1973 г. прорезь была перекрыта, но вновь открыта в августе 1977 г., и продолжилось формирование Новой дельты Терека в условиях повышения уровня моря. Изменения восточной части дельты Терека, включая дельту Аликазгана, Аграханский залив, Аграханский п-ов, представляющий собой крупную голоценовую морскую аккумулятивную форму, и Новую дельту Терека, исследованы по аэрокосмическим снимкам 1978, 1991, 1997 гг. На эти годы составлены карты дельты (включая характеристику гидрографической сети, форм берегового рельефа, растительности), а при их сопоставлении — карта динамики восточной части дельты за 1978–1991 гг. (рис. 3) [9].

Выявлены основные изменения, произошедшие при резком подъеме уровня моря, в том числе неожиданные. Продолжалась аккумуляция наносов в вершине дельты Аликазгана, а также вдоль рукавов и каналов дельты в бывшем Аграханском заливе, почти отчленившемся от моря. Несмотря на подъем уровня, продолжалось выдвижение Новой дельты в море. На морских побережьях Аграханского п-ова и о. Чечень сформировался барово-лагунный комплекс, что характерно для большинства отмелых побережий Каспия. Произошло обводнение плавней в бывшем Аграханском заливе и в восточной части Старой дельты Терека, а также гидрофитизация растительности вдоль песчаных дюн Аграханского п-ова и по понижениям рельефа на западном берегу Аграханского залива. Судьба Новой дельты Терека прослежена и в последующие годы небольшого снижения уровня моря и его стабилизации на отметках около –27 м по снимкам 2002, 2009, 2011 гг. Серия составленных по ним карт показала ее выдвижение почти на 3 км, рост площади до 17,25 км<sup>2</sup>, образование серий береговых баров и лагун [18]. Продемонстрирована решающая роль стока наносов, обеспечивающего формирование дельты даже в условиях подъема уровня приемного водоема (концепция “подпорной призмы”).

**Дельта Сулака.** История возникновения и развития современной дельты Сулака с 1862 г. прослежена по старым картам [34]. К 1957 г. вторая причлененная дельта имела протяженный дельтовый выступ на С на 9 км, отделявший бух. Сулак от моря. Чтобы предотвратить ее прогрессирующее заиливание, сток Сулака в 1957 г. был выведен в море в юго-восточном направлении по искусственному каналу длиной ~2 км. В устье канала началось формирование третьей причлененной дельты (“новой”), к 1978 г. выдвинувшейся в море на 2 км. Волновой размыв восточной части “старой” дельты способствовал формированию песчаной косы на северной оконечности старого дельтового выступа, ориентированной на СЗ, перекрывшей вход в бух. Сулак [29] (рис. 4). Переформирование дельты при подъеме уровня моря в 1977–1995 гг. прослежено по космическим снимкам 1978, 1991, 1997 гг., по которым составлены карты дельты за эти годы и ее изменений за эти периоды [14]. Они показали размыв Старой и Новой дельт выдвижения с их восточной стороны; образование, а затем зарастание вдольбереговых лагун; затопление северо-восточной части Старой дельты; образование косы, почти отчленившейся бух. Сулак. Эти процессы особенно отчетливо проявились в 1978–1991 гг. В 1991–1997 гг., в период его завершения подъема уровня моря, а затем его некоторого снижения, темп изменения дельты несколько снизился, зато отчетливо проявились инерционные процессы гидроморфизации растительного покрова береговой зоны, свя-

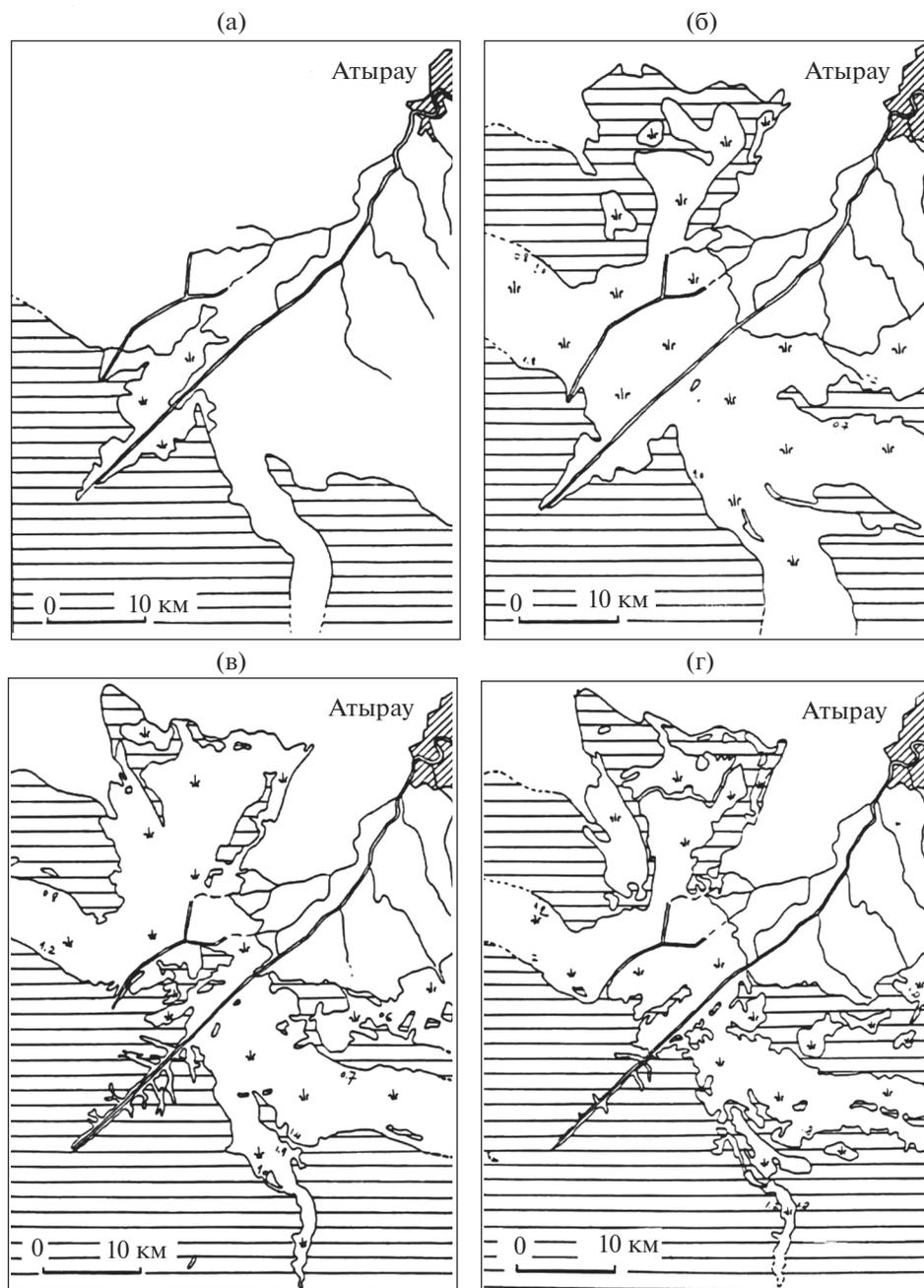
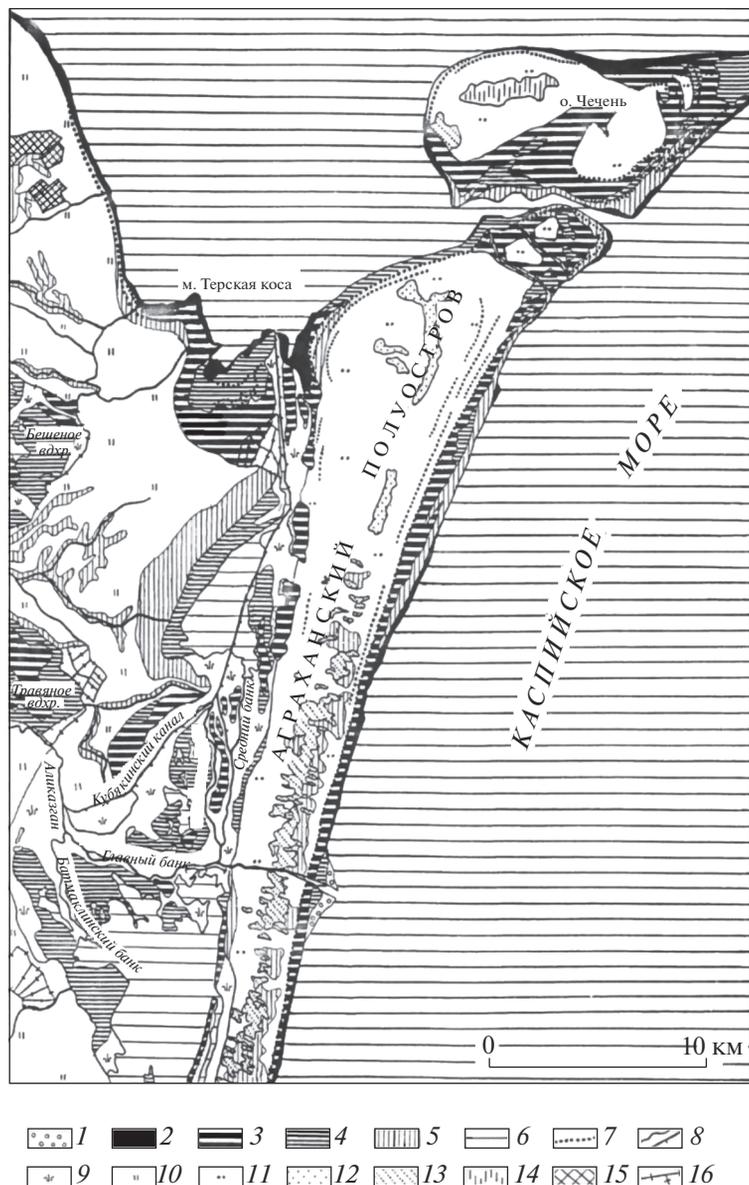


Рис. 2. Состояние дельты Урала на разных этапах изменения уровня моря: а – 1975 г.; б – 1992 г.; в – 1996 г.; г – 2000 г.

занные с повышением уровня грунтовых вод. С использованием приема цветовой синтеза разновременных снимков удалось получить одновременное изображение образования и перемещения в западном направлении Сулакской косы. Наблюдения и картографирование изменений были продолжены до 2009 г. [17]. Составлены карты природно-территориальных комплексов дельты в 1997 и 2009 гг. и их изменений за этот период, которые оказались небольшими – продолжение размыва Новой дельты, небольшое пере-

мещение к 3 Сулакской косы, зарастание тростником мелководной южной части бух. Сулак, смена процессов гидрофитизации ландшафтов, проявившихся при подъеме уровня моря, некоторой ксерофитизацией – зарастанием и обсыханием лагун, увеличением площади перевеваемых песков, замещением зарослей тростника лугово-солончаковой растительностью.

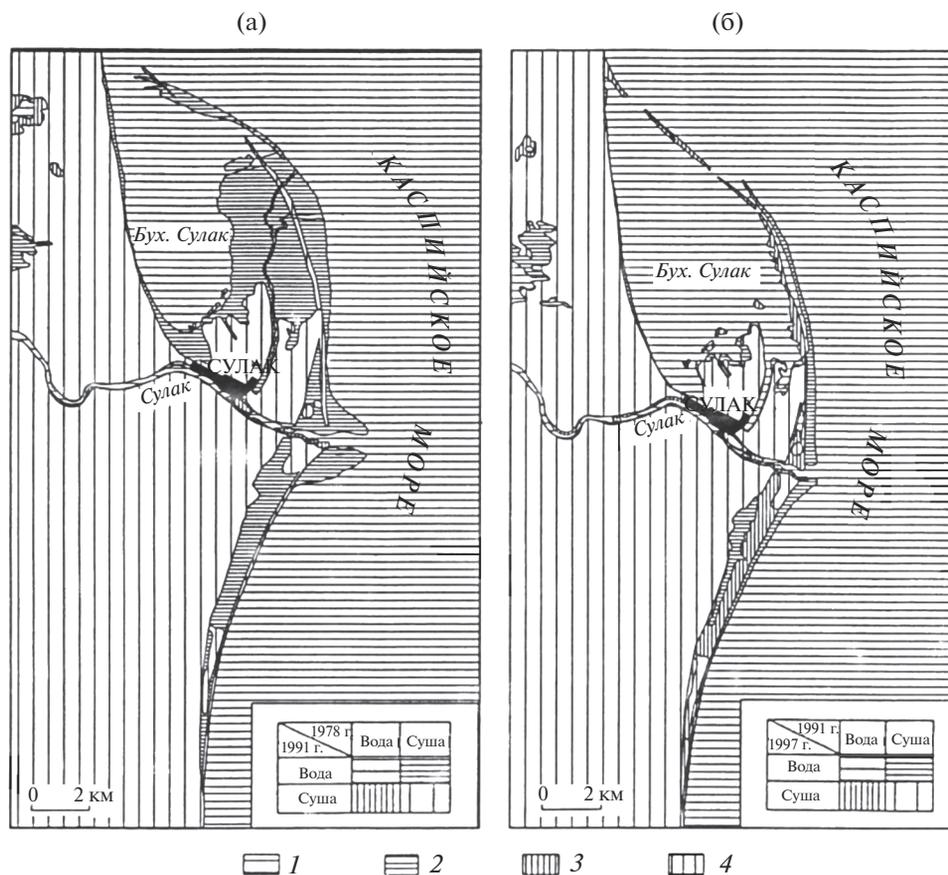
**Дельта Куры.** Современная дельта Куры начала формироваться после прорыва ракушечного



**Рис. 3.** Динамика восточной части устьевой области Терека за 1978–1991 гг. I. Изменения: 1 – нарастание суши (выдвижение новой дельты Терека); 2 – затопление суши морем; 3 – появление открытых водных поверхностей (лагун, плавневых озер, открытых участков водохранилищ); 4 – появление разреженных, сильно обводненных тростниковых зарослей на месте сплошных, частичное затопление тростниковых плавней; 5 – появление гидрофильной растительности на участках подъема уровня грунтовых вод. II. Сохранившиеся объекты: 6 – водные поверхности (море, плавневые озера дельты); 7 – береговые валы; 8 – реки, каналы; 9 – тростниковые плавни; 10 – лугово-степная растительность дельтовых равнин; 11 – разреженная степная и псаммофитная растительность аккумулятивных песчаных равнин; 12 – пески, полужакопленные растительностью; 13 – пески развеваемые, незакрепленные; 14 – солончаки; 15 – сельскохозяйственные поля; 16 – дамбы.

вала на берегу моря примерно в конце XVIII – начале XIX вв. В условиях понижения уровня моря и большого стока наносов дельта активно выдвигалась в море, что прослежено по разновременным топографическим картам [15, 28]. Развитие дельты в 1978–1995 гг. при значительном повышении уровня моря и уменьшении (после создания в 1953 г. Мингечаурского водохранилища) стока наносов реки закартографировано по кос-

мическим снимкам 1976 и 1993 гг., а после завершения подъема и при стабилизации уровня – по снимкам 1998, 2000, 2010 гг. Составлены карты природно-территориальных комплексов и их динамики за эти годы [19]. Главным следствием повышения уровня моря с 1977 г. стало затопление низменных периферийных частей дельты и уменьшение ее площади. Существенные изменения произошли к 1993 г., когда в результате подъ-



**Рис. 4.** Совмещенные схемы дешифрирования береговой линии и водных объектов дельты Сулака и динамика дельты за период 1978–1991 г. (а) и 1991–1997 г. (б): 1 – вода на начало и конец периода; 2 – вода на месте суши; 3 – суша на месте воды; 4 – суша на начало и конец периода.

ема уровня моря и экстремального наводнения в этом году оказалась затопленной большая часть дельтового выступа, который, однако, при снижении уровня моря с 1995 г. быстро восстановился. Но перелив куринских вод через разрыв в береговых валах рук. Юго-Восточного привел к образованию эрозионного прорыва на правом берегу рукава. В этой части дельты начала формироваться новая лопасть, ориентированная на ЮЗ [26, 28]. В веере водотоков на месте эрозионного прорыва начался процесс формирования главного русла, а часть водотоков прекратила функционировать. Здесь появились песчано-илистые отложения, выносимые рекой; эти обмелевшие участки и мелководья стали зарастать тростником, формируя новую дельтовую лопасть, ориентированную на ЮЗ. Однако ее активное формирование осложнилось в связи с сооружением в 2004 г. канала в восточном направлении для кратчайшего выхода к морю. По рук. Юго-Восточному, бывшему в предшествующий период главным рукавом дельты, сток перестал поступать, русло стало заливаться и зарастать тростником. На самом окончании юго-восточного дельтового вы-

ступа происходил процесс его размыва морским волнением; из материала размыва, переносимого вдольбереговым течением, формировалась Ново-Куринская морская коса, увеличившаяся в длину за 10 лет с 1.5 до 4.1 км [26, 28]. Коса веерообразно перемещалась в соответствии с новым положением окончания дельтового выступа. Так космический мониторинг позволил вживую проследить процессы переформирования гидрографической сети дельты. Другую динамичную зону этой дельты представляют береговые бары на ее северо-западном морском крае, которые, расширяясь и увеличиваясь по длине, стали окаймлять сплошной полосой северо-восточный берег дельты [19]. Изменения на внутренних территориях дельты связаны с тем, что подъем уровня моря вызвал гидрофитизацию ландшафтов, а снижение уровня моря в связи с понижением верхней границы грунтовых вод – некоторое осушение поверхности и аридизацию ландшафтов.

Наиболее существенные изменения охваченных исследованиями дельт Каспия при подъеме уровня моря следующие:

затопление периферийных низменных частей дельты с сильным сокращением их площади (у Сулака, Куры до 60%);

образование на затопленных мелководьях тростникового пояса, который разрастается при подъеме уровня до 1.8 м, а при больших величинах подъема разрушается (как это было в дельте Урала);

усиление волнового размыва на приглубых участках дельтовых берегов (в связи с активизацией волновой деятельности при увеличении глубин) и формирование из материала размыва аккумулятивных кос, ориентированных в сторону вектора преобладающих волн (Сулак и Кура);

формирование лагунно-барьерных комплексов на отмельных участках берегов, ориентированных перпендикулярно вектору преобладающих волн (Сулак, Кура, Аграханский п-ов в дельте Терека);

возможность прорыва прирусловых валов и полной перестройки русловой сети дельты (как это произошло в дельте Куры);

при значительных величинах твердого стока аккумуляция отложений и рост дельты, несмотря на подъем уровня моря (Новая дельта Терека).

Опыт изучения динамики дельт каспийских рек может быть использован при оценке возможного влияния на речные дельты ожидаемого значительного повышения уровня мирового океана.

#### МОНИТОРИНГ ДЕЛЬТ С ИНТЕРВАЛОМ В ДЕСЯТИЛЕТИЯ В РАЙОНАХ АКТИВНОГО ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ИХ ТЕРРИТОРИИ

Разновременные космические снимки не только передают картину изменений дельты (морфологического строения, гидрографической сети) как природного объекта, но и отражают динамику хозяйственного использования территории дельты. Наглядный пример в этом отношении представляет дельта Дуная. Вековая динамика этой дельты, как указывалось выше, исследовалась одной из первых на основе сопоставления космического снимка дельты, полученного с первого ресурсного спутника, с картой, составленной в середине XIX в. [21]. Но уже в первые десятилетия после этого исследователи вновь обращались к анализу снимков этой интенсивно осваивавшейся территории. Выявленные ранее выдвигание Килийской дельты Дуная и размыв ее восточной части между Сулинским и Георгиевским рукавами продолжались сниженными темпами, но хозяйственное использование дельты было весьма динамичным и находило отражение на снимках. Картографирование природно-антропогенных ландшафтов дельты было повторено с интервалами 10–20 лет по снимкам 1980 г. [4], 2002 г.

[32], 2016 г. [7, 12]. Эти карты в совокупности передают картину изменений хозяйственного освоения дельты.

Судя по картам Корпуса военных топографов, в конце XIX в. вся площадь дельты представляла собой тростниковые плавни, среди которых выделялись сухие острова из песчаных гряд с расположенными на них селами и хуторами, соединенными дорогами, идущими по песчаным валам. Во второй половине XX в. в добавление к традиционному сельскохозяйственному и рыбохозяйственному использованию дельты в ее румынской части началась заготовка тростника, и 1960–1970-е гг. были названы “тростниковым периодом”. В 1970–1980-е гг. большие площади дельты были обвалованы с созданием водоемов для рыбохозяйственного использования, в частности в плавнях восточнее оз. Разельм (“рыбный период”); началась подготовка к масштабному осушению плавней в районе депрессии Пардина для сельскохозяйственного использования. Эти перемены в 1980 г. зафиксированы снимком и составленной по нему картой [4]. Сельскохозяйственное использование осушенных полейдеров Пардины, обводнение депрессии Шонтя-Фортуна, куда спускались воды при осушении, восстановление естественных условий обводнения в верхней части дельты для выращивания и промышленной заготовки тростника нашли отражение на снимках и карте в 2002 г. [32]. Современное весьма разнообразное хозяйственное использование территории, зафиксированное снимками в 2016 г., показано на составленной автором карте природных и антропогенных геосистем дельты Дуная, легенда которой уже отражает динамику различных видов хозяйственного использования. Например, среди рыбохозяйственных водоемов показаны действующие, подготавливаемые для рыбохозяйственного использования и заброшенные, выведенные из использования. Для этих целей выявлены дешифровочные признаки изменения хозяйственных объектов на снимках [12]. Для контроля изменений широко использовалась “историческая линейка” снимков в информационной системе GoogleEarth.

#### РЕГУЛЯРНЫЙ КВАЗИ-ЕЖЕГОДНЫЙ МОНИТОРИНГ ПЕРЕФОРМИРОВАНИЯ ДЕЛЬТ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ КРУПНЫХ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ МЕРОПРИЯТИЙ

Регулярное выполнение космической съемки большинством спутниковых съемочных систем, обеспечивающих необходимыми для детальных исследований снимками дельт, расширяет возможности космического мониторинга быстро протекающих процессов. Эти возможности реализованы, например, для прослеживания процес-

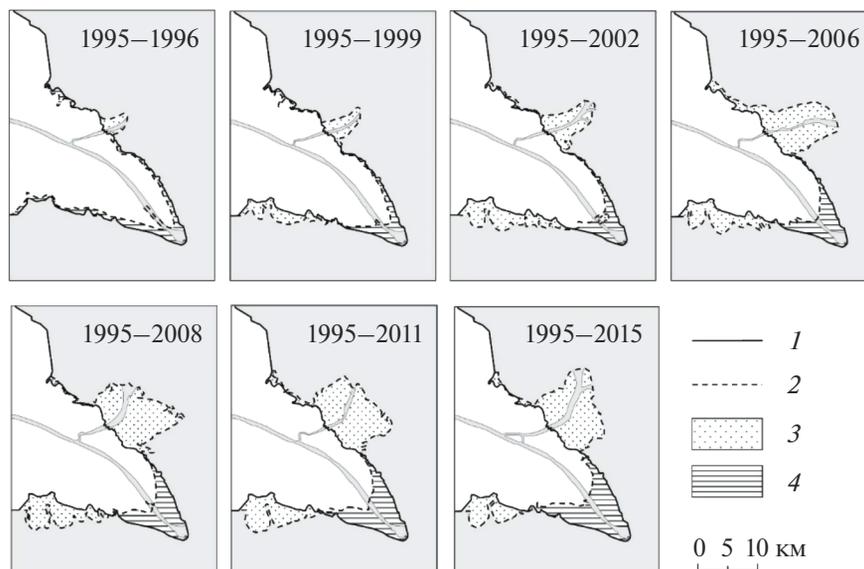
сов переформирования дельт при искусственном изменении направления стока. Показательный пример в этом отношении дает исследование изменений одной из самых динамичных дельт мира – дельты Хуанхэ за 1995–2015 гг. после перекрытия действовавшего в 1976–1996 гг. рук. Циншуйгоу, поворота стока и образования нового рук. Чахэ.

Хуанхэ – одна из крупнейших рек мира – имеет очень большой сток наносов и в соответствии с этим очень динамичную дельту. Из-за заиливания русла, повышения отметок водной поверхности над окружающей местностью и прорывов вдольбереговых валов река часто меняет свое направление, в ее нижнем течении известно 26 прежних русел, река впадала в Желтое море то севернее, то южнее зал. Бохайвань. Современная дельта Хуанхэ сформировалась севернее п-ова Шаньдун после выхода Хуанхэ в зал. Бохайвань в 1855 г. В пределах этой дельты речной поток изменял свое направление не менее 11 раз [33]. Изменения направления на С, СВ в 1950–1960-х гг. были преднамеренными в связи с предотвращением наводнений. В 1976 г. было предпринято новое изменение направления течения – на В, когда начал функционировать рук. Циншуйгоу. Благодаря быстрому приросту суши в его устье он выдвинулся за 20 лет на 20 км, образовав новую дельтовую лопасть, выступившую в море на ЮВ. Эти изменения дельты были прослежены китайскими специалистами по 20 космическим снимкам со спутника Landsat за 1976–2000 гг., определены параметры выдвижения лопасти [36]. Однако 8 августа 1996 г. был осуществлен новый поворот русла, его направление изменено с юго-восточного на северо-восточное, образовался новый рук. Чахэ, началось формирование нового выступа дельты, а ранее сформированная рук. Циншуйгоу лопасть начала размываться. По инициативе В.Н. Михайлова было предпринято исследование динамики дельты Хуанхэ за 20-летний период после образования нового северо-восточного рук. Чахэ [10, 11]. В качестве исходных материалов использовались имеющиеся в открытом доступе снимки Landsat-5,7,8. При выборе снимков учитывалось отсутствие облачности, наличие видимых изменений, сезон съемки (оптимален межливный период с минимальным стоком воды и наносов). Значительную сложность представляло обеспечение идентичной фазы прилива (целесообразны снимки при отливе, однако пришлось довольствоваться неполным отливом). В результате из 40 проанализированных снимков удалось отобрать восемь пригодных для исследования; они характеризуют дельту за исследуемый 20-лет-

ний период с интервалом 2–3 года. Анализ кри-вых спектральной яркости показал, что наибольшие различия в яркости моря, осушки и суши достигаются в среднем инфракрасном канале, который и был взят за основу при дешифрировании границы вода–суша. Снимок в синем канале помогает установить истинные границы дельты при отливе. На основе визуального дешифрирования береговой линии дельты по снимкам за разные даты на экране компьютера в программе ArcMap составлялись схемы динамики дельты с изображением разным цветом приросших и размываемых участков. Схемы показывают динамику дельты по интервалам и изменение дельты в каждый год относительно 1995 г., принятого за базовый (до поворота потока на СВ) (рис. 5). Они наглядно демонстрируют все увеличивающееся со временем выдвижение новой дельтовой лопасти Чахэ сначала в северо-восточном и восточном, а потом в северном направлении, усиливающийся одновременно с этим размыв старого дельтового выступа Циншуйгоу, а также отложение продуктов размыва концевой выступа, переносимых вдольбереговым течением, на отмеле южном побережье лопасти Циншуйгоу. Серия графиков, построенных по результатам определения площадей размыва и аккумуляции, показывает изменяющееся со временем соотношение интенсивности этих процессов. В результате получены количественные данные о динамике дельты Хуанхэ на протяжении всего 20-летнего периода – с 1995 по 2015 г. Прекращение стока по рук. Циншуйгоу вызвало размыв площадью 68 км<sup>2</sup>, а сток по новому рук. Чахэ обусловил формирование новой лопасти площадью 87 км<sup>2</sup>. Прирост площади всей дельты за этот период составил 197 км<sup>2</sup>, а размыв – 100 км<sup>2</sup>, и площадь дельты увеличилась на 97 км<sup>2</sup>. Таким образом, несмотря на существенное сокращение стока наносов Хуанхэ, ее дельта пока продолжает расти. Полученные количественные данные о динамике дельты – изменение площадей образовавшихся дельтовых лопастей – впоследствии были сопоставлены с изменениями показателей стока [27]. Количественные результаты космического мониторинга изменений дельты Хуанхэ в последние десятилетия послужили дальнейшему развитию важного направления исследований российской гидрологической школы – выявлению закономерностей развития дельт в зависимости от стока воды и стока наносов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Важная отличительная черта гидрологической устьевой школы В.Н. Михайлова – применение



**Рис. 5.** Изменения восточной части дельты Хуанхэ в 1995–2015 гг. Положение береговой линии: 1 – в 1995 г.; 2 – в последующие годы. 3 – Суша на месте моря (прирост дельты); 4 – море на месте суши (размыв дельты).

космических снимков для изучения гидролого-морфологических процессов в устьевых областях рек и исследования динамики речных дельт. Динамика дельт изучается в разных временных масштабах – от вековых изменений, что реализуется сравнением старых карт с современными космическими снимками, до текущего мониторинга состояния дельт, в настоящее время вполне обеспеченного регулярными космическими съемками. Исследуется динамика, вызванная разными факторами – природными, из которых сейчас наиболее значимы изменение климата и колебания уровня приемного водоема, и антропогенными, такими как создание водохранилищ в бассейнах рек, хозяйственное освоение территории дельт, проведение гидротехнических мероприятий. Это определяет разнообразие проводимых исследований динамики и полученных результатов, среди которых выделим наиболее важные.

Исследования динамики дельт в связи с потеплением климата позволили выявить некоторые изменения тенденции развития северных дельт от их постепенного многовекового нарастания и выдвигения в море к появлению признаков размыва на морском крае дельт.

Исследования динамики дельт при колебаниях уровня моря, энергично проводившиеся в связи с недавним подъемом уровня Каспия, когда разные стадии колебаний уровня (длительного снижения, интенсивного подъема в течение почти двух десятилетий, небольшого опускания и стабилизации) были обеспечены космическими

снимками, – позволили уточнить количественные закономерности ряда гидрологических и гидролого-морфологических процессов в дельтах, в частности связанных с концепцией “подпорной призмы”. При переформировании гидрографической сети дельты отмирание старого русла ведет к размыву старого дельтового выступа и образованию в его продолжении аккумулятивной косы, направленной по вектору волнения, как это произошло в дельтах Сулака и Куры. На примере Новой дельты Терека выявлены возможности продолжения формирования и роста дельты, обеспеченного стоком наносов, несмотря на подъем уровня приемного водоема. На примере дельты Урала определена экологическая ниша зарослей тростника на мелководьях, погибающих при повышении уровня моря > 1.8 м. Ландшафты дельт при снижении уровня моря испытывают ксерофитизацию, сменяющуюся гидрофитизацией при подъеме уровня.

Регулярный космический мониторинг при проведении гидротехнических мероприятий в дельтах (в частности, преднамеренных изменениях направления стока) позволил на примере дельты Хуанхэ в деталях проследить за процессами переформирования дельты – нарастания новых дельтовых лопастей и размыва старых.

Во всех рассмотренных вариантах исследований космические снимки обеспечили наглядную качественную и объективную количественную информацию о происходящих изменениях и поз-

волили количественно обосновать и уточнить выявленные закономерности.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
2. *Брызгалов В.В., Скобинский А.Э., Богунов А.Ю.* Исследование устьевой области Северной Двины хронокартографическим методом. Архангельск: Лодия, 2008. 143 с.
3. Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков. Методика и результаты. М.; Берлин: Наука, Академи Ферлаг, 1982. 104 с.
4. *Ефремова О.Н., Кравцова В.И.* Изучение динамики дельты Дуная с использованием космических снимков // Иссл. Земли из космоса. 1981. № 5. С. 90–96.
5. *Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И.* Аэрокосмические исследования динамики географических явлений. М.: Изд-во МГУ, 1990. 205 с.
6. *Кравцова В.И.* Анализ динамики дельт на основе космических снимков // Вод. ресурсы. 2001. Т. 28. № 4. С. 402–409.
7. *Кравцова В.И.* Картографирование природных и антропогенных геосистем дельты Дуная по космическим снимкам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2019. № 1. С. 3–10.
8. *Кравцова В.И., Вахнина О.В.* Исследование динамики дельты Енисея по космическим снимкам // Геодезия и картография. 2020. № 1. С. 34–47.
9. *Кравцова В.И., Илюхина Ю.А.* Динамика восточной части устьевой области Терека в период подъема уровня Каспия: картографирование по аэрокосмическим материалам // Вод. ресурсы. 2002. Т. 29. № 1. С. 49–61.
10. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Динамика современной дельты р. Хуанхэ в последние десятилетия: исследование по космическим снимкам // Геодезия и картография. 2017. № 1. С. 18–24.
11. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Динамика современной дельты р. Хуанхэ в последние десятилетия: исследование по космическим снимкам // Геодезия и картография. 2017. № 2. С. 22–25.
12. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Динамика дельты Дуная в XXI веке: исследование по космическим снимкам // Геоинформатика. 2018. № 2. С. 45–62.
13. *Кравцова В.И., Инюшин А.Н.* Исследование динамики дельты Лены по космическим снимкам // Вод. ресурсы. 2019. Т. 46. № 6. С. 817–824.
14. *Кравцова В.И., Лурье И.К., Илюхина Ю.А.* Динамика дельты р. Сулак в условиях подъема уровня Каспия по аэрокосмическим данным (1978–1997) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2000. № 5. С. 53–59.
15. *Кравцова В.И., Михайлов В.Н., Ермошкин И.С.* Динамика дельты р. Куры // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2003. № 2. С. 66–75.
16. *Кравцова В.И., Николаев В.А., Маркова Т.А.* Использование снимков с ресурсного спутника ЕРТС для ландшафтного картографирования и анализа динамики ландшафтов // Исследование природной среды космическими средствами. Т. VI. Геоботаника. Геоморфология. Почвоведение. С-х угодья. Ландшафтоведение. М.: АН СССР, 1976. С. 98–110.
17. *Кравцова В.И., Проворова И.А.* Исследование и картографирование динамики дельты р. Сулак по космическим снимкам // Геодезия и картография. 2014. № 1. С. 21–27.
18. *Кравцова В.И., Проворова И.А.* Космический мониторинг формирования Новой дельты р. Терек // Геодезия и картография. 2014. № 2. С. 36–44.
19. *Кравцова В.И., Проворова И.А.* Картографирование динамики дельт Сулака и Куры в последнее десятилетие по космическим снимкам // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей. Тр. VIII международ. науч.-практ. конф. Т. 2. М.: РУДН, 2014. С. 242–253.
20. *Кравцова В.И., Реймов П.Р.* Картографирование динамики гидрогенных экосистем южного Приаралья по космическим снимкам // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 1994. № 2. С. 47–57.
21. *Кравцова В.И., Ушакова Л.А., Чекалина Т.И.* Изучение динамики дельты Дуная с использованием материалов космической съемки // Геоморфология. 1979. № 1. С. 59–67.
22. *Кравцова В.И., Черепанова Е.В.* Динамика дельт рек Енисея и Пура // Вод. ресурсы. 2001. Т. 30. № 3. С. 304–311.
23. *Кравцова В.И., Шуматиев В.В.* Новые подходы к обработке разновременных космических снимков на примере исследования динамики дельты Урала // Геоинформатика. 2005. С. 52–61.
24. *Михайлов В.Н.* Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997. 413 с.
25. *Михайлов В.Н., Горин С.Л.* Новые определения, районирование и типизация устьевых областей рек и их частей – эстуариев // Вод. ресурсы. 2012. Т. 39. № 3. С. 243–257.
26. *Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Ермошкин И.А.* Динамика дельты р. Куры // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2003. № 2. С. 66–75.
27. *Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Инюшин А.Н., Михайлова М.В.* Изменения тенденции развития дельты под влиянием внешних естественных и антропогенных факторов (на примере современного устья Хуанхэ) // Вод. ресурсы. 2018. Т. 45. № 4. С. 353–365.
28. *Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Магрицкий Д.В.* Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Куры // Вод. ресурсы. 2003. Т. 30. № 5. С. 541–554.

29. Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Магрицкий Д.В. Особенности развития современной дельты Сулака // Вод. ресурсы. 2004. Т. 31. № 2. С. 133–147.
30. Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Магрицкий Д.В., Михайлова М.В., Исупова М.В. Дельты каспийских рек и их реакция на изменение уровня моря // Вестн. Каспия. 2004. № 6. С. 60–104.
31. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Кравцова В.И., Михайлова М.В., Исупова М.В. Воздействие изменений уровня Каспийского моря и водохозяйственных мероприятий на гидрологический режим и морфологию устьев рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5, География. 2011. № 2. С. 85–95.
32. Михайлов В.Н., Уваров И.А., Корнилов М.В., Михайлова М.В. Динамика морского края дельты // Гидрология дельты Дуная. М.: ГЕОС, 2004. С. 346–361.
33. Михайлова М.В. Гидрологический режим и динамика гидрографической сети устьевой области Хуанхэ // Вод. ресурсы. 1998. Т. 25. № 1. С. 105–117.
34. Михайлова М.В. Современные русловые деформации на устьевых участках Терека и Сулака // Тр. ГОИН. 1991. Вып.198. С. 39–46.
35. Asarin A.S., Mikhailov V.N., Kravtsova V.I. Amudarya and Syrdarya Rivers and their deltas // The Aral Sea Environment. The Handbook of Environmental Chemistry. Springer. 2010. V. 5. P. 101–121.
36. Chu Z.X., Sun X.G., Zhai S.K., Xu K.H. Changing pattern of accretion-erosion of the modern Yellow River (Huanghe) subaerial delta, China: Based on remote sensing images // Mar. Geol. 2006. V. 227. P. 13–30.