

Санкт-Петербургский государственный университет

Институт наук о Земле

*На правах рукописи*

**Смагин Роман Евгеньевич**

**ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ МОРСКИХ И РЕЧНЫХ ВОД В ПРИЛИВНОМ  
ЭСТУАРИИ**

**(на примере устьевой области реки Кереть Белого моря)**

Специальность 25.00.28 — Океанология

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание учёной степени кандидата географических наук

Научный руководитель:  
кандидат географических наук,  
доцент **В.В.Ионов**

Санкт-Петербург -- 2017

# **Взаимодействие морских и речных вод в приливном эстуарии (на примере устьевой области р. Кереть Белого моря)**

<b>Введение</b>	<b>4</b>
<u>Объект исследования и актуальность темы.</u>	
<u>Цель работы</u>	
<u>Направления и методы исследований</u>	
<u>Новизна работы</u>	
<u>Практическая значимость работы</u>	
<u>Апробация работы</u>	
<u>Публикации</u>	
<u>Структура и объём работы</u>	
<u>Благодарности</u>	
<b>Глава 1. Особенности взаимодействия солёных и пресных вод в устьевых областях рек.</b>	
1.1. Гидрологический режим устьев рек.	10
1.2. Классификация эстуарных районов.	14
1.3. Методы исследования гидрологии приливных эстуариев.	19
<b>Глава 2. Исследование взаимодействия речных и морских вод в приливном эстуарии р. Кереть.</b>	
2.1. Постановка задачи.	27
2.2. Итерационный подход к исследованию малого приливного эстуария.	30
2.3. Реализация морского натурного эксперимента в устье р.Кереть.	33
<b>Глава 3. Особенности гидрологии приливного эстуария реки Кереть в летний период.</b>	
3.1. Галоклин в зоне смешения.	46
3.2. Гидрология эстуарных проливов.	58
3.3. Распространение речных вод на устьевом взморье.	78
<b>Глава 4. Приливной режим устьевой области реки Кереть.</b>	
4.1. Результаты гармонического анализа приливных колебаний уровня и течений.	85

4.2. Результаты гидродинамического моделирования приливных движений.	98
4.3. Особенности приливных явлений в губе Подпахта.	106
Заключение	114
Литература	116

## Введение

### Объект исследования и актуальность темы.

Устьевые области рек – наиболее изменчивые, сложные самоорганизующиеся геосистемы на стыке реки и моря. Гидродинамическая и морфологическая структура, свойства водных масс, формирующихся при смешении речных и морских вод, определяют протекание различных природных процессов не только в устьевой области, но и за её пределами.

Издавна практическая деятельность человеческого общества тесно связана с устьевыми областями рек, впадающих в различные моря. Многие цивилизации (Древний Египет, Древний Китай, Вавилон) развивались и существовали в этих районах или непосредственно примыкали к ним. И в настоящее время устья рек вызывают повышенный научный и прикладной интерес. Во многом, он связан с использованием ресурсного потенциала этих районов и с необходимостью их охраны и защиты от загрязнения. Это весьма важно, поскольку сейчас речные устья являются местом расположения многих крупных городов-портов (мегаполисов), например Санкт-Петербург, Лондон, Нью-Йорк и др. При этом, сочетание природных и антропогенных факторов, определяющих эволюцию устьевых областей, предполагает дополнительные сложности при исследовании таких объектов. Следует отметить, что и крупнейшая катастрофа современности – затопление в 2005 году г.Новый Орлеан (США), расположенного в устье р.Миссисипи, также подчёркивает проблему недостатка изученности устьевых областей.

*Устьевая область реки (устье реки)* – это особый географический объект, охватывающий район впадения реки в приёмный водоём (океан, море, озеро), обладающий специфическим строением, ландшафтом, режимом и формирующийся под воздействием устьевых процессов [46]. Это переходная зона от реки к морю, для которой наиболее характерно взаимодействие и смешение вод реки и моря, отложение наносов, а также дельтообразование [10].

Под устьевой областью также принято понимать весь район динамического взаимодействия и смешения речных и морских вод, включая дельты и эстуарии, а также участки прибрежной зоны морей, где ещё сказывается влияние реки (устьевое взморье). Устья занимают промежуточное положение между речными бассейнами и приёмными водоёмами. Это своеобразные «пограничные» геосистемы, где разные водные массы могут взаимодействовать и изменять свои свойства. Устья обладают самой высокой удельной биопродуктивностью из всех экосистем на планете и дают более 4% всей первичной продукции океана; в них сосредоточено более 1/3 общей растительной массы Мирового океана [59]. В частности, здесь сосредоточены районы нереста и откорма морских промысловых видов, а также пути миграции проходных и полупроходных рыб.

Устьевые области являются эффективными индикаторами естественных и антропогенных изменений режима рек и морей. В дельтах с высокой степенью искусственной зарегулированности режима основное влияние изменения климата на эти природные системы осуществляется через морские факторы (колебания уровня моря в первую очередь). Естественные изменения гидрологического режима самой реки в значительной степени нивелируются хозяйственной деятельностью на её водосборе и искусственным регулированием стока. Береговая линия становится естественной границей между морем и дельтой, которая может подвергаться наибольшей перестройке [82]. Устьевые области, занимая сравнительно небольшую площадь, но благодаря экономическому (промышленному, сельскохозяйственному, транспортному) потенциалу могут приносить весомые доходы в государственный бюджет.

В России первые серьёзные исследования устьев рек были проведены в конце XIX – начале XX века известными естествоиспытателями Н.Я.Данилевским и В.В.Докучаевым, а также океанологами С.О.Макаровым и Ю.М.Шокальским. Но к середине XX века стало ясно, что изучение устьев рек как сложных природных объектов возможно лишь на междисциплинарном уровне. Наиболее обширным исследовательским подходом является гидрологический подход, поскольку именно гидрологические процессы оказываются ведущими в формировании природы устьев рек. В 1952г. вышла в свет монография И.В.Самойлова «Устья рек» [56], где были подытожены результаты исследований устьев рек по состоянию на 40-50-е годы. Позже, гидрология устьев рек оформилась в самостоятельную науку, находящуюся на стыке гидрологии суши и океанологии. В последние 30-40 лет у нас в стране и за рубежом проведены важные исследования устьевых областей. Это устья рек, впадающих в Каспийское, Чёрное и Азовское моря (Волга, Терек, Сулак, Днепр, Юж.Буг, Дунай, Дон, Кубань), в Балтийское и моря Арктического бассейна (Нева, Даугава; Сев.Двина, Обь, Лена). Ряд крупных работ посвящён устью Амударьи, впадающей в исчезающее Аральское море. За рубежом хорошо изучены устья Дуная, Маккензи, Миссисипи, растёт интерес к устьям Хуанхэ, Янцзы, Амазонки и других рек. Однако научные подходы изучения устьевых областей в бывшем СССР и за границей существенно различались. А к настоящему времени уже сформировались основные разделы гидрологии устьев рек, как промежуточной науки между гидрологией суши, океанологией и морской геоморфологией.

Безусловно, специфику отдельной устьевой области реки обуславливает наличие и природа приёмного водоёма, куда впадает река, а также существование в пределах устья особого геоморфологического объекта – дельты или эстуария. Устья рек, которые впадают непосредственно в океан или в окраинные моря, часто оказываются под сильным воздействием морских приливов. На побережье России приливы оказывают влияние на устья северных рек

европейской территории (Онеги, Северной Двины, Мезени и др.) и тихоокеанского побережья (Пенжины, Амура и др.). В устьях рек приливы часто достигают больших величин.

В современной отечественной литературе под устьевой областью реки (УОР) принято понимать всю область активного динамического взаимодействия и смешения речных и морских вод, включая дельты и эстуарии. Но с учётом того, что обычно в УОР выделяют две основные части (устьевой участок реки и устьевое взморье), найти место эстуарии в такой системе районирования сложно. Выходом может послужить вариант выделения эстуария, как промежуточного объекта между вышеуказанными районами. Например, И.С.Щукин в [68] делил УОР на 3 типа: простые, дельты и эстуарии. Однако, и дельта, и эстуарий – лишь части УОР, поэтому типами их называть, возможно, не следует.

Термин «эстуарий» давно используется в научном обиходе, и в большей степени он популярен в зарубежной литературе. Ещё в 1951г. Б.Х.Кетчам дал ему такое определение: *«Эстуарий – водоём, в котором речная вода смешивается с морской и до некоторой степени её разбавляет»* [77]. Позже Д.Притчард предложил ставшее классическим определение: *«Эстуарий – это полузамкнутый прибрежный водоём, имеющий свободную связь с открытым морем и в котором морская вода заметно разбавляется пресной водой, поступающей вследствие дренажа суши»* [83]. Чтобы увязать отечественную концепцию УОР с зарубежным понятием эстуария гидрологами из МГУ было предложено новейшее определение: *«Эстуарий – это полузамкнутая система водных объектов пределах устьевой области реки, которая хотя бы периодически сообщается с морем и в которой действуют общие для всей системы процессы смешения речных и морских водных масс»* [47]. Однако, понятие «водные массы» в океанографической науке имеет особое определение, в котором основополагающую роль имеет пространственный масштаб объекта. Поэтому в новейшей интерпретации понятия эстуария вполне уместно заменять словосочетание «водные массы» на слово «воды».

В свою очередь, приливные эстуарии обычно разнятся по величине приливных колебаний уровня, определяющей характер перемешивания и стратификации вод. Но в существующих классификациях эстуариев, основанных на разных принципах и часто противоречивых, отражается лишь какое-то одно из свойств этих объектов. Это либо их морфологическое строение, либо особенности перемешивания и циркуляции вод, либо упомянутая величина приливных колебаний уровня воды [47]. Эти классификации весьма полезны при исследовании отдельных процессов в эстуариях, но малопригодны для комплексной оценки их природы и недостаточно хороши для плохо изученных приливных эстуариев. К тому же, изучению устьев крупных рек с выраженным взаимодействием и смешением речных и морских вод уделяется большое внимание, в то время как исследования эстуариев малых рек все ещё немногочисленны.

В данной работе подробно рассматривается малый приливной эстуарий (губа Кереть), как часть устьевой области реки Кереть, впадающей в Кандалакшский залив Белого моря.

**Цель работы** – выявление характера и особенностей смешения морских и речных вод в малом приливном эстуарии реки с незарегулированным стоком (на примере реки Кереть). В связи с этим были поставлены и решены следующие задачи:

- совершенствование известных методик исследований взаимодействия и смешения морских и речных вод;
- постановка морского натурального эксперимента в типичном (малом) приливном эстуарии;
- определение приливного режима устьевой области реки Кереть (для летнего сезона);
- анализ пространственно-временной изменчивости местоположения разнородных вод, галоклина и гидрофронта в эстуарии р.Кереть при различных гидродинамических условиях.

### **Направления и методы исследований**

Для решения поставленных задач была осуществлена серия натуральных экспериментов в устьевой области р.Кереть при различных гидродинамических и сезонных условиях, произведена обработка полученных данных, усовершенствована методика исследований взаимодействия вод различного генезиса с использованием контактных и неконтактных измерителей.

### **Основные положения, выносимые на защиту**

1. Новый подход к исследованию малого приливного эстуария, основанный на схеме комплексного итерационного алгоритма: натуральный эксперимент, обработка результатов контактных и бесконтактных измерений, создание и реализация гидродинамической модели с граничными условиями, получаемыми из очередного натурального эксперимента.
2. Определённый для летнего периода приливной режим устьевой области р. Кереть.
3. Выявленные особенности гидрологического режима устья р. Кереть.
4. Свидетельства необычных гидродинамических явлений в губе Кереть (разнонаправленные приливные течения в проливе Подпахта, остаточная приливная циркуляция в губе Лебяжья).

### **Новизна работы**

Впервые подробно изучен приливной режим акватории устьевой области реки Кереть. Полученные результаты являются важным подспорьем для гидробиологических исследований береговой зоны Белого моря. Для условий ограниченного отрезка времени впервые реализован универсальный подход к исследованию малого приливного эстуария, как части устьевой области, который объединяет частные методики постановки и проведения морского натурального эксперимента, а также обработки его результатов.

### **Практическая значимость работы.**

Сведения о взаимодействии морских и речных вод, границе их раздела позволяют выявить особенности гидрологического режима, который определяет кормовую базу для популяций ценных промысловых рыб в устье р. Кереть. Предложенный применительно к условиям приливного эстуария реки с незарегулированным стоком подход может использоваться при решении прикладных задач в любой устьевой области, где наблюдаются приливы. Результаты многолетних океанологических исследований этой акватории могут представлять интерес при обсуждении вопросов экономического развития всего Северо-карельского побережья.

### **Апробация работы.**

Результаты исследований использовались при выполнении работ по темам РФФИ, мероприятиям по расширению учебных и научных программ межвузовского сотрудничества.

Исследования проводились в рамках инициативных проектов РФФИ №07-05-00583-а «Развитие методов мониторинга устьевых областей рек на основе георадиолокации и интегральной оценки состояния водных объектов»;

№11-05-01211-а «Исследование распространения и трансформации речных вод в приливном эстуарии с использованием неконтактных методов натуральных измерений и численного гидродинамического моделирования»;

Проект СПбГУ (Мероприятие 6) №18.42.157.2013 «Океанологические подспутниковые экспедиционные исследования в Белом и Японском морях».

По теме работы делались доклады на следующих научных мероприятиях:

Научно-практические конференции студентов, аспирантов и преподавателей факультета географии и геоэкологии СПбГУ (в рамках Большого Географического Фестиваля), г. Санкт-Петербург, 2006-2007гг.;

Международная научная конференция «Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата», г. Ростов-на-Дону, 6-10.06.2011г.;

Международная научная конференция, посвященная 150-летию Н.М. Книповича «Экологическая безопасность приморских регионов (порты, берегозащита, рекреация, марикультура)», Ростов – на – Дону, 5-8.06. 2012г.;

Международный семинар «Transboundary watershed territories: Finland and Russia – White Sea watershed», Петрозаводск, 3-4.08.2013г.;

Международная научная конференция «Проблемы изучения, рационального использования и охраны природных ресурсов Белого моря», Петрозаводск, 30.09.-4.10.2013г.;

Заседание Океанографической комиссии в РГО на тему «Комплексные исследования приливных явлений губы Кереть (Кандалакшский залив, Белое море)», г. Санкт-Петербург, 9.06.2015г.;



Международная научно-практическая конференция «Природное и культурное наследие Белого моря: перспективы сохранения и развития», п. Чупа, Республика Карелия, 17-19.07.2015г.;

Всероссийская научная конференция «Экологическая стратегия развития прибрежных регионов: география, окружающая среда, население», Ростов-на-Дону, 15-18.12.2015г.

### **Публикации**

По теме диссертации опубликовано 12 печатных работ, список которых приведён в конце автореферата.

### **Структура и объём работы.**

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения (выводов). Список литературы насчитывает 89 наименований, из которых 21 -- на иностранных языках. Работа изложена на 121 странице и включает в себя 72 рисунка и 9 таблиц.

### **Благодарности.**

Основная часть исследований проводилась по научным программам, реализующихся на кафедре океанологии СПбГУ, а также по грантам РФФИ (№№07-05-00583-а и 11-05-01211-а). Автор получал ценные советы и консультации от сотрудников различных кафедр факультета географии и геоэкологии СПбГУ, а также от сотрудников ГНЦ ААНИИ (г. Санкт-Петербург). При организации и проведении полевых работ большую помощь оказали сотрудники кафедры физики Земли физического факультета СПбГУ, а также сотрудники Морской Биологической Станции СПбГУ (Лоухский р-н Республики Карелия, о. Средний). В процессе сбора и обработки данных весьма полезными были консультации представителей беломорского биологического сообщества (сотрудники Беломорской биологической станции (ББС) ЗИН РАН «Мыс Картеш» и учебно-научной станции «Беломорская» Казанского федерального университета) и коренных местных жителей. Автор выражает свою глубочайшую признательность всем лицам и организациям, способствовавшим выполнению данной работы.

## **Глава 1. Особенности взаимодействия солёных и пресных вод в устьевых областях рек**

### ***1.1. Гидрологический режим устьев рек.***

Природные условия и гидрография определяют особенности динамики вод в устьях рек. Это взаимодействие (смешение) вод реки и моря, приливные и ветровые течения, растекание вод по поверхности, колебания уровня, плотностные эффекты и др. Также здесь наблюдаются ледовые явления, осуществляется перемещение наносов, происходят эрозивно-аккумулятивные процессы.

Если рассматривать устьевую область реки как географический объект, то она (с эстуарием) занимает часть нижнего течения реки (устьевой участок) и часть прибрежной зоны приёмного водоёма (устьевое взморье) с присущей им сложной и изменчивой гидрографической сетью. Она включает водотоки (протоки, проливы и др.) и водоёмы (плавни, устьевые лиманы и др.). На устьевом участке преобладает речной гидрологический режим, но на него активно влияет приёмный водоём. Устьевому взморью присущ гидрологический режим, свойственный приёмному водоёму, однако и река оказывает на него определённое влияние. Всё это в совокупности специфическая геосистема, которая формируется и развивается под влиянием устьевых (эстуарных) процессов, которые условно делятся на физические, химические, биохимические и биологические процессы [46]. Здесь преобладают аккумулятивные формы рельефа, сложенные толщами речных и морских отложений, располагается особый почвенно-растительный покров с наличием водной и влаголюбивой растительности, а также характерной фауной.

Эстуарные области играют роль своеобразных «барьеров», разделяющих влияние реки и моря. Так, часть наносов, выносимых рекой, оседает в определённом месте у впадения в море. В зонах смешения речных и морских вод возникают так называемые естественные маргинальные фильтры, в которых задерживается 90-95% взвешенных и 30-40% растворённых веществ речного стока и загрязнений. До фильтра (со стороны реки) в воде преобладают взвешенные формы элементов, а после фильтра (со стороны моря) – растворённые [34]. При этом, резко изменяется химический состав вод, который быстро трансформируется из речного в морской. Например, при солёности воды в 5-9‰ отмечается гидробиологическая граница между пресноводной и солоноватоводной (морской) биотой. В эстуариях, и особенно в зонах смешения, наблюдаются значительные преобразования форм нахождения металлов вследствие интенсификации гидродинамических и гидробиологических процессов. Для эстуарных вод наиболее характерны неорганические формы металлов, обладающие повышенной токсичностью и миграционной активностью, а воздействие изменения солёности сказывается

на содержании гуминовых и фульвокислот [43; 78]. Эти особенности солевого режима ощутимо сказываются на экологических условиях, определяющих жизнедеятельность различных организмов (гидробионтов), связанных между собой трофическими цепями.

Антропогенное воздействие на природу эстуарных областей весьма ощутимо проявляется через прямые и косвенные факторы, основными из которых являются водохозяйственные и гидротехнические мероприятия. Это углубление и спрямление русел (водотоков), сооружение судоходных и оросительных (осушительных) каналов, плотин, запруд, а также регулирование стока воды, связанное с преобразованием поверхности водосбора реки. В данной работе река Кереть, впадающая в Белое море, выбрана неслучайно, поскольку влияние антропогенного фактора на её гидрологический режим в целом невелико.

Надо сказать, что в настоящее время большее внимание уделяется изучению эстуарных областей крупных рек, тогда как исследования эстуариев малых рек немногочисленны. Здесь наиболее чётко проявляются процессы, в которых наблюдаются суточные и сезонные колебания гидрологических и гидрохимических характеристик. Это обуславливает специфический солевой режим, более высокую (по сравнению с морскими водами) температуру воды, активную аэрацию и т.д. В устьях беломорских рек ярко выражены приливные явления. Но приливы в мелководных (малых) приливных эстуариях (устьях малых рек) заметно отличаются от приливного режима в открытом море. Также следует помнить, что Белое море, вследствие полузамкнутости, распреснено благодаря стоку многочисленных рек. Но по сравнению с другими крупными беломорскими заливами, рассматриваемый в работе Кандалакшский залив, с рассредоточенным стоком малых рек, подвержен наименьшему распреснению. Речной сток здесь формируется в относительно однородных условиях, типичных для арктических областей [23].

Особенности взаимодействия речных и морских вод наиболее чётко проявляются в *зонах смешения*. Такие участки наблюдаются во всех устьях рек, впадающих в водоём с солёной или солоноватой водой. Здесь солёность воды возрастает от солёности, свойственной речной воде (не более 1‰) до солёности морских вод. Эта же величина условно принимается в качестве верхней границы зоны смешения [54]. Расположение верхней границы зоны смешения одновременно определяет границу осолонения вод. Здесь начинает кардинально меняться солевой состав вод: речная вода с преобладанием гидрокарбонатов уступает место морской воде с доминированием хлоридов. Интенсивность осолонения будет определяться характером распределения поля солёности. Зона смешения испытывает кратковременные и сезонные перемещения в зависимости от речного стока, фазы прилива, ветра, сгонно-нагонных явлений, морфологических особенностей устьевого взморья и устьевого участка реки. Термохалинная

структура этой зоны формируется вследствие распределения поля температуры, солёности и, соответственно, плотности воды.

Изменчивость положения зоны смешения в зависимости от величины речного расхода является общей закономерностью для всех устьев рек. Как правило, практически вся зона смешения располагается на устьевом взморье, которое может быть открытым или полузакрытым (берегами, островами и др.). В последнем случае, здесь формируется хорошо выраженная область распреснения. При повышенном стоке, например, в половодье, зона смешения передвигается в сторону устьевого взморья. По мере уменьшения величины расхода и перехода к меженному режиму зона смешения перемещается обратно, а осолонение вод будет наблюдаться вблизи устья реки. Процесс премешивания речных и морских вод сопровождается энергообменом (зависящим от показателей водообмена), теплообменом (при наличии разности температур), обменом солёностной (осмотической) энергией, связанного с изменением концентрации растворённых в воде солей [5; 32; 37]. Следует отметить интересную закономерность, характерную для устьев рек Арктического региона, которая заключается в том, что максимальная дальность проникновения морских вод вглубь устья при равных условиях наблюдается после серии маловодных лет [25].

Тем не менее, процесс вторжения морских вод в общих чертах может происходить под воздействием двух основных сил. Первая сила обусловлена уклоном свободной поверхности, вторая – продольным градиентом плотности. Эти две силы уравниваются трением на границе раздела разнородных вод и у дна. Составляющая давления за счёт уклона уровня не зависит от вертикальной координаты, а бароклинная составляющая с глубиной изменяется (возрастает). Это и создаёт предпосылки для специфической циркуляции вод в морских устьях рек [26]. При активном взаимодействии речных и морских вод формируются горизонтальные и вертикальные градиенты гидролого-гидрохимических характеристик (*фронтальные зоны*). Линию пересечения области с максимальными градиентами с поверхностью моря, называют *гидрофронтом*. Кроме этого, здесь нередко формируется слой резкого скачка температуры и солёности воды. В [79; 86] отмечено, что фронтогенезис обуславливается релаксацией горизонтального градиента плотности, следующей за уменьшением амплитуды прилива (например, при квадратурном приливе).

Морскую границу зоны смешения определяют по изогалине, отличающейся на 10‰ от средней солёности вод моря [46; 48]. При некоторых условиях осолонённые воды движутся в сторону речного участка, причём характер процесса зависит от стратификации толщи воды в эстуарии. Стратификация влияет на характер вертикального перемешивания – полное, частичное или с проявлением клина солёных вод. В приливных эстуариях длина клина осолонённых вод испытывает периодические колебания: в прилив она больше, в отлив –

меньше. Когда расход воды приблизительно постоянен, миграция клина будет определяться высотой прилива. Наибольшие изменения стратификации и соответствующие изменения в переносе массы воды характерны для периодов смены течений во время приливного цикла. При этом, наибольшие вертикальные градиенты плотности воды и наименьшая интенсивность турбулентности отмечаются во время и чуть позже смены течений, наибольшая турбулентность – при максимальных скоростях течения [57; 80;].

Расчёт осолонения зависит от типа смешения и, как правило, включает одномерное (продольное) распределение солёности в форме зависимости солёности от расстояния, отсчитываемого относительно некоторого постоянного начала. Ряд схем расчёта учитывает вертикальную неоднородность распределения солёности, но рассчитать трёхмерное распределение солёности весьма затруднительно. Морская соль поступает в зону смешения двумя путями: 1) благодаря плотностной адвекции вдоль дна, 2) из-за горизонтальной турбулентной диффузии. Поскольку плотность воды с увеличением солёности возрастает, пресная вода обычно движется на поверхности в сторону моря, а в придонном слое солёная вода движется в обратном направлении. Выносу соли из зоны смешения также способствуют речные воды. В случае приливного эстуария важную роль в этих процессах уже будут играть приливные течения. Соотношение между адвективным и турбулентным переносом солей зависит от величины вертикальной устойчивости смешиваемых масс воды. Интенсивный вертикальный турбулентный обмен разрушает плотностную стратификацию. В условиях простого растекания речной воды по поверхности морской воды развитие вертикального перемешивания (при отсутствии интенсивных движений) тормозится устойчивостью слоёв. Пресная и солёная вода разделяется узкой фронтальной поверхностью, в области которой происходит сгущение изогалин, а на вертикальном профиле можно обнаружить резкий скачок солёности (галоклин). Указанный случай типичен для приливного эстуария реки Кереть.

В дополнение к этому, следует отметить, что процессы формирования вертикальной стратификации и её разрушения в широком мелком эстуарии (например, в эстуарии р.Мобил, США) могут быть связаны с ветром и его влиянием на волнение и на последующее увеличение коэффициента донного трения, а также с величиной речного расхода. И эти процессы не всегда связаны с действием приливных течений [74; 85]. Но, с увеличением глубины внутри и за пределами эстуария трёхмерная структура потока подвергается влиянию приливных и ветровых течений, а для широких эстуариев будут проявляться эффекты, связанные с вращением Земли, поскольку конфигурация линии берега изменяет влияние вращения. В случае перемещения солёной воды в придонном слое (вдоль и через донные гряды) вращение Земли и вертикальное перемешивание ослабляют влияние топографии дна на плотностные течения [42].

Расположение слоя скачка солёности обычно горизонтально и лишь в районе гидрофронта изогалины приобретают больший наклон. В данной работе под гидрофронтом будет подразумеваться наклонная поверхность с максимальными пространственными градиентами солёности. По мере возрастания вертикального перемешивания и уменьшения вертикальных градиентов солёности наклон изогалин увеличивается, вплоть до их вертикального расположения. Плотностная циркуляция затухает и начинает преобладать турбулентный перенос соли. Наклон изогалин по отношению к горизонтальной поверхности часто служит индикатором интенсивности вертикального перемешивания, но при этом клин солёной воды снижает роль турбулентности. Появление дополнительных источников возбуждения вызывает размывание и потерю чёткого очертания границы раздела разных вод.

### ***1.2. Классификация эстуарных районов.***

Известно несколько классификаций, которые отличаются между собой по признакам, заложенным в основу типизации эстуариев -- частей устьевых областей. Ещё И.В. Самойлов в [56] подразделяет такие области на морфолого-генетические типы в порядке их эволюции. У О.К.Леонтьева в [33] приводится типизация дельт, в основу которой положены способы её формирования, в зависимости от доминирования морских или речных факторов. Это глубины, сток наносов, гидрологические особенности, которые определяют различия в процессе дельтообразования. В [53] типизация определяется гидрологическими и морфологическими признаками, в результате чего выделяются устьевые области с приливами и без приливов. Тем не менее, в каждой группе выделяется открытое взморье, взморье в виде залива (эстуария, лимана) и дельта с одним или несколькими рукавами.

Очень часто для рассматриваемых областей выделяют три участка, например, приустьевой участок реки, устьевой участок реки и устьевое взморье [22]. Первые два вместе образуют приморский участок реки. Верхней границей приустьевого участка считается то место нижнего течения реки, где сгонно-нагонные и приливные колебания уже не проявляются даже в период межени. Граница взморья (нижняя граница) довольно изменчива и достаточно размыва, так как зона наибольших градиентов солёности перемещается в зависимости от действия приливных и сгонно-нагонных процессов.

В отличие от устья, верхняя (речная) граница эстуария проходит по устьевому створу впадающей в эстуарий реки. В ряде случаев её выделяют по предельному положению зоны смешения. Однако, далеко не ясно, в какие фазы речного режима и приливов, и какую величину солёности следует принимать за эту границу. Нижнюю границу помогают установить морфологические признаки – береговые аккумулятивные формы, мористый конец эстуарного расширения, узость пролива, соединяющего эстуарий с морем [47]. Притчард в [82] считает, что

эстуарий – это связанный с морем, полузакрытый прибрежный водоём, где речная вода смешивается с морской. Если он представляет собой воронкообразное устье реки, подверженное воздействию приливов, то тогда речные воды будут смешиваться с морскими достаточно сложным образом [51]. От открытой части моря эстуарии отгораживаются косами, пересыпями, островами и т.п., что характерно именно для эстуариев малых рек, впадающих в приливное море.

В эстуариях можно выделить определённые участки, характеризующиеся специфическим динамическим режимом (течения, ветровое волнение и др.). Помимо динамики вод, они отличаются особенностями донного рельефа, составом донных осадков, видовым составом планктона и др. И здесь выделяют характерные 3 зоны, которые могут быть названы по-разному, но в общем виде, это морская, переходная и речная зоны. Во внешней, морской зоне, в связи с поступлением солёных морских вод (в основном, с приливом) прослеживаются максимальные для эстуариев значения солёности. В переходной зоне хорошо проявляется верхний распреснённый слой, а солёные морские воды располагаются в глубинных слоях, под галоклином. В речной зоне отмечается резкое уменьшение глубины, а вся толща воды опресняется. Наиболее активно это проявляется в фазу отлива.

Обобщённые морфологические классификации эстуариев позволяют выделить 5 типов:

1. затопленные речные долины, включая лиманы;
2. лагуны-эстуарии;
3. фьорды;
4. риасы;
5. русла рек и дельтовых рукавов, куда проникают морские воды [58].

Отечественные и зарубежные исследователи [45; 70] просто выделяют две группы эстуариев по характеру продольного изменения солёности воды. В «положительном» (нормальном) эстуарии поступление пресной воды и атмосферных осадков превышает потери воды на испарение. Вдоль эстуария величина солёности монотонно увеличивается от реки к морю. Таких эстуариев на Земле большинство. В «отрицательном» (обратном) эстуарии, наоборот, суммарный объём речного стока и осадков меньше потери воды на испарение. В эстуарии формируется высокосолёная вода, препятствующая поступлению пресной воды в море.

На основе классификации процессов смешения, предложенной Притчардом ещё в 1952г., и согласно некоторым эмпирическим индексам (индекс смешения (Симмонс, 1969), коэффициент стратификации (Хансен, Раттри, 1966)), выделяются следующие типы эстуариев: А – эстуарии, которым свойственна сильная стратификация и наличие клина солёных вод; В – эстуарии с частичным перемешиванием;

С – эстуарии с поперечной неоднородностью;

D – фиорды [76].

Классификации эстуариев по степени вертикального перемешивания/стратификации и по величине приливных колебаний уровня взаимно дополняют друг друга (Табл. 1):

Типы эстуариев	Величина приливных колебаний уровня, ΔН	Степень вертикального перемешивание и стратификация
Микроприливные	до 2м	слабое перемешивание по вертикали, «клин» солёных вод, сильная (устойчивая) стратификация
Мезоприливные	от 2 до 4м	частичное перемешивание, умеренная (нейтральная) стратификация
Макроприливные	более 4м	сильное перемешивание, слабая (неустойчивая) стратификация

Табл. 1. Классификация эстуариев по степени вертикального перемешивания и по величине приливных колебаний уровня.

В [47] в соответствии с морфологическим или генетическим признаком было предложено подразделить все эстуарии на 3 типа: речные, лагунные и морские. У каждого из них в зависимости от протекания гидролого-морфологических процессов выделялось ещё несколько подтипов. Отдельным подтипам присваивался индекс соответствующей устьевой области (Э–эстуарная, ЭД – эстуарно-дельтовая, ДЭ – дельтово-эстуарная). Ввиду того, что происхождение и гидрологический режим эстуариев связан с деятельностью потоков (речных и неречных (приливных)), то в зависимости от этого все они могут быть разделены на приливные и неприливные. Специфика *приливногo эстуария* заключается не столько в морфологических признаках, сколько в происходящих в нём процессах взаимодействия разнородных вод в некотором топографическом обрамлении и под влиянием приливов. Исходя из сказанного, устье реки Кереть вполне обоснованно можно отнести к приливному эстуарию.

Для устьев рек, впадающих в приливное море характерны те же три участка:

- 1) осолонённый (район нижнего течения реки, куда при приливе проникает солёная вода);
- 2) приливной (район, в котором чётко выражена смена приливногo и отливногo течения);
- 3) морской (устьевое взморье).

Для взморья, в зависимости от глубин, выделяют два морфологических типа (приглубое и отмелое).

С учётом действия приливов, стока реки и разности плотностей морских и речных вод для эстуариев в [35], были выделены 3 основных динамических участка: 1) зона приливных колебаний уровня; 2) зона обратных приливных течений; 3) зона обратных результирующих



(остаточных) течений. Такие условия обуславливают приток морской воды в зону смешения. Там же, была предложена классификация зон смешения по отношению эффективной толщины слоя  $D$  к характерной глубине  $h$  на осолонённом участке:

- Зоны смешения 1-го типа ( $\frac{D}{h} < 1$ ), с уклоном изогалин менее 0,001;
- Зоны смешения 2-го типа ( $1 \leq \frac{D}{h} \leq 10$ ), с уклоном изогалин до 0,005;
- Зоны смешения 3-го типа ( $\frac{D}{h} > 10$ ), с уклоном изогалин в пределах 0,01 – 0,05, с характерным для условий с сильным воздействием приливов.

Типы смешения речных и морских вод могут быть выделены согласно параметру стратификации  $n$ :

$$n = \frac{\Delta S}{S_{\text{ср}}} = \frac{S_{\text{дно}} - S_{\text{пов}}}{1/2(S_{\text{дно}} + S_{\text{пов}})}$$

где  $S_{\text{дно}}$  и  $S_{\text{пов}}$  -- солёность воды у дна и на поверхности. Случаю клина солёных вод соответствуют значения  $n \geq 1$ , случаю умеренного перемешивания  $0,1 < n < 1$ , случаю полного перемешивания --  $n \leq 0,1$  [8].

В зависимости от распределения пресной и речной воды в толще формируется тот или иной тип стратификации, который может быть выражен через безразмерный параметр стратификации  $K/U_0L$  от плотностного числа  $E_D$ :

$$K/U_0L = 0,002(E_D)^{-0,25}$$

где

$$E_D = P_t F_D^2 / Q_f T$$

$U_0$  – максимальная скорость в устьевом створе во время прилива,  $P_t$  -- объём приливной призмы,  $Q_f$  -- расход пресной воды (выше приливногo участка),  $T$  – период прилива,  $F_D$  – плотностное число Фруда:

$$F_D = \frac{U_0}{\sqrt{g h_0 (\rho - \rho_0) / \rho_0}}$$

$h_0$  – глубина в устьевом створе,  $\rho$  и  $\rho_0$  -- соответственно плотность морской и пресной воды,  $g$  – ускорение силы тяжести [88].

Интенсивность смешения речных и морских вод может быть представлена как функция вида  $M = f(W, D, L, C, Q_f, V_f, Q_r, V_r, H)$ , где  $M$  – интенсивность смешения вод,  $W, D, L$  – ширина, глубина и длина эстуария,  $C$  – шероховатость русла,  $Q_f, V_f$  – расход и скорость течения приливного потока,  $Q_r, V_r$  – расход и скорость течения речного потока,  $H$  – высота прилива.

Неоднородность потока по длине, ширине и по глубине создаёт заметные вертикальные и горизонтальные градиенты плотности. При таких условиях, возникает специфическая

двухслойная плотностная циркуляция. При большой вертикальной плотностной неоднородности в верхней части потока продольный градиент давления, в основном, обусловлен положительным уклоном водной поверхности и направлен в сторону моря. В нижней части потока продольный градиент давления определяется продольными градиентами плотности воды и направлен в сторону реки. В зависимости от фазы прилива картина может меняться, чему способствуют развороты течений на разных глубинах. Такая вертикальная и горизонтальная неоднородность плотности воды обусловлена взаимодействием речной и морской воды, с разной солёностью и температурой. Скоростная структура потока в приливном устье довольно сложная. В периоды смены течений: наблюдается разновременность перехода течений на разных глубинах с отливного на приливное и, наоборот, с приливного на отливное [49]. Время от времени, в потоке на разных горизонтах обнаруживается так называемая «нулевая точка», в которой течение временно отсутствует. Её положение зависит от фазы прилива, характера эстуарной циркуляции; часто она и разделяет разнонаправленные потоки.

По дальности распространения в реку приливных явлений могут быть выделены такие зоны [44]:

- 1 – зона приливных колебаний уровня (наибольшая дальность распространения);
- 2 – зона обратных приливных течений;
- 3 – зона с периодически присутствующими осолонёнными водами;
- 4 – зона с постоянным присутствием осолонённых вод.

В зависимости от характера движения воды и наносов в приливном эстуарии, Демиденко в [13] выделяет 6 районов по динамике вод при взаимодействии морских и речных вод. 1) речной квазистационарный, 2) односторонний нестационарный; 3 и 4) реверсивный в зонах пресных и смешанных вод; 5) эстуарийный стратифицированный; 6) морской. Каждому району соответствует свой тип движения наносов. Для зоны смешения характерен максимум мутности, наблюдающийся в придонном слое, и который перемещается в течение приливо-отливного цикла вместе с ней. Наибольшие величины мутности достигаются в сизигийные приливы и в период малой воды. Для реки Кереть, в силу небольшого твёрдого стока различия вод по мутности различаются в меньшей степени.

Следует также отметить, что многочисленные водохозяйственные мероприятия на водосборе и непосредственно в устье рек значительно изменяют сток и его распределение по сезонам. Это может создать возможность для новой типизации таких областей. При высокой степени гидрологической изученности, гидрологическое районирование может рассматриваться как более совершенный (по сравнению, например, с интерполяцией) способ обобщения соответствующих натуральных данных, которому должно быть отдано предпочтение на стадии детального исследования [66].

### ***1.3. Методы исследования гидрологии приливных эстуариев.***

Эволюция эстуарных районов заключается в процессах формирования гидрологического режима, динамике гидрофизических полей при смешении вод реки и моря, а также процессах дельтообразования. Методы их изучения неотъемлемо связаны с исследованием зоны смешения, а выяснение особенностей движения вод обязательно должно проводиться с учётом временных масштабов. Как правило, это:

- Многолетние изменения гидрологического режима, которые связаны с динамикой береговой линии, донного рельефа, русловой сети, устьевых водотоков и т.п.;
- Сезонная динамика гидрологического и океанологического режима;
- Кратковременные изменения – а) периодические (суточные), обычно связанные с приливыми явлениями; б) непериодические (влияние ветра, стока реки и др.)

В ходе исследования обычно используются методы гидродинамического, гидролого-морфологического и физико-статистического анализа. Среди них можно выделить натурные и лабораторные эксперименты, статистические обобщения и математическое моделирование. Но, даже несмотря на успехи моделирования, часто обнаруживаются недостатки натурных исследований и ограниченность результатов, полученных в лабораторных условиях. Поскольку эстуарии, как важная часть устьевых областей представляют собой районы, в которых взаимодействуют самые различные факторы, то первоочередной исследовательской задачей будет являться воссоздание водного режима и его параметров. Но пока ни один из известных методов исследования не может дать исчерпывающую информацию об этом. А для получения прогноза состояния устьевой области, как системы, какого-то одного метода просто недостаточно.

**Натурные измерения.** Казалось, именно они могли бы дать всю необходимую информацию для решения частных задач. Однако, поведение устьевой области, как природной системы необходимо наблюдать на как можно большей площади акватории и при разных условиях. Такие условия (например, приливы, речной сток, метеорологическая ситуация и др.) постоянно меняются и подводят к необходимости длительных наблюдений в нескольких точках акватории. Серьёзное ограничение метода заключается в том, что он используется в первую очередь для сбора информации, а для прогнозных задач применение метода проблематично.

**Статистическое обобщение (численные методы и математический анализ).** При помощи вычислительной техники и наличия требуемого количества данных, можно решать относительно простые задачи, упрощающие реальные условия. При этом у исследователя присутствует значительная свобода в выборе эмпирических параметров, которые трудно

реализовать на физических моделях. К численным методам обычно относят методы характеристик, конечных разностей и конечных элементов. В частности, для исследования динамики вод необходимо так подбирать часть водоёма, чтобы внешняя область не могла существенно повлиять на протекание процесса внутри области в том случае, когда внешняя сила направлена в область решения. В качестве такой области можно выделять весь водоём, как динамически замкнутую систему [50]. Уравнения количества движения и неразрывности могут быть решены аналитически, если они упрощены до их линеаризованных форм. Тогда решение можно получить для грубо упрощённых условий, что не позволяет понять поведение системы в целом. В нашем случае, имеет смысл рассматривать некоторый гипотетический приливной эстуарий, с предположением возможных изменений расхода речной воды (например, изъятие части стока) и случаев вторжения морских вод под воздействием приливов.

В целом, численные методы расчёта течений и приливов в устьях рек и на шельфах основаны преимущественно на одномерных и двумерных моделях, решаемых с помощью конечноразностных методов. В [12] отмечено, что в результате численного моделирования приливных эстуариев с простой и сложной конфигурацией береговой линии остаточные течения, вызванные только приливами, достигают 10% максимальных значений течений, которые наблюдаются во время прилива или отлива.

**Моделирование.** Разные модели (физические и математические) могут представить исследуемую гидродинамическую систему в трёх измерениях, вне зависимости от интервалов пространства и времени. Однако, такие модели страдают от искажения масштабов, редко включая дополнительные и второстепенные факторы. Известно, что модели относительно медленнее и дороже в создании, проверке и эксплуатации. Для обеспечения достоверной работы избранной модели (верификации) требуются результаты полевых натуральных наблюдений. Созданная модель должна быть «откалибрована» для воспроизведения известных условий с приемлемой точностью. Но точное соответствие природе невозможно из-за масштабных эффектов, к тому же в модельных вариантах невозможно строгое сохранение критериев подобия. Однако модель может быть оптимизирована для воспроизведения наиболее важных факторов. Выбор теоретической части модели эквивалентен разделению реальных полей характеристик на детерминированные и случайные составляющие. Тогда информация, необходимая для слежения за эволюцией детерминированных составляющих, будет заключена в начальных и граничных условиях теоретической части модели. Информация о случайной компоненте обнаружится в измерениях значений параметров полей [65].

Для изучения гидродинамических условий эстуариев с различным типом смешения воды (стратифицированных, перемешанных, промежуточных) используют математическое или физическое моделирование, которое основано либо на гипотезе однослойности (если смешение

преобладает), либо на гипотезе наличия двух слоёв для случая полной стратификации. Для промежуточных случаев учитывается различие плотности воды по всей толще. В целях получения более полной картины изменчивости гидрологических полей в синоптическом масштабе на основе модельных экспериментов и с использованием натурального материала необходимо:

- а) уточнить отдельные эмпирические параметры модели;
- б) при моделировании использовать реальные масштабы внешних воздействий с учётом вероятности их повторяемости и продолжительности действия.

Применительно к реальному состоянию эстуария следует осуществлять как можно более полную пространственно-временную привязку результатов моделирования [20]. Для такой модели следует заведомо ставить граничные условия за пределами зоны смешения речных и морских вод [60].

Это следует из того, что характерной особенностью вод эстуарных областей являются большие горизонтальные и вертикальные градиенты плотности, которые формируют так называемую зону динамического разрыва. Попытки описать её в рамках математической формализации обмена количеством движения, теплом и солью были предприняты в работах [7, 50], путём введения в уравнение движения «плотностного» компонента. Но чтобы сымитировать основные черты гидрологических процессов простейшей математической моделью, следует помнить, что в природных условиях речная и морская вода разделена выраженным галоклином. Изменение солёности и температуры выше и ниже галоклина существенно меньше, нежели в нём самом. Только тогда модели, предполагающие, что плотность воды выше и ниже галоклина неизменна по вертикали, будут определять положение гидрофронта [18].

Модели, описывающие характер подобного взаимодействия, как правило, используют такие параметры, как колебания уровня воды в устье реки, речной сток, плотность воды и т.п., значения которых могут быть измерены в ходе натурального эксперимента. Нелинейный эффект проникновения приливной волны создаёт явление приливной накачки, которая влияет на результирующие переносы морских вод, эрозионно-аккумулятивные процессы, формирование специфической системы приливо-отливных русел в эстуариях. В переносе вод и наносов внутри зоны смешения, наряду со стоковыми и плотностными течениями, участвуют и результирующие переносы волнового происхождения, составляющие основу механизма приливной накачки. Плотность эстуарных вод будет зависеть от распределения температуры и солёности по всей толще.

Для приливного солёностного клина вертикально стратифицированной жидкости Урнышевым [67] была построена двумерная модель в виде системы нелинейных

дифференциальных уравнений. Также известны двухслойные модели [75], где каждый из двух слоёв считается однородным по вертикали. Исходные уравнения неразрывности и гидродинамики в них проинтегрированы по глубине каждого слоя в отдельности. В качестве дополнительных уравнений используются условия на поверхности воды, у дна и на поверхности раздела двух слоёв. Горизонтальные градиенты плотности выражены через градиенты солёности. В 1993 г. в РГМИ была построена двумерная математическая модель профиля слоя скачка солёности в речных руслах при переменном расходе по длине русла, дополненная блоком генезиса ледяного покрова. Эта модель основана на уравнениях неустановившегося движения воды, неразрывности, теплопроводности и переноса примеси (соли). Ледовые уравнения описываются тремя уравнениями: уравнениями температуры замерзания воды, уравнениями изменения толщины льда в период его роста и уравнением периода таяния [89]. Для оценки изменчивости гидрохимических параметров в приливных устьях рек также используется модель, представляющую синтез регрессионных уравнений, отражающих зависимость исследуемого параметра от речного стока (влияние суши) и от приливных колебаний уровня (влияние моря). Для решения задачи о реконструкции положения галоклина в сезонном или многолетнем масштабе для рек арктической зоны с малыми амплитудами приливов относительно преобладающих глубин в конце 80-х годов прошлого века была разработана двухмерная по вертикали математическая модель взаимодействия речных и морских вод. Модель была основана на проинтегрированных по ширине устьевой области уравнениях Рейнольдса и плотностной диффузии. В качестве начальных условий здесь использовалась мгновенная картина течения и структуры потока [19].

Реальное же движение вод в эстуарных водотоках представляет собой наложение длинноволнового (например, приливного) движения на гравитационное движение вод под влиянием речного стока. Такое суммарное волновое движение можно рассматривать как особый случай неустановившегося движения в природных каналах с резко выраженной трансформацией. От трансформации волны вдоль водотока зависит и расположение динамических зон с различным характером колебания уровня, течений и распределения поля плотности воды. Например, изменчивость уровня в приливных устьях рек, связана с режимом половодья, приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями, но данные полевых наблюдений обычно содержат суммарную характеристику колебаний уровня. В условиях приливного Белого моря, с обширными мелководными акваториями и протяжёнными устьями рек, происходит нелинейное взаимодействие между приливами и нагоном, которое может существенно влиять на формирование полей суммарных уровней и течений [27].

Поэтому для вычисления величины прилива, сгонов и нагонов, анализа стокового режима из суммарного уровня следует выделять стоковую и морскую составляющие.

Последняя будет содержать периодическую (приливную) и непериодическую (сгонно-нагонную) компоненты. Уровень полных, и в особенности, малых вод в пределах устьевой области определяется не только астрономическими условиями прилива, но и стоком реки. Суммарные колебания уровня обычно включают составляющую сезонного хода, зависящего в устье от сезонной изменчивости притока речной воды или водообмена в целом. При этом, изменчивость приливных течений часто не совпадает с приливными колебаниями уровня. Во многом, это зависит от характера распространения приливной волны, а проникновение длинных приливных волн с моря на мелководье может сопровождаться асимметрией скоростей течений и уровней воды, что вызывает обрушение этих волн [72].

Несомненную помощь в изучении перечисленных явлений может оказать численное гидродинамическое моделирование, которое широко используется при исследовании эстуарных зон. Оно может объединить и интерпретировать результаты разрозненных инструментальных измерений. Его помощь была использована в работе для реализации различных сценариев изменчивости гидрологического режима малого приливного эстуария (устье р. Кереть). Для этого пришлось задать и выполнить модельные условия, которые максимально отразили специфику данного района. Для граничных условий этой модели были предложены:

- Расход реки Кереть на замыкающем створе;
- Приливные колебания уровня;
- Приливные течения в проливах.

Приливные характеристики могут задаваться через предвычисление по гармоническим постоянным. Это относится, главным образом, к предвычислению приливных волн на открытой (морской) границе модели, т.е. можно воспроизвести реальный прилив с учётом тропических, фазовых и паралактических неравенств. Обычно же моделируется прилив, например, полусуточный, по одной гармонической функции, без привязки к астрономическим условиям. Но учёт только приливного колебания уровня моря на открытой границе приводит к неверному воспроизведению приливных течений внутри расчётной области. Включение в модель приливных осушек улучшит воспроизведение в различные периоды времени глубин и очертания береговой линии. Результаты такого прогностического моделирования через интерактивную систему могут транслироваться в сети Интернет в режиме реального времени [31].

Обнаружить при помощи стандартных приборов наличие в приливном эстуарии вод различного генезиса, их движение и расслоение достаточно сложно, а механизм соприкосновения и перемешивания морской и речной воды до конца ещё не изучен. Это

обуславливает востребованность привлечения новых методик проведения натуральных экспериментов и мониторинговых работ.

Большую помощь в этом могут оказать современные геофизические методы, в частности, метод подповерхностной радиолокации (георадиолокации). Он основан на изучении отражения коротких электромагнитных импульсов, посылаемых внутрь исследуемой среды, от границ с разными электрическими свойствами. Морская и речная вода имеют разные значения электропроводности и диэлектрической проницаемости, что даёт возможность выявить такую границу. Частота электромагнитного поля, используемая в георадарах, находится обычно в диапазоне 107-109Гц. Эта размерность частот (по сравнению с частотами, применяемыми в классических электромагнитных методах) позволяет намного увеличить детальность исследований, но она существенно ограничивает глубинность метода. В пресной воде, обладающей относительно низкой электропроводностью и диэлектрической проницаемостью, мало зависящей от внешних условий, электромагнитное поле затухает слабо [6]. Поэтому глубинность георадарных исследований на пресноводных водоёмах может достигать 20-30м, что способствует решению различных прикладных задач. В лучше проводящей солёной среде электромагнитное поле практически не распространяется и быстро затухает с глубиной.

Если в эстуарных условиях радар расположить на поверхности воды, электромагнитный импульс будет распространяться сначала в пресном слое и затем отразится от его нижней границы (верхней границы галоклина). При таком зондировании могут получиться достаточно чёткие очертания границы вод различного происхождения, а расстояние до отражающей поверхности (толщина пресного слоя) может быть определена по формуле:

$$h = \frac{t}{2} v = \frac{t c}{2 \sqrt{\epsilon}}$$

где  $t$  – время между посылкой импульса и регистрацией отражённого сигнала,  $v$  – скорость распространения электромагнитной волны,  $\epsilon$  – относительная диэлектрическая проницаемость среды (для пресной воды она равна 81) [3].

Для малого приливного эстуария такой метод имеет существенное ограничение, которое связано с относительно небольшой толщиной слоя пресной воды. Лишь с приближением к речному участку метод георадиолокации приобретает значимость. Наиболее эффективно применять его в зоне смешения, где динамика вод имеет наиболее интенсивный характер. Здесь использование океанологических приборов зачастую ограничивается малыми глубинами: стало быть, ценность георадиолокационных данных будет возрастать. Далее, используя радар, перемещаемый на плавсредстве, можно получить представление о пространственном распределении галоклина и слоя пресной воды. В ходе натуральных экспериментов, проведённых в устье р. Кереть для этих целей были использованы георадары «ОКО-2», выпущенные ООО



«Логис» (г.Раменское, Московская обл.) с антенными блоками 150, 250, 400 и 700 МГц, которые размещались на дне надувных лодок, т.е. практически на поверхности воды. Эти лодки работали в стационарном и буксирном варианте (ход на вёслах или малый ход на моторной лодке). Результаты георадарных измерений в режиме реального времени передавались на компьютер, находившийся рядом в соседней лодке-буксировщике (лодке управления), а при необходимости информация могла регулярно отображаться на мониторе. В итоге, получалась радарограмма – результат двумерной визуализации последовательности отражённых сигналов, измеренных через равные промежутки времени. По радарограммам можно судить о пространственной и временной изменчивости слоёв воды. Пример радарограммы приведён на рис. 1:

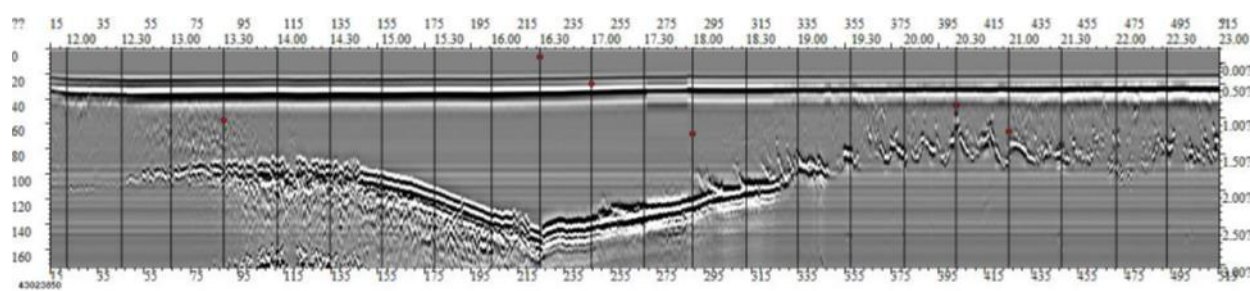


Рис. 1. Радарограмма со станции №4 (в устье р.Кереть), антенна 250 МГц, 16.08.2011.

В буксирном варианте оси X соответствует горизонтальное расстояние, пройденное радаром. В стационарном варианте X – ход времени при работе на станции, по оси Y -- время прохождения импульса по вертикали в условных единицах, затем пересчитываемых в глубину. Области с положительными значениями отражённого сигнала закрашиваются на радарограмме в тёмный цвет, с отрицательными – в светлый. Предварительный анализ радарограмм выполнялся в программе «Geoscan-32», входящей в комплект программного обеспечения георадара. В ходе георадиолокационных работ очень важно соблюдать невозмущённую границу пресной и солёной воды. Любое постороннее возмущение (волны от проходящих по соседству плавсредств, работ в воде винта лодочного мотора, плеск вёсел и т.п.) крайне нежелательно, поскольку всё это будет отображаться на радарном изображении. Если такое возмущение в ходе работ происходит, то его следует фиксировать по хронометру в целях исключения методической ошибки в ходе обработки. В процедуру обработки также входит также регулировка профиля усиления радиолокационного сигнала по глубине, корректировка положения каждой радиолокационной трассы (на основании данных о расстояниях в ходе выполнения горизонтальных профилей). Выполнение профилей в эстуарии р.Кереть сопровождалось эхолотированием с борта лодки управления. Так как за время прохождения одного профиля (около 15 мин.) уровень воды менялся незначительно, это позволяло реализовать практически одномоментную съёмку. Помимо хорошо выраженных контрастных

слоёв, на радарограммах часто обнаруживались слабые (хаотические) отражения, одна из возможных причин которых – наличие зон турбулентности [2].

## Глава 2. Исследование взаимодействия речных и морских вод в приливном эстуарии р. Кереть

### 2.1. Постановка задачи.

Эстуарии, как части устьевых областей, являются показательным примером научного исследования на основе различных методик. Этому способствует то, что устья рек – пограничные природные системы, располагающиеся на стыке разных геосфер, причём гидросфера представлена здесь различными компонентами. Основные усилия по изучению устьев традиционно прилагают океанологи и гидрологи, поскольку именно гидрологические процессы играют ключевую роль в функционировании данной природной системы.

Взаимодействие морских и речных вод формирует специфический режим по всей рассматриваемой акватории. В приливных эстуариях движение воды имеет сложные и не всегда хорошо изученные формы, обусловленные распространением приливной волны, её трансформацией и взаимодействием с донным рельефом и речными водами. При проникновении в реку приливная волна изменяет свои свойства, а величина прилива уменьшается. На речном участке на трансформацию волны влияют морфологические факторы русла, трение о дно и берега, а также стоковый уклон уровня. Характер трансформации приливной волны может быть определён через зависимость величины прилива от расстояния до устьевого створа:

$$A_l = A_l(L)$$

где  $A_l$  – величина прилива на расстоянии  $L$  км от устьевого створа. Предполагается, что при величине прилива до 3м и при отсутствии резких колебаний стока процесс трансформации приливной волны является стационарным [54]. Изменение продолжительности приливного подъёма уровня в зависимости от расстояния  $L$  может быть выражено в виде функции  $n$ :

$$n(L) = \frac{\tau_l^+}{\tau_0^+}$$

где  $\tau_l^+$  -- продолжительность подъёма уровня на расстоянии  $L$  км от устьевого створа,  $\tau_0^+$  -- продолжительность подъёма уровня на устьевом створе. Ветровые нагоны и сгоны нарушают привычное соотношение смежных продолжительностей подъёма и падения уровня. При нагоне аномально возрастает подъём уровня, а при сгоне, наоборот, также аномально возрастает падение уровня. Влияние этих факторов может приводить к существенному неравенству величин подъёма и падения уровня.

На различных эстуарных участках и в разные фазы речного режима может преобладать один из двух основных типов трансформации приливной волны – динамический или стоковый [35]. Характерные региональные особенности проявляются в наибольшей степени в

изменчивости уровня воды и средних скоростей течения. На сдвиги фаз экстремумов скоростей течений, уклона водной поверхности и уровня существенное влияние оказывают колебания уровня в течение приливного цикла, а также трансформация приливной волны и речной сток. Гидрограф стока отражает характер его распределения в течение года и позволяет выделить характерные периоды: половодье, паводки, межень. Летне-осенняя межень обычно делится на устойчивую, устойчивую с периодическими дождевыми паводками (1-2 за сезон, как правило невысокие), прерывистую (более 2 паводков) и прерывистую межень со значительными паводками, достигающими по высоте максимума весеннего половодья.

Стоковый режим играет большую роль в формировании гидрологии эстуариев, поэтому важно измерять расход речной воды, причём в различные сезоны года. Сами методики измерения расходов отличаются между собой в силу специфических особенностей устьевых районов (эстуарный и дельтовый тип). Как правило, это:

- Методики измерения расходов воды на речном участке, где влияние моря не сказывается;
- Методики измерения расходов воды в местах, где проявляется реверсивный характер течений (влияние моря достаточно велико);
- Методики измерения суммарных расходов воды в рукавах (при наличии дельты).

В случае приливного эстуария определение расходов сводится к их дискретным измерениям в течение приливного цикла. На основании этих результатов можно восстановить ход мгновенных расходов воды, выполнив их интегрирование за весь цикл и вычислив величину результирующего расхода, отождествлённого с влиянием стока:

$$\int_0^T \{Z(t)u(t)\}dt = \int_0^T Q(t)dt = R,$$

$$Q_c = Q_p = \frac{R}{T}$$

где  $T$  – период прилива;  $Z(t)$  – мгновенная величина площади поперечного сечения;  $u(t)$  – мгновенное значение осреднённой по поперечному сечению средней скорости;  $Q(t)$  – мгновенный расход воды;  $R$  – результирующий перенос вод за приливной цикл через поперечное сечение водотока;  $Q_p$  -- расход речной воды;  $Q_c$  -- стационарный расход воды [40].

С учётом сказанного можно приближённо, но зато без организации трудоёмких мероприятий рассчитывать объёмы вод, протекающих через данный створ на определённой фазе прилива и даже за весь приливной цикл. Эти объёмы воды характеризуют так называемую приливную призму в устье реки. Однако, данная схема расчёта не учитывает влияние вторичных (остаточных) потоков, зависящих от фазовых соотношений колебаний уровня и течений. Они могут считаться следствием нелинейностей приливного процесса.

В приливных эстуариях следует выявлять составляющие результирующего расхода воды  $Q_L$ , являющегося средним (лагранжевым) расходом воды. Этот расход характеризует остаточный перенос массы воды в сторону моря и имеет две компоненты:

$$Q_L = Q_E + Q_S$$

где  $Q_E$  -- эйлеров средний расход воды в фиксированном сечении,  $Q_S$  -- стоков расход воды в направлении распространения приливной волны. Стоков расход можно просчитать через:

$$Q_S = -rG_0\vartheta_0$$

где  $r$  -- коэффициент донного трения;  $G_0$ -- амплитуда приливных колебаний площади поперечного сечения;  $\vartheta_0$  -- амплитуда колебаний скорости. Если считать, что донное трение существенно влияет на сдвиг фаз колебаний уровня и скорости течений, то приливную волну можно отнести к промежуточному типу [41]. Так как расход воды рассчитывается через величину скорости, то и стоков расход может быть рассчитан через скорость стокова переноса вод ( $u_s$ ). Пересыпкин в [52] выразил зависимость этого переноса от амплитуды приливной волны в виде:

$$u_s = \frac{1}{2} \frac{gH_0^2}{ch}$$

где  $H_0$  – амплитуда приливной волны,  $c$  – фазовая скорость приливной волны,  $h$  – средняя глубина. Возбуждение стокова переноса вод и компенсирующего его потока вод формируют так называемый процесс *приливной накачки* [24; 38]. С другой стороны, изменение среднего уровня моря за счёт нелинейных эффектов можно назвать остаточным приливым уровнем, или приливной накачкой уровня [31]. Путём осреднения значений приливных течений можно выявить остаточные течения, которые участвуют в суммарном водообмене. Его приближённую оценку можно получить на основе данных о продольном распределении солёности воды и значений речного расхода (до границ зоны смешения). С учётом этого, в [39] отмечено, что предельная величина притока морских вод в зону смешения может в 9 раз превышать речной расход.

При наличии дельты сток реки распределяется по её водотокам, и это распределение зависит от гидравлико-морфометрических характеристик водотоков. Расход воды  $Q_i$  в любом водотоке (при неизменной морфологии русел) зависит только от расхода реки  $Q_p$  и уровня воды приёмного водоёма (моря)  $H_m$ :

$$Q_i = Q_i(Q_p, H_m)$$

Под уровнем воды в водотоках понимается высота поверхности воды, измеряемая относительно условного горизонта (нуля поста). Отношение разности высотных отметок уровня на рассматриваемом участке или части акватории называют уклоном водной поверхности [54].

Результатом взаимодействия морских и речных вод в типичном приливном эстуарии можно считать расслоение вод (по плотности или солёности). В зависимости от сезона года оно может приобретать различные формы. Как правило, это двухслойная структура, разграниченная относительно тонким переходным слоем – галоклином. Верхний слой обычно распреснен и по мере удаления от замыкающего створа реки постепенно уменьшается и затем исчезает. В приливном эстуарии гидрологическая картина должна изменяться при наступлении каждой последующей фазы приливного цикла. Поэтому, синхронные измерения здесь должны быть организованы с длительностью не менее одного полного приливного цикла (прилив – отлив), а также при максимальном, промежуточном и минимальном уровнях. Также, в течение периода измерений целесообразна регистрация хода уровня и, желательно, на различных участках эстуарной акватории.

## ***2.2. Итерационный подход к исследованию малого приливного эстуария.***

Природные условия и морфометрия конкретного эстуария, как части устьевой области реки, во многом определяют характер постановки натурального эксперимента. В зависимости от его цели и задач, конечным итогом обычно является набор экспериментальных данных, характеризующих гидрологию такого района. Обычно это: характеристики потока (скорость и направления течений, уровень воды, речной расход), температура и солёность вод, гидрохимические величины и др. Основная трудность выявления особенностей динамики вод в приливном эстуарии заключается в том, что выполнение измерений (на речном участке, самом эстуарии и на устьевом взморье) требует достаточно больших временных затрат. Помимо этого, из-за несинхронности работ трудно точно установить характерные детали гидрологического режима, например, наступления той или иной приливной фазы. Речной сток влияет на распределение поля солёности вод, но такая зависимость от стока является скорее следствием малой величины периода водообновления. Вдобавок, многие расчётные методы пренебрегают влиянием ветрового и приливного перемешивания.

Приливы усложняют задачу выбора времени и места измерения, а также анализа результатов. Для того, чтобы получить действительные (реальные) условия приливного эстуария, необходимо учитывать суммарные влияния приливообразующих сил Луны и Солнца. Схема фиксированных по календарному времени измерений и отборов проб для дальнейшей группировки данных или анализа временных серий измерений представляется ошибочной, так как в календарном месяце может быть как три, так и только один сизигийный прилив. Сезонное группирование переменных, основанное на длительности лунного и солнечного месяца,

является оптимальным путём в целях исключения циклов с малым периодом при выявлении долговременных периодов, случайных явлений и пространственных структур [73].

Многосерийные измерения дают дополнительный материал о влиянии перемещения разнородных вод на короткопериодную изменчивость солёности в приливной эстуарии. Такие короткопериодные колебания, скорее всего, обусловлены влиянием длинных внутренних волн, разрушающихся в неоднородной по плотности толще воды. Известно, что инструментальные измерения скоростей и направлений течений дают ценную информацию о ходе динамических процессов. Однако, ввиду высокой затратности прямых измерений поля скоростей, получение непосредственной информации о нём возможно лишь по некоторому числу точек, разнесённых по акватории. Накопление случайных ошибок измерений, а также моделирование и обработка данных в условиях малой выборки часто приводят к плохой сопоставимости результатов. Характеристики эстуарных течений подвержены флуктуациям различного временного масштаба, обусловленного воздействием внешних сил. Эти флуктуации обычно связаны с приливыми и сгонно-нагонными явлениями, а также с изменением речного стока. Наиболее сложна скоростная структура потока в приливной эстуарии в периоды смены течений (это хорошо проявляется на примере р. Кереть). Течения на разных глубинах меняются с отливного на приливное и, наоборот, с приливного на отливное неодновременно. Отливное течение может прекращаться, а затем сменяться отливным сначала у дна и берегов, а после и в остальной части акватории. Приливное течение же обычно прекращается, а затем сменяется отливным сначала на поверхности, а затем на глубинах. Если стоковое течение велико и поверхностный слой распреснён, то подобная смена течений должна наблюдаться ниже этого слоя. При анализе пространственно-временной изменчивости рассматриваются составляющие скорости суммарных течений ( $U$  и  $V$ ), а также составляющие скорости остаточных течений  $\tilde{U}$  и  $\tilde{V}$ . В первых отчётливо проявляется периодическая компонента, а во втором – непериодическая компонента. Если во время приливного цикла течения закономерно меняют направления, то говорят о приливной циркуляции, а если на смену течений оказывает сильное влияние стратификация потока, то будет наблюдаться так называемая эстуарная циркуляция. Как правило, закономерность ослабления стоковых течений и усиления приливых и ветровых течений наблюдается по мере выдвижения в сторону устьевоего взморья. Быстрое выравнивание скоростей потока, как по глубине, так и по горизонтали (поперечному сечению), в большей степени связано с отсутствием выраженной стратификации вод.

Чтобы выразить поток переносимой примеси, обусловленный флуктуациями скорости, и концентрации этой примеси относительно их средних значений, вводится коэффициент продольной дисперсии  $D$ . Для приливных эстуариев вычисление  $D$  представляет сложную задачу, но при некотором упрощении имеем:

$$D = \frac{Q_T S_T}{\omega_T \left( \frac{\partial S_T}{\partial x} \right)}$$

где  $Q$  – расход,  $S$  – солёность,  $\omega$  -- площадь поперечного (живого) сечения потока,  $x$  – продольная координата. Индексом  $T$  отмечаются значения, осреднённые по периоду прилива [14]. Коэффициент  $D$  для каждого эстуария имеет свои значения, поскольку зависит от площади сечения. Однако, расчёты потока воды, солей и коэффициента продольной дисперсии по вертикали (глубине) дают приемлемые результаты лишь на не менее чем 7 точках вдоль потока и на не менее 4 точках поперёк потока [81].

Исходя из вышеперечисленных соображений, путём разрешения многочисленных сложностей при постановке эксперимента и обработке его результатов для исследования малого приливного эстуария может явиться многоступенчатый (итерационный) подход. Важнейшим преимуществом подхода является то, что его можно осуществлять в условиях ограниченного отрезка времени измерений. Итерации предусматривают пошаговый сценарий подготовки, постановки, проведения и обработки результатов натурального эксперимента. Камеральная и полевая часть, при этом не обязательно следуют друг за другом, но на любом этапе (шаге) они могут быть «встроены», дополняя ранее выполненные операции в режиме активного эксперимента.

Шаг № 1. «Подготовка». Стартовый отрезок предполагает основные подготовительные процедуры, результат которых может быть использован на следующих этапах исследования. В нашем случае, это может быть сбор разрознённых инструментальных данных по итогам предыдущих исследований, специализированные измерения для создания гидродинамической модели малого приливного эстуария (МПЭ) (подбор плановых координат для «отбивки» линии берега, полосы приливной осушки, отдельных навигационных опасностей и т.п.). На этом этапе организуется многосуточные наблюдения за уровнем моря (желательно, на разных участках эстуария) для последующего предвычисления прилива. Цель -- определение гармонических постоянных для последующих расчётных процедур. Специальной задачей являются батиметрические работы с указанием плановых координат характерных точек донного рельефа, с учётом приливных колебаний уровня, стоно-нагонных явлений и указанием нуля глубин. Сверка результатов производится с данными навигационных пособий (карты, лоции). Собранные информация может быть внесена в базу геоданных, информация из которой будет использована в модельных расчётах.

Шаг №2. «Постановка». Непосредственное выполнение серии натуральных экспериментов на акватории малого приливного эстуария. Это комплекс контактных и бесконтактных измерений, выполняемый с применением различных методик, с целью сбора инструментальной информации, Перед началом полевых работ, на основе предварительных данных наблюдений за



уровнем производится предвычисление приливных движений (уровень моря и течения) на заданный отрезок времени (например, на полевой сезон). Исходя из этого, планируются многочасовые измерения океанологических характеристик и течений на заданных глубинах.

Шаг №3. «Расчёт». Отбор и начало обработки данных натурного эксперимента, который включает необходимый анализ коротких рядов наблюдений и получение гармонических постоянных приливных течений с помощью Адмиралтейских методов. На основе созданных массивов создаётся сеточная область модели, учитывающая морфометрию дна и берега. Определяются граничные условия, в соответствии с рассчитанными гармоническими постоянными колебаний уровня моря и приливных течений.

Шаг №4. «Итерационная подгонка». Реализация численной гидродинамической модели, её корректировка и повторная верификация для подтверждения особенностей гидродинамики района. Этап состоит из итерационных (при необходимости, неоднократных) повторов для шагов №3 и №2:

- – верификация реализуемой модели (возврат на Шаг №3);
- – проведение (если встаёт необходимость) новых инструментальных измерений для верификации (возврат на Шаг №2);

Шаг №5. «Завершение». После необходимого количества итерационных процедур воспроизводятся четырёхмерные гидрофизические поля, опираясь на данные совместного анализа результатов моделирования и результатов контактных и бесконтактных измерений.

### ***2.3. Реализация морского натурного эксперимента в устье р. Кереть***

Кандалакшский залив Белого моря отличается значительной расчленённостью береговой линии. В нём имеется достаточно много небольших эстуариев (губ) с характерными размерами в несколько километров [63]. Эти районы изучаются достаточно давно, но для некоторых из них подробные исследования гидрологического и гидрохимического режима впервые были проведены лишь в июле-августе 1989-1993 гг. Не менее детально беломорские эстуарии были исследованы в рамках реализации программы англо-российских междисциплинарных исследований (проект ARIES), крупных международных проектов: «Междисциплинарные эстуарные исследования (проект INTAS, 1993-1996гг.), «Физические и биогеохимические процессы в прибрежной зоне Российской Арктики (проект INTAS, 1997-2000гг.), «Органическое вещество в Белом море» (проект COPERNICUS, 2000-2004гг.). Увеличилось и общее количество экспедиционных работ в Белом море. В настоящее время эстуарные процессы Кандалакшского залива подробно исследуют научные группы МГУ и СПбГУ. В данной работе представлен опыт проведения натуральных экспериментов и основные результаты

для устья реки Кереть, расположенной в пределах одноимённой губы Белого моря. В 2006-2014гг. эти исследования на регулярной основе проводились сотрудниками кафедр океанологии, гидрологии суши и физики Земли Санкт-Петербургского государственного университета.

Надо отметить, что для исследуемой акватории такое комплексное исследование проводилось впервые. До этого выполнялись лишь эпизодические измерения различных океанологических характеристик, наиболее важными среди которых следует считать работы в ходе экспедиций на НИС «Эколог» в 2000-2002гг., проведённых в нескольких эстуариях Карельского берега Белого моря [15; 16; 17]. До этого наиболее подробные гидрографические работы в окрестностях губы Кереть были выполнены лишь в середине прошлого века. В частности, приливной режим этого района был описан только несколькими гармоническими постоянными, отражённых в справочниках (Таблицы приливов, 1940; Гидрологический справочник, 1958). Таким образом, систематические и комплексные гидрологические исследования до последнего времени не проводились.

Река Кереть берёт начало из озёр Северной Карелии и впадает в Кандалакшский залив Белого моря. Сток Керети практически незарегулирован – на площади водосбора нет крупных гидротехнических сооружений и водохранилищ. Эту реку можно отнести к полугорной реке с невыработанным в коренной скальной породе продольным профилем речного русла. Водосбор реки располагается на территории, в основе которой лежат граниты и гнейсы Балтийского щита. Вследствие этого, на различных участках русла и в месте впадения реки в море расположены обширные цепи порогов. Для Керети характерен небольшой сток наносов, а среднегодовой расход реки составляет  $22,6 \text{ м}^3/\text{с}$  [3].

Река, впадая в море, образует однорукавную воронкообразную устьевую область. Керети присущ гипопикнальный тип втекания речного потока в приёмный водоём [69]. В месте впадения (у деревни Кереть) речное русло расширяется в залив эстуарного типа, в котором имеются многочисленные каменистые пересыпи, осыхающие на отливе (местное название -- корги). Устьевое взморье отгорожено островами (о.Средний и о.Бол.Горелый), а водообмен с морем осуществляется через проливы Средняя Салма, Узкая Салма и Подпахта (рис.2):

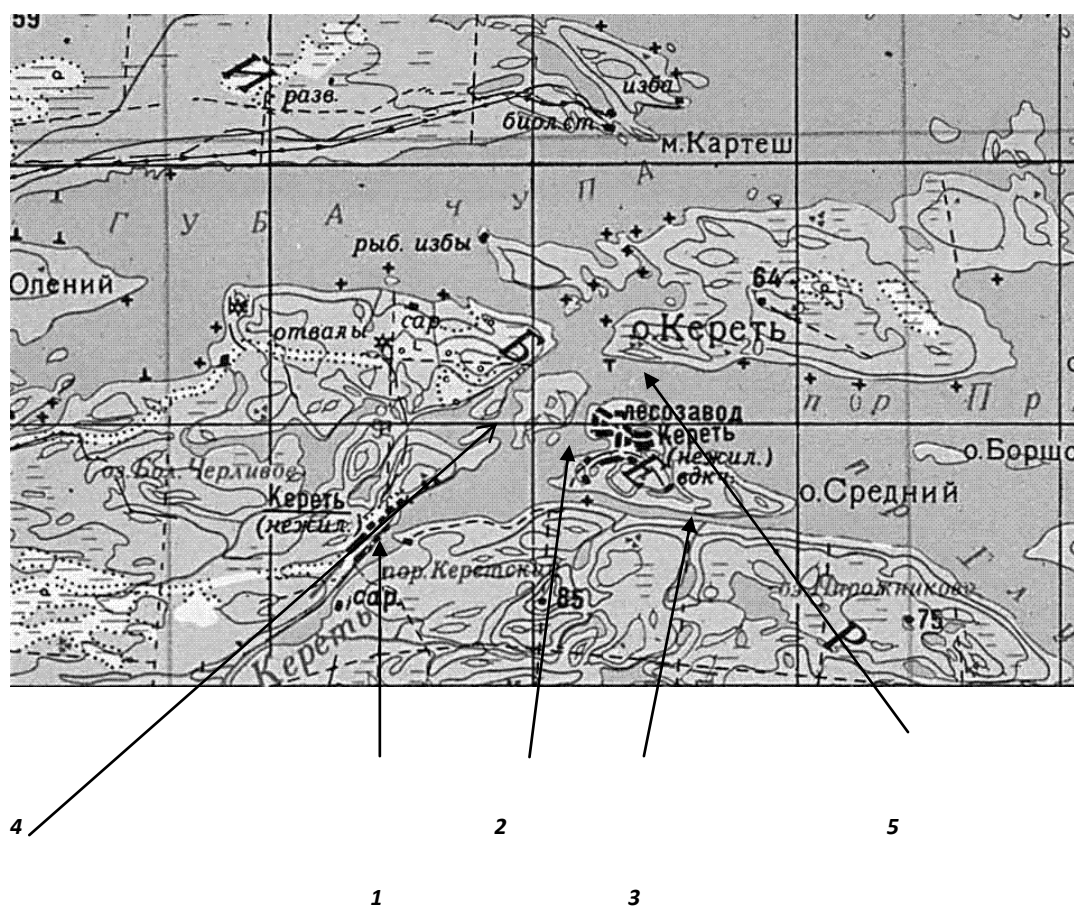


Рис.2. Район приливного эстуария реки Кереть (часть Карельского берега Белого моря): 1 – устьевое расширение; 2 – пролив Средняя Салма; 3 – пролив Узкая Салма; 4 -- пролив Подпахта, 5 – Большой Керетский рейд.

Глубины в заливе увеличиваются в сторону моря, причём рельеф дна сочетает в себе впадины с глубинами до 20-30м и относительно ровные мелководные участки. Повсеместно встречаются полосы песчано-илистых и каменистых осушек и отмелей вдоль берегов. В вершине залива глубины не превышают 3-4м.

На гидрологический режим устья реки значительное влияние оказывают приливы, хорошо проявляющиеся в колебаниях уровня и реверсивном характере течений. Прилив в этом районе Белого моря имеет полусуточный характер. Пороги, осушки и отмели оказывают заметное влияние на распространение приливной волны в сторону реки. Проникновение приливной волны в устье реки сопровождается её трансформацией и затуханием, а также результирующим переносом массы воды и дополнительным повышением среднего уровня воды. Обычно в таких случаях поступательный характер приливной волны, вследствие многократного отражения, значительно искажается [29].

Со степенью воздействия приливной волны связан морфологический тип устья реки [35]. В устьях рек к основным параметрам приливной волны относятся:

- Величина прилива  $A$  в сизигию, квадратуру и промежуток между ними;
- Характер и период прилива  $T$ ;
- Продолжительность приливного подъёма  $\tau^+$  и падения  $\tau^-$  уровня воды;
- Коэффициент асимметрии местной кривой прилива:

$$k = \frac{\tau^- - \tau^+}{0,5T};$$

- Энергия приливной волны  $\mathcal{E}$ ;
- Плотность потока приливной волны:

$$P = \mathcal{E}c,$$

где  $c$  — фазовая скорость приливной волны (для рек севера Европейской части РФ составляет около 6-8 см/с). Степень динамического воздействия приливов зависит от величины энергии приливной волны  $\mathcal{E}$ :

$$\mathcal{E} = 1/8 \rho g A^2$$

где  $\rho$  -- плотность воды,  $g$  – ускорение свободного падения,  $A$  – величина прилива.

В табл.2 представлены некоторые характеристики прилива для устья реки Кереть, вычисленные по результатам натурального эксперимента 2011 года. Для сравнения приведены данные и по другим крупным рекам, впадающим в Белое море (Табл.3):

Река	Пункт наблюдения	Величина прилива $A$ , м ( $Sg$ )	Величина прилива $A$ , м ( $Mn$ )	Величина прилива $A$ , м ( $Np$ )
Северная Двина	о.Гремиха	1,20	1,00	0,80
Онега	о.Кий	2,80	2,40	2,00
Мезень	м. Масляный	7,60	6,20	5,00
Кулой	м. Харин Нос	7,60	6,80	5,80
Кереть	о. Средний	1,90	1,60	1,35

Табл.2. Величины приливов в устьях рек, впадающих в Белое море ( $Sg$ – сизигия,  $Mn$  – промежуток,  $Np$  – квадратура).

Река	$\tau^+$ (до 0,1ч)	$\tau^-$ (до 0,1ч)	$k$	$\mathcal{E}(Sg)$ (кДж/ м <sup>2</sup> )	$\mathcal{E}(Mn)$ (кДж/ м <sup>2</sup> )	$\mathcal{E}(Np)$ (кДж/ м <sup>2</sup> )	$P(Sg)$ (кВт/м <sup>2</sup> )	$P(Mn)$ (кВт/м <sup>2</sup> )	$P(Np)$ (кВт/м <sup>2</sup> )
Сев. Двина	7,2	5,2	- 0,32	1,8	1,2	0,7	16	10	6
Онега	5,7	6,7	0,16	9,4	7,5	4,9	55	45	30
Мезень	5,0	7,4	0,39	70	46	30	700	450	300
Кулой	5,1	7,3	0,34	77	56	41	750	600	400
Кереть	5,1	6,7	0,25	4,7	3,2	2,3	33	23	16

Табл.3. Расчётные параметры приливного воздействия в устьях рек, впадающих в Белое море (для Керети во время подъёма и падения уровня не входит время стояния уровня при малых и полных водах, составляющее в среднем 35 мин).

Исходя из оценки величины энергии приливной волны Э, для Керети характерен умеренный тип воздействия прилива. В таком случае, устье реки имеет морфологический тип, промежуточный между типичным приливым эстуарием и безрукавным устьем.

В эстуарии р.Кереть (по данным с урвенного поста на о.Средний) продолжительность приливного подъёма (роста) уровня воды в среднем равна 5ч 10мин, а время падения уровня составляет 6ч 40мин; на стояние уровня приходится около 35 мин. Здесь наблюдается правильный полусуточный прилив, с доминированием главной лунной полусуточной волны  $M_2$  с периодом 12ч 25 мин. Это подтверждается и критерием Дуванина [21]:

$$KD = \frac{A_{K1} + A_{O1}}{A_{M2}}$$

где  $A_{M2}, A_{K1}, A_{O1}$  -- амплитуды лунной полусуточной, лунно-солнечной и лунной суточных волн. Для губы Кереть  $KD$  находится в диапазоне 0,11 – 0,145, что соответствует правильному полусуточному приливу [9; 28; 62]. Подобные приливные вариации уровня весьма характерны именно для Кандалакшского залива. Вследствие сложных морфометрических условий и деформации приливной волны на мелководье полусуточные приливы становятся несимметричными – время падения уровня значительно отличается от времени его роста [27].

При положительном значении коэффициента асимметрии  $k$  с возрастанием подъёма уровня, увеличиваются и скорости приливного течения по сравнению со скоростью отливных течений. В губе Кереть среднее стояние уровня при полной воде несколько превышает среднее время стояния уровня при малой воде (20 мин против 17 мин.). Продолжительное стояние уровня наблюдается нерегулярно, в частности, полная вода иногда «задерживается» на время до 1ч. Такой случай отмечается при сизигии. Максимум стояния малой воды был отмечен в 50 минут. Но в целом, у о.Средний сизигия или квадратура незначительно влияют на средние значения времени роста и падения, но по направлению к реке эти величины начинают меняться более заметно.

Такие особенности колебания уровня могут быть связаны с характером распространения приливной волны. Обычно процесс трансформации приливной волны в пределах устья часто сопровождается дополнительным повышением среднего уровня воды. У распространяющихся волн могут обнаруживаться захваченные моды с определённой частотой. Энергия волны, распространяющейся в сторону эстуария, сильно рассеивается, а на отдельных частотах её энергия может быть либо передана, либо полностью отражена. Распространяющаяся волна может быть в резонансе с эстуарной системой, что приводит к проникновению волновой энергии в эстуарий. Вследствие потерь энергии приливная волна при своём распространении в сторону русла реки постепенно ослабевает и затухает [87].

В устьях с сильным воздействием приливов, по мере удаления от устьевого створа к стоковому повышению среднего уровня добавляется дополнительный подъём уровня, создаваемый стоковым напряжением приливной волны. Это избыточный (остаточный) поток количества движения вызван проникновением со стороны моря приливных волн с различными периодами:

$$I = \frac{3}{2}\mathcal{E}$$

где  $I$  – продольный компонент потока количества движения (стоксово напряжение) [38].

Кроме этого, на пространственно-временную изменчивость гидрологических и гидрохимических характеристик в устьях рек могут оказывать метеорологические условия, в частности, направление и продолжительность действия ветра. В нашем случае, протяжённость устьевой области р. Кереть, при наличии ветра западных румбов, благоприятствует разгону волны, которая может вызвать интенсивное перемешивание воды и создать ветровой нагон у о. Средний. А на противоположной стороне эстуария (у дер. Кереть) в это же время будет наблюдаться сгон.

Термический режим вод эстуария р. Кереть определяется радиационным балансом водной поверхности, тепловым стоком реки, теплообменом с морскими водами, а также наличием в холодный период года ледяного покрова. Летом водная толща здесь обычно стратифицирована, но температура воды подвержена сезонной изменчивости. В разгар лета происходит интенсивный прогрев поверхностного слоя, и хорошо прослеживается термическое расслоение с выраженным слоем скачка температуры воды. Слой температурного скачка совпадает со слоем скачка солёности воды, а поверхностный слой воды может прогреваться до 19-21°C. Однако, в глубоких впадинах пролива Средняя Салма и в летнее время сохраняется «зимняя» вода с температурой около 0°C, отделённая от вышележащих вод вторым (глубинным) слоем скачка температуры. Эта вода может сохраняться вплоть до наступления осенней конвекции. На мелководных участках, вследствие притока морской воды и её перемешивания с речной водой, часто наблюдается изотермия.

Речной сток имеет весомое значение в формировании поля солёности в устье р. Кереть. Подобно другим рекам Карельского берега, весеннее половодье начинается в конце апреля – начале мая, а летне-осенняя межень наступает примерно в середине июля и заканчивается конце сентября. В октябре наблюдается короткий паводочный период, а с ноября начинается зимняя межень, которая длится около 130-150 дней. Поэтому, в поверхностном слое вод эстуария и устьевого взморья наблюдается слой распреснённой воды различной толщины, которая заметно меняется в зависимости от сезона и режима стока. Вполне очевидно, что по

мере уменьшения речного стока происходит прогрессирующее осолонение вод, к тому же изменение солёности воды находится в тесной связи с приливными процессами.

С учётом вышеперечисленных особенностей, исследование взаимодействия морских и речных вод в устье р. Кереть в период с 2006 по 2014 гг. предполагало выполнение таких работ, как:

- постановка многочасовых океанологических станций в различных точках приливного эстуария;
- океанологические разрезы и съёмки;
- осуществление маршрутного георадиолокационного профилирования и георадиолокационного зондирования в заданных точках акватории;
- измерение расхода реки и уровня моря;
- отбор проб воды для гидрохимического анализа;
- батиметрические (промерные) работы;
- метеорологические наблюдения.

Расположение точек для измерений и отбора проб воды определялось с учётом того, что приливной эстуарий р. Кереть -- район со сложным гидродинамическим режимом. Сезоном для проведения полевых работ был выбран летний период. Этому времени соответствует межень, в течение которой изменения стока и уровня сравнительно невелики (за исключением крупных паводков), к тому же местные переформирования русла не наблюдаются. Всё это позволяет изучать характерный гидрологический режим в маломеняющихся (стационарных) условиях [62].

Однако, в половодье здесь может наблюдаться принципиально иная ситуация. Известно, что в это время последовательно увеличивается расход рек, а в пик половодья значительно увеличивается скорость стокового течения, заметно повышается уровень. При этом, характер половодья может значительно меняться по длине реки. В частности, в нижнем течении усиливается регулирующая роль русла и поймы, что приводит к увеличению продолжительности половодья и уменьшению максимальных расходов [11]. Проведение в такое время экспериментальных работ представляет непростую задачу.

Океанологическая часть полевых работ заключалась в сборе информации о температуре, электропроводности, солёности вод (вертикальные профили и временной ход), скоростей и направлений течений (временной ход) на различных горизонтах. Как правило, это были многочасовые (полусуточные, суточные и двухсуточные) океанологические станции, в ходе которых измерения проводились с дискретностью 30 минут и 1 час. В ряде случаев осуществлялась долговременная регистрация изменчивости гидрофизических величин на

границе раздела пресных и солёных вод, а также в придонном слое. Помимо станций, выполнялись океанологические разрезы и съёмки. Все эти виды полевых работ были организованы с обязательным учётом периодичности приливных явлений, отмечаемых в устье Керети. Во время проведения натурных экспериментов выполнялись краткосрочные наблюдения за уровнем воды (в течение 1-2 суток) и проводились измерения глубин. Основным замыселом океанологических работ предполагалось изучение влияния моря на устьевые процессы.

Гидрологические работы были нацелены на оценку влияния реки на те же процессы, но при разных условиях. Измерялись величины расхода реки в различные фазы режима реки (межень, половодье, паводок), производился гидрохимический анализ проб воды, взятой с разных горизонтов. Измерение расхода проводилось на речном участке согласно стандартным методикам, использование которых в устьевой области во многом зависит от выбора места наблюдений. Известно, что наличие устьевых рукавов заметно осложняет выполнение наблюдений, однако в устье р. Кереть такие протоки отсутствуют. Гидрохимический анализ включал определение концентраций растворённого кислорода, биогенных элементов, а также вычисление величин, характеризующих биологическое потребление кислорода. Большая часть гидрологических работ проводилась совместно с океанологическими работами во время летней межени.

Геофизические работы предусматривали изучение распространения радиолокационного сигнала, направляемого в толщу воды, которая представляет собой неоднородную среду с разными электрометрическими свойствами. В частности, был задействован и заметно усовершенствован бесконтактный метод подповерхностной радиолокации (георадиолокации). В пресной воде характер распространения радиолокационного сигнала выражается намного чётче. При наличии неоднородностей и границ с разными свойствами в исследуемой среде характер распространения импульса изменяется. В частности, это может быть дно водоёма, крупные примеси, а также галоклин. Именно он, как граница раздела пресной и солёной воды, имеющих разную концентрацию растворённых солей и различную плотность, хорошо просматривается на радарограммах. Изучение пространственно-временной изменчивости галоклина являлось одной из основных задач проведения комплексного натурального эксперимента. Георадиолокационные разрезы (профили) выполнялись по заданным маршрутам, преимущественно в зоне смешения морских и речных вод. При этом, разрезы были приурочены к конкретному временному отрезку (фаза прилива или фаза отлива). Также, в течение полусуточного периода выполнялись георадиолокационные станции. Итогом работ послужили пространственные и временные радарограммы, регистрирующие особенности распространения излучаемого сигнала.



Первые полевые работы по выявлению характера расположения галоклина в эстуарии реки Кереть при помощи метода георадиолокации были проведены летом 2006 года. И уже начальные результаты работы выявили сложную пространственно-временную структуру галоклина [2]. Позже, для отслеживания его расположения, были выполнены подробные георадиолокационные съёмки толщи воды на разных фазах приливного цикла. В ходе работ георадары использовались двумя способами, а именно:

- маршрутные съёмки («в потоке») с выполнением горизонтальных радиолокационных профилей (подход Лагранжа);
- работа в режиме океанологической станции («в точке») с выявлением временного хода измеряемых характеристик (подход Эйлера);

Маршрутная георадарная съёмка производилась с борта маломерного плавсредства с одновременным измерением глубины эхолотом и определением координат при помощи GPS. Георадиолокационные данные, собранные в ходе полевых работ, далее обрабатывались в камеральных условиях стандартными методами математической статистики, а также при помощи подходов, разработанных в теории хаоса и фрактальной геометрии. Подобные высокочастотные дистанционные радарные измерения вполне могут использоваться для решения научно-прикладных задач, в частности, картирования скоростей течений в устье реки [71].

Одновременно с проведением радиолокационных измерений на океанологических станциях проводилось вертикальное зондирование, регистрировались характеристик течения, осуществлялся отбор проб воды на гидрохимический анализ, измерялся уровень моря и велись метеорологические наблюдения. Измерения температуры и электропроводности осуществлялись гидрологическими зондами CTD-2002, ARST-2003, измерения течений проводились при помощи регистратора течений «Вектор-2», уровень определялся по нестационарным гидрометрическим рейкам. Метеоданные за период проведения экспериментов были получены благодаря работе автоматической метеостанции М-49М, расположенной на о.Средний.

От сезона к сезону программа исследовательских работ претерпевала изменения. Летом 2006 года, помимо пробных георадарных измерений в устье р.Кереть была выполнена суточная станция в проливе Средняя Салма (18-19.07.2006) и полусуточная станция в проливе Узкая Салма (26.07.2006), в ходе которой вдоль противоположных берегов был разбит полигон по наблюдению за ходом уровня (4 точки, по две на каждом берегу). 29.07.2006 был проведён океанологический разрез от Большого Керетского рейда к устью реки (5 станций).

В 2007 году объём полевых работ увеличился. Была выполнена суточная станция в Средней Салме (10-11.07.2007), полусуточные станции в Узкой Салме (25.07.2007), зоне

смешения р. Кереть (22.07.2007, в 2 точках, на одной из которых была проведена долговременная регистрация изменчивости гидрофизических параметров). 14.07.2007 и 21.07.2007 здесь проводились гидробиологические работы с целью выяснения особенностей перемещений фитопланктона. В августе состоялись первые совместные, с гидрологами и геофизиками, океанологические исследования взаимодействия речных и морских вод в приливном эстуарии р.Кереть. 16.08.2007 и 18.08.2007 произведена серия измерений характеристик течений на экспериментальном полигоне в зоне смешения (5 точек), осуществлена георадиолокационная съёмка акватории. В 2007 г. и в последующие годы использовались георадары «ОКО» с антенными блоками АБ-350 и АБ-700.

Летний сезон 2008 года начался с полевых работ в том же районе (31.05.2008 – 01.06.2008), запланированных на конец половодья – начало летней межени (океанологические и радиолокационные измерения). Месяц спустя были проведены суточные станции в Средней Салме (04-05.07. и 18-19.07.2008), Узкой Салме (19-20.07.2008), а также двухсуточная станция в зоне смешения р.Кереть (10-12.07.2008).

В 2009 году район работ расширился. Были выполнены измерения уже не только в закрытой от моря части акватории устьевой области, но и на устьевом взморье, где ещё отмечается речная вода. Помимо суточной станции в Средней Салме (10-11.06.2009), и двухсуточных станций в устье (14-16.06.2009) и в Узкой Салме (20-22.06.2009), в районе о.Боршовец была проведена полуторасуточная съёмка течений (5 точек, 23-25.06.2009).

Полевые работы 2010 года продолжали планы исследований предыдущего сезона. Были выполнены суточные станции в Средней Салме (11-12.07.2010) и Узкой Салме (17-18.07.2010). Продолжены океанологические съёмки (полигоны) на устьевом взморье. Так, в ходе «Полигона-1» (13.07.2010) и «Полигона-2» (20.07.2010) выполнены измерения на 7 точках. По окончании работ на «Полигоне-2» проведены океанологические разрезы (5 точек) в районе о.Боршовец (21.07.2010), приуроченные ко времени наступления малых и полных вод.

В 2011 году основное внимание было уделено сбору данных по течениям в проливах Средняя Салма, Узкая Салма и Подпахта (2 серии измерений). Первая серия включала синхронные суточные станции сразу в двух проливах:

- 1) Подпахта – Средняя Салма (14-15.06.2011);
- 2) Средняя Салма – Узкая Салма (16-17.06.2011);
- 3) Узкая Салма – Подпахта (18-19.06.2011).

Во вторую серию входили суточные станции в Подпахте (22-23.06. и 29-30.06.2011), Средней Салме (24-25.06.2011) и Узкой Салме (26-27.06.2011). В августе того же года возобновлены

комплексные исследования в устье р. Кереть (в зоне смешения). На станциях выполнены синхронные океанологические и георадарные работы в течение фазы прилива (11.08.2011) и в течение одного приливного цикла (13.08.2011). Впервые георадиолокационные работы велись при помощи двух радаров «ОКО» с антенными блоками АБ-250 и АБ-400 на станциях, расположенных вдоль потока. На урвенном посту (о.Средний) в течение месяца (июнь) были проведены детальные наблюдения за ходом уровня моря (ежечасные измерения, фиксирование продолжительности времени роста, падения и стояния уровня). По результатам работ 2011 года, в результате камеральной обработки материалов, для о.Средний на летний период следующего, 2012 года были предвычислены значения уровня моря на каждый час.

На 2012 год снова был запланирован большой объём полевых работ. На первом этапе были проведены повторные океанологические измерения в тех же проливах по схожему (с 2011 г.) сценарию:

- 1) Подпахта (11-12.06, 18-19.06.2012);
- 2) Средняя Салма (13-14.06., 20-21.06.2012);
- 3) Узкая Салма (15-16.06., 22-23.06.2012);

В этих проливах были организованы по 2 суточные станции, на которых проводились ежечасные измерения температуры, электропроводности и солёности вод, а также характеристики течений. Начало таких станций (как и в 2011 г.) в каждой серии отстояло по времени ровно на 7,5 суток друг от друга. Ежечасные наблюдения за уровнем (в июне 2012г.) хорошо подтвердили предвычисление хода уровня (по результатам 2011 года). Июльский этап предполагал подробные океанологические съёмки по закреплённым точкам на эстуарной акватории. Были определены 6 точек, на которых регулярно выполнялись океанологические станции (вертикальное профилирование и отбор проб воды). Наблюдения осуществлялись в строгом соответствии с изменчивостью приливных явлений – 4 цикла измерений в полную воду (ПВ) и малую воду (МВ) для условий сизигии (22.07.2012), квадратуры (28.07.2012), промежутка с сизигии на квадратуру (25.07.2012) и промежутка с квадратуры на сизигию (16.07.2012). Помимо этого, было выполнено 2 океанологических разреза вдоль оси эстуария, которые состояли из 6 станций. Этот вид работ выполнялся во время прилива и отлива (25.07. и 30.07.2012). В августе были проведены измерения температуры, электропроводности и солёности воды в фиксированных точках зоны смешения устьевой области р. Кереть в разные фазы приливного цикла, одновременно с отбором проб воды для гидрохимического анализа, измерением уровня воды и радиолокационными работами. В 2012 г. вновь были использованы георадары «ОКО» с антенными блоками АБ-250 и АБ-400. Океанологические работы производились совместно с георадиолокационными измерениями (10.08., 12.08., 14.08., 15.08.2012) и лишь однажды без привлечения георадарной техники (05.08.2012). В эти дни

океанологические работы осуществлялись в двух закреплённых точках, расположенных вдоль или поперёк зоны смешения (т.2 и 3, т. 3 и 4 рис.3). Взаимное расположение рабочих мест радаров менялось в зависимости от плана эксперимента.

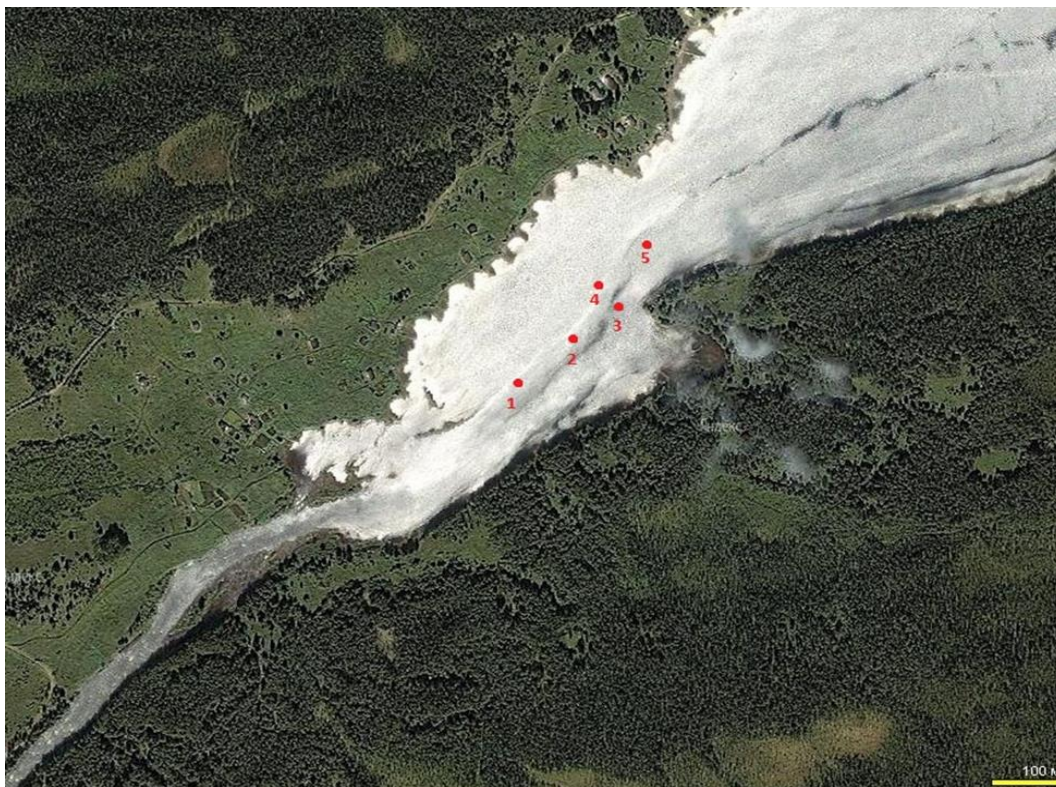


Рис. 3. Часть приливного эстуария р.Кереть (зона смешения). Схема расположения станций (тт. 1-5), на которых проводились океанологические и георадиолокационные работы в августе 2012 г.

В течение июня-августа 2012 года производилась непрерывная регистрация метеорологических величин (температура, влажность воздуха, атмосферное давление, ветер) при помощи автоматической метеостанции М-49М, установленной на о.Средний.

Летний сезон 2013 года был посвящён сбору океанологической информации (температура и солёность воды, течения), предназначенной для верификации создаваемой численной гидродинамической модели приливного эстуария р.Кереть. Для этих целей были проведены по две суточные станции в проливах Средняя Салма (21.06. и 27.06.2013) и Узкая Салма (23.06. и 29.06.2013). В соответствии с заданными условиями модели все эти измерения начинались в 04.00. по местному времени. В июле океанологические работы были перенесены на устьевое взморье. 26, 27 и 29.07.2013 были выполнены океанологические съёмки (до внешней морской границы устьевой области); измерены и получены вертикальные профили температуры, солёности и концентрации хлорофилла при помощи зонда OCEANSEVEN 316 PlusCTD (Idronaut, Italy). Объём полученных результатов сезона 2013 года, наряду с данными предыдущих лет, позволил запустить в работу вышеуказанную гидродинамическую модель.

В 2014 году работы были направлены на сбор океанологической информации (температура и солёность воды, течения) для коррекции первых модельных результатов и верификации модели в целом. Помимо суточных станций в Средней Салме (08.07.2014) и Узкой Салме (14.07.2014), в блок полевых работ была включены измерения в течение суток на внутренней акватории пролива Подпахта. Эти работы проводились двумя сериями (11.07. и 17.07.2014). Все измерения также начинались в 04.00. по местному времени. 03 и 04.08.2014 в бухте Лебяжья, примыкающей к Подпахте были выполнены дополнительные полусуточные станции у разных берегов этого залива. Тем самым были собраны последние недостающие данные по гидрологии приливного эстуария р.Кереть.

## Глава 3. Особенности гидрологии приливного эстуария реки Кереть в летний период.

### 3.1. Галоклин в зоне смешения

Для выявления особенностей протекания того или иного природного процесса целесообразно очертить его пространственно-временные рамки (масштабы). Это может указать на то, что в процессе взаимодействия природных систем происходит как их циклическое функционирование в объединённом пространстве, так и длительная коэволюция на конечной волне времени. При этом, неустойчивые явления исчезают из структурной памяти системы бесследно, а устойчиво повторяющиеся (неравновесные) состояния часто проявляются в пространственной структуре. Наибольшей неустойчивостью отличаются подвижные среды [61].

Смешение речной и морской воды в устьях рек – важнейший динамический процесс, который обладает хорошо выраженной неустойчивостью. По мере расширения русла и увеличения глубины, речной поток отрывается от дна и течёт по поверхности более плотной морской воды. Удаляясь от реки, пресная вода постепенно перемешивается с морской водой. Характер этого процесса зависит от динамических факторов, в первую очередь морского происхождения. В частности, дальность распространения пресной воды зависит от расхода реки и сезона года.

Динамическое взаимодействие морских и речных вод происходит на различных участках устьевой области. Воды перемещаются под влиянием многих причин, и это обуславливает сложную систему различных течений. В обширных приливных эстуариях, наряду с ветровыми и плотностными течениями хорошо проявляются приливные течения с реверсивным режимом. Движение вод из моря в реку и обратно зависит от распределения глубин (рельефа дна), а зона смешения часто располагается в местах с резким изменением уклона дна. Границы такого района нестабильны, поскольку они могут перемещаться в сторону реки и обратно одновременно с действием приливной волны. С приемлемой точностью определить местоположение зоны смешения морских и речных вод удаётся обнаружить лишь благодаря детальным натурным исследованиям.

В этой связи, сбор и анализ данных, полученных в ходе полевых работ в устье р.Кереть, проводился с учётом пространственного положения мест измерения и отбора проб и времени выполнения измерений. Для приливного эстуария р.Кереть упрощённо можно выделить морскую зону, зону смешения и речную зону [29]. Но с учётом гидрологической специфики, исследуемую акваторию можно разделить на:

- Речной участок;
- Зону смешения (устьевое расширение, у деревни Кереть);

- Закрытую часть устьевого взморья (собственно пролив Средняя Салма);
- Проливы (Узкая Салма, Подпахта, сужение Средней Салмы);
- Устьевое взморье (Большой Керетский рейд).

Выделенные участки акватории можно рассматривать как элементы системы (эстуарная геосистема), которая, в свою очередь, является подсистемой (элементом) системы более высокого порядка (море).

Изначально предполагалось, что влияние моря (в частности, прилива) на режим эстуария р.Кереть наиболее явно отмечается в безлѐдный период при сизигии и минимальном стоке. Поэтому, полевые работы намечались преимущественно в тёплое время года. С учётом гидрографических и климатических особенностей, это время условно можно разделить на 2 части:

-- Начало лета (конец мая – июнь) – переходный период от весны к лету, конец половодья – начало летней межени;

-- Лето (июль – середина августа) – летняя межень, перемежающаяся с отдельными паводками.

Такое разделение предусматривает возможность использования различных методов полевых исследований, а собранный объём данных позволяет выявить ряд механизмов, определяющих гидрологию данного эстуария.

Речной участок располагается в нижнем течении р.Кереть и представляет собой русло переменной ширины. В нём имеется озѐрное расширение, где частично аккумулируется речная вода перед впадением в море. Ближе к морю располагаются пороги, которые представляют собой скопления камней, периодически выступающих из воды. Вокруг них обычно наблюдается активная турбулизация потока. Рельеф дна в основном пологий, а глубины незначительны (не более 2 – 2,5м). На речной участок морская вода практически не проникает, однако здесь часто наблюдается подпор, который может вызываться воздействием со стороны моря. Созданию подпора содействуют характерные неровности дна. В таком случае, выраженный перегиб (бровка) дна может являться нижней границей речного участка. Из-за воздействия прилива, имеющего полусуточный характер (рис.4) хорошо проявляются колебания уровня, но продолжительность времени роста, падения и стояния уровня отличаются.

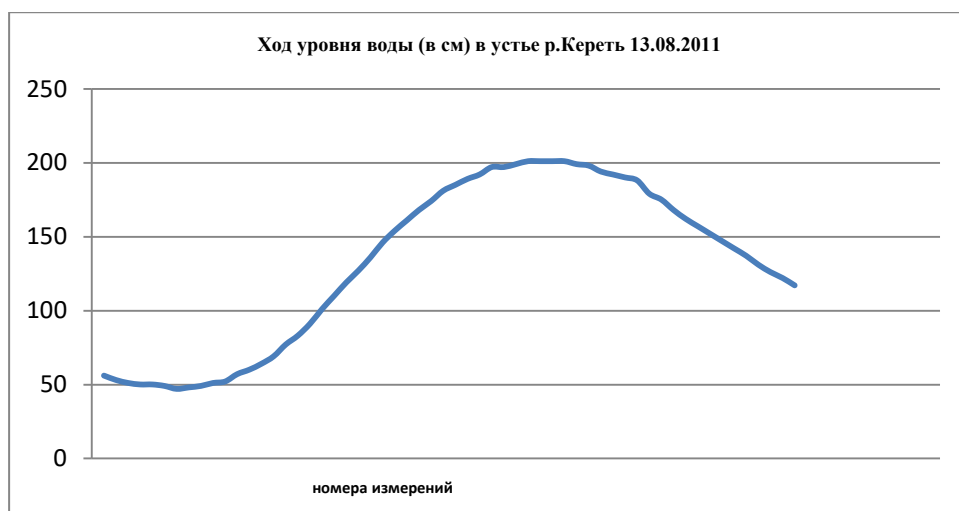


Рис. 4. Полусуточный ход уровня воды в устье Керети (в см) 13.08.2011 (период наблюдений с 11.00. по 23.30.).

Ввиду того, что в пределах речного участка доминируют пресные воды, а поток преимущественно направлен в сторону моря, расход в летний меженный период определялся именно здесь.

Для измерения скоростей течения и расхода реки Кереть в 2011г. (13.08.) был выбран репрезентативный участок примерно в 2 км выше по течению от замыкающего створа реки, имеющий прямолинейное русло с относительно спокойным течением. Средняя глубина в створе составляла 2,9 м. Максимальная скорость течения – 0,14 м/с. Площадь поперечного сечения в створе – 174 м<sup>2</sup>. Расход воды, вычисленный аналитическим способом, составил 14,94 м<sup>3</sup>/с, что оказалось несколько ниже среднемесячного расхода воды для августа по многолетним данным. В 2012 г. (11.08.) были выполнены новые расчёты. Гидрометрический створ был расположен на прямом участке реки примерно в том же месте (в 300м выше озёрного расширения русла реки). Ширина реки -- 61 м. Площадь поперечного сечения составила 204,4 м<sup>2</sup>. Средняя скорость потока – 0,21 м/с, а максимальная скорость – 0,29 м/с. Результат расчётов превзошёл ожидания, поскольку для периода летней межени характерны невысокие значения расхода воды. На этот раз расчётный расход достиг значения 41,7м<sup>3</sup>/с. До этого, характерная величина измеренных расходов для данного периода колебалась в диапазоне 15-20 м<sup>3</sup>/с. Возможно, ввиду разных значений расхода процессы перемешивания и расположение зоны смешения в устье р.Кереть заметно отличаются год от года.

Летом в зоне смешения р.Кереть наблюдается типичная устойчивая двухслойная структура, которая характерна и для морского участка. При малой воде (МВ) пресная вода располагается в поверхностном слое воды (до 0,6 - 0,7м). Ниже, толщиной не более 0,4 - 0,6м, залегает слой скачка солёности, или галоклин (рис.5):



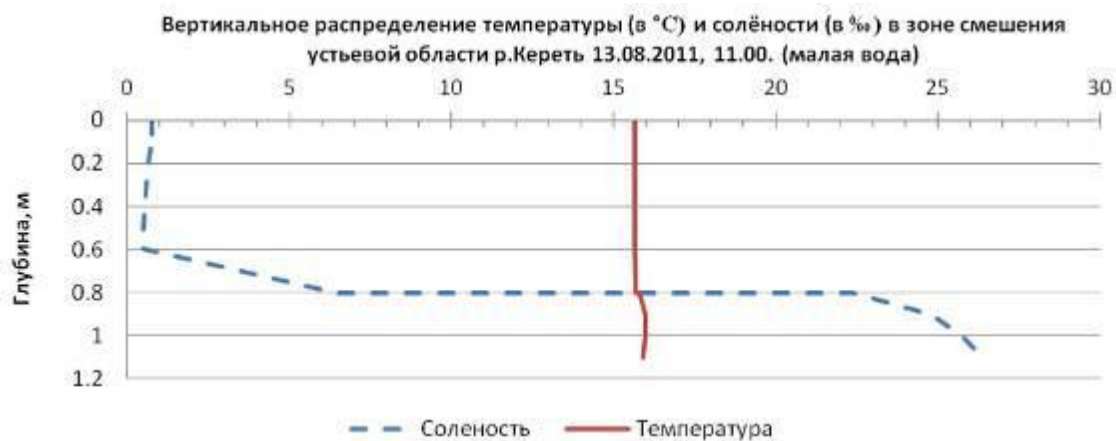


Рис.5. Вертикальный профиль температуры и солёности воды в зоне смешения р.Кереть 13.08.2011 (малая вода).

В полную воду (ПВ) слой пресной воды сокращается до 0,2 – 0,3м, а галоклин увеличивает толщину до 1,0 – 1,2м (рис.6):

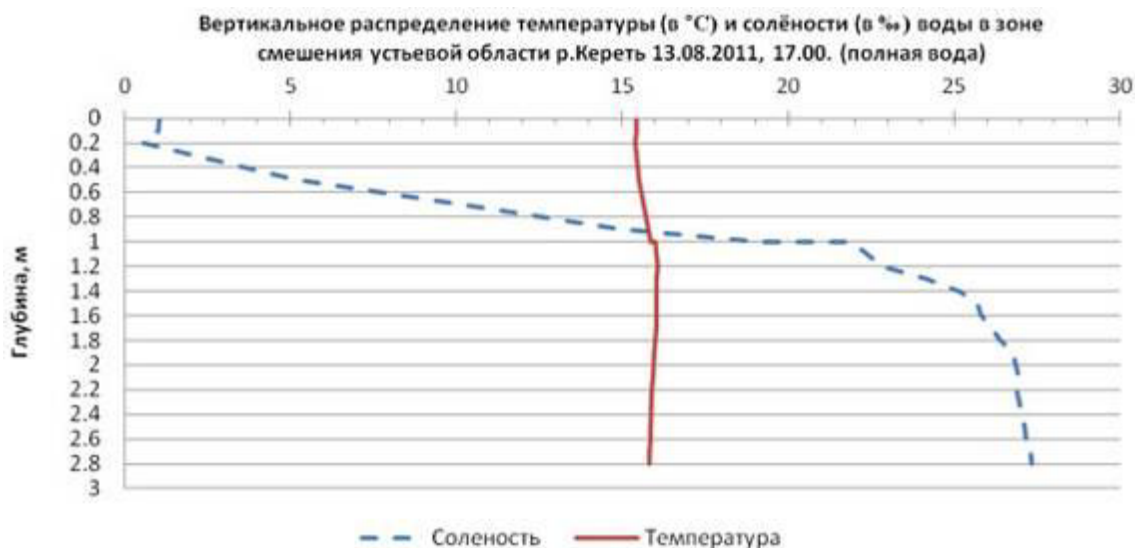


Рис.6. Вертикальный профиль температуры и солёности воды в зоне смешения р.Кереть 13.08.2011 (полная вода).

Под галоклином располагается солёная вода со средней солёностью 24-26%. Температурный ход по всей толще воды летом 2011г. был выражен слабо. Вертикальное распределение температуры зачастую имело изотермический характер. В пик летнего сезона температура воды в поверхностном и глубинном слое варьировала в диапазоне 15,0 – 16,0°С. Было установлено, что галоклин имеет нестационарное горизонтальное расположение вследствие его периодических возмущений. Он несколько приподнимается к поверхностному слою во время прилива и ко времени наступления ПВ (рис.7):

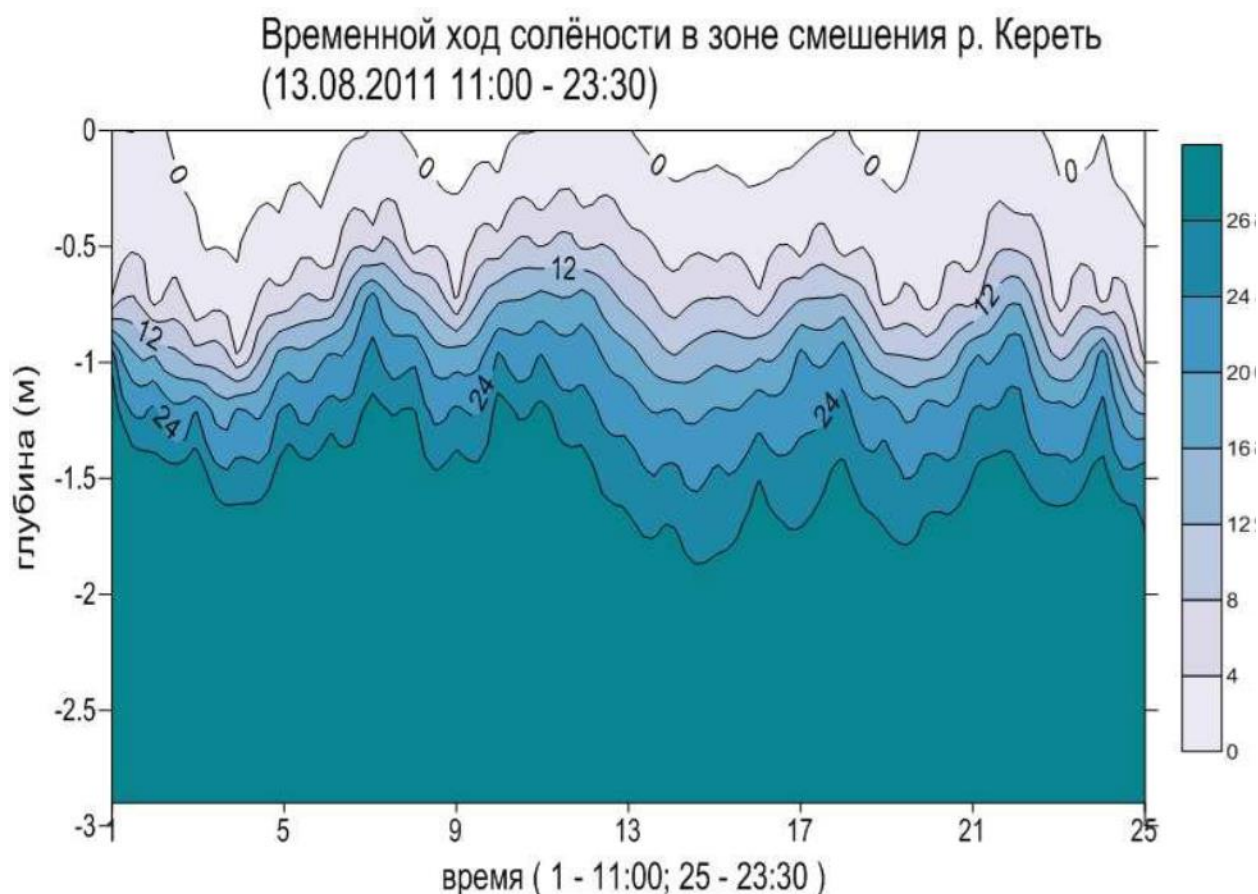


Рис.7. Временной ход солёности в зоне смешения устьевой области р.Кереть 13.08.2011.

Температура воды в придонном слое испытывает незначительные флуктуации, поэтому можно предположить, что расслоение воды происходит не по термическим, а по солёностным свойствам. Также можно считать, что галоклин здесь определяет положение термоклина, так как уменьшается турбулентное перемешивание и ослабевают вертикальный поток тепла. Поэтому, летом прогрев воды осуществляется в слое выше галоклина. С глубиной температура понижается, что вполне типично для термохалинной структуры при наличии термоклина и галоклина. В случае полного вертикального перемешивания наблюдается изотермия, а температуры морской и речной воды оказываются приблизительно одинаковы.

Океанологическая информация, полученная в августе 2012г. во многом оказалась несколько схожей с данными лета 2011г. В зоне смешения снова наблюдалась устойчивая стратификация и двухслойная структура, верхнюю часть которой занимали более прогретые речные воды с температурой выше 15°C. Ниже располагался слой скачка температуры (термоклин), в котором температура снижалась до 13-13,5°C. Его нижняя граница была подвержена флуктуациям, обусловленным влиянием морских вод. Глубже был отмечен термически однородный слой и всю толщу до дна занимали солёные воды с температурой около 13°C. Расположение термоклина совпадало с расположением галоклина (рис. 8):

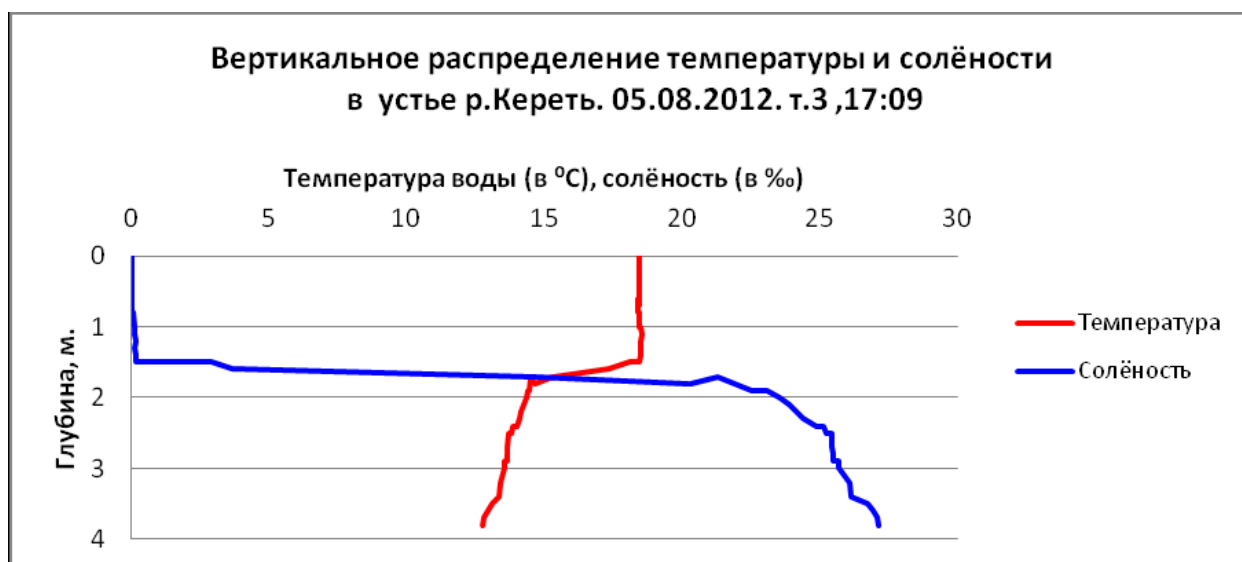


Рис.8. Вертикальные профили температуры и солёности воды в устье р.Кереть, т.3, 05.08.2012.

Вертикальный профиль солёности указал на то, что поверхностный слой был пресным, ниже располагался хорошо выраженный галоклин толщиной в несколько десятков сантиметров. Здесь солёность воды увеличивалась до 24‰. Далее, от горизонта 2м до дна, залегал слой с морской водой, в котором солёность возрастала до 26‰. Подобная термохалинная структура отмечалась и в других местах зоны смешения р.Кереть. Надо отметить, что в разных местах зоны смешения вертикальные профили солёности имеют разный вид. Так, в районе т.2 во время роста уровня (фаза прилива) сначала наблюдалось полное отсутствие морской солёной воды. Вся вода была однородна и практически пресна (рис.9):

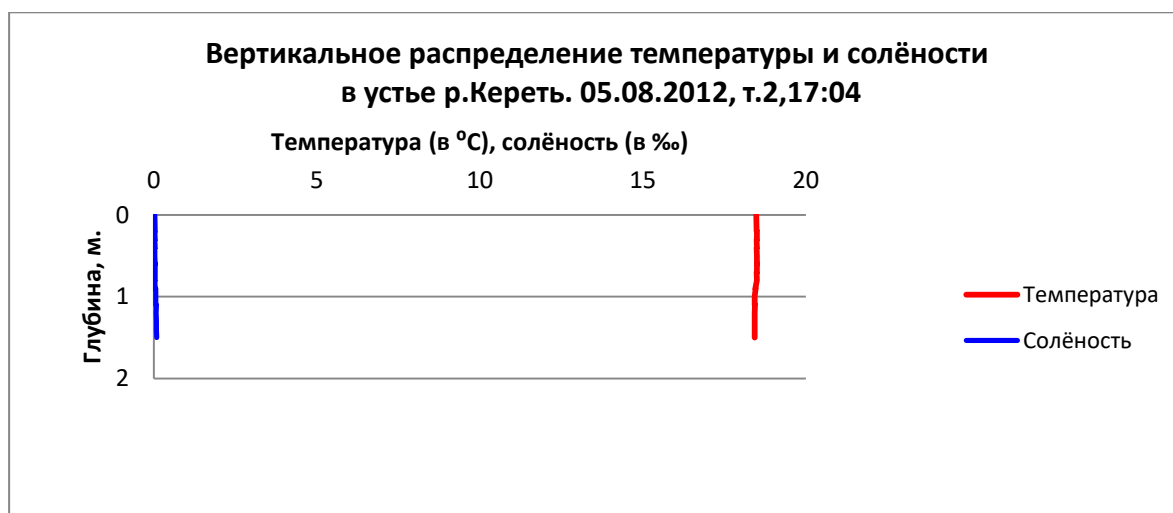


Рис.9. Вертикальные профили температуры и солёности воды в устье р.Кереть (начало прилива), т.2, 05.08.2012.

По мере развития прилива (через час после МВ) у дна появилась солёная вода. Вновь обнаружился галоклин, разделивший воды с разными свойствами и сформировалась двухслойная структура, верхнюю часть которой заняла речная вода (рис.10):

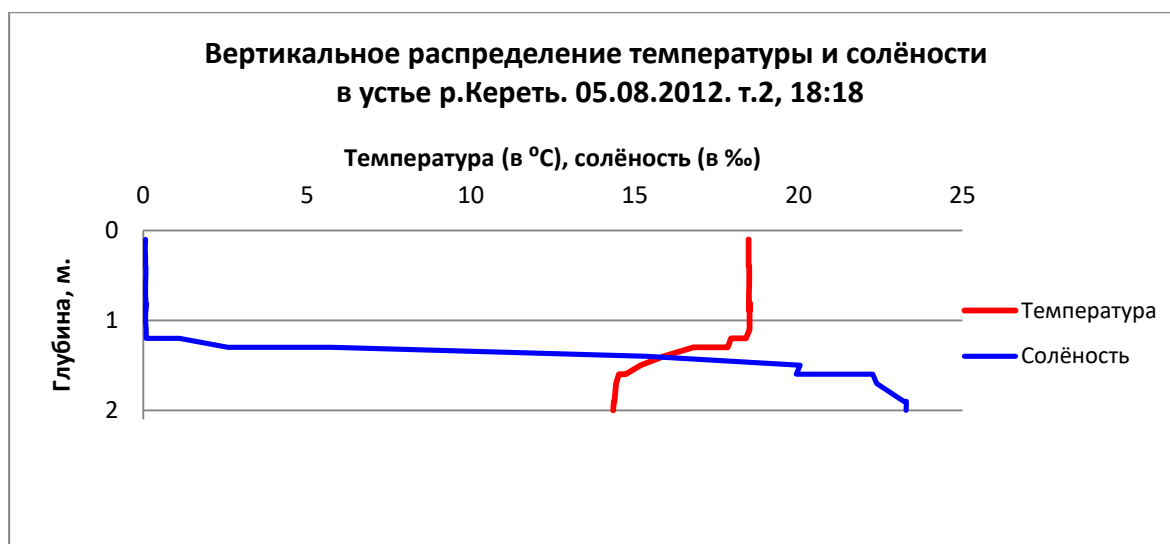


Рис.10. Вертикальные профили температуры и солёности воды в устье р.Кереть (середина прилива), т.2, 05.08.2012.

В нижнем слое температура понизилась с 18°C до 15°C, а солёность резко увеличилась до 23‰. Такая изменчивость водной структуры в зоне смешения р.Кереть типична для летнего сезона и значительную роль в этом играют приливные процессы.

Более детально выявить особенности этой изменчивости позволили результаты георадарного профилирования, выполненных в ходе натуральных экспериментов. Использование георадарного метода позволило установить некоторые закономерности пространственного распределения солёной воды в устьевой области р. Кереть на разных фазах приливо-отливного цикла. Время для измерений обычно подбиралось под конкретную фазу прилива или отлива. В силу методики проведения эксперимента, полученную картину следует рассматривать как усредненную, но дающую качественное представление о динамике разнородных вод в зоне смешения. Как показали измерения, на фазах спада и подъёма уровня (отлив/прилив) наблюдается сложная динамическая картина перемешивания, а на радарограммах обнаруживаются характерные структуры. Они напоминают по форме зубья пилы, которые в слое галоклина перемещаются вдоль потока от устья к морю с некоторой скоростью. На фазе прилива слой пресной воды утончается до десятков сантиметров, при этом на его толщину будет существенно зависеть сток реки и амплитуда приливной волны, зависящая от астрономических условий. На фазе отлива граница между пресной и солёной водой становится относительно стабильной.

Наиболее интересные результаты были получены в 2012г., когда при проведении радарного профилирования наблюдался эффект, который не отмечался при экспериментах предшествующих лет. В том году из-за дождливого лета сток р. Кереть значительно увеличился по сравнению с 2010 и 2011 гг. Но при этом даже на фазе отлива в тех точках эстуарной акватории, где раньше фиксировалась только пресная вода, сохранялся незначительный по

толщине придонный слой солёной воды. Слой пресной воды сохранял свою толщину даже при значительных колебаниях уровня. На рис.11 приведены фрагменты радарограмм, полученных при помощи радара, расположенного в одной и той же точке (в августе 2011 и 2012 гг.) во время отлива. На радарограмме 2011 г. четко фиксируется дно (белая линия) и появление солёной воды (черная линия). В 2012 г. солёная вода (черная линия) фиксируется во весь период наблюдений, даже при минимальном уровне воды. Галоклин имеет плавный неразмытый вид. При этом, амплитуда приливной волны на момент наблюдений в 2011г была больше, чем в 2012г., а расход реки, наоборот - существенно меньше.

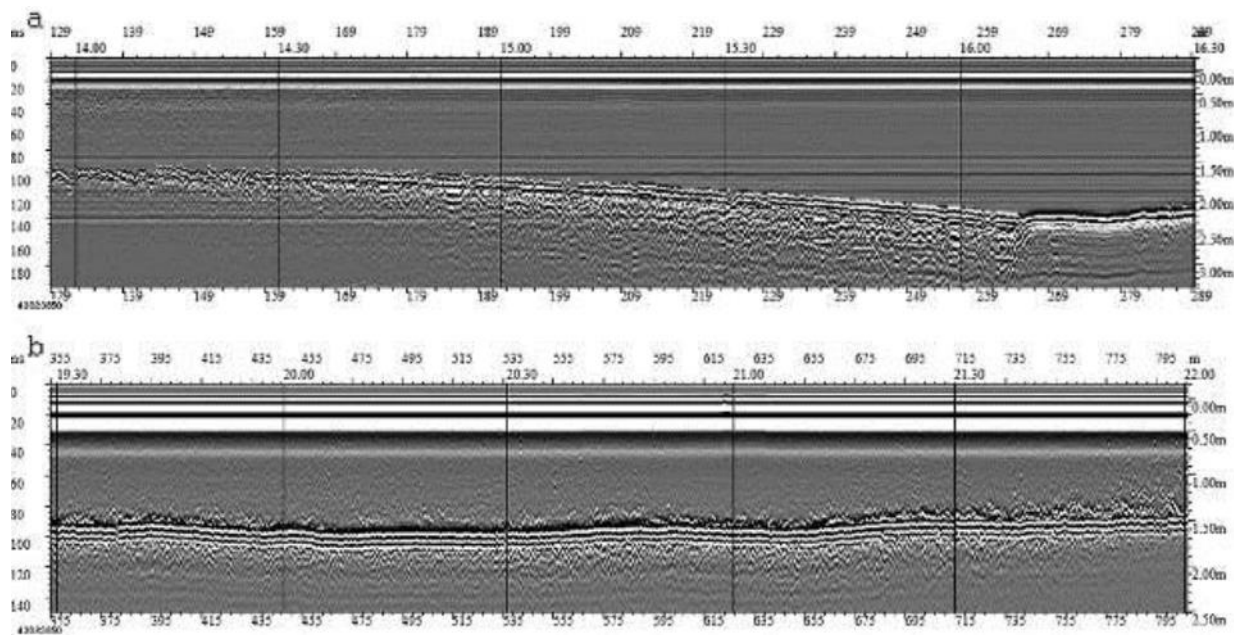


Рис.11. Фрагменты радарограмм, полученных в одной точке в 2011 (а) и в 2012 (б). Вертикальными линиями обозначены получасовые интервалы. Временное разрешение: в 2011 г. - 1 сек., в 2012 г. - 0,2 сек. Начало записи соответствует минимуму уровня воды. Амплитуда приливной волны в 2011 г - 147 см, в 2012 - 120см.

Не менее интересные результаты были получены при анализе изменения глубины залегания галоклина на фазе прилива. Для сравнения, на рис.12 приведены радарограммы, полученные при помощи радара, стационарно установленного в той же точке, но при росте уровня воды (в августе 2011 и 2012 гг). Как видно, примерно через 4 часа после начала прилива на радарограммах достаточно чётко фиксируются квазигармонические колебания с периодом 10-15 минут. Эти колебания наблюдаются в слое галоклина.

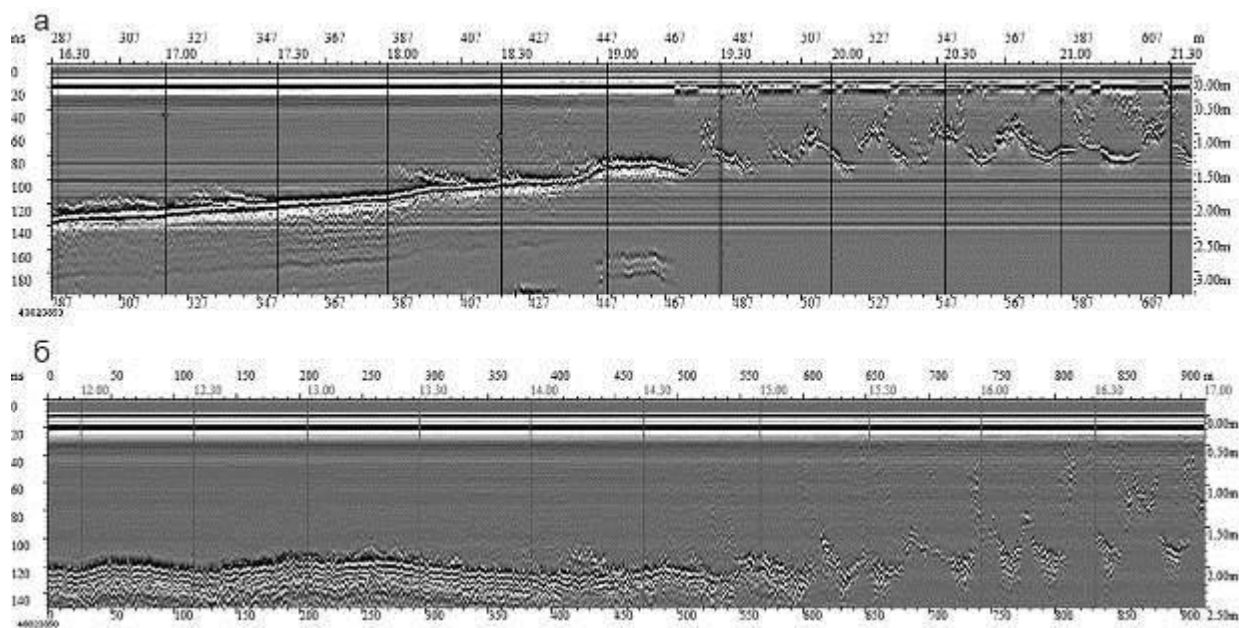


Рис.12. Фрагменты радарограмм, полученных на фазе повышения уровня, а - 16.08.2011г., б - 15.08.2012 г. Начало радарограмм соответствует двухчасовому сдвигу от минимума уровня воды.

Серия георадиолокационных измерений летом 2012 г. выполнялась с синхронной записью отражённых сигналов двумя одинаковыми радаром с антеннами 400 МГц, которые были установлены в разных точках эстуария р.Кереть. В экспериментах 10 и 12.08.2012г. радары устанавливались по линии ортогональной стрежню. Расстояние между радаром равнялось 42 м, причём один из радаров располагался за пределами стрежня (струи основного потока), а другой -- на стрежне. На радарограмме, полученной за пределами стрежня (вблизи каменистой донной косы) колебания практически не наблюдаются на фоне шума, и присутствуют только высокочастотные колебания в виде «зубьев пилы». Вероятно, в этой области граница размыва (вода перемешана) или идёт интенсивный процесс перемешивания пресной и солёной воды (рис.13):

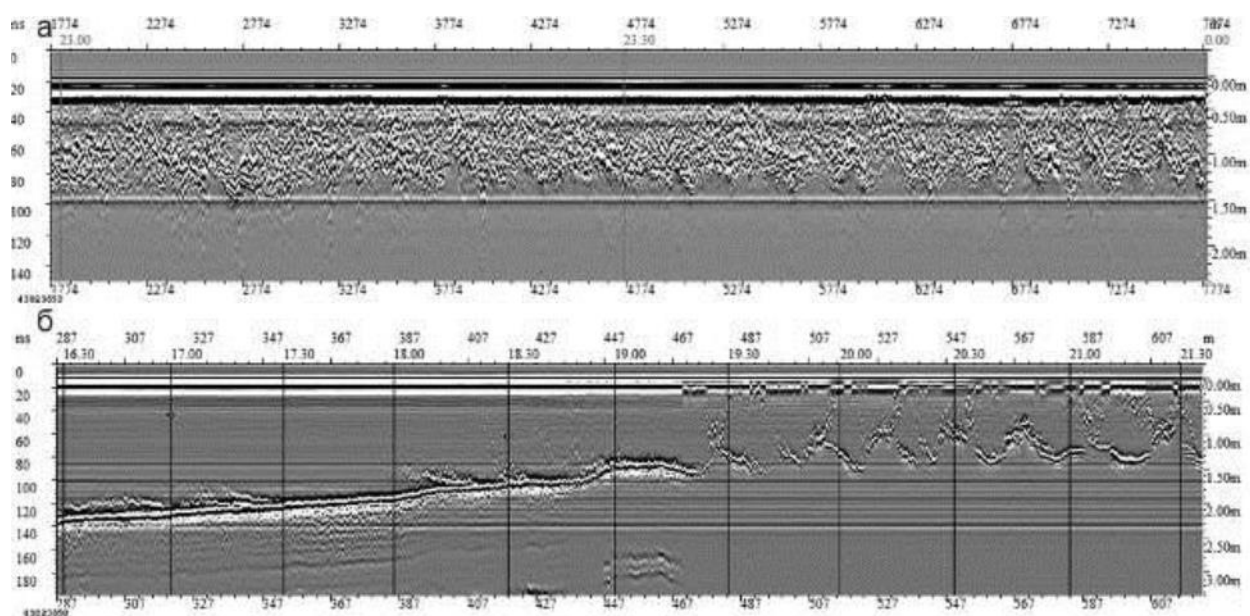


Рис. 13. Фрагменты радарограмм, полученных 12.08.2012. а – станция 4 (за пределами стрежня), б- станция 3 (на стрежне). Временное разрешение- 0,2 сек.

В слое галоклина снова заметны характерные флуктуации. В другом эксперименте, (15.08.2012 г) радары устанавливались по стрежню; один радар (в т. №3) находился в той же точке, что и 12.08.2012. Другой радар был установлен по стрежню на расстоянии 62 м. в сторону устья реки (т. №2). Измерения охватили почти весь приливной цикл (начало отлива – конец прилива). Результаты регистрации данных приведены на рис. 14:

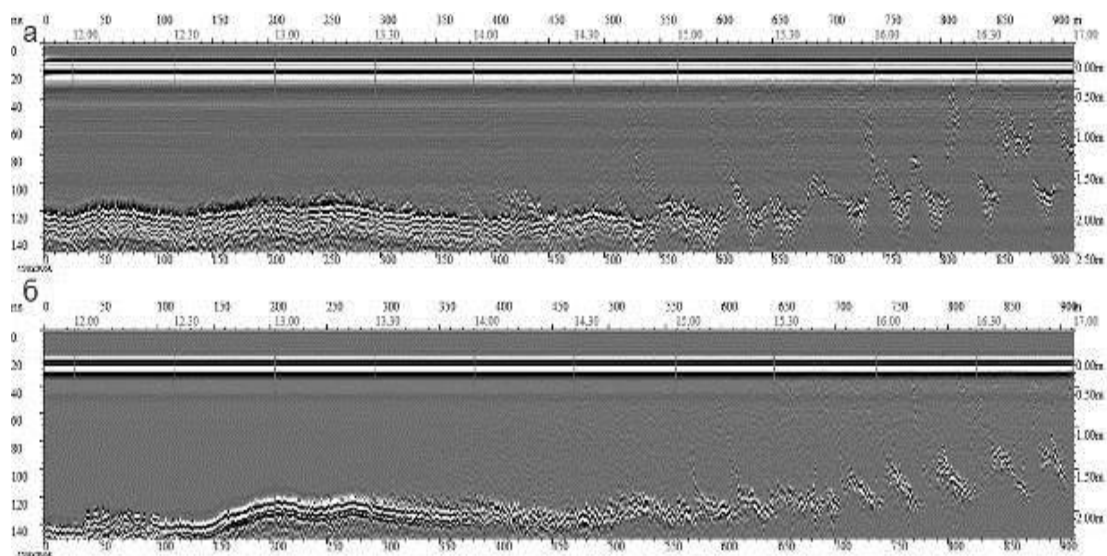


Рис.14. Радарограммы, полученные 15.08.2012 на двух станциях: а – ст.3, б – ст.2, обе станции – на стрежне. Временное разрешение- 0,2 сек.

Из рисунка видно, что на обеих точках практически одновременно наблюдается картина появления пульсаций в придонном слое. Галоклин заглублён, но по мере развития прилива, пульсации начинают преобразовываться в более выраженные пики, в слое галоклина появляются колебания, и сам он начинает размываться.

Для корреляционного и спектрального анализа полученных данных радарограммы были преобразованы во временные ряды значений глубины границы раздела пресной и соленой воды. Эта глубина определялась на каждой трассе либо по максимальному значению отраженного сигнала, либо по максимуму огибающей после выполнения преобразования Гильберта исходной радарной трассы. Рассматривались фрагменты радарограмм, соответствующие периоду 14-17 часов, на котором проявляются низкочастотные колебания. Но следует понимать, что полученные временные ряды не являются стационарными. Поэтому, формальное применение к таким рядам стандартных процедур статистического анализа позволяет получить только качественные оценки, к которым следует относиться с известной долей осторожности. На рис.15 приведены периодограммы рядов глубин границ для станции №3 и станции №2.

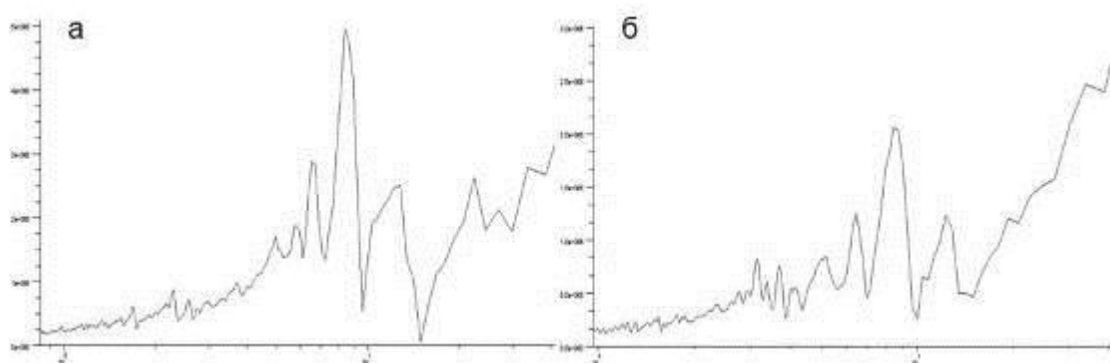


Рис.15. Периодограммы рядов глубин, рассчитанных по максимумам отраженных сигналов. По горизонтальным осям даны значения периодов в минутах, по вертикальным – спектральные плотности мощности в условных единицах. а – ст.3, б - ст.2 (устье р.Кереть, 15.08.2012).

Видно, что характер периодограмм для обеих точек принципиально не меняется. Максимальное значение плотности мощности соответствует периоду около 8 мин, что соответствует мелкомасштабной изменчивости. Такой диапазон изменчивости очень сложно исследовать стандартными (контактными) способами или путём моделирования. На рис.16 приведена функция взаимной корреляции для рядов, полученных на станциях №3 и №2.



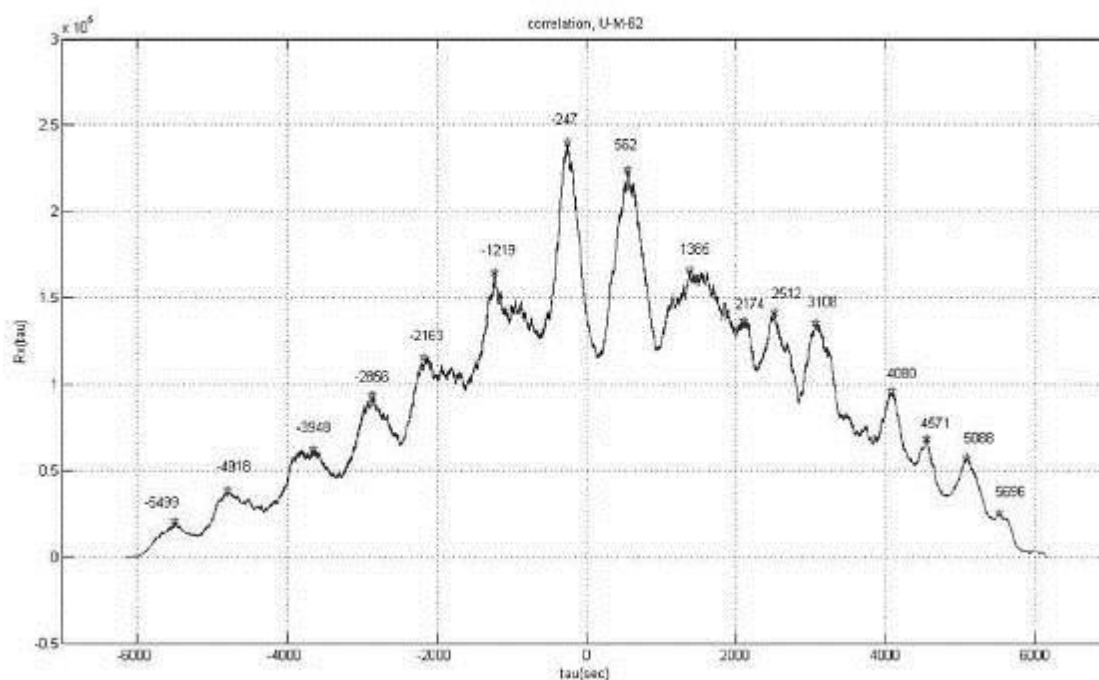


Рис. 16. Взаимокорреляционная функция для рядов глубин границы раздела, полученных на ст.2 и ст.3, 15.08.2012 (устье р.Кереть). Положительные значения соответствуют опережению по времени ряда на ст.2 (устье), отрицательные – опережению на ст.3 (море).

Методика оценки размеров локальных неоднородностей в толще воды, имеющих, возможно, вихревой характер и приводящих к появлению характерных отражений, видных на радарограммах, может быть реализована только при известной скорости перемещения искомой неоднородности. Такая методика может основываться на том, что диэлектрическая проницаемость воды, которая определяет скорость распространения электромагнитной волны, хорошо известна. При перемещении радара над такой неоднородностью, или, наоборот, перемещении неоднородности под радаром, на радарограмме прослеживается характерное отражение в виде гиперболы, параметры которой зависят от скорости электромагнитной волны. Совмещая теоретически рассчитанную гиперболу с наблюдаемой можно получить оценку скорости и, следовательно, диэлектрической проницаемости. Используя теоретические зависимости изменения диэлектрической проницаемости от размера неоднородности и глубины её расположения, легко определяемой по радарограмме, можно получить значение характерного размера.

В итоге, для речного участка и зоны смешения удалось выявить особенности приливного режима и определить механизмы формирования термохалинной структуры. В летнее время в устье Керети формируется и сохраняется выраженная двухслойная стратификация: верхний распреснённый (слабосоленый) слой толщиной до 1,5-2 м, прогревающийся до 18°C, и нижний, где находится морская вода с солёностью до 27‰ и температурой не выше 13-14°C. Приливной уровень по всей акватории закрытой части эстуария меняется практически синхронно. Однако, в пределах речного участка сток создаёт локальный перекося уровня. В зоне смешения

происходит периодическое перемещение гидрофронта (в горизонтальном направлении), вертикальные флуктуации галоклина, которые обусловлены приливной адвекцией. Во время отлива распреснённая вода и гидрофронт выдвигаются в сторону моря, а во время прилива они прижимаются к устью реки. При отливе поверхностная вода вытягивается в виде клина, расположенного поверх более солёных вод. Ранее периодическое изменение термохалинной структуры в эстуарии р. Кереть интерпретировалось как результат действия внутренних волн различных приливных периодов.

### **3.2. Гидрология эстуарных проливов.**

Морской участок занимает большую часть приливного эстуария р. Кереть, а его гидрология заметно отличается от гидрологии зоны смешения. Главным образом это собственно пролив *Средняя Салма* -- закрытая часть устьевого взморья, представляющая собой акваторию, имеющую форму воронки. От прямого влияния моря её защищают острова Средний и Горелый. Водообмен происходит через проливы Узкая Салма, Подпахта (об этом проливе подробнее в отдельной главе) и сужение самой Средней Салмы. Донный рельеф представляет собой постепенно углубляющуюся в сторону моря неровную плоскость с впадиной до 30-35м, неподалёку от выхода на Большой Керетский рейд (БКР). Летом в проливах хорошо выражена устойчивая стратификация вод, которая формируется благодаря прогреву верхних слоёв, приливному и ветровому перемешиванию. Но из-за неоднородностей дна процессы перемешивания в летний период не затрагивают глубокие слои, способствуя сохранению там «зимней» воды.

В ходе исследований была изучена термохалинная структура вод Средней Салмы для летнего периода, причём большинство наблюдений производилось в наиболее глубокой части данной акватории. В результате, удалось выявить ряд интересных гидрологических особенностей.

*2006 год.*

На графике суточного хода температуры воды видно, что к середине июля поверхностный слой воды (0-2м) в Средней Салме становится достаточно прогретым (16-18°C) (Рис. 17):

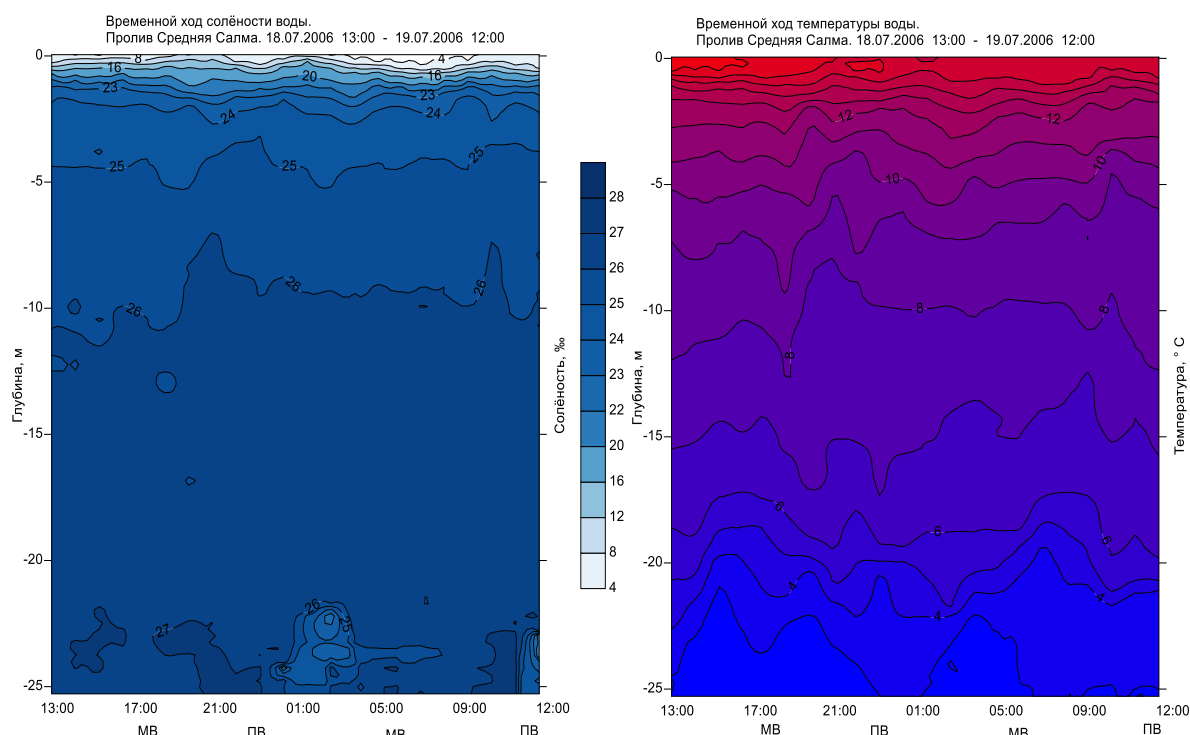


Рис.17. Временной ход солёности и температуры в проливе Средняя Салма 18 – 19.07.2006.

Этот же слой наиболее распреснён (солёность не более 20‰), благодаря стоку реки Кереть. Под ним залегает термоклин, летнее расположение которого можно считать стационарным. Глубже, в слое 12-15 м, наблюдалось волнообразное изменение расположения изотерм и изогалин, причём наиболее чётко это заметно в фазу прилива. В этом слое температура воды понижалась до 7-8°C, а солёность возрастала до 26‰. Эту толщу целиком занимают воды, поступающие с открытой части моря. На рис. 18 изображены типичные вертикальные профили температуры и солёности для Средней Салмы (18.07.2006, малая и полная вода), по которым можно выделить следующие слои:

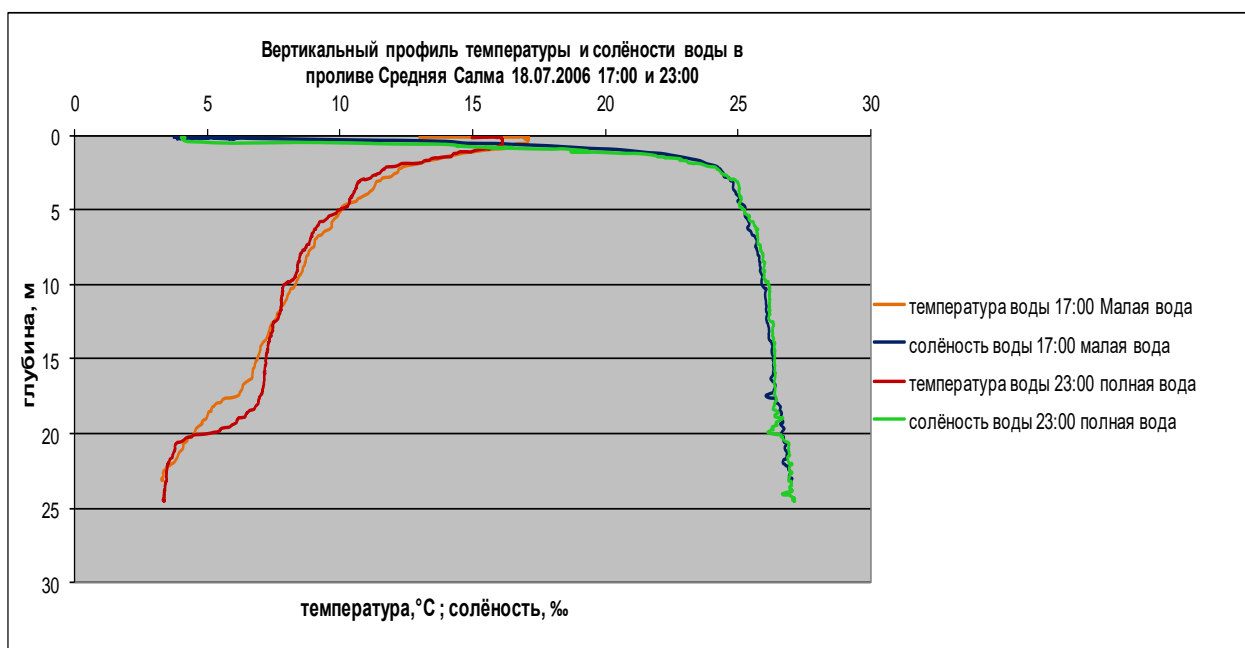


Рис.18. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Средняя Салма 18.07.2006.

- **Поверхностный слой** (до 1м) с распреснённой водой, прогретой до 15-17°C;
- **Слой скачка температуры** (1-4м) – температура воды уменьшается до 10°C; здесь заметны колебания температур благодаря приливному воздействию, а солёность возрастает до 25‰;
- **Глубинная вода** (примерно до 15-17м) -- температура медленно понижается до 6-7°C, но по солёности вода однородна (25-26‰);
- **Глубинный слой скачка температуры** (глубины 17-20м) – температура воды резко понижается до 2-3°C, заметны колебания температур в разные фазы приливного цикла, солёность воды меняется незначительно;
- **Придонная («зимняя») вода** – от 20 м до дна – температура (2-3°C и ниже), солёность воды практически не меняется (около 26‰).

2007 год.

Спустя год, в июле 2007г. в проливе Средняя Салма снова наблюдалась устойчивая стратификация вод, однако, по сравнению с 2006 г. расслоение вод было несколько иным (рис. 19):

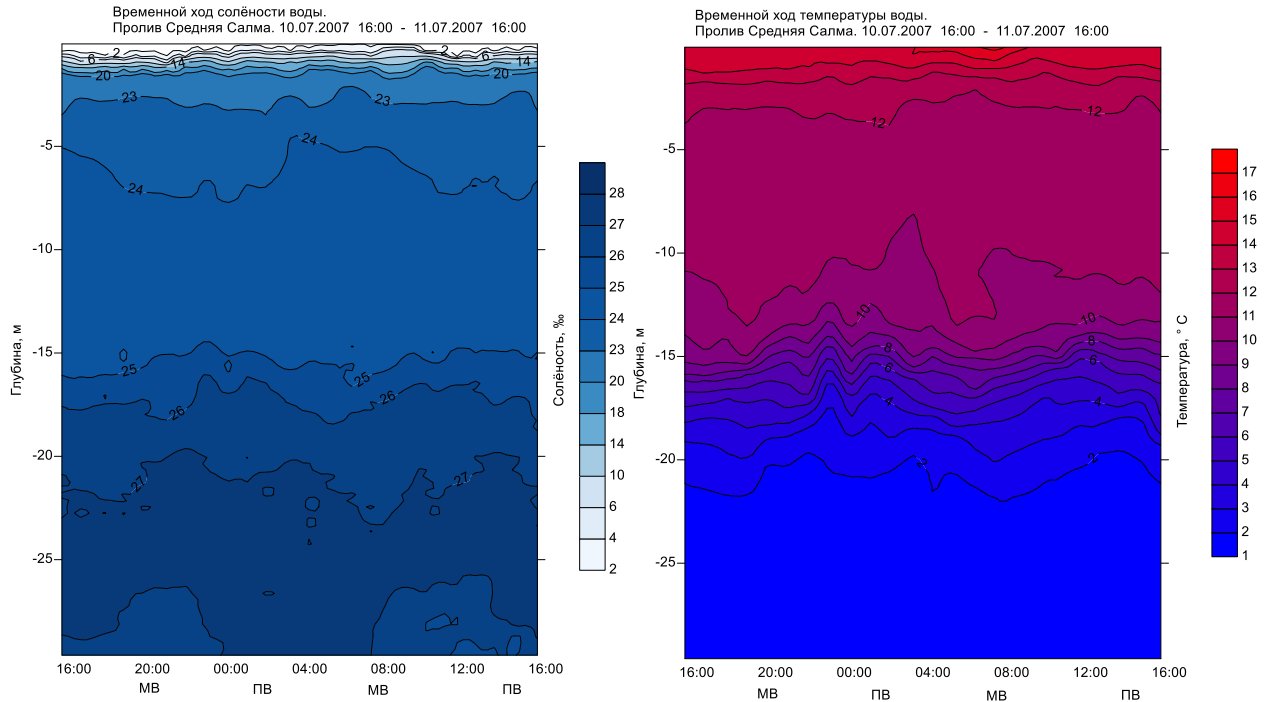


Рис.19. Временной ход солёности и температуры в проливе Средняя Салма 10 – 11.07.2007.

В основном, это относилось к воде в диапазоне глубин от 3 до 14м, где температура уменьшалась с 12 до 10°C. Далее (до глубины 20м) отмечался глубинный слой скачка температуры, в котором температура резко понижалась от 10 до 2°C. У дна располагалась придонная вода со значениями температур в пределах 0-2°C. По вертикальному распределению солёности можно выделить такие слои (рис. 20):

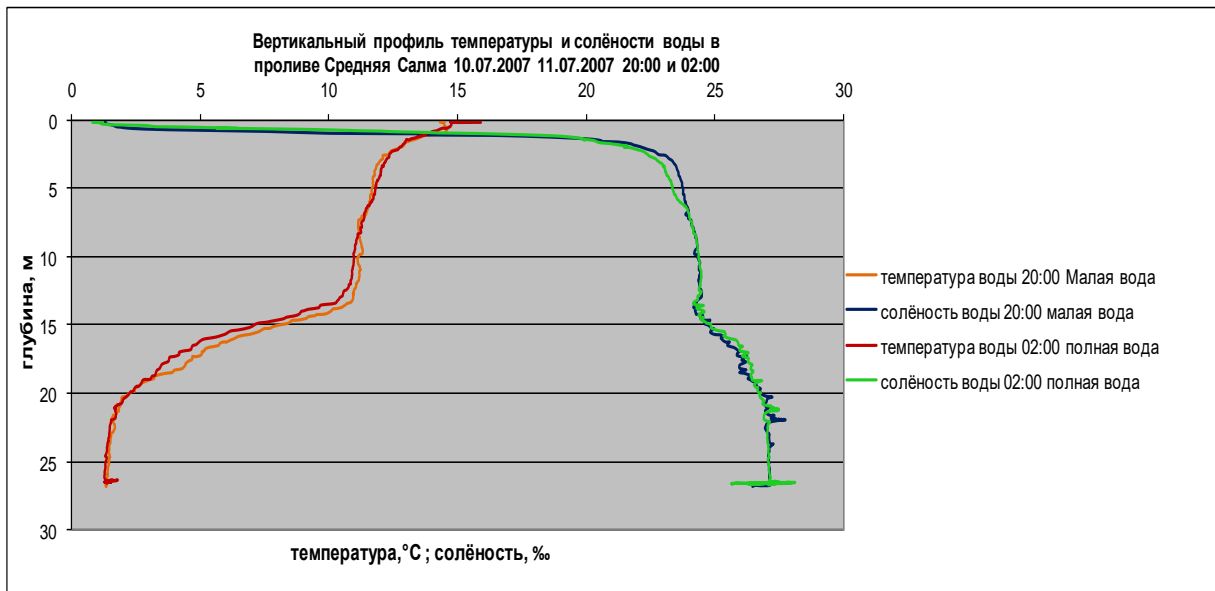


Рис.20. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Средняя Салма 10 -11.07.2007.

- **Поверхностный распреснённый слой** (не более 0,5м) – слой с меняющимися значениями солёности (не более 10-12‰);
- **Слой скачка солёности (галоклин)** (0,5-3м) – слой резкого увеличения солёности (до 23‰);

- **Глубинная вода** (3-15м) – однородный слой со значением солёности около 24‰;
- **Придонный слой** (от 15м до дна) – слой с возрастающими значениями солёности до 26-27‰.

Результаты измерений в Средней Салме показали, что вертикальное распределение температуры и солёности тесно взаимосвязано. Резкое изменение температуры воды с глубиной приводит и к заметным флуктуациям солёности. Несмотря на более ранние календарные сроки, в 2007 году толща воды оказалась более прогрета (по сравнению с 2006г.) – изотерма 10°C опустилась до глубин 14-15°C (в 2006г. она была отмечена на глубинах 3-4м).

2008 год.

В 2008г. измерения были продолжены, но уже в отмелой части пролива Средняя Салма ближе к выходу на Большой Керетский рейд. Ко времени работ (июль) уже сложилась привычная для лета устойчивая стратификация вод (рис.21):

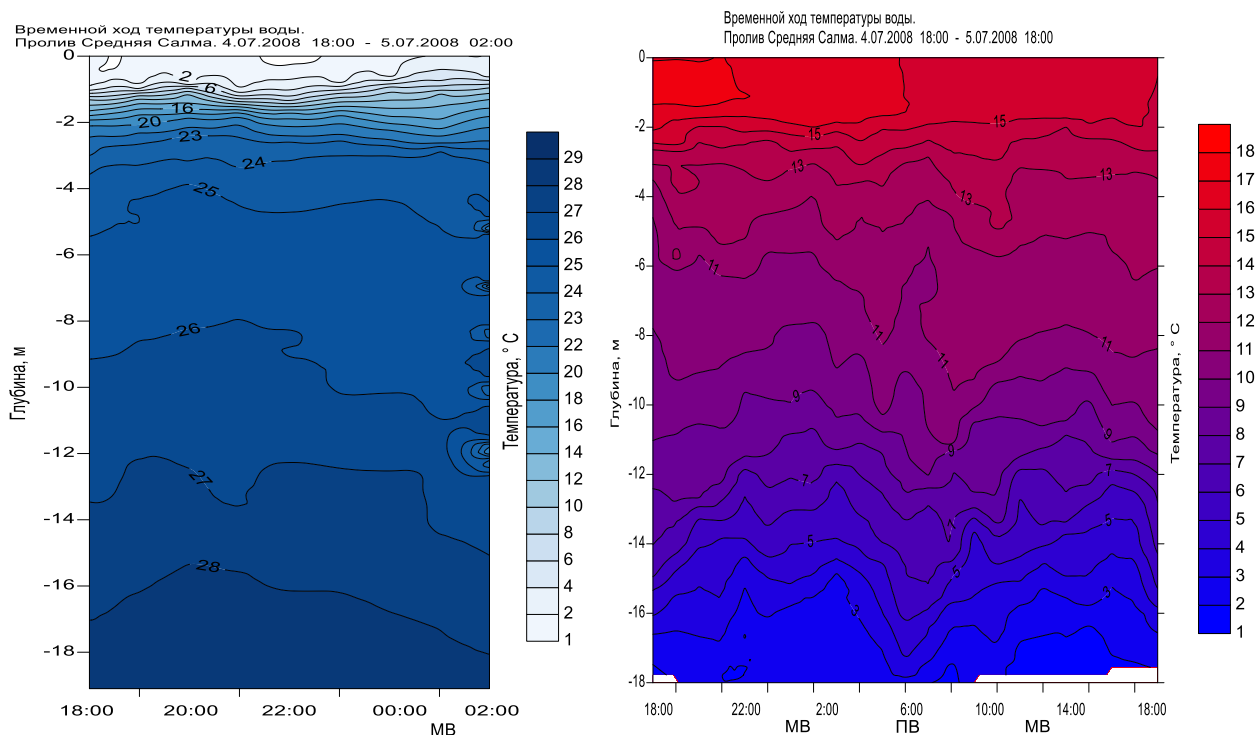


Рис.21. Временной ход солёности и температуры в проливе Средняя Салма 04 – 05.07.2008.

Эта часть пролива отличается более выраженной динамикой вод, по сравнению с другими участками акватории. Сказывается близость к сужению пролива, где проявляется интенсивный водообмен с морем и движение вод тесно связано с приливным режимом. Расслоение можно охарактеризовать следующим образом:

- **Поверхностный слой** (до 1,5м) – вода хорошо прогрета (15-18°C), а её солёность не превышает 15‰;
- **Слой скачка температуры** (от 1,5м до 5-7м) – несколько размыт, температура постепенно уменьшается до 10-11°C, а солёность резко увеличивается до 25-26‰;

- **Глубинный вода** (от 7м до дна) – температура воды понижается до 1,5-2°C, солёность возрастает до 26-27‰; хорошо заметны колебания температур в разные фазы прилива (рис.22):

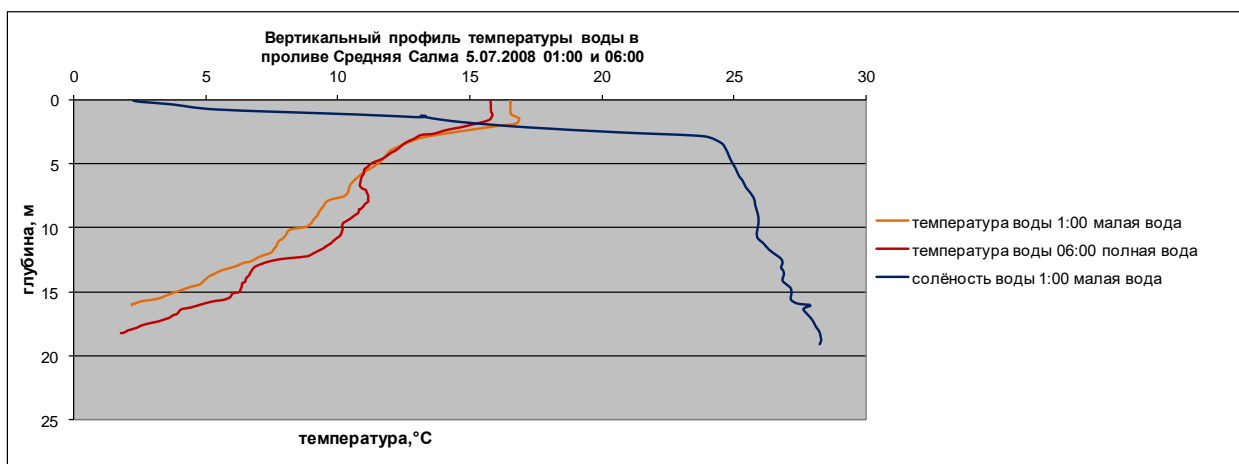


Рис.22. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Средняя Салма 05.07.2008.

Изотерма 10°C располагается на глубинах 8-10м, но её ход испытывает периодические колебания. Характерный придонный слой с «зимней» водой в этой части пролива не обнаруживается, из-за меньшей глубины в месте наблюдений.

2009 год.

В 2009 году исследования термохалинного режима пролива Средняя Салма были перенесены на июнь. Это конец весеннего гидрологического сезона -- время, когда происходит перестройка термохалинного режима в устье р.Кереть. Особенности вертикального распределения солёности Средней Салмы в июне подтверждают заметное влияние речного стока на гидрологию этого участка. В это время чётко выраженный слой распреснённой воды толщиной до 1м с солёностью не более 5‰ и с температурой 11-12°C. В июне поверхностный слой ещё не прогрет, а суточный ход температуры практически незаметен. Толщина слоя и доминирование распреснённой воды в нём всецело связано с величиной речного стока, повышенного в конце половодья. Под ним хорошо обнаруживается галоклин толщиной около 1,5м, в котором солёность возрастает до 25-26‰, а температура снижается до 6°C. В зависимости от фазы прилива здесь хорошо заметны флуктуации термохалинных характеристик, прежде всего, солёности (рис.23):

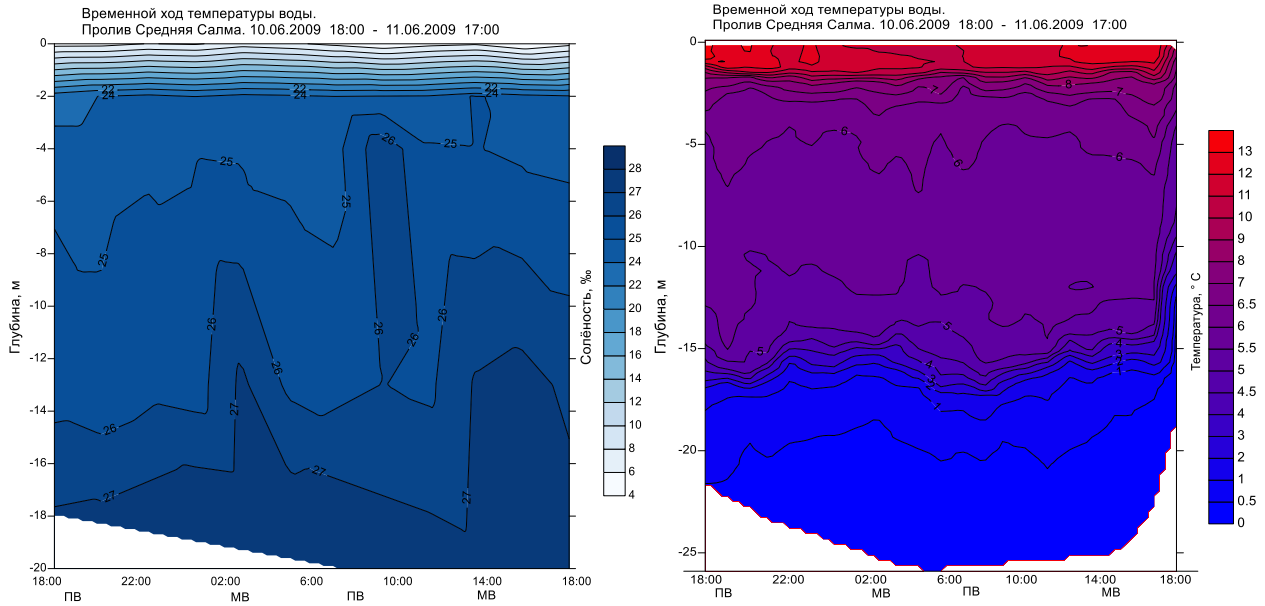


Рис.23. Временной ход солёности и температуры в проливе Средняя Салма 10 – 11.06.2009.

Глубже наблюдается картина, тоже характерная для летней стратификации. Глубинная вода занимает толщу от 3 до 15м. Это квазиоднородный слой с температурой около  $5^{\circ}\text{C}$  и солёностью около 26‰. Флуктуации солёности обусловлены наступлением очередной фазы прилива. Далее, на глубинах 15-20м наблюдается слой скачка температуры, где она резко понижается до  $1-1,5^{\circ}\text{C}$ . Солёность здесь возрастает до 27-28‰, а у самого дна залегает плотная придонная («зимняя») вода, в которой температура воды постепенно понижается до  $0^{\circ}\text{C}$  (рис.24):

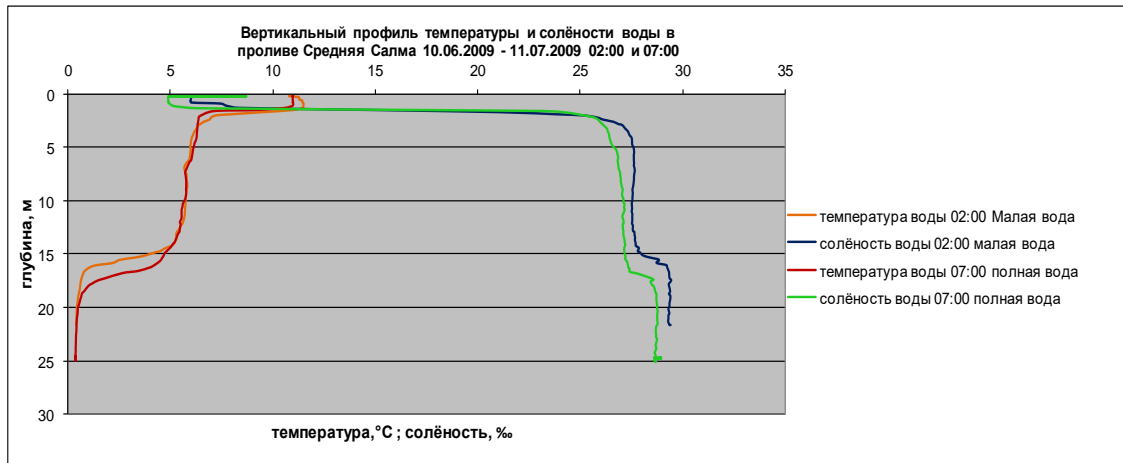


Рис.24. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Средняя Салма 10 -11.06.2009.

2010 год.

Термохалинная структура в июле 2010 года заметно отличается от распределения температуры и солёности в июле 2006-2008гг. Но такая ситуация является хорошо выраженным примером летней устойчивой стратификации вод Средней Салмы. Схожим оказался лишь



тонкий поверхностный слой (не более 0,5м), в котором температура воды была прогрета (до 18°C), а солёность варьировала, не превышая значений 6-10‰ (рис.25):

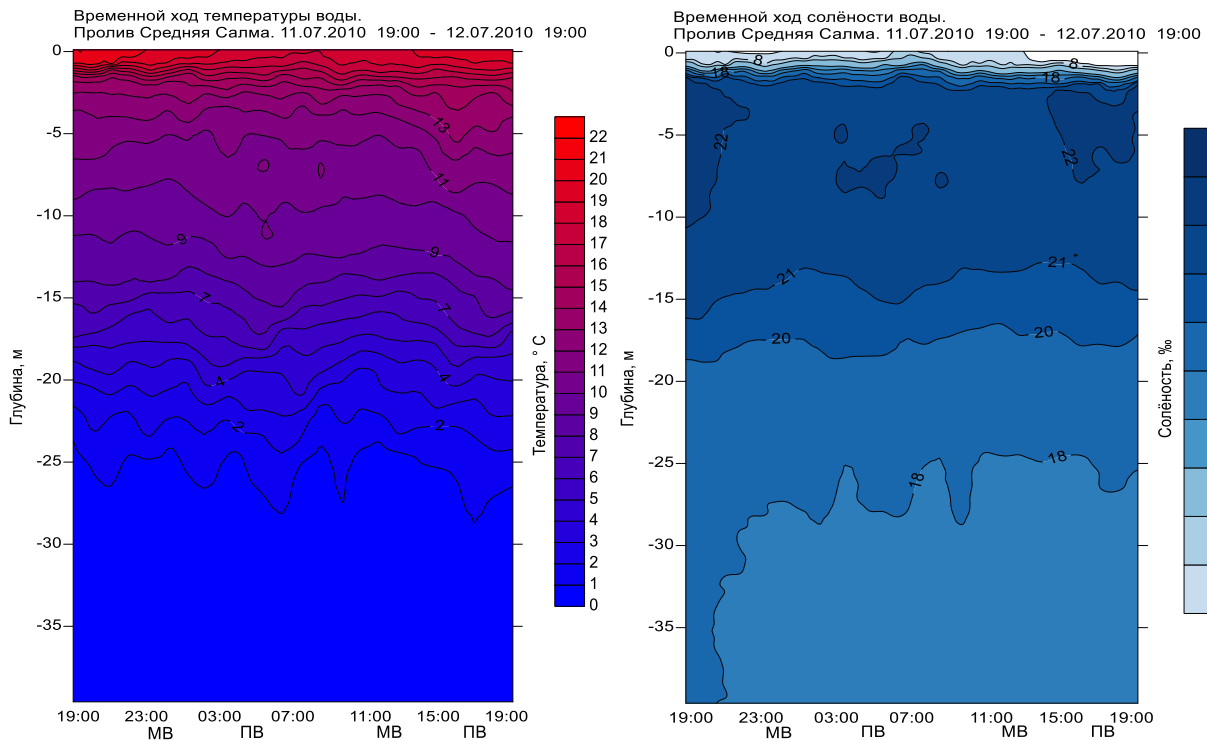


Рис.25. Временной ход температуры и солёности в проливе Средняя Салма 11 – 12.07.2010.

Глубже залегал слой, в котором температура воды снижалась до 12°C, а солёность резко возрастала до 24‰ (галоклин). До глубины 25м был отмечен слой воды с постепенным уменьшением температуры до 1-1,5°C и увеличением солёности до 26-27‰. Этот слой подвержен перемешиванию, в основном благодаря приливной адвекции (рис.26). Глубже залегает придонная вода с низкими температурами (0-1°C) и солёностью около 27‰. Эта плотная, «зимняя» вода продолжает оставаться у дна даже к концу лета (рис.26):

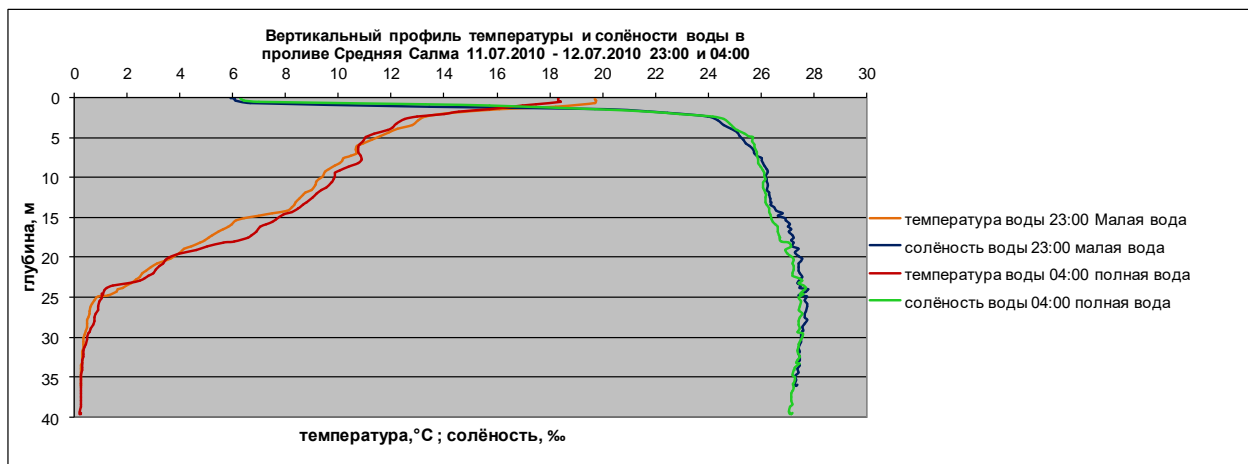


Рис.26. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Средняя Салма 11 -12.07.2010.

Однако гидрология в собственно Средней Салме заметно отличается от гидрологии в сужении этого пролива, который представляет собой водную перемычку, связывающую закрытую

эстуарную часть с открытым морем. Через неё осуществляется интенсивный водообмен, на который заметное влияние оказывают приливы. В 2011 году были проведены наблюдения именно в этой части Средней Салмы.

2011 год.

Для выявления особенностей формирования летней стратификации в 2011 году снова было выбрано начало летнего сезона -- время характерной перестройки термохалинной структуры. В июне динамические процессы наиболее активно протекают в верхней части водной толщи (до 10-12м). В это время уже хорошо выражен поверхностный (распреснённый) слой, прогревающийся порой до 16-18°C, и на который заметное влияние оказывает речной сток. Глубже наблюдается галоклин (слой до глубины 2 м), в котором солёность растёт до 26‰, а температура понижается до 10°C. Под ним расположен слой глубинной воды, в котором значения солёности увеличиваются до 27‰, а температура воды понижается до 6°C (рис.27):

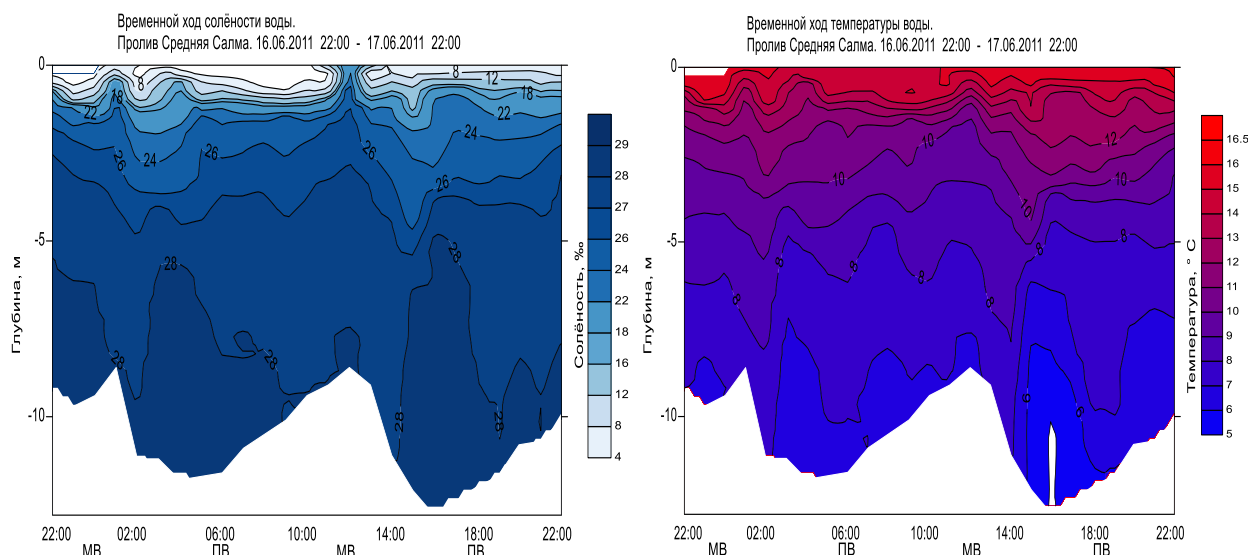


Рис.27. Временной ход солёности и температуры в сужении Средней Салмы, 16 – 17.06.2011.

Ход температуры воды указывает на выраженную изменчивость, обусловленную влиянием прилива. Так, в полную воду температура понижена, а с момента малой воды начинает расти. Такие флуктуации хорошо проявляются в верхних слоях, а ближе ко времени малой воды солёная вода приподнимается к поверхности. Данную ситуацию можно объяснить непривычно малым значением расхода воды в июне 2011 года (рис.28):

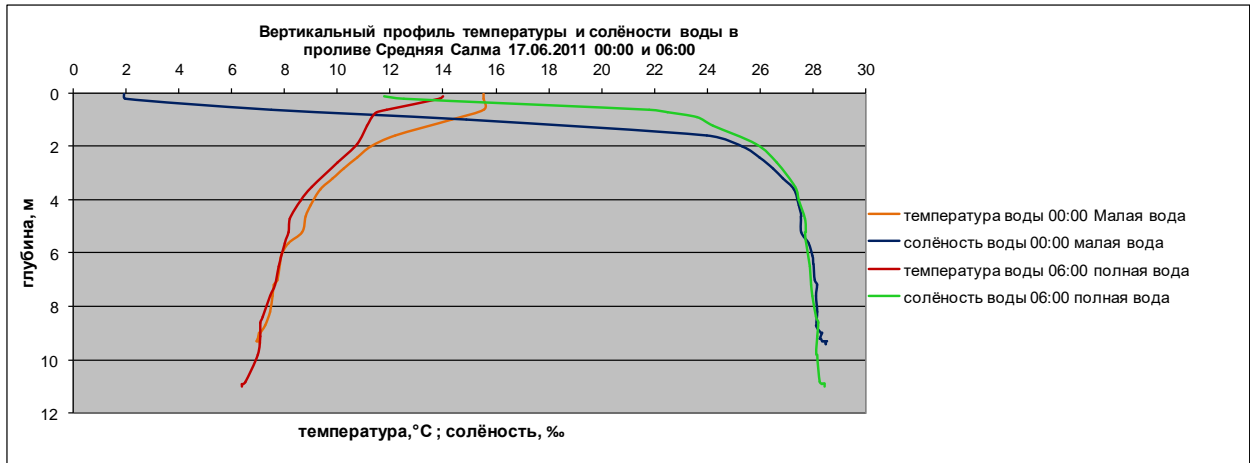


Рис.28. Вертикальные профили температуры и солёности в сужении Средней Салмы, 17.06.2011.

2012 год. В июле 2012 года в Средней Салме были выполнены океанологические съёмки и разрезы (от выхода на Большой Керетский рейд до устья), которые включали в себя 6 станций. Работы проводились во время прилива и отлива, при заведомо разных астрономических условиях. Снова наблюдалась устойчивая стратификация, а ближе к устью реки толща воды оказалась наиболее прогретой (Рис.29):

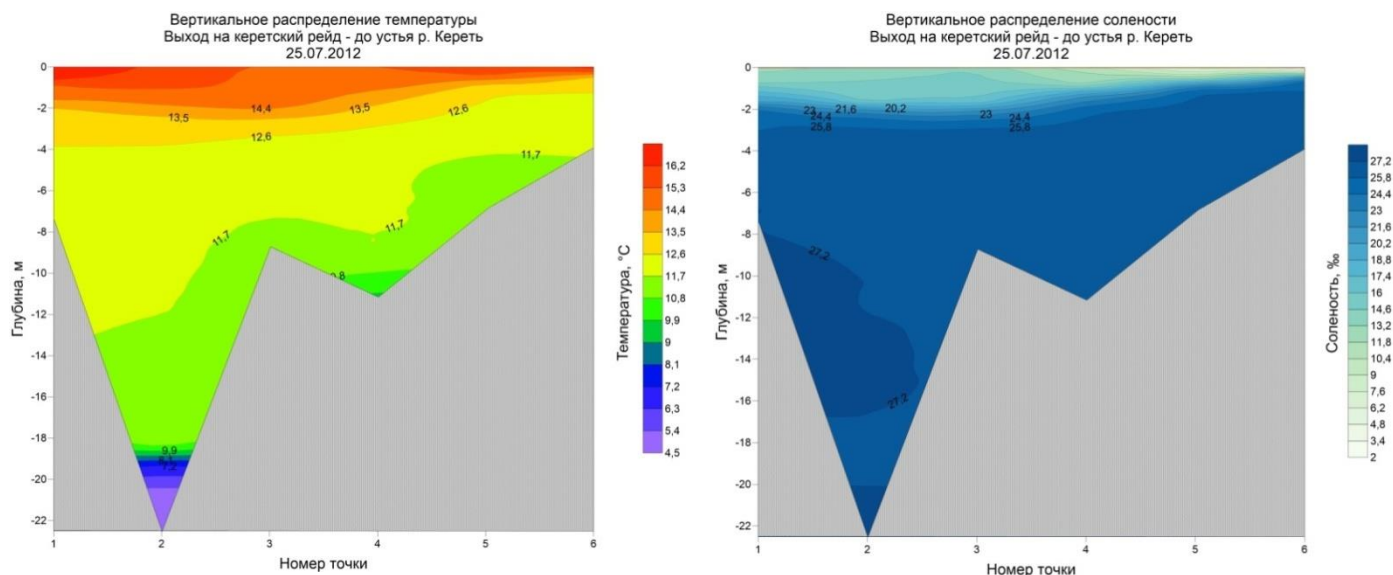


Рис.29. Вертикальное распределение температуры (а) и солёности (б) в Средней Салме, 25.07.2012 (квадратура, прилив).

Также заметно, что летом в наиболее глубоких местах эстуария остаётся холодная («зимняя») вода. Пространственное расположение галоклина типично для эстуарной зоны: ближе к зоне смешения он ярко выражен, а в сторону моря, наоборот, заглубляется и становится размытым. Благодаря приливной динамике, распределение может достигать глубины 2-2,5 м. В фазу отлива влияние приливов сказывается в меньшей степени. Для этого отрезка времени было отмечено относительно невозмущённое положение термоклина и галоклина по всему эстуарию. Ближе к устью в поверхностном слое доминирует пресная вода, но приближаясь к морю, она начинает осолоняться. Однако устойчивая стратификация сохраняется, препятствуя перемешиванию вод разных слоёв. (Рис.30):

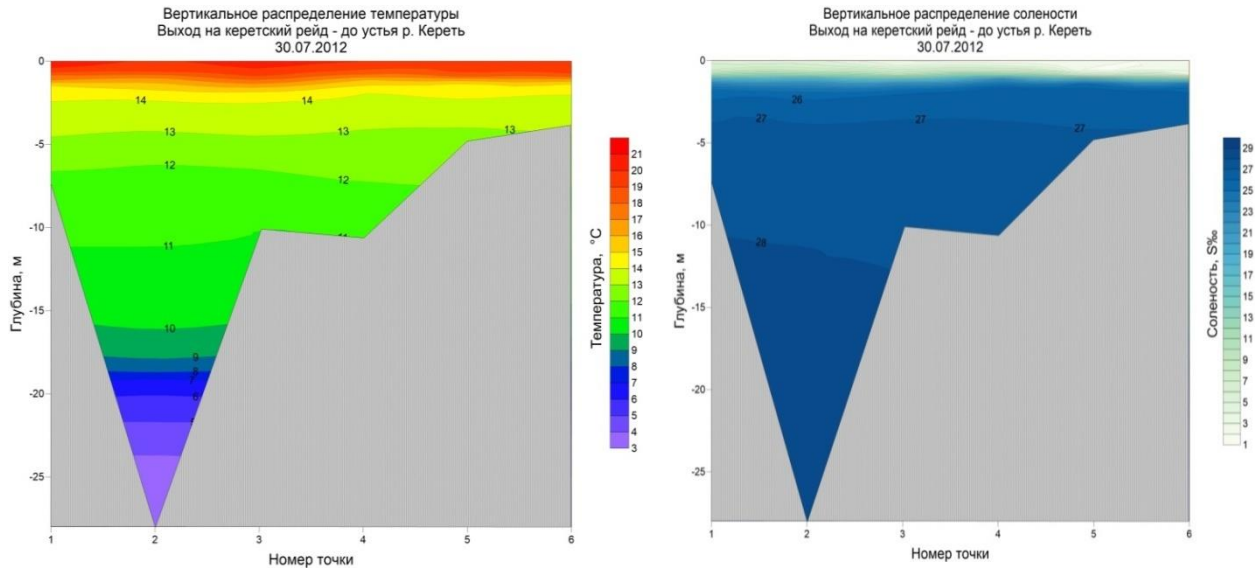


Рис.30. Вертикальное распределение температуры (а) и солёности (б) в Средней Салме, 30.07.2012 (промежуток с квадратуры на сизигию, отлив).

Подобный разрез был выполнен и в осеннее время, но уже год спустя, осенью 2013 года. С наступлением осеннего сезона происходит перестройка термической структуры водной толщи, благодаря выхолаживанию, вертикальному перемешиванию, а также поступлению речной воды, температура которой заметно отличается от температуры морских вод. (Рис.31):

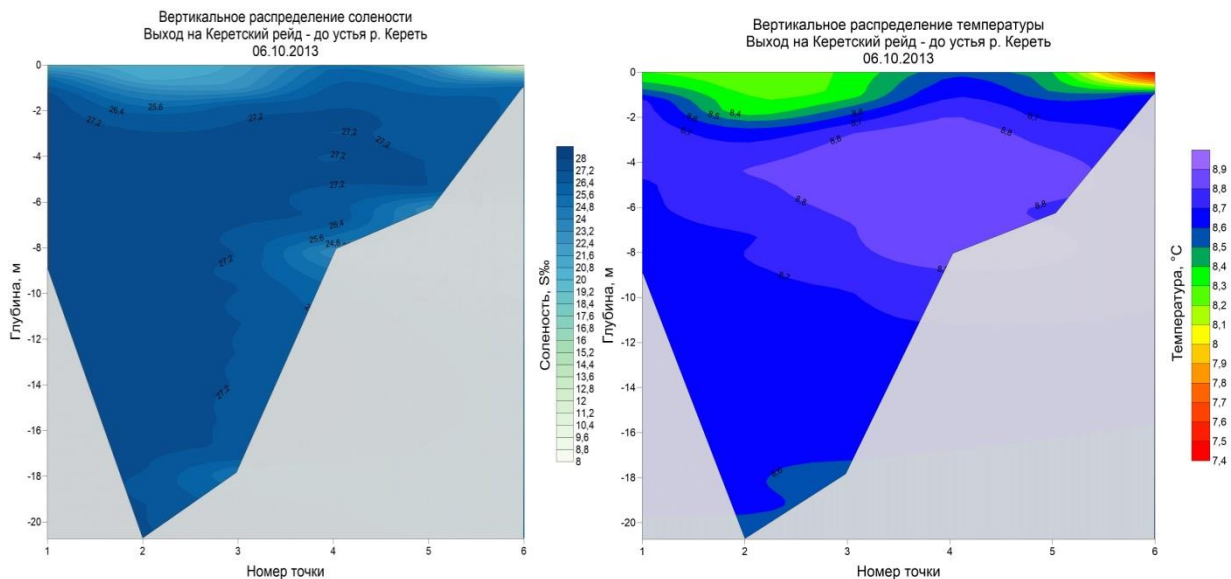


Рис.31. Вертикальное распределение солёности (а) и температуры (б) в Средней Салме, 06.10.2013.

В целом, температура воды по вертикали меняется незначительно, не превышая  $9^{\circ}\text{C}$ . Температура поверхностного слоя оказывается ниже, чем температура глубинных вод. Вода холоднее, но не плотнее, поскольку опусканию охлаждённой воды препятствует солёность нижних слоёв. Верхний слой занимает менее плотная (распреснённая) вода, однако процесс вертикального перемешивания происходит достаточно интенсивно. Устойчивая стратификация, сложившаяся летом, полностью уступает место осенней (нейтральной) стратификации, когда

вся вода от поверхности до дна полностью перемешана. Летом расслоение наблюдается как по температуре воды, так и по солёности. Осенью расслоение вод формируется в зависимости от распределения плотности вод различного происхождения.

Гидрология пролива **Узкая Салма** во многих чертах повторяет гидрологию в Средней Салме. Летом для вод пролива также характерна устойчивая стратификация. Однако, морфология берегов и топография дна пролива приносят типичные гидрологические отличия. По сравнению с Средней Салмой, ширина которой далеко неодинакова в разных местах, Узкая Салма представляет собой вытянутый в широтном направлении узкий канал длиной около 4 км между о.Средний и материковым массивом. Его ширина несколько меняется, колеблясь в пределах 80-150 м. Характерным топографическим свойством является неравномерное распределение глубин вдоль оси пролива. Если для Средней Салмы присуще монотонное увеличение глубины от устья р. Кереть к морю, то в Узкой Салме это выглядит иначе. Со стороны устья и места отделения Узкой Салмы в виде отдельного водотока от Средней Салмы глубины по оси пролива постепенно возрастают до 20-22 м. В центральной части, глубины уменьшаются до 5-7 м, создавая мелководный порог. Далее в сторону моря, глубины постепенно увеличиваются и у оконечности о.Средний снова достигают 20-25 м. Поэтому, при организации натурных экспериментов в Узкой Салме было важно учитывать глубину при выборе места для океанологических измерений.

*2006 год.*

В июле 2006 года было установлено, что в средней части Узкой Салмы поверхностный распреснённый слой, образующийся благодаря стоку реки Кереть, весьма невелик. Летом он хорошо прогревается (до 15-17°C), но толщина этого тёплого слоя не превышает 0,3-0,5 м и постоянно меняется, несколько увеличиваясь при максимальном отливе. При этом, температура воды в слое повышается. Глубже залегает слой скачка температуры и солёности (до глубины 2 м), в котором температура резко понижается до 10-11°C, варьируя в разные фазы приливного цикла, а солёность возрастает до 26‰. Под этим слоем располагается однородный слой воды с температурой около 10°C и солёностью 26‰ (рис.32):

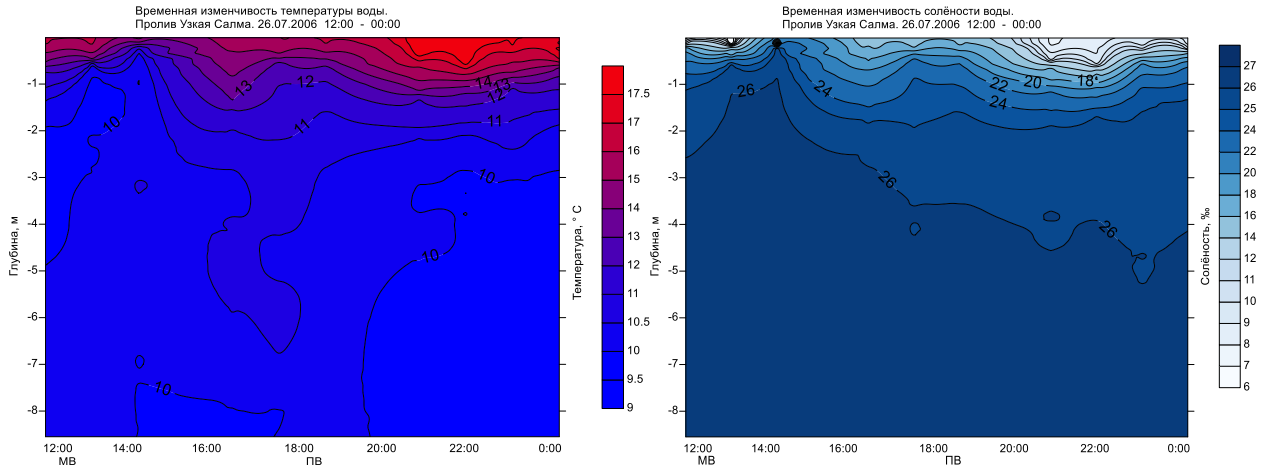


Рис.32. Временной ход температуры и солёности в проливе Узкая Салма 26.07.2006.

Эта вода поступает с открытой части моря в пролив Узкая Салма благодаря приливной адвекции, причём на этот процесс оказывает влияние топография дна. С глубиной флуктуации температуры и солёности воды постепенно затухают (рис.33):

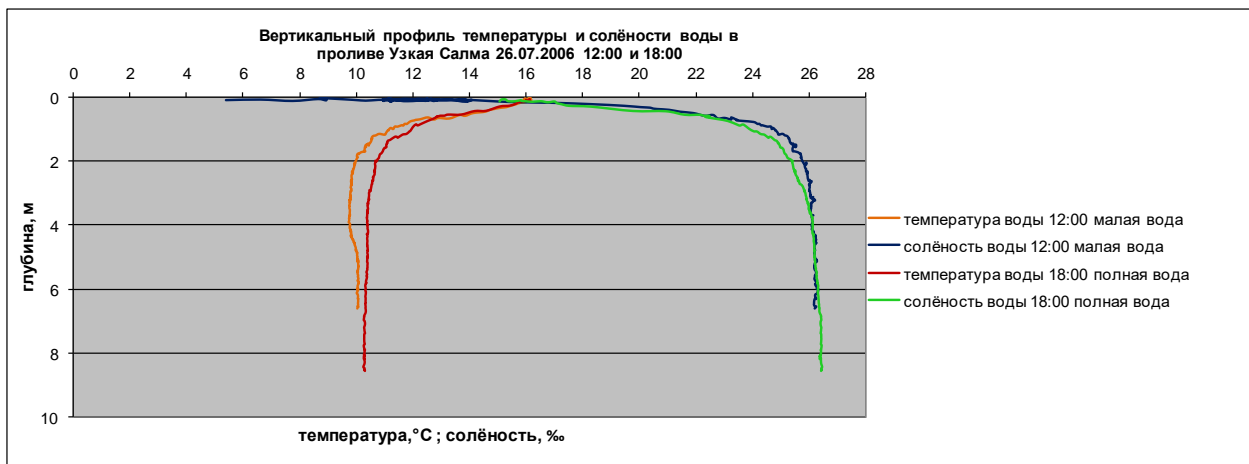


Рис.33. Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла, пролив Узкая Салма, 26.07.2006.

2007 год.

Летом 2007 года измерения были проведены в мористой части пролива Узкая Салма. Выяснилось, что в июле поверхностный распреснённый слой невелик: (Рис.34):

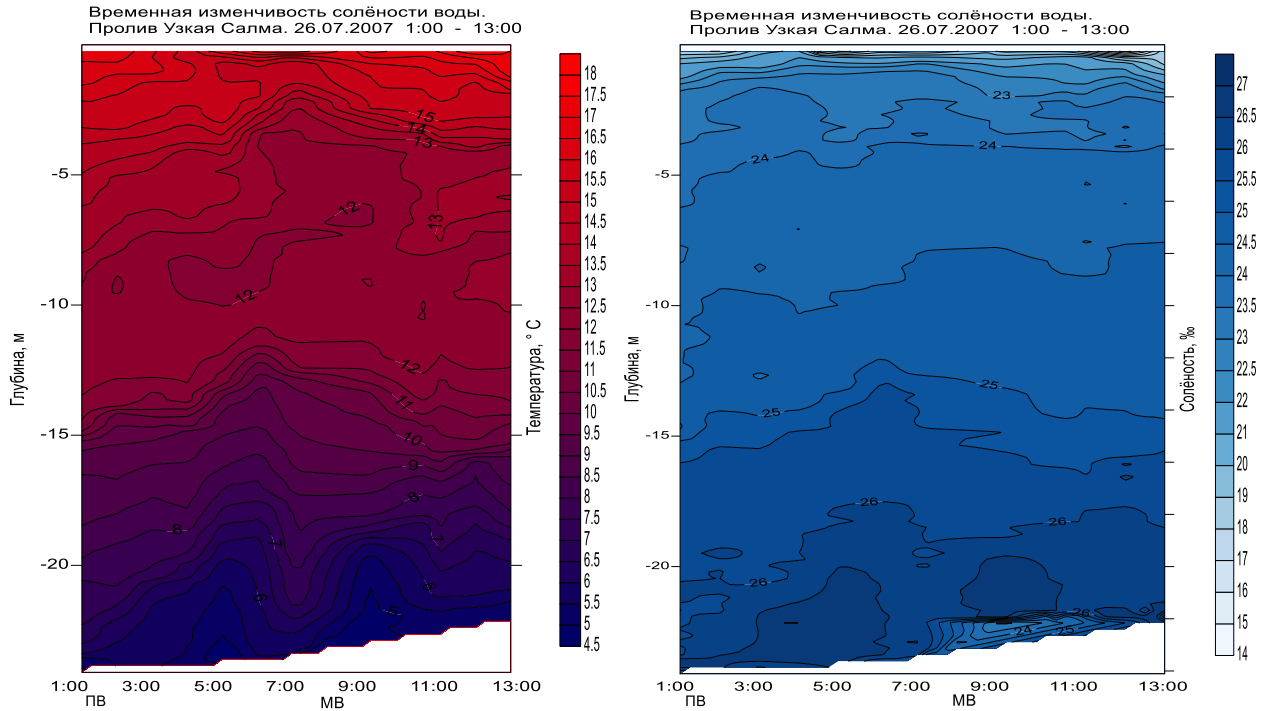


Рис. 34. Временной ход температуры и солёности воды в проливе Узкая Салма 26.07.2007.

В этом слое солёность невысока и не превышает 16-18‰, что можно объяснить притоком речной воды. Слой скачка прослеживается и находится в слое 3-5 м. Здесь солёность возрастает до 24‰, а температура колеблется в диапазоне 12-14°C, причём на колебания солёности оказывает влияние фаза прилива (рис.35):

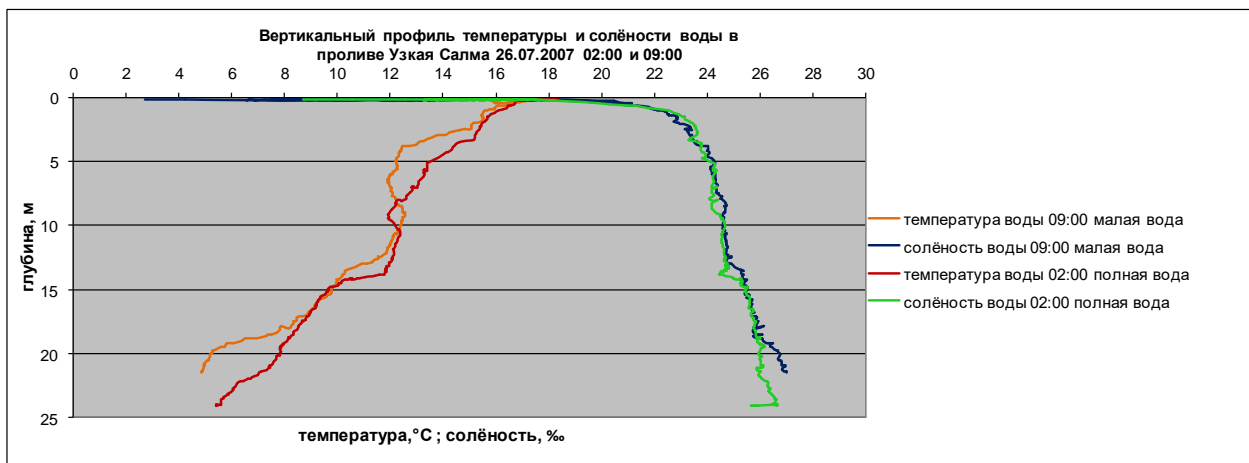


Рис.35. Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла в проливе Узкая Салма 10-11.07.2007.

До глубины 13-15 м простирается однородный по температуре слой (изотермия), флуктуации которого зависят от фазы прилива. Далее, с глубиной солёность постепенно растёт, а у дна располагается холодная плотная вода с солёностью более 26‰ и температурой около 4°C. Эта вода регулярно обновляется, о чём говорит изменение температуры воды в разные фазы приливного цикла. Поэтому «зимней» воды, наблюдающейся летом в придонном слое Средней Салмы, в Узкой Салме нет.

2008 год.



В мористой части Узкой Салмы наблюдалась термохалинная структура, присущая водам устьевому взморью. На рис.36 представлен суточный ход температуры и солёности в июле 2008 г. в этой части пролива Узкая Салма:

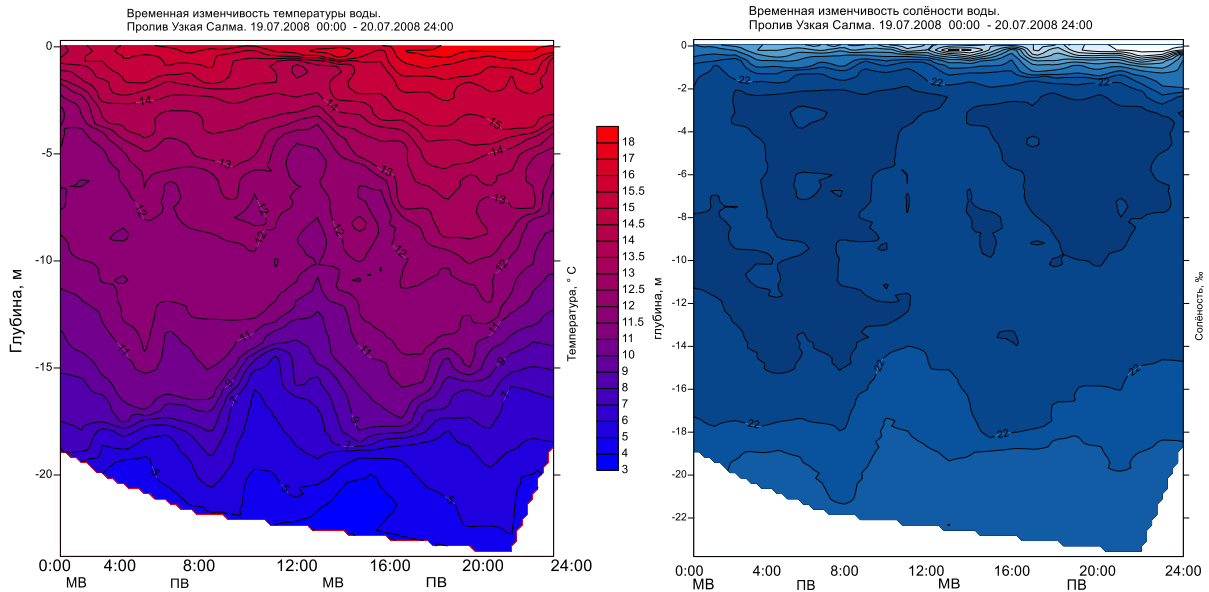


Рис. 36. Временной ход солёности и температуры в проливе Узкая Салма 19-20.07.2008.

К этому времени года верхний слой достаточно прогрет (до  $16^{\circ}\text{C}$ ) и распреснён, однако значения солёности изменяются в зависимости от фазы прилива (от 12 до 20‰). Глубже располагается слой скачка и изотермический слой, наблюдающийся до глубины 15м. Изменчивость температуры и солёности по вертикали зависит от той или иной фазы прилива (рис.37):

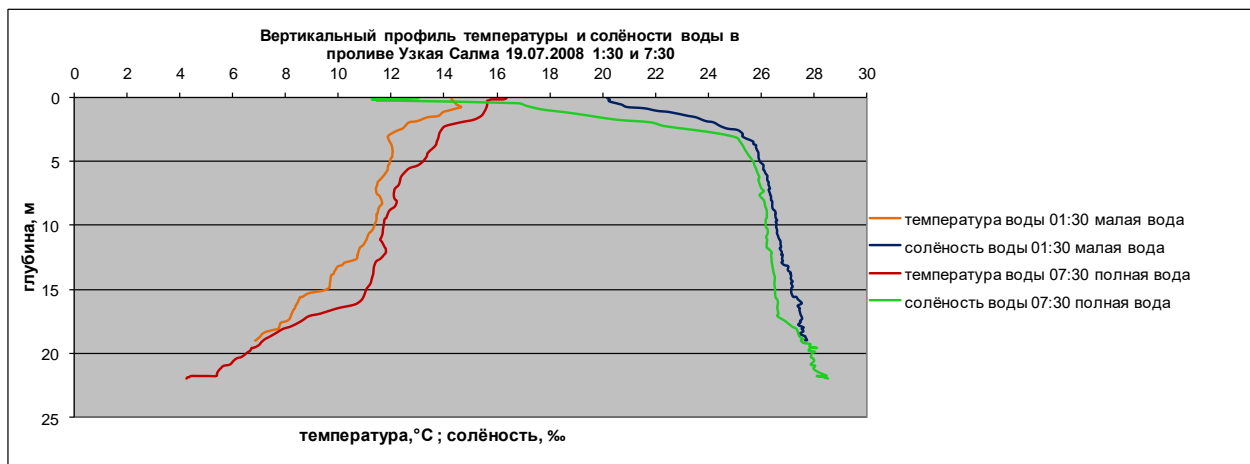


Рис.37.Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла в проливе Узкая Салма 19.07.2008.

Ближе ко дну температура воды понижается до  $4^{\circ}\text{C}$ , солёность увеличивается до 26-27‰, а флуктуации изотерм и изогалин становятся менее заметными. Было предположено, что подобная структура водной толщи создаёт условия для распространения внутренних волн приливного происхождения.

2009 год.

Для подтверждения данной гипотезы в 2009 г. была проведена двухсуточная станция, которая должна была прояснить вопрос о возможном проявлении распространения внутренней волны. Океанологическая станция располагалась ближе к срединной части пролива, где расположена мелководная банка. Глубина места в этом месте составляет не более 10м. Задачей эксперимента являлось определение степени влияния этого своеобразного препятствия на возможное распространение внутренней приливной волны. Временной ход температуры и солёности представлен на рис.38:

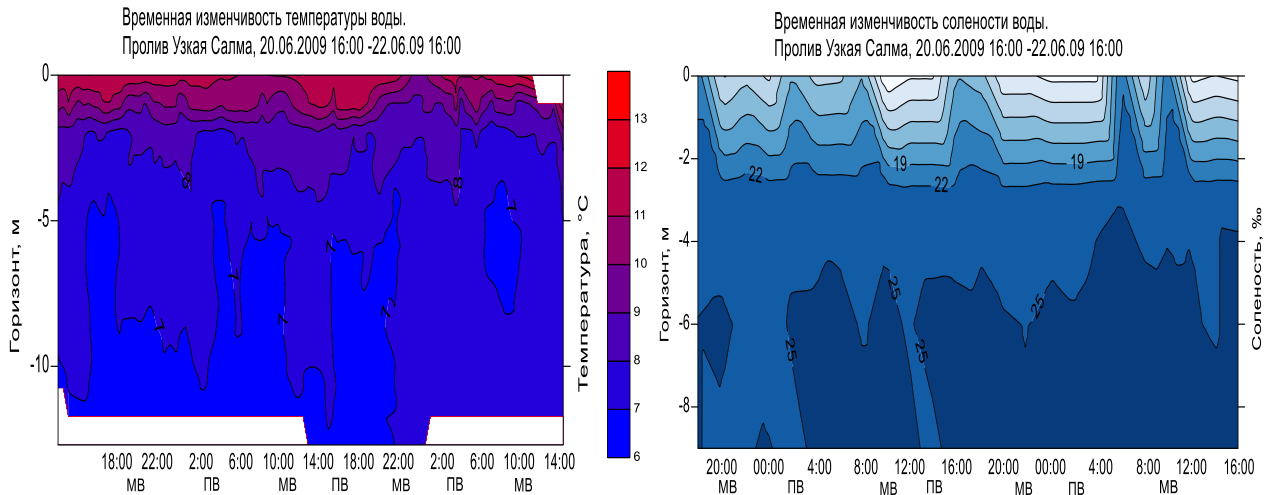


Рис.38. Временной ход температуры и солёности в проливе Узкая Салма 20 – 22.06.2009.

Здесь хорошо видно, что верхний распреснённый (6-8‰) и прогретый для июня (до 12°C) слой в малую воду достигает толщины 1,5м. В зависимости от фазы прилива его толщина претерпевает изменения. На глубине около 2м располагается слой скачка (галоклин), при этом солёность резко увеличивается до 24‰, а температура уменьшается до 8°C. Глубже снова наблюдается изотермия, причём на приливе этот слой разбивается на несколько изотермических участков меньших размеров, а при отливе он возвращается к привычному виду (рис.39):

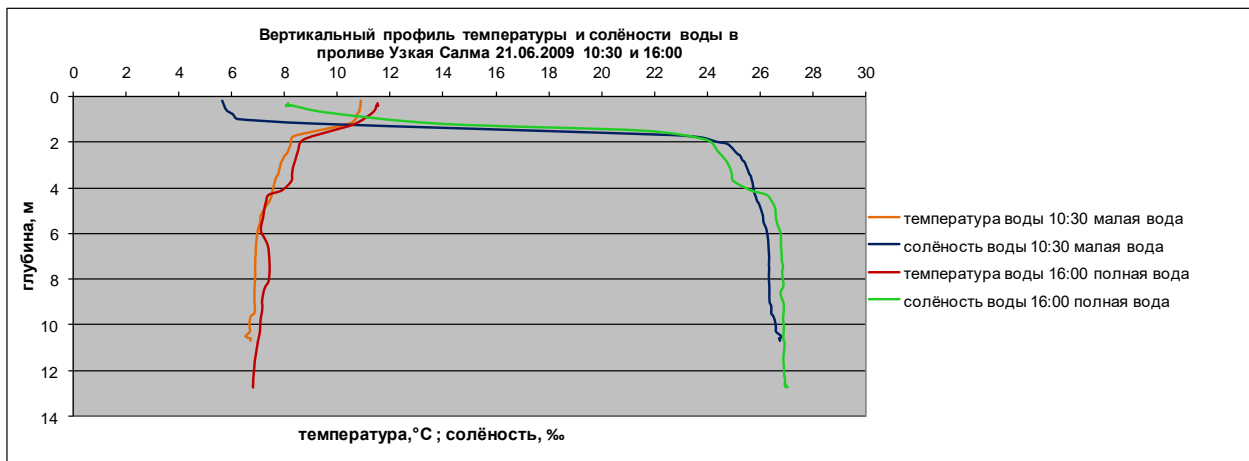


Рис.39. Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла в проливе Узкая Салма, 21.06.2009.

В зависимости от фазы прилива значения солёности меняются незначительно (в пределах 25-26‰). Подъём изогалин наблюдается, как правило, в фазу прилива, и может косвенно подтвердить предположение о прохождении внутренней приливной волны (ВПВ), при этом волновая энергия может быть затрачена на нелинейные взаимодействия с рельефом дна пролива.

2010 год.

В 2010 году место расположения океанологической станции для натурального эксперимента было сохранено, но изменилось календарное время работ. К середине июля поверхностный слой в проливе прогрелся до 18°C, причём увеличение температуры хорошо наблюдалось при отливе. На приливе температура воды в этом слое понижалась примерно на 2°C (рис.40):

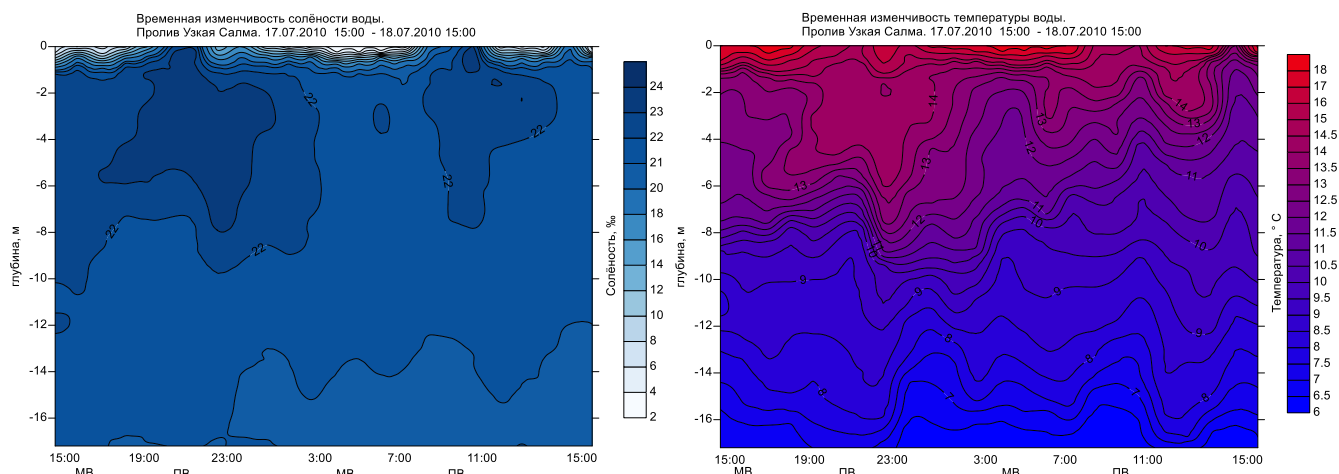


Рис. 40. Временной ход солёности и температуры в проливе Узкая Салма 17 – 18.07.2010.

Интересно, что слой скачка хорошо наблюдался лишь во время, близкое к малой воде. В полную воду он становился размытым, а распреснение на поверхности практически не проявлялось. Временами значения солёности в верхнем слое достигали 25‰. При приливе вся толща воды становилась почти однородной по солёности (около 26‰), а изотермический слой подвергался трансформации. С увеличением глубины температура воды постепенно уменьшалась до 6°C (рис.41):

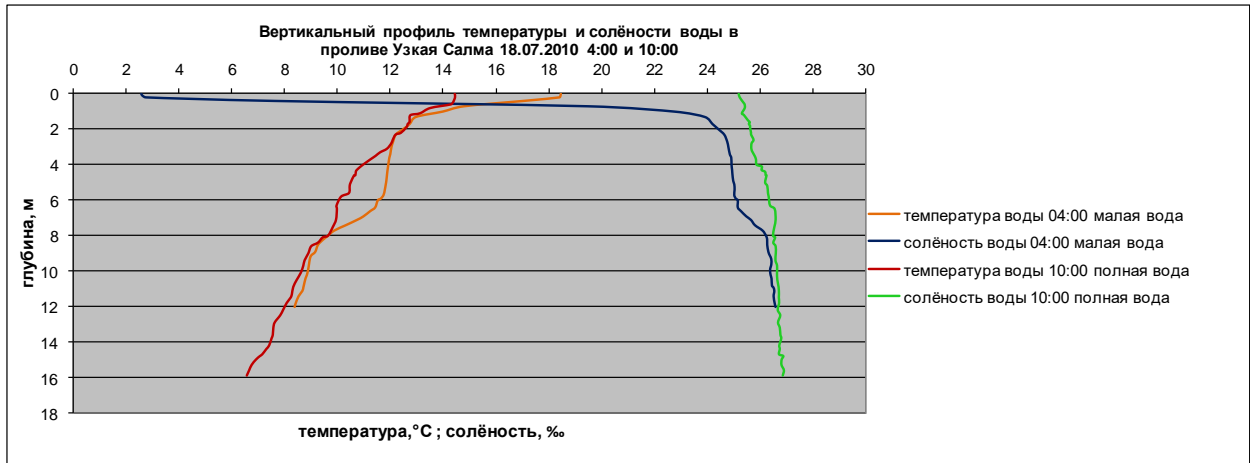


Рис.41. Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла в проливе Узкая Салма 18.07.2010.

2011год.

По сравнению с предыдущими годами, измерений в 2011 г. было выполнено меньше, однако гидрологическая ситуация в Узкой Салме в июне 2011 г. была очень похожа на ситуацию июля 2010 г (рис.42):

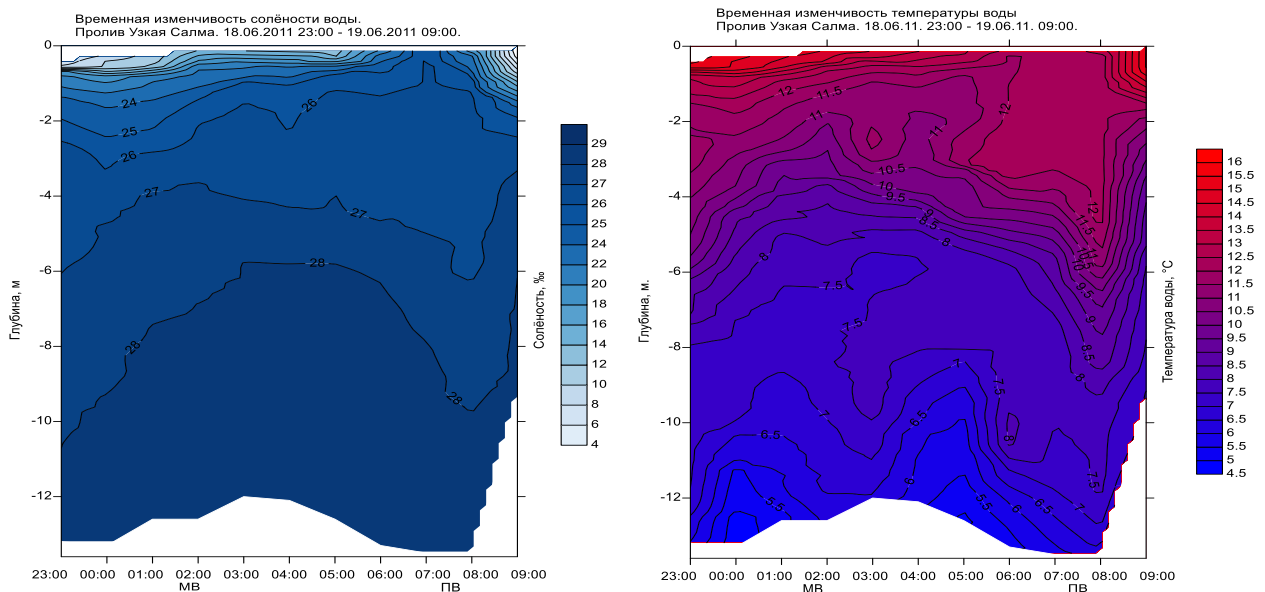


Рис.42. Временной ход солёности и температуры в проливе Узкая Салма 18 – 19.06.2011.

Снова в фазу прилива исчезает распреснённый слой, происходит заглубление изотерм, нарушается изотермия, а поверхностный слой недостаточно прогрет (не выше 14°C). Солёность глубинных вод достигает 27‰, а температура понижается до 6°C (рис.43):

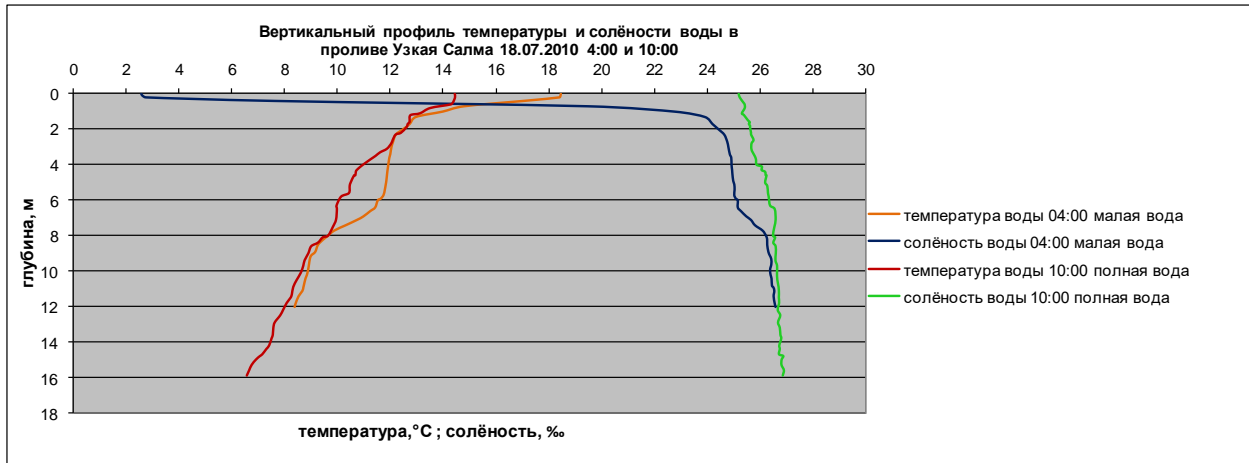


Рис.43. Вертикальные профили температуры и солёности в разные фазы приливного цикла в проливе Узкая Салма 19.06.2011.

Однако выяснить феномен прохождения предполагаемой внутренней волны выяснить не удалось ввиду недостаточной продолжительности измерений. Спустя неделю (26-27.07.2011), работы в Узкой Салме были продолжены. В результате, был выявлен хорошо прогретый (до 16-18°C) поверхностный слой толщиной около 2 м (Рис.44):

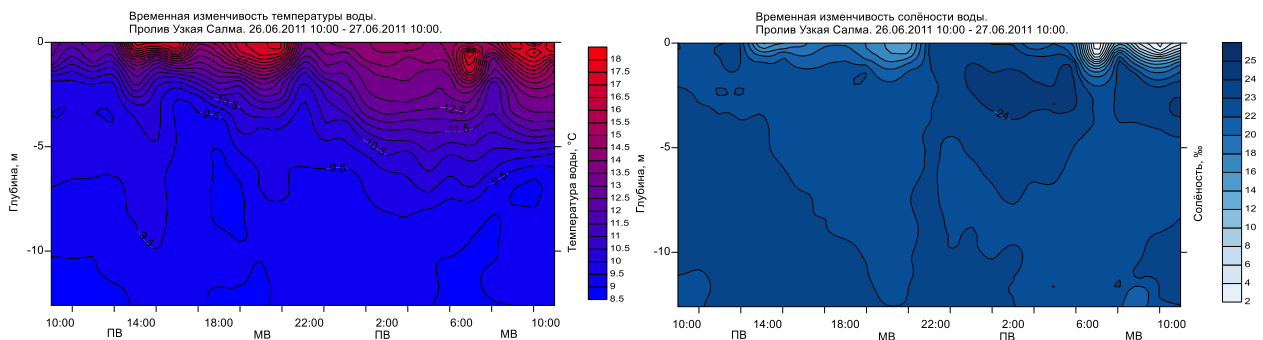


Рис.44. Временной ход солёности и температуры в проливе Узкая Салма 26 – 27.06.2011.

Это всем признакам, это частично перемешанная с морской водой вода из р.Кереть. На приливе этой слой активно перемешивается с солёной водой, но устойчивая стратификация не нарушается. Подобные флуктуации заметны по вертикали, ввиду наступления той или иной фазы прилива. В малую воду расслоение просматривается достаточно хорошо (рис. 45):

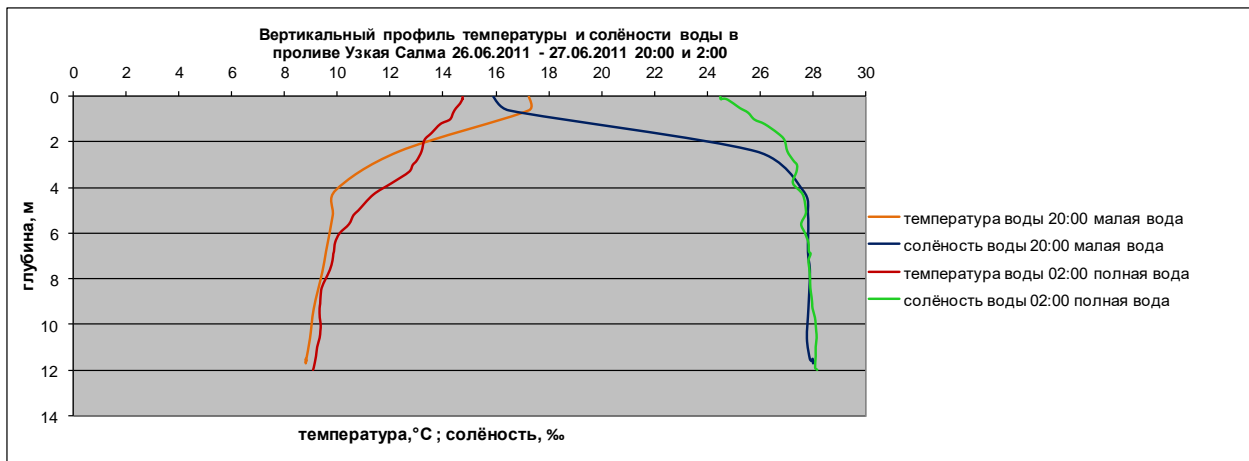


Рис.45. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Узкая Салма 26-27.06.2011.

В целом, термохалинная ситуация в Узкой Салме достаточно сильно зависит от приливного цикла, но изменение солёности по вертикали происходит с некоторым запаздыванием. В поверхностных слоях при приливе происходит увеличение солёности, а при отливе происходит её уменьшение. Это следствие опреснения со стороны реки Кереть. В мористой части пролива оно проявляется в меньшей степени вследствие активного приливного и ветрового перемешивания.

### 3.3. Распространение речных вод на устьевом взморье.

Вполне очевидно, что гидрология эстуарных проливов (включая пролив Подпахта), обращённых в сторону устьевого взморья, во многом обусловлена влиянием вод открытого моря. На взморье речные воды представлены уже лишь слабо распреснённой или солоноватой водой. Следы пресной воды ещё можно обнаружить, но только в поверхностном слое. Чтобы прояснить вопрос, в каком месте устьевого взморья и при каких условиях пресная вода полностью перемешивается с морской водой, на устьевом взморье, начиная с лета 2010 года стали проводиться регулярные океанологические измерения.

**Устьевым взморьем** р.Кереть в данной работе обозначается акватория, включающая в себя Большой Керетский рейд (БКР) и пролив Большая Салма. От эстуария р.Кереть с запада и с юга это пространство ограничено островами Бол.Горелый и о.Средний. С севера к взморью примыкают острова Кереть, Кишкин и несколько малых островов. В средней части располагается остров Боршовец. К востоку устьевое взморье переходит в открытое море, а условную границу можно определить только лишь по остаткам пресной или солоноватой воды. Такую границу можно провести по линии: о.Кереть – о.Пежостров -- материковый массив. Гидрология устьевого взморья формируется под влиянием вод открытого моря.

Днём 13.07.2010 были произведены океанологические измерения в 7 точках устьевого взморья; натурный эксперимент получил название «Полигон-1». Точки 1 и 7 замыкали район съёмки недалеко от острова Боршовец, остальные точки располагались по дуге от точки №1 к точке №7 – возле островов Медянка, Кишкин и Пежостров (рис.46):

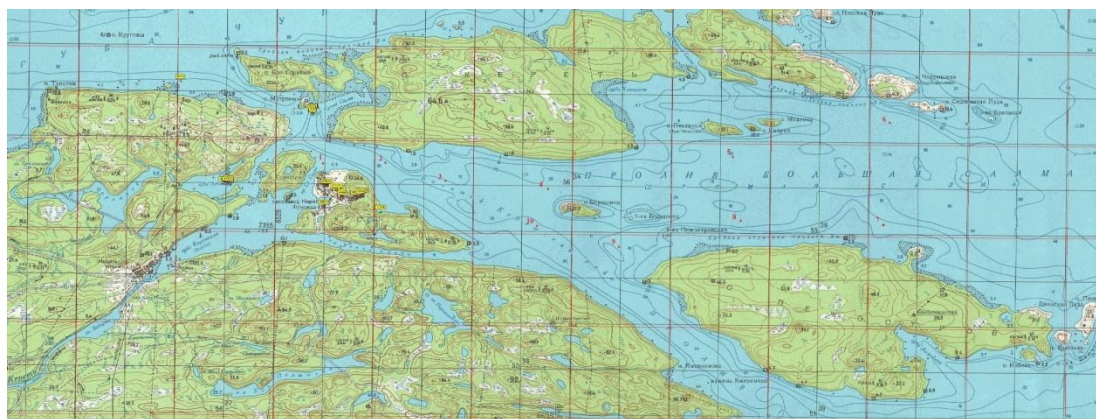


Рис.46. Район устьевого взморья р.Кереть.

В разгар летнего сезона в водах устьевого взморья наблюдался поверхностный распреснённый, или скорее солоноватый слой, со значениями солёности около 22‰ и температуры около 16°C (рис.47):

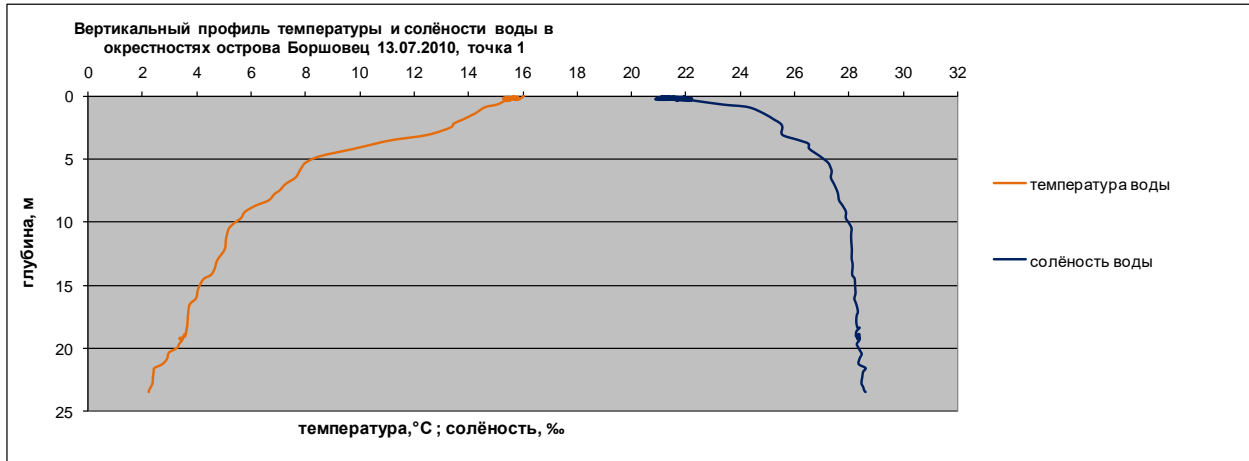


Рис.47. Вертикальные профили температуры и солёности в т.1 (район.о.Боршовец), 13.07.2010.

Вертикальное распределение температуры воды указывает на сложившуюся к лету устойчивую стратификацию. Тёплый поверхностный слой формируется, в том числе и благодаря притоку вод со стороны устья реки. Однако, по толщине этот слой невелик (всего несколько сантиметров), и сразу под ним располагается выраженный слой скачка температуры и солёности (до глубины 5 м). В нём температура воды резко понижается до 8°C, а солёность возрастает до 27‰. Это солёность присуща беломорским водам, ведь обмен с открытой частью моря ничем не затруднён. Далее с глубиной, температура продолжает понижаться; в придонном слое она составляет 2°C, солёность достигает 28‰. Эти воды в целом можно считать однородными. Перемешивание происходит, главным образом, в верхних слоях, благодаря ветровому и приливному фактору.

Вертикальный профиль температуры и солёности в т.2 близок к профилю для т.1., но тонкий слой распреснённой воды в этом месте практически исчезает (рис.48):

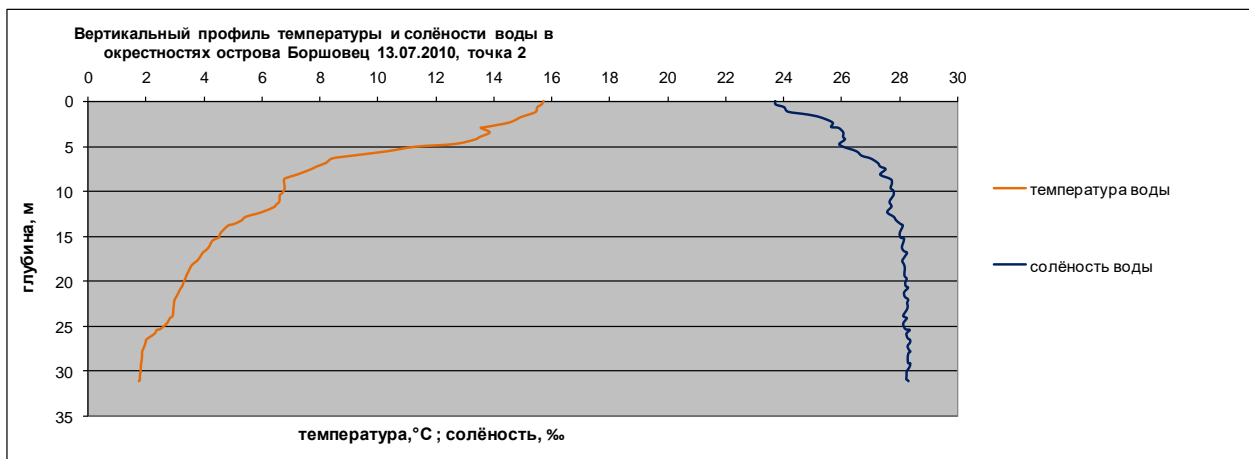


Рис. 48. Вертикальные профили температуры и солёности в т.2 (район о.Боршовец), 13.07.2010.

Вода с солёностью 26‰ располагается на горизонте 5м (для сравнения, в т.1 она обнаруживается несколько выше), что может свидетельствовать об активном вертикальном перемешивании верхнего слоя. С глубины 10м и далее до дна располагается однородная по солёности толща. В районе т.3. распреснённая вода исчезает, полностью уступая место морской воде. Солёность вод поверхностного слоя составляет 26‰, а температура не превышает 15°C (рис. 49):

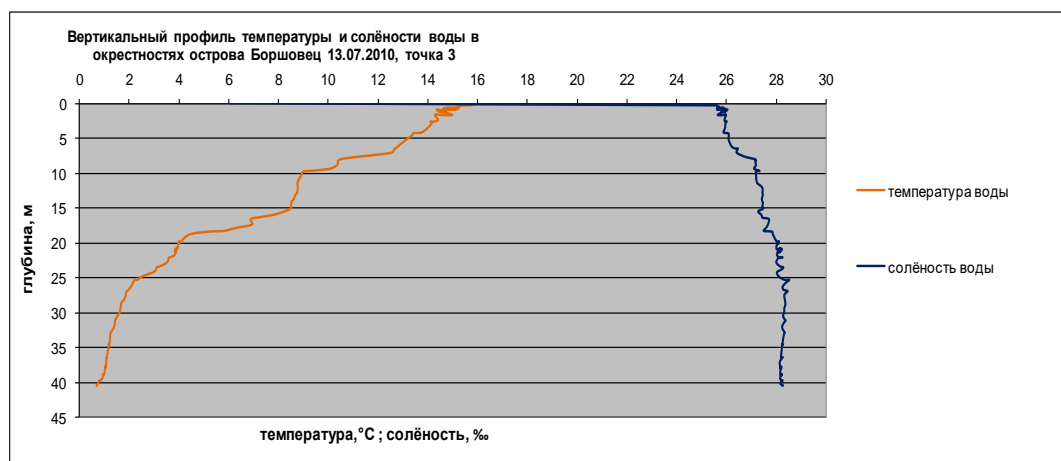


Рис. 49. Вертикальные профили температуры и солёности в т. 3 (район о.Боршовец), 13.07.2010.

С глубиной температура воды понижается, но это происходит в виде отдельных изотермических участков. Так, на горизонте 10м температура колеблется в районе 10°C, а солёность увеличивается до 27-28‰. При этом, можно выделить слой скачка температуры, который распространяется до горизонта 10м. Такое вертикальное распределение термохалинных характеристик свидетельствует о сохраняющейся устойчивой стратификации. Вертикальное перемешивание, которое происходит благодаря ветровому волнению и приливам, захватывает в основном верхний слой (около 5м). В глубинных и придонных слоях доминируют плотные морские воды с температурой, понижающейся до 1,5-2°C и солёностью около 28‰.

Точка 4 находилась на условной мористой границе устьевого взморья и здесь в поверхностном слое солоноватая вода уже мало различима. До глубин 8-10м можно выделить слой скачка солёности (изменение с 26 до 27,5‰) и температуры воды (изменение с 14 до 12°C). Далее до самого дна температура воды монотонно понижается (до 0°C на 55м). Солёность в глубинных слоях не испытывает заметных колебаний и достигает значения 28‰ (рис.50):



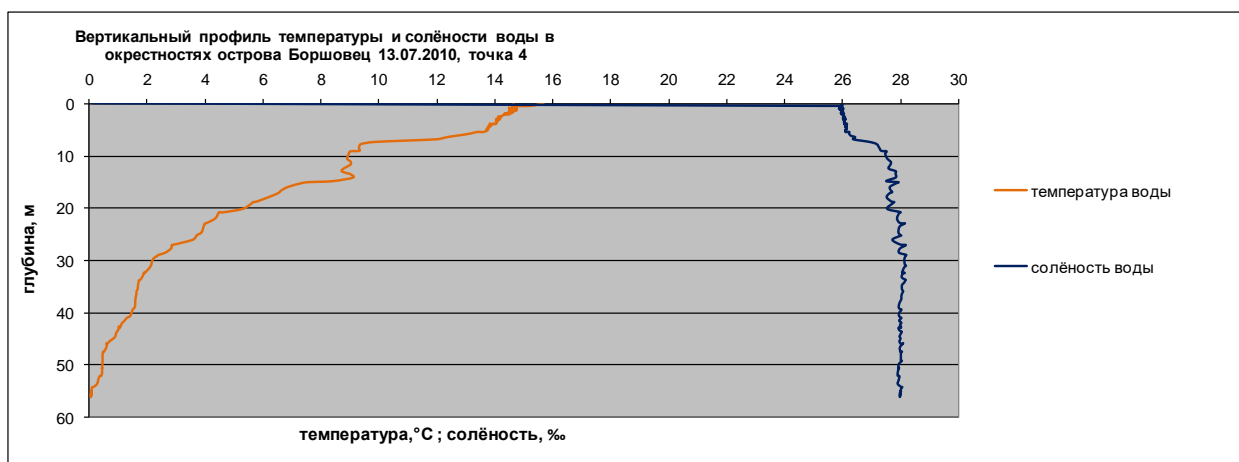


Рис.50. Вертикальные профили температуры и солёности в т.4, район о.Боршовец, 13.07.2010. Поскольку вертикальный профиль температуры и солёности для т.4 и т.5. схож, поэтому мористую границу устьевого взморья можно провести по линии, соединяющей эти точки. Глубины здесь преимущественно больше 50м.

Остров Боршовец, расположенный практически в центре устьевого взморья, создаёт своего рода препятствие для распространения и активного перемешивания разнородных вод. Это подтверждает и вертикальное распределение температуры и солёности в т.6, располагавшейся в полумиле к югу от этого острова. Характер вертикального распределения очень схож с вертикальными профилями для температуры и солёности в тт.1,2 (в сторону устья), но отличается от вертикальных профилей для тт. 3-5 (в сторону моря) (рис.51):

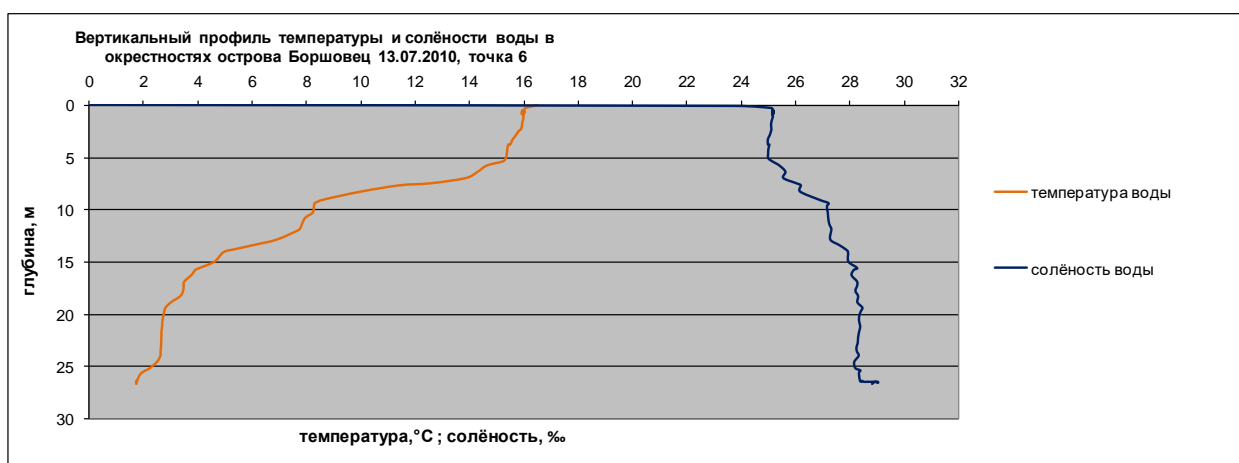


Рис.51. Вертикальные профили температуры и солёности в т. 6, район о.Боршовец, 13.07.2010.

Здесь отчётливо заметен верхний, однородный по солёности, слой (толщиной около 5м), который хорошо перемешан и прогрет (до 15-16°C). Солёность в нём не превышает 25‰. Эта солоноватая вода, благодаря поступлению речной воды, доминирует в верхнем слое, толщина которого может меняться. Таким образом, о.Боршовец «прикрывает» верхний солоноватый слой от прямого динамического воздействия со стороны открытого моря. Речная вода поступает сюда не только из Средней Салмы, но и со стороны Узкой Салмы. В то же время, приливное и ветровое перемешивание способствует увеличению толщины слоя солоноватой

воды. На глубине 10 м, где располагается слой скачка, температура составляет 8°C, а солёность 27‰. Ещё глубже находится плотная морская вода – температура по мере увеличения глубины здесь понижается до 2°C, а солёность возрастает до 28‰.

Различия термохалинной структуры в пределах устьевого взморья, что характерно для летнего периода, могут оказать большую помощь при районировании этой акватории. Морской границей этой области следует считать протяжённый участок акватории, где солоноватая вода полностью уступает место морской воде. Однако, в зависимости от динамического режима, эта граница может смещаться, и на этот процесс большое влияние могут оказывать приливные процессы. Частично, это было выявлено в ходе последующих океанологических измерений, которые были выполнены 21-22.07.2010 года на участке устьевого взморья, прикрытого от моря островом Боршовец.

Предполагалось выполнение 4 океанологических разрезов (на каждом по 5 станций), применительно к приливному циклу: 2 разреза в малую воду и 2 разреза в полную воду. Однако удалось выполнить лишь 2 разреза и оба пришлись ко времени полной воды. Приливная динамика оказывает влияние на изменчивость вертикального распределения температуры и солёности, причём, на отдельных горизонтах заметны флуктуации солёности, вызванные наступлением очередной фазы прилива (рис. 52):

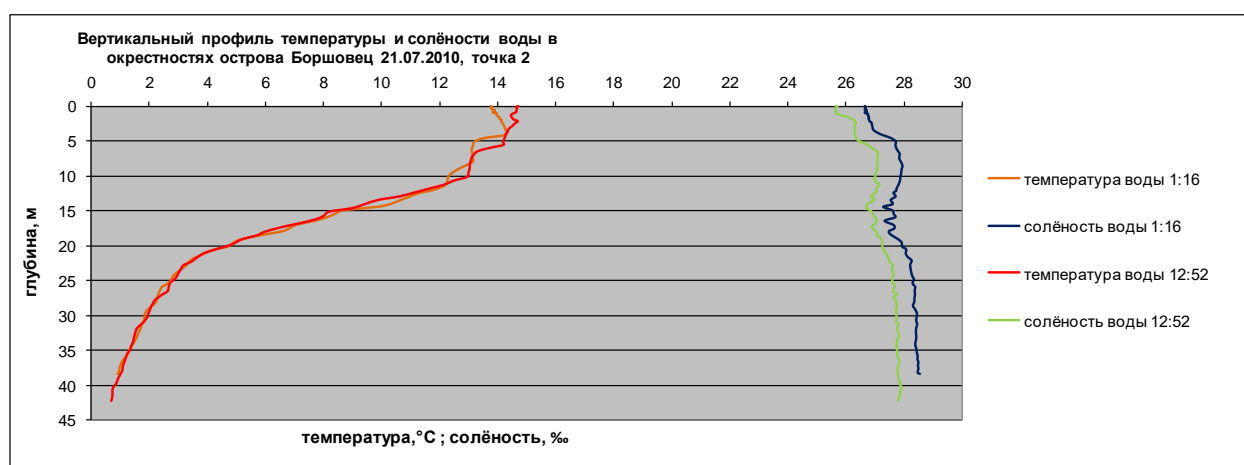


Рис. 52. Вертикальные профили температуры и солёности в точке 2 (разрез у о.Боршовец, 21.07.2010). Для т.З., ближе всего прилегающей к проливу Узкая Салма, характерно наличие солоноватой воды (около 24‰) в тонком поверхностном слое (рис.53):

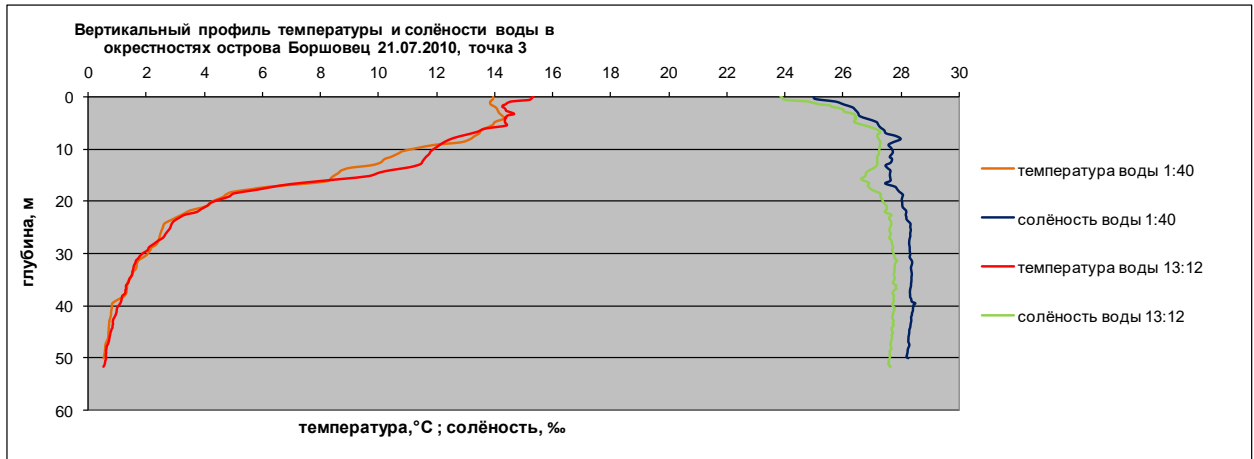


Рис. 53. Вертикальные профили температуры и солёности в точке 3 (разрез у о.Боршовец, 21.07.2010). Эта вода смешивается с морской водой, причём о.Боршовец создаёт препятствие этому процессу, частично прикрывая воду, поступающую с устья р.Кереть, от прямого морского влияния. Расположение острова, безусловно, оказывает влияние на распределение поля солёности в верхних слоях вод устьевого взморья. Это подтвердили результаты измерений лета 2013 года. Значения солёности постепенно увеличиваются от границы эстуария Керети в сторону моря, но в районе острова обнаруживается солоноватая вода, вследствие перемешивания морской и речной воды, поступающей из пролива Узкая Салма (рис. 54):

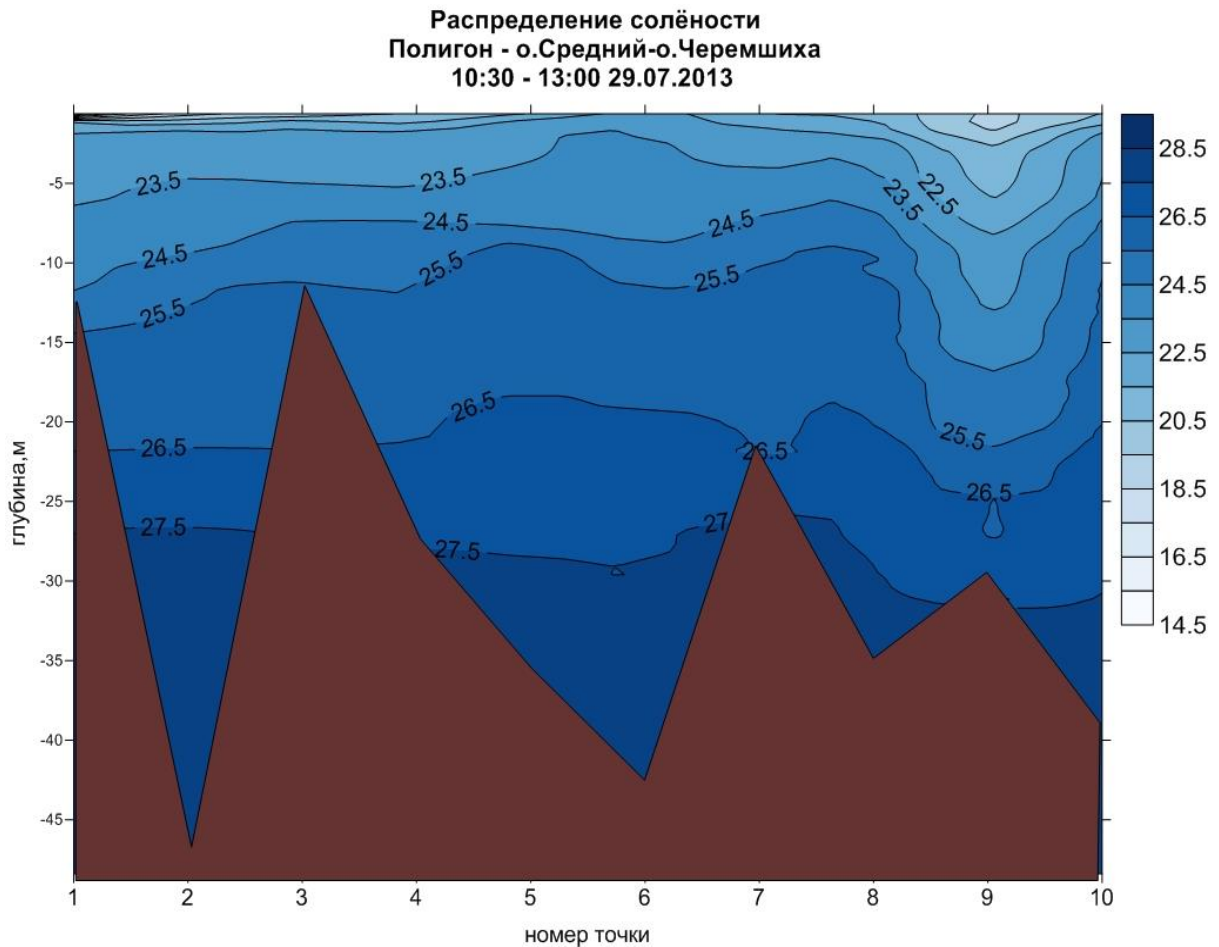


Рис.54. Поле солёности, разрез о.Средний – о.Боршовец -- о.Черемшиха, 29.07.2013.

В ходе измерений было определено вертикальное распределение температуры, солёности и хлорофилла на всей акватории устьевого взморья (26,27. и 29.07.2013)., которое можно считать типичным для данного времени года (рис. 55):

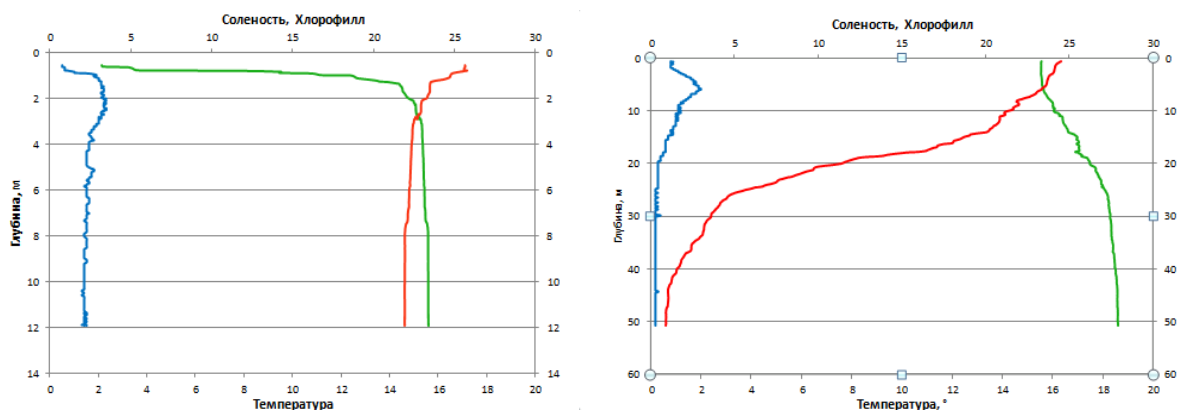


Рис. 55. Вертикальные профили температуры (красная линия), солёности (зелёная линия) и хлорофилла (синяя линия), съёмка 27.07.2013, т.1 (слева, на выходе из Средней Салмы), т.4 (справа, у о.Боршовец).

У эстуарной границы верхний слой прогрет и распреснён; далее в сторону моря он уменьшается, а толщу воды (глубже 10 -- 15м) занимают воды с солёностью более 26‰.

В целом, термохалинная структура вод устьевого взморья является переходной от вод устьевой области к водам открытого моря. Летом поверхностный слой воды достаточно хорошо прогрет и перемешан, в то время как с глубиной температура понижается, а солёность растёт. По мере удаления от устья верхний прогретый слой постепенно уменьшается, а слой скачка температуры располагается на глубинах 10-12м. На глубинах свыше 50м температура воды понижается до температур, близких к 0°C, а солёность повышается до 28‰.

## Глава 4. Приливной режим устьевой области реки Кереть.

### 4.1. Результаты гармонического анализа приливных колебаний уровня и течений.

Наблюдения за уровнем моря в эстуарии р. Кереть выполнялись в ходе летних сезонов 2011, 2012 и 2013гг. Методика предусматривала ежечасные визуальные измерения уровня моря при помощи гидрометрической рейки на уровне поста на о.Средний (рис.56):



Рис.56. Расположение уровневого поста в губе Кереть Кандалакшского залива Белого моря (отмечено звездочкой) в 2011-2013гг.

Место и глубина установки рейки выбиралась произвольно, т.к. значения уровня моря не планировалось привязывать к геодезическим высотам. Для изучения характеристик приливов абсолютные значения уровня моря не нужны и, следовательно, полученный ряд данных мог полностью удовлетворить поставленные задачи. В результате обработки записей измерений были созданы временные ряды из 648 значений в 2011г. и 720 значений в 2012 и 2013гг. Помимо долгосрочных наблюдений организовывались кратковременные наблюдения за уровнем моря на других участках эстуария. Ежечасные наблюдения на таких постах производились также визуально, но при помощи переносных (нестационарных) реек.

Гармонический анализ полученных временных рядов осуществлялся при помощи метода наименьших квадратов. Он позволил оценить амплитуды и фазы 33 гармоник, выбранных по упрощённому критерию Рэлея. Чтобы иметь представление о степени влияния выбора волн для анализа, в Таблице 4 приведены оценки гармонических постоянных 19 составляющих прилива, выбранных в соответствии со строгим критерием Рэлея. Кроме того, для определения сравнительного вклада той или иной гармоники в общую дисперсию уровня моря там же приведены процентные соотношения значений дисперсии этих волн по отношению к дисперсии приливных колебаний.

Обозначение гармоники	Гармонические постоянные волн, выбранных по критерию $N = \frac{360^\circ}{q_1 - q_2}$		Гармонические постоянные волн, выбранных по критерию $N = \frac{288^\circ}{q_1 - q_2}$		Вклад гармоники или группы гармоник в общую дисперсию приливного колебания уровня	
	Амплитуда, см.	Фаза, °	Амплитуда, см.	Фаза, °	$D_i, \%$	$D_{\Sigma i}, \%$
Долгопериодные волны						
$M_m$			3,9	230	0,3	0,9
$MS_f$	5,6	79	5,8	72	0,6	
Суточные волны						
$K_1$	9,1	61	9,0	60	1,5	1,6
$J_1$			1,2	138	>0.1	
$O_1$	1,0	327	1,0	320	>0.1	
$2Q_1$			0,8	41	>0.1	
$Q_1$			0,7	113	>0.1	
$OO_1$			0,6	194	>0.1	
$M_1$			0,4	234	>0.1	
Полусуточные волны						
$M_2$	69,1	32	68,8	32	90,4	95,4
$S_2$	11,4	93	11,2	90	2,4	
$N_2$			10,2	353	2,0	
$L_2$			5,1	104	0,5	

$\mu_2$			3,1	155	0,2	
2SM <sub>2</sub>	0,4	237	0,6	301	>0,1	
1/3 -суточные волны						
MK <sub>3</sub>			2,1	352	0,1	0,1
M <sub>3</sub>	1,3	149	1,3	150	>0,1	
MO <sub>3</sub>			1,0	273	>0,1	
SK <sub>3</sub>	0,2	115	0,3	65	>0,1	
1/4 - суточные волны						
M <sub>4</sub>	8,0	341	8,3	340	1.3	1,8
MS <sub>4</sub>	3,2	36	3,3	34	0.2	
MN <sub>4</sub>	2,8	317	2,9	320	0.2	
SN <sub>4</sub>			1,8	70	0.1	
S <sub>4</sub>	0,8	62	0,8	55	>0,1	
1/5 – суточные волны						
MSK <sub>5</sub>	0,8	170	0,8	170	>0,1	>0,1
2MP <sub>5</sub>	0,6	336	0,6	335	>0,1	
2SK <sub>5</sub>	0,4	215	0,5	216	>0,1	
1/6 – суточные волны						
M <sub>6</sub>	1,7	249	1,8	249	0,1	0,1
MSN <sub>6</sub>			0,8	357	>0,1	
2MS <sub>6</sub>	0,7	265	0,7	266	>0,1	
2SM <sub>6</sub>	0,3	317	0,3	318	>0,1	
2MN <sub>6</sub>			0,2	109	>0,1	

1/8 – суточные волны						
$M_8$	1,0	159	1,0	160	>0,1	>0,1

Табл. 4. Гармонические постоянные прилива, рассчитанные методом наименьших квадратов по ежечасному ряду наблюдений за уровнем моря в губе Кереть.

Процентное соотношение вклада дисперсии каждой гармоники было рассчитано по амплитуде  $A_i$ , используя соотношение:

$$D_i = \frac{A_i^2 \times 50\%}{Var_p}$$

где  $Var_p$  - дисперсия предвычисленного прилива. Так как в основной формуле предвычисления приливов амплитуда модулируется редуцирующим множителем  $f$ , то значения дисперсии, оценённые по указанной формуле, могут отличаться от истинных значений.

Но для ряда длиной в один месяц отмеченное искажение несущественно, так как модулирующая функция  $f$  меняется с периодом обращения долготы узла лунной орбиты (18,6 лет). Для указанного участка побережья были выделены две долгопериодные гармоники: 1) лунная месячная  $M_m$  и 2) лунно-солнечная синодическая полумесячная  $MS_f$ . Общая дисперсия выделенных долгопериодных гармоник составила немногим меньше процента от общей дисперсии приливных колебаний. Вычисленная амплитуда лунно-солнечной синодической волны  $MS_f$  составила 5,6-5,8 см. Гармонические постоянные волны  $MS_f$  хорошо согласуются с результатами оценок амплитуды и фазы долгопериодной нелинейной волны, образовавшейся в результате нелинейного взаимодействия волн  $M_2$  и  $S_2$  ( $q_{MSf} = q_{S2} - q_{M2}$ ), найденные для Белого моря с помощью численного моделирования (Май, 2006). Однако следует помнить, что значения амплитуды и фазы гармоники  $MS_f$ , полученные из анализа колебания уровня моря в устье р.Кереть, могут быть искажены модуляцией невыделенной долгопериодной полумесячной волны  $M_f$ .

Группа суточных гармоник, выделенных в результате гармонического анализа, представлена семью гармониками. Лунно-солнечная деклинационная гармоника  $K_1$  имеет амплитуду 9 см, что составляет 1,5% от общей дисперсии приливного колебания уровня моря. Примечательно, что амплитуда лунной малой эллиптической волны  $J_1$  (1,2 см) незначительна, но всё же превосходит амплитуду главной лунной деклинационной волны  $O_1$  (1,0 см). Обычно же считается, что из суточных составляющих прилива должны доминировать волны  $K_1$  и  $O_1$ . Наибольший вклад в дисперсию колебания уровня моря вносят полусуточные гармоники: они обеспечивают 95,4% дисперсии приливного колебания уровня. Амплитуда главной лунной



полусуточной гармонике  $M_2$  составляет почти 69 см или 90,4% дисперсии предвычисленного ряда. Главная солнечная гармоника  $S_2$  имеет амплитуду почти 11 см, что более чем в шесть раз меньше амплитуды волны  $M_2$ . Примечательно, что согласно работам (Таблицы приливов, 1940) и (Гидрологический справочник, 1958) лунный прилив в устье (губе) Кереть больше солнечного всего лишь в четыре раза. Интересно также, что амплитуда главной солнечной полусуточной гармонике почти сопоставима с главной лунной эллиптической гармоникой  $N_2$ , т.е. солнечный прилив имеет такую же высоту, что и колебания лунного прилива за счёт эллиптичности лунной орбиты.

В Белом море нелинейные приливные явления ярко выражены, поэтому отсутствие оценок амплитуд и фаз мелководных гармоник в ранних источниках подчёркивает незавершенность исследования приливного режима. К тому же, для разных других пунктов побережья Белого моря приведены гармонические постоянные только трёх мелководных гармоник  $M_4$ ,  $MS_4$  и  $M_6$ , а для острова Средний даже таких оценок нет. Результаты анализа показали, что дисперсия мелководных короткопериодных гармоник составляет около 2% от общей дисперсии приливного колебания уровня моря, т.е. это группа гармоник превосходит даже суточные волны, вклад которых был оценен в 1,6%, уступая лишь полусуточным гармоникам. Такие мелководные волны, как  $MK_3$ ,  $MO_3$ ,  $M_4$ ,  $MS_4$ ,  $MN_4$ ,  $M_6$ ,  $M_8$  имеют амплитуды больше амплитуды главной лунной деклинационной волны  $O_1$ . Основная мелководная гармоника  $M_4$  имеет амплитуду 8 см, что сопоставимо с амплитудой суточной приливной волны  $K_1$ . Понятно, что, не владея информацией о мелководных гармониках, любые предвычисления прилива дадут грубые результаты. Исходя из обработанных данных, соотношение амплитуд обертона главной лунной полусуточной гармонике  $M_4$  и самой волны  $M_2$  даёт значение 0,12. Этот показатель служит неким критерием вклада нелинейных приливных явлений в динамику моря. По новым гармоническим постоянным был предвычислен приливной уровень моря на известные даты измерений, 4-30.06.2011г. (Рис. 57):

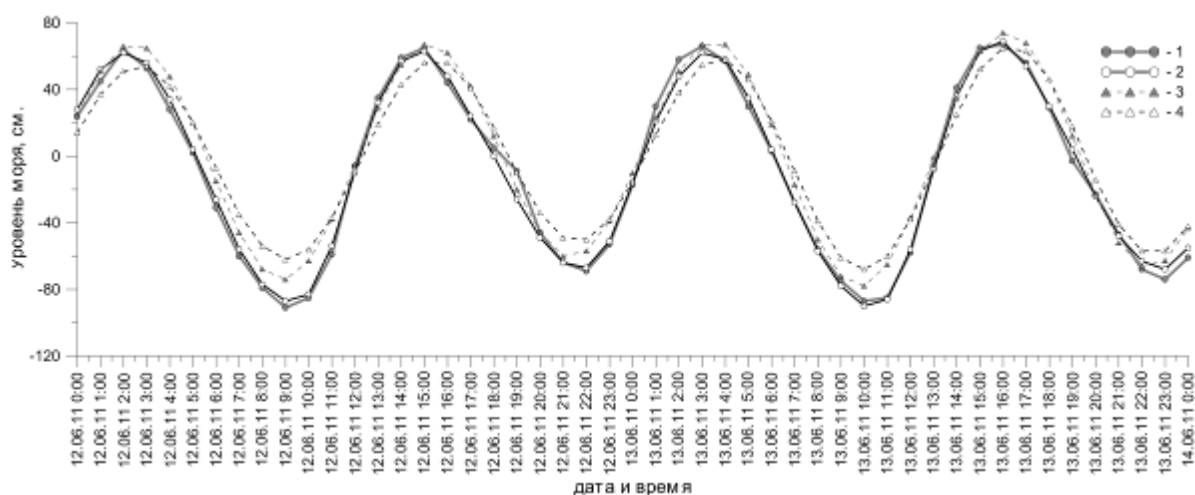


Рис. 57. Сравнение результатов предвычисления прилива в эстуарии р. Кереть по различным данным. 1 – измерения уровня моря в июне 2011г.; 2 – предвычисления по гармоническим постоянным, приведенным в Таблице 1; 3 – предвычисления по гармоническим постоянным, опубликованным в Таблицах приливов (1940); 4 – предвычисления по гармоническим постоянным из Гидрологического справочника (1958).

Также были получена величина среднеквадратического отклонения (СКО) измеренного ряда, которая составила 51,9 см, а СКО предвычисленного приливного уровня – 51,1 см. Анализируя полученные оценки, можно сделать вывод, что для указанного временного отрезка вклад вычисленных гармоник в общую дисперсию уровня составляет 96,8%, остальные 3,2% могут объясняться как неучтенными гармониками, так и вкладом неприливных флуктуаций уровня моря (например, колебания уровня моря, вызванные воздействием ветра, речного стока и других явлений).

Предвычисление по данным из ранних источников имеет несколько худшее качество: среднеквадратическая ошибка там составляет 14-16 см, средняя абсолютная ошибка -- 11-13 см, а коэффициент парной корреляции 0,95 - 0,96. Предвычисление по новым гармоническим постоянным превосходит ранние результаты. (Табл.5):

	Предвычисления по данным из Таблицы 1 (2011г.)	Предвычисления по данным 1940г.	Предвычисления по данным 1958г.
Среднеквадратическая ошибка, см	9,5	13,8	16,1
Средняя абсолютная ошибка, см	7,0	10,8	12,9
Коэффициент парной корреляции	0,98	0,96	0,95

Табл.5. Сравнение оценок измеренного ряда с результатами предвычислений приливного колебания уровня моря в устье р.Кереть.

Высокие значения коэффициентов парной корреляции свойственны всем синфазным гармоническим колебаниям с одинаковыми периодами.

Традиционно, характер прилива можно определить через отношение амплитуд главных суточных и полусуточных составляющих прилива. Чаще всего в нашей стране характер прилива определяется при помощи критерия Дуванина ( $KD$ ) -- отношением суммы амплитуд  $A$  главных суточных волн к амплитуде главной лунной полусуточной волны. Используя полученные величины, рассчитаем:

$$KD = \frac{A_{K1} + A_{O1}}{A_{M2}} = \frac{9.0 + 1.0}{68.8} = 0.145$$

и это означает, что в устье р. Кереть проявляется правильный полусуточный прилив.

Для этого же места был вычислен средний прикладной час (HWI) -- среднее время между кульминацией Луны и ближайшей полной водой, определяемое по формуле:

$$HWI = \frac{\kappa_{M2}}{q_{M2}}$$

где  $\kappa_{M2}$  -- фаза волны  $M_2$  относительно момента кульминации фиктивного светила на меридиане губы Кереть, для которой долгота принималась равной  $33^{\circ}38'28''$  в.д.,  $q_{M2}$  -- угловая скорость волны  $M_2$ . Значение HWI составило 12,2 ч, т.е. максимальное приливное колебания уровня моря в устье Керети достигнет через 12 ч 12 мин. после кульминации Луны.

Аналогичный параметр, рассчитанный для максимальной интенсификации приливных явлений за счет фазовых неравенств, называемый прикладным часом порта (HWF & Ch) и вычисляемый по формуле:

$$HWF \& Ch = \frac{\kappa_{M2} + e}{q_{M2}}, e = \frac{A_{S2} \sin(\kappa_{S2} - \kappa_{M2})}{A_{M2} + A_{S2} \cos(\kappa_{S2} - \kappa_{M2})}$$

также был рассчитан для этого места. Он оказался равен 12,5 ч, т.е. ближайшая полная вода в сизигийный прилив наступит через 12 ч 27 мин после совместной кульминации Луны и Солнца на меридиане губы Кереть при условии, что Луна и Солнце будут находиться в плоскости земного экватора, а расстояния между Землей и этими светилами будут иметь средние значения.

Возраст наблюдаемого полусуточного прилива  $\tau_{SM}$  может показать запаздывание наступления фазовых полумесячных неравенств (сизигия -- квадратура) относительно времени новолуния или полнолуния. С использованием новых гармонических постоянных этот параметр был определён для эстуария р. Кереть по формуле:

$$\tau_{SM} = \frac{\kappa_{S2} - \kappa_{M2}}{q_{S2} - q_{M2}} = 0.984(\kappa_{S2} - \kappa_{M2})$$

Величина  $\tau_{SM}$  составила 59,4ч. Это значит, что сизигийный прилив в этом месте наступит примерно через двое суток и двенадцать часов после новолуния или полнолуния.

Ближайшие друг к другу полные воды неодинаковы и этот феномен, называемый суточным неравенством прилива, при его периодическом изменении даёт тропическое полумесячное неравенство прилива. В них происходит интенсификация суточных неравенств. При максимальной разности двух соседних полных вод в момент максимального склонения Луны наступает так называемый тропический прилив. Но обычно он запаздывает относительно наступления максимального склонения светила. Возраст суточного прилива  $\tau_{KO}$  показывает, на какой именно отрезок времени происходит запаздывание:

$$\tau_{KO} = \frac{\kappa_{K1} - \kappa_{O1}}{q_{K1} - q_{O1}} = 0.910(\kappa_{K1} - \kappa_{O1})$$

Для данного места значение  $\tau_{KO}$  составило 98,0ч. Таким образом, тропический прилив в губе Кереть должен наступить примерно через 4 суток и 2 часа после достижения Луной своего максимального склонения. Одновременно при сизигийном и тропическом приливе возможны максимальные затопления и осушения пляжей.

Если фазовые и лунные тропические неравенства приливов имеют полумесячную периодичность, то лунные параллактические неравенства меняются с месячной периодичностью. Возраст параллактического прилива покажет запаздывание времени максимальной интенсификации месячного параллактического неравенства относительно момента прохождения Луны через перигей орбиты. Возраст параллактического прилива  $\tau_{MN}$  определяется по формуле:

$$\tau_{MN} = \frac{\kappa_{M2} - \kappa_{N2}}{q_{M2} - q_{N2}} = 1.837(\kappa_{M2} - \kappa_{N2})$$

Значение  $\tau_{MN}$  для губы Кереть составило 68,5ч. Иначе говоря, выраженное параллактическое неравенство здесь должно наступить примерно через 2 суток и 21 ч после прохождения Луны точки перигея. Но следует отметить, что для наблюдаемых правильных полусуточных приливов фазовые неравенства приливов наиболее выражены, в то время как тропические и параллактические неравенства могут не проявляться на фоне фазовых неравенств.

Измерения течений в проливах Средняя Салма и Узкая Салма проводились на выбранных трех горизонтах (1, 3 и 6 м) при помощи измерителя течений «Вектор-2». Заведомо было известно, что в этих проливах доминируют приливные течения. Причём для расчётных задач выполнялось по две серии суточных наблюдений, начала каждой из которых была разнесены ровно на 7,5 суток. Продолжительность измерений характеристик течений (длина

ряда) в проливах эстуария реки Кереть задавалась кратной периоду основных приливных волн. Осреднение данных за одни сутки позволило оценить постоянное непривливное течение.

Первичный анализ данных для пролива Средняя Салма летом 2013г. показал, что в целом приповерхностное течение (горизонт 1 м) отличается от течений на горизонтах 3 и 6 м, что следует объяснять влиянием ветра. Течение на горизонтах 3 и 6 метров чаще всего направлено из Большого Керетского рейда в губу Кереть. Изменчивость течений в проливе отмечалась преимущественно в направлении север-юг. По данным измерений 21.06.2013 большая ось эллипса дисперсии течений имела азимут от 19° на поверхности, и до 6-7° на горизонтах 3 и 6 м. По данным измерений 27.06.2013 большая ось эллипса дисперсии течений была ориентирована практически строго в направлении север-юг. Соотношение между большой и малой осями эллипса дисперсии течений для пролива Средняя Салма менялось от 2-3 по данным измерений 21.06.2013 до 3-5 по данным 27.06.2013. (Табл.6):

Горизонт	Среднее течение		Характеристики эллипса среднеквадратического отклонения			
	Модуль, см/с	Направление, °	Большая полуось, см/с	Малая полуось, см/с	Направление большой оси, °	Коэффициент вариации
Измерения течений 21 июня 2013 года в проливе Средняя Салма						
1 м.	1.5	53.3	16.1	8.8	19	12.4
3 м.	8.9	-173	22	9.7	6.2	2.7
6 м.	8.3	179.1	19	6	7.8	2.4
Среднее по глубине	5.4	179.2	17.9	6.6	10.5	3.5
Измерения течений 27 июня 2013 года в проливе Средняя Салма						
1 м.	6	4.8	28.7	10.2	-3.6	5.1
3 м.	3.2	133.6	30.3	8.7	-1.4	10
6 м.	4.1	156.8	22.1	5.6	1.6	5.5
Среднее по глубине	1.5	90.1	25.6	4.9	-1.7	17.7
Измерения течений 23 июня 2013 года в проливе Узкая Салма						
1 м.	6.5	25.7	20.8	5.7	48.7	3.3
3 м.	9.1	51.2	22.6	6.9	57.1	2.6
6 м.	3.5	15.6	16.9	4.3	52.1	5
Среднее по глубине	6.2	36	16.4	3.4	56.1	2.7
Измерения течений 29 июня 2013 года в проливе Узкая Салма						
1 м.	15.8	58.1	19.8	10.4	64.2	1.4

3 м.	9.8	50.5	20.3	7.6	60.3	2.2
6 м.	3.6	21.3	13.3	3.9	61.4	3.8
Среднее по глубине	9.5	51.2	16.7	4.2	66.4	1.8

Табл.6. Характеристики приливных течений в проливах Средняя и Узкая Салма.

Так как для численного гидродинамического моделирования приливного эстуария р. Кереть было необходимо задание баротропных приливных течений, их вектора в проливах были осреднены по вертикали (Рис. 58).

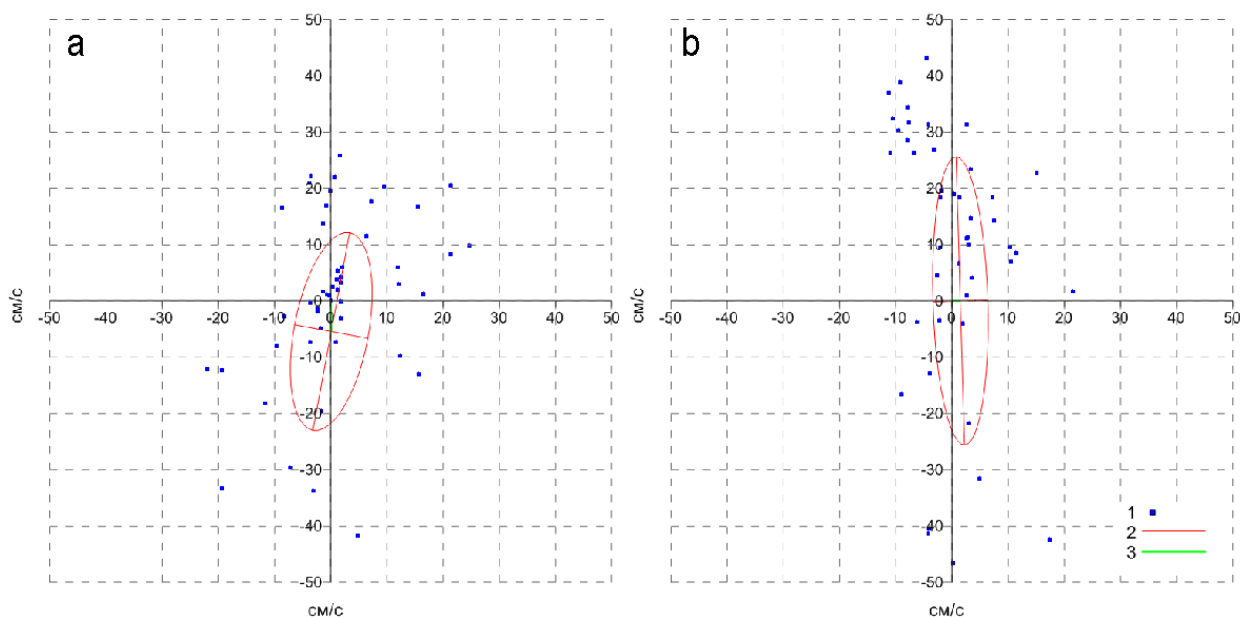


Рис. 58. Осредненные по вертикали характеристики течений в проливе Средняя Салма, выполненные 21.06.2013 (а) и 27.06.2013 (b); 1 – вектора скоростей течений, 2 - эллипс среднеквадратического отклонения течений, 3 – вектор среднего течения.

Для осреднённых по глубине (вертикали) оценок характеристик течений применялся гармонический анализ. Для пролива Средняя Салма были выделены гармоники суточной полусуточной и четвертьсуточной периодичности (Табл.7):

	Суточная гармоника		Полусуточная гармоника		Четвертьсуточная гармоника	
Составляющая	на меридиан (U)	на параллель (V)	на меридиан (U)	на параллель (V)	на меридиан (U)	на параллель (V)
Измерения с 21.06.2013 0:00 по 22.06.2013 0:00 UTC.						
Амплитуда, см/с	2,9	3,4	6,8	21,5	0,6	7,9
Фаза, °	25	-179	69	74	91	-26

Измерения с 27.06.2013 0:00 по 28.06.2013 0:00 UTC.						
Амплитуд а, см/с	2,0	2,6	1,7	33,5	0,8	13,3
Фаза, °	-28	-153	-7	-143	15	-101

Табл.7. Фурье-гармоники составляющих течения на параллель (U) и на меридиан (V), измеренного 21 и 27.06.2013 года в проливе Средняя Салма.

Здесь приведены амплитуды и фазы составляющих приливных течений на меридиан и параллель. Результат предвычисления эпюры приливных течений одной гармоники по таким данным будет выглядеть в виде эллипса. Следовательно, можно оценить такие характеристики приливных эллипсов как: максимальная скорость приливного течения, минимальная скорость приливного течения, а также фазы и направления максимального и минимального приливных течений. Традиционно такие расчёты выполняются по формулам Ведемейера. Аналогичным образом были рассчитаны гармоники суточной полусуточной и четвертьсуточной периодичности для пролива Узкая Салма (Табл.8):

	Суточная гармоника		Полусуточная гармоника		Четвертьсуточная гармоника	
Составляющая	на меридиан (U)	на параллель (V)	на меридиан (U)	на параллель (V)	на меридиан (U)	на параллель (V)
Измерения с 23.06.2013 0:00 по 24.06.2013 0:00 UTC.						
Амплитуд а, см/с	2,8	1,3	18,2	12,5	5,2	2,1
Фаза, °	-62	-44	130	124	105	143
Измерения с 29.06.2013 0:00 по 30.06.2013 0:00 UTC.						
Амплитуд а, см/с	5,3	3,7	19,8	7,9	5,6	1,8
Фаза, °	156	118	-88	-89	20	31

Табл.8. Фурье-гармоники составляющих течения на параллель (U) и на меридиан (V), измеренного 23 и 29.06.2013 года в проливе Узкая Салма.

а приливные эллипсы получились такие (рис.59):

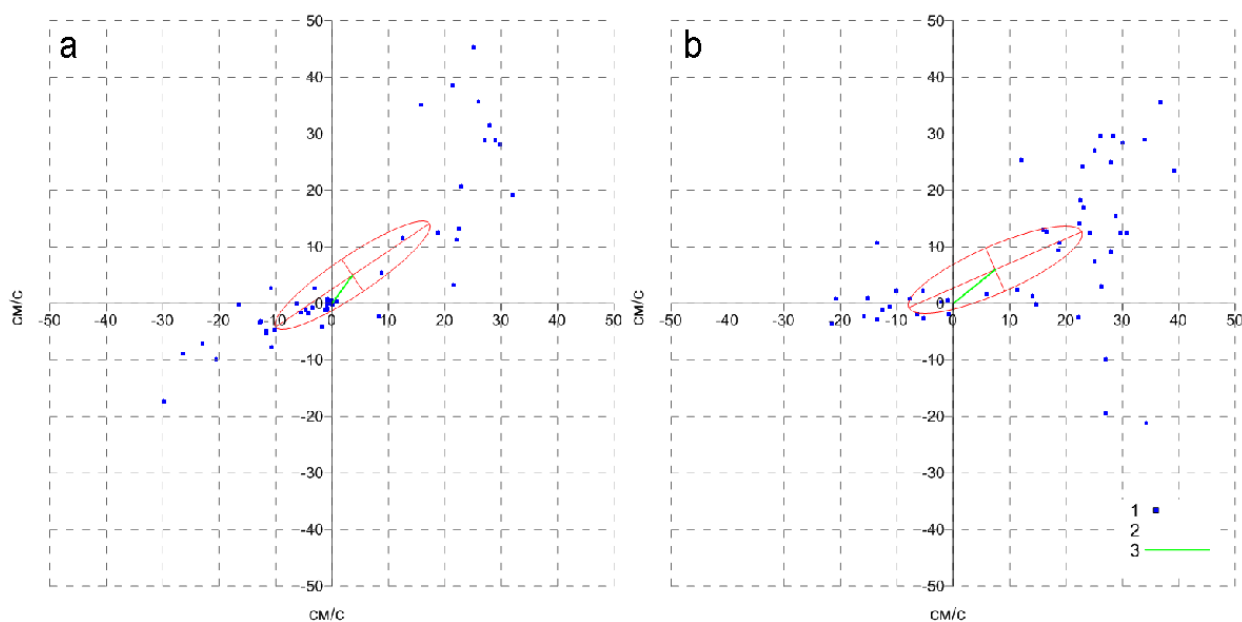


Рис. 59. Осредненные по вертикали характеристики течений в проливе Узкая Салма, выполненные 23.06.2013 (а) и 29.06.2013 (б); 1 – вектора скоростей течений, 2 – эллипс среднеквадратического отклонения течений, 3 – вектор среднего течения.

Выяснилось, что в проливе Узкая Салма постоянное (среднее за сутки) течение было направлено из эстуария в море, а модуль скорости среднего течения менялся от 3,5 до 16 см/с. Наименьшая скорость среднего течения в проливе наблюдалась на горизонте 6 м, но это можно объяснить тем, что этот горизонт находится практически в придонном пограничном слое. Изменчивость течения, как и ожидалось, проявлялась вдоль оси пролива Узкая Салма. Большая полуось эллипса среднеквадратического отклонения варьировала между 13 см/с и 23 см/с.

Считается, что приливные течения не должны меняться по глубине, за исключением придонного пограничного слоя. Любые изменения приливных течений по глубине, вызванные влиянием внутренних волн, вертикальным сдвигом течений можно рассматривать как искажения баротропного приливного потока. Эти искажения по глубине можно устранить векторным осреднением. Для определения периодических колебаний, составляющие на меридиан и параллель вертикально осредненных течений можно подвергнуть Фурье-анализу. Результат предвычисления эпюры приливных течений одной гармонике по таким данным будет выглядеть в виде эллипса. Следовательно, можно оценить такие характеристики приливных эллипсов, как: максимальная скорость приливного течения, минимальная скорость приливного течения и фазы и направления максимального и минимального приливного течения.

Для пролива Средняя Салма эллипсы приливных течений полусуточной и четвертьсуточной гармоник представляются в виде реверсивных течений, максимальные скорости которых совпадают с осью пролива. По полученным данным, максимальная скорость приливного полусуточного течения в этом проливе составила 22 см/с (21.06.) и 33,5 см/с (27.06.). Течения полусуточного прилива практически реверсивные (минимальные скорости



меньше 1 см/с). Течения четвертьсуточного прилива также имеют реверсивный характер, а ось эллипса ориентирована вдоль оси пролива. Максимальная скорость приливного течения суточной периодичности составила 3-4 см/с, минимальная - 1-1,5 см/с.

В проливе Узкая Салма эллипсы периодических течений суточной, полусуточной и четвертьсуточной гармоник также сориентированы вдоль оси пролива. Амплитуда максимальной скорости суточных приливных течений менялась от 3 см/с до 6 см/с, а амплитуда максимальной скорости полусуточных приливных течений -- 21-22 см/с. Приливные течения обертона полусуточной гармоник в проливе Узкая Салма имели максимальную скорость 5-6 см/с. Так как в обоих проливах эллипсы дисперсии и эллипсы периодических течений имеют выраженную ориентацию, а изменение течений близко к реверсивному, то можно пренебречь компонентой течения, направленной поперёк пролива. Для этой цели можно совместить систему координат полученных векторов с осями проливов.

Анализ данных подтвердил прежнее мнение, что с наступлением полной воды происходит смена течений с приливного на отливное, а малая вода примерно соответствует смене течений с отливного на приливное. Нелинейные мелководные эффекты в колебаниях уровня проявляются в разности времен роста и падения приливного уровня. Мелководные эффекты в изменчивости приливного течения в губе Кереть выражаются по-другому: приливное течение (из моря в эстуарий), как правило, более сильное, чем отливное, но отливное течение (из эстуария в море) более продолжительное по сравнению с приливным.

Гармонические постоянные продольной составляющей приливного течения для пролива Средняя Салма были рассчитаны по двум суточным сериям наблюдений. По этим данным были определены соотношения амплитуд суточных и полусуточных гармоник ( $\frac{A_{M_2}}{A_{S_2}} = 1.83$ ,  $\frac{A_{O_1}}{A_{K_1}} = 2.0$ ) и разности фаз ( $g_{M_2} - g_{S_2} = 303^\circ$ ,  $g_{O_1} - g_{K_1} = 358^\circ$ ), которые использовались для анализа одной суточной серии наблюдений в проливе Узкая Салма [30]. В Табл.9 приведены сведения о гармонических постоянных основных волн прилива для продольной составляющей течений в проливах Средняя Салма и Узкая Салма:

Место измерений	Средняя Салма		Узкая Салма	
	Амплитуда (см/с)	Фаза(°)	Амплитуда (см/с)	Фаза(°)
Гармоника				
$M_2$	22	127	21	130
$S_2$	12	184	11	187
$K_1$	2	18	7	348

$O_1$	1	16	3	346
-------	---	----	---	-----

Табл. 9. Оценки гармонических постоянных основных волн прилива для продольной составляющей течений в проливах Средняя Салма и Узкая Салма.

Фаза (по аналогии с гармоникой приливного колебания уровня моря) показывает запаздывание наступления максимального течения, направленного из губы Кереть в море, относительно момента кульминации фиктивного светила гармоник на меридиане Гринвича, а амплитуда – максимальную скорость течения для данной приливной гармоник.

В проливах Средняя Салма и Узкая Салма амплитуды течений главной лунной полусуточной гармоник составили примерно 20 см/с а фаза -- примерно  $130^\circ$ . Разность фаз колебания уровня моря в губе Кереть и приливных течений полусуточных гармоник для полусуточных гармоник -- примерно четверть периода. Такое соотношение фаз колебания уровня моря и течений однозначно указывает на стоячий характер полусуточных приливных волн. Незначительное расхождение фаз течений полусуточных приливных гармоник (в пределах точности расчёта) свидетельствует о практически синхронном приливном движении в этих проливах. Полученные оценки гармонических постоянных позволяют оценить среднюю скорость полусуточного течения (23-24 см/с) и среднюю скорость сизигийного полусуточного течения (32-34 см/с). Однако следует помнить, что использованный для расчётов Адмиралтейский метод анализа приливов по коротким рядам наблюдений является приближенным и имеет очень много допущений и ограничений. Полученные оценки амплитуд и фаз необходимо использовать осторожно и рассматривать пока лишь как предварительные [1; 19].

#### **4.2. Результаты гидродинамического моделирования приливных движений.**

В последнее время в области численного гидродинамического моделирования наметилась устойчивая тенденция к использованию криволинейных сеток для аппроксимации моделируемой акватории. Преимущества криволинейных сеток перед прямоугольными очевидны. Криволинейные сеточные области более оптимально описывают моделируемую акваторию -- можно большее число ячеек отвести на море и меньшую закрыть масками суши. Используя криволинейные сетки, можно попытаться более точно совместить твёрдую границу модели с береговой линией, что позволит избежать лишних выступов на твёрдой границе, влияющих на моделируемую динамику вод. Используя криволинейные сетки, можно в более динамичных районах уменьшить шаг сетки (улучшить детализацию) и наоборот, в районах со слабой динамикой вод пространственный шаг сделать покрупнее.

Однако, совершенно неожиданно для приливного эстуария реки Кереть криволинейные сетки оказались неэффективны: участки открытой границы модели (проливы Подпахта, Средняя Салма и Узкая Салма) и само эстуарное расширение потребовали детального описания

(более мелкой сетки), а небольшие расстояния между этими районами не позволяют существенно увеличить сетку в центральной части эстуария. Кроме того, согласно критерию численной устойчивости, чем меньше шаг сетки, тем должен быть меньше временной шаг. В случае использования криволинейной сетки для модели этого района шаг по времени должен определяться самой маленькой ячейкой сеточной области, но такие временные шаги сильно скажутся на времени выполнения расчёта. Учитывая всё выше сказанное, пришлось использовать прямоугольную сетку с минимальным пространственным шагом.

После подбора нескольких вариантов выяснилось, что для приливного эстуария р. Кереть наиболее оптимальна сеточная область с пространственным шагом 33 м (детальное описание рельефа дна и береговой линии). При таком пространственном разрешении шаг по времени будет вполне приемлемым для получения модельных расчётов на период нескольких недель (месяцев). Для того, чтобы водообмен через проливы, определяющий приливную динамику района не был искажен влиянием грубой аппроксимации прямоугольной сетки, сеточная область была повернута на угол  $350^\circ$ . При такой ориентации сетки проливы практически без искажений нашли свое отражение в матрицах модели (рис. 60):

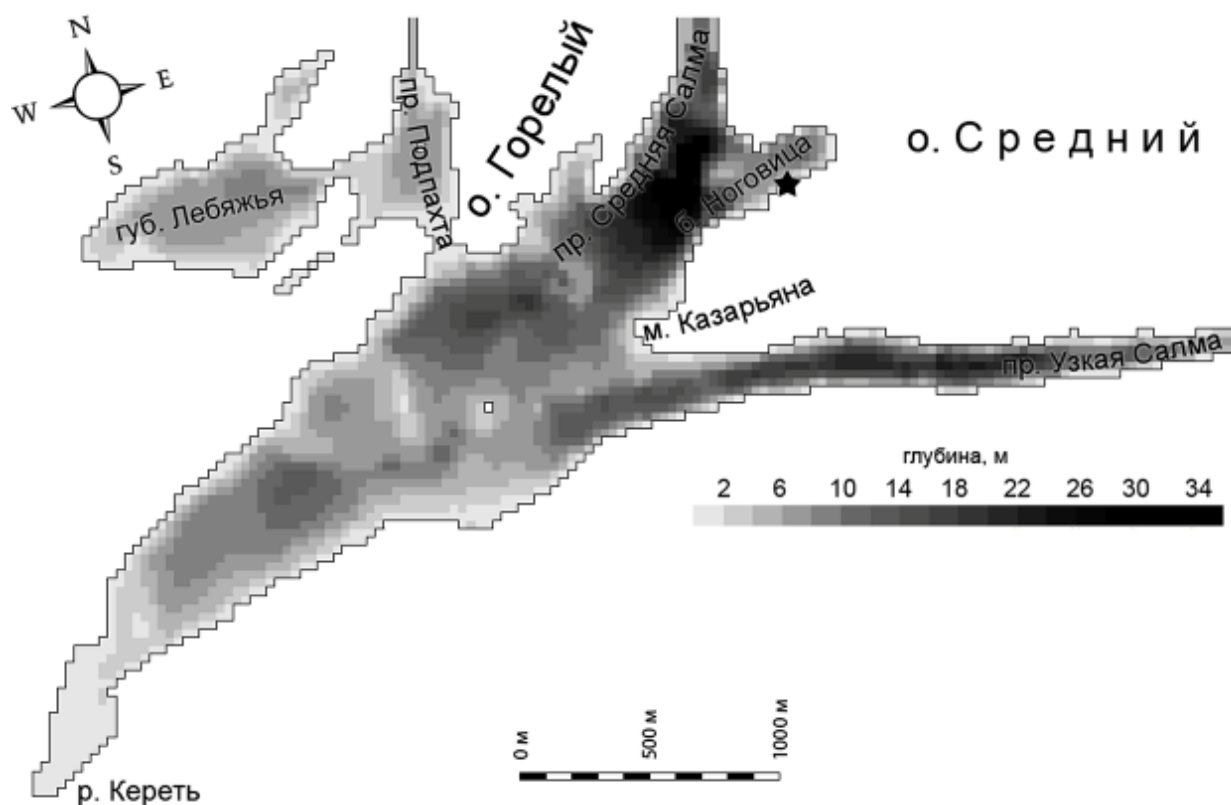


Рис.60. Сеточная область модели приливного эстуария реки Кереть.

Данные о береговой линии и глубинах губы Кереть получены в ходе экспедиционных работ в 2011-2013 гг. Береговая линия была определена измерениями координат по GPS-приёмнику, а глубина моря измерялась эхолотом вдоль промерных галсов в фиксированных точках акватории. Была оцифрована морская навигационная карта рассматриваемого участка

акватории Кандалакшского залива масштаба 1:25000, причём с большой детализацией были сняты координаты береговой линии, линии осушек, изобаты и глубины. Вся эта информация была объединена в геобазу данных при помощи возможностей пакета MicrosoftAccess. Сопоставление данных измерений глубины эхолотом и данных навигационной карты обнаружило хорошее соответствие, что делает возможным совместное их использование. В частности, точкам на линии приливной осушки присваивалась глубина 0 м, а точкам на береговой линии присваивались значения максимальной высоты прилива.

Объединённый массив был переведен из географических координат в прямоугольные, а глубины осреднялись в сетку с пространственным шагом 10 м в целях избегания последствий интерполяции по нерегулярным данным. Далее, осредненные в узлах 10-ми метровой сетки глубины интерполировались по пространству. При необходимости, интерполированные значения глубин и высот прибрежной части суши переводились обратно в географические координаты и использовались для заполнения матрицы сеточной области модели. Созданная сеточная область модели получила три открытых границы в ячейках соответствующих проливам Подпахта, Средняя Салма и Узкая Салма. Правильное задание условий в этих проливах явилось залогом приемлемых результатов численной гидродинамической модели.

Существуют несколько вариантов задания условий на открытой границе. Наиболее простыми являются задание колебания уровня или течений, например:

$$\xi_{ec} = \xi_{data}$$

$$u_{bc} = u_{data}$$

Однако такие условия могут неправильно воспроизвести течения или колебания уровня из-за того что в исследуемой волне фазы колебания уровня моря и течений отличаются в зависимости от вклада стоячей и поступательной составляющей. Поэтому при моделировании длинных гравитационных волн на открытой границе предпочтительно задавать импедансные граничные условия типа:

$$u_{bc} = (\xi - \xi_{data}) \sqrt{\frac{g}{H} + u_{data}}$$

Для корректного задания граничных условий в модели потребовалось задать приливные колебания уровня моря и течения в узлах сеточной области, приходящиеся на проливы Средняя Салма, Узкая Салма и Подпахта. Ввиду того, что продолжительные измерения колебания уровня моря были реализованы лишь на уровненом посту на о.Средний (бухта Ноговица, часть акватории Средней Салмы), было введено предположение, что колебания уровня, вызванные приливными процессами, не должны значительно меняться на всей акватории эстуария. В большинстве численных гидродинамических моделей на твёрдой границе, т.е. на границе между ячейками сеточной области модели, приходящихся на сушу и на море, обычно задаётся

условие скольжения – нормальная берегу компонента течений приравняется нулю. Такое же условие было заложено в реализуемой для указанного района модификации модели PrincetonOceanModel (POM).

Для акваторий одновременно со значительными колебаниями уровня и приливными осушками возникает проблема неотображения в ходе численных алгоритмов, в виде программных ошибок (например, деление на «0» и др.) Формально, проблемные ячейки относят или к суше, или к морю, создавая искажения. Для больших масштабов такой подход вполне допустим, но для небольших и мелководных акваторий такой подход не может быть применен – ограничение акваторий какой-либо задаваемой изобатой может до неузнаваемости изменить в модели отображение береговой линии и рельефа дна, что повлияет на моделируемые компоненты.

Первые сравнения результатов численного гидродинамического моделирования с данными измерений уровня моря показали, что модель идеально воспроизводит колебания уровня моря. Коэффициент парной корреляции между измерениями и результатами моделирования составил 0,98, а среднеквадратическое отклонение (среднеквадратическая ошибка) -- 5,3 см. Такое совпадение обуславливается использованием на открытой границе предвычисления прилива по данным измерений уровня внутри приливного эстуария. Следовательно, качество моделирования уровня моря является по сути качеством расчёта.

Также удалось рассчитать модельные поля колебания уровня моря и приливных течений в закрытой части эстуария р. Кереть. Восстановленные при помощи модели результаты показали, что изменения уровня моря происходят на всей акватории практически синхронно. А предположение о возможности использования результатов измерения уровня моря, выполненных в бухте Ноговица, для определения граничных условий подтвердилось. Достаточно качественно воспроизводится приливное заливание и осыхание береговой полосы. Площадь приливной осушки по данным моделирования совпала с данными навигационных карт местности. В частности, в губе Лебяжья и проливе Подпахта отмечаются сублиторальные бассейны, которые во время отлива оказываются изолированными от морской акватории (рис.61):

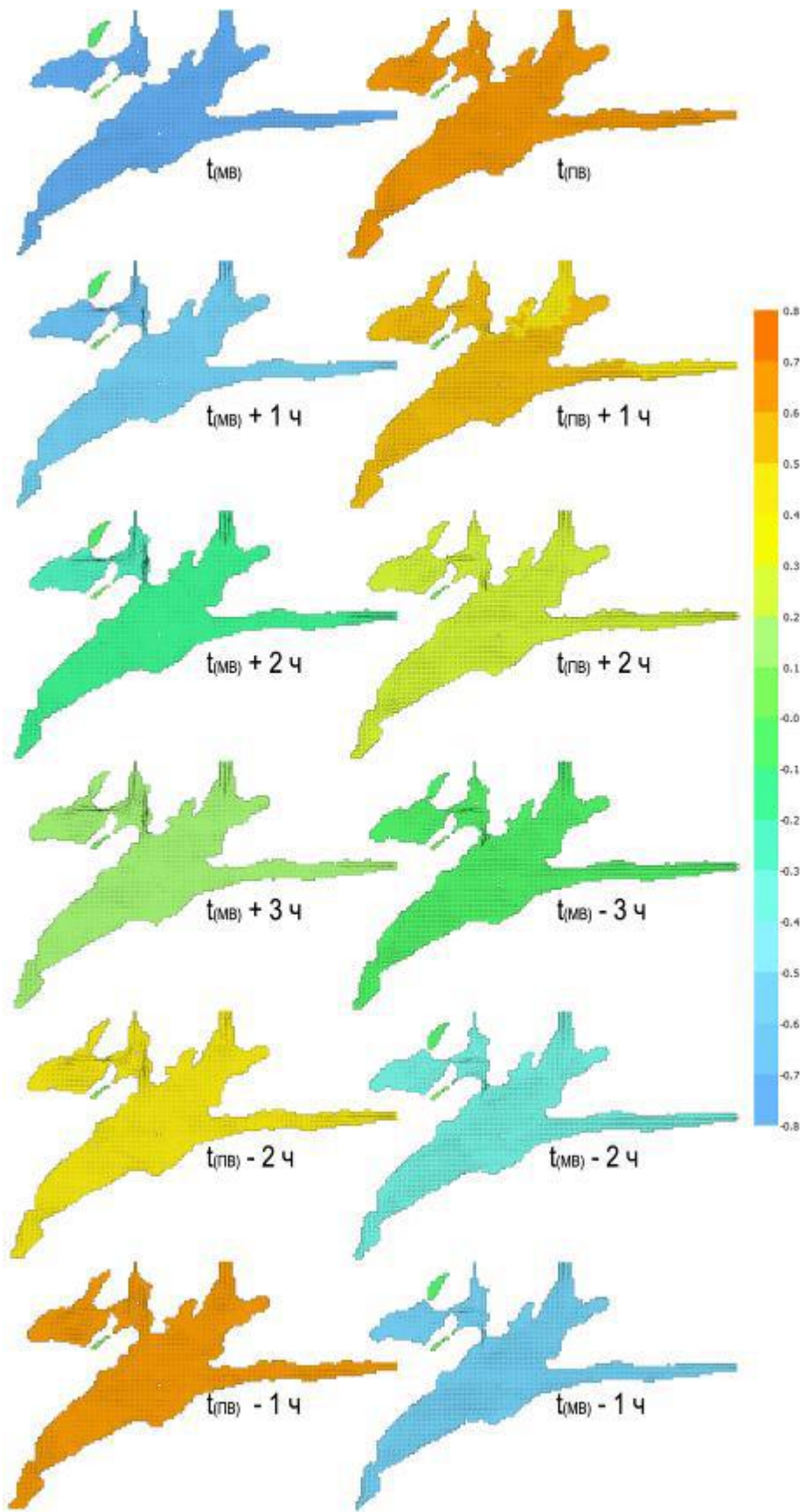


Рис. 61. Приливные колебания уровня моря и приливные течения (в поверхностном слое) в эстуарии р.Кереть за один приливной цикл (по результатам моделирования).

Результаты моделирования показали, что максимальное приливное течение наступает почти сразу же после момента смены вод (через нулевую отметку в модели). Следовательно, приливное течение и приливной уровень моря находятся в противофазе. Такое соответствие моментов наступления полной воды и смены приливного течения на отливное говорит о том, что приливная волна в устьевой зоне реки Кереть имеет признаки стоячего типа. Наибольший вклад в изменчивость приливных течений вносят течения с периодом главной лунной полусуточной гармонике  $M_2$  (рис.62):

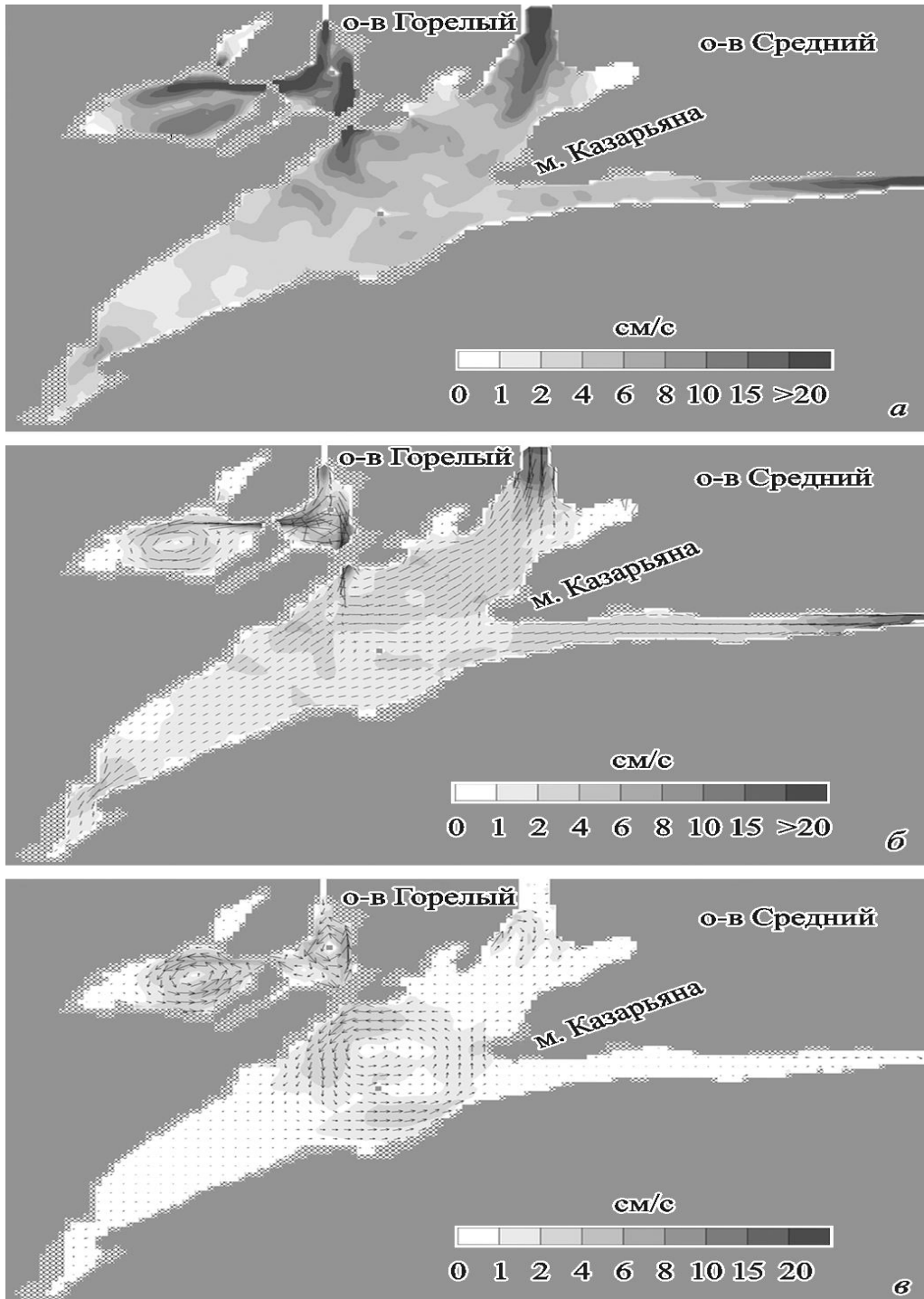


Рис.62. Приливные течения в губе Кереть (по модельным расчётам):  $a$  – максимальное значение модуля скорости приливных течений;  $b$  – эллипсы приливных течений волны  $M_2$ ;  $v$  – осреднённые за месяц скорости приливных течений.

Приливные течения волны  $M_2$  преимущественно реверсивные (большая ось эллипса намного больше малой). Область с коэффициентом сжатия эллипса больше 0,5 располагается в центральной части эстуария, по соседству с проливом Подпахта. Смена приливных течений происходит по часовой стрелке, а пространственное расположение фаз максимальной скорости приливных течений волны  $M_2$  однородно и колеблется в пределах 120-150°.

Однако, следует отметить, что анализ результатов моделирования осуществлялся без учёта стока реки. Вклад речных вод, безусловно, изменит и средний уровень моря, и характер циркуляции, тем самым вызовет дополнительные нелинейные эффекты, связанные с взаимодействием речного стока и приливной волны. В целом, для воспроизведения колебаний уровня в приливной эстуарии р.Кереть результаты моделирования сравнимы с результатами предвычисления, т.е. уровень моря можно измерять только в одной конкретной точке побережья. Но для отображения динамики вод в эстуарии р.Кереть наблюдений в одной точке акватории явно недостаточно, и на помощь может прийти разработанная численная гидродинамическая модель.

Расчитанные приливные течения по вертикали сохраняют скорость и направление, но в придонном пограничном слое скорость течений значительно уменьшается. На акваториях, непосредственно примыкающих к эстуарному расширению, хорошо отмечаются поверхностные течения, обусловленные речным стоком. На основании измерений температуры и солёности воды, собранных в ходе полевых работ, для моделирования изменчивости термохалинной структуры вод для всего приливного эстуария р.Кереть в летний период были заданы следующие условия:

- устойчивая двухслойная структура, верхнюю часть (от поверхности до горизонта 1-1,5 м) которой занимают прогретые речные воды с температурой более 15°C;
- слой скачка температуры (термоклин) и солёности (галоклин) расположен ниже, в котором температура резко снижается до 13-13,5°C, а солёность увеличивается до 28-29‰;
- далее до дна толща занята солёной водой с температурой менее 13°C.
- на термохалинную структуру влияет распространение речной воды в верхних слоях.

Для воспроизведения подобной термохалинной структуры был проведен численный эксперимент. Заданы начальные поля температуры и солёности горизонтально и вертикально однородными со значениями 13°C и 29‰, соответственно. Отслеживалась трансформация термохалинной структуры под воздействием речного стока с температурой 16°C и приливных колебаний уровня и течений. Уже после 5 суток модельного времени в результатах модели



появляется заявленная структура температуры и солёности. Таким образом, можно считать, что термохалинная структура приливного эстуария реки Кереть во многом формируется благодаря распространению речных вод в верхних слоях (рис.63):

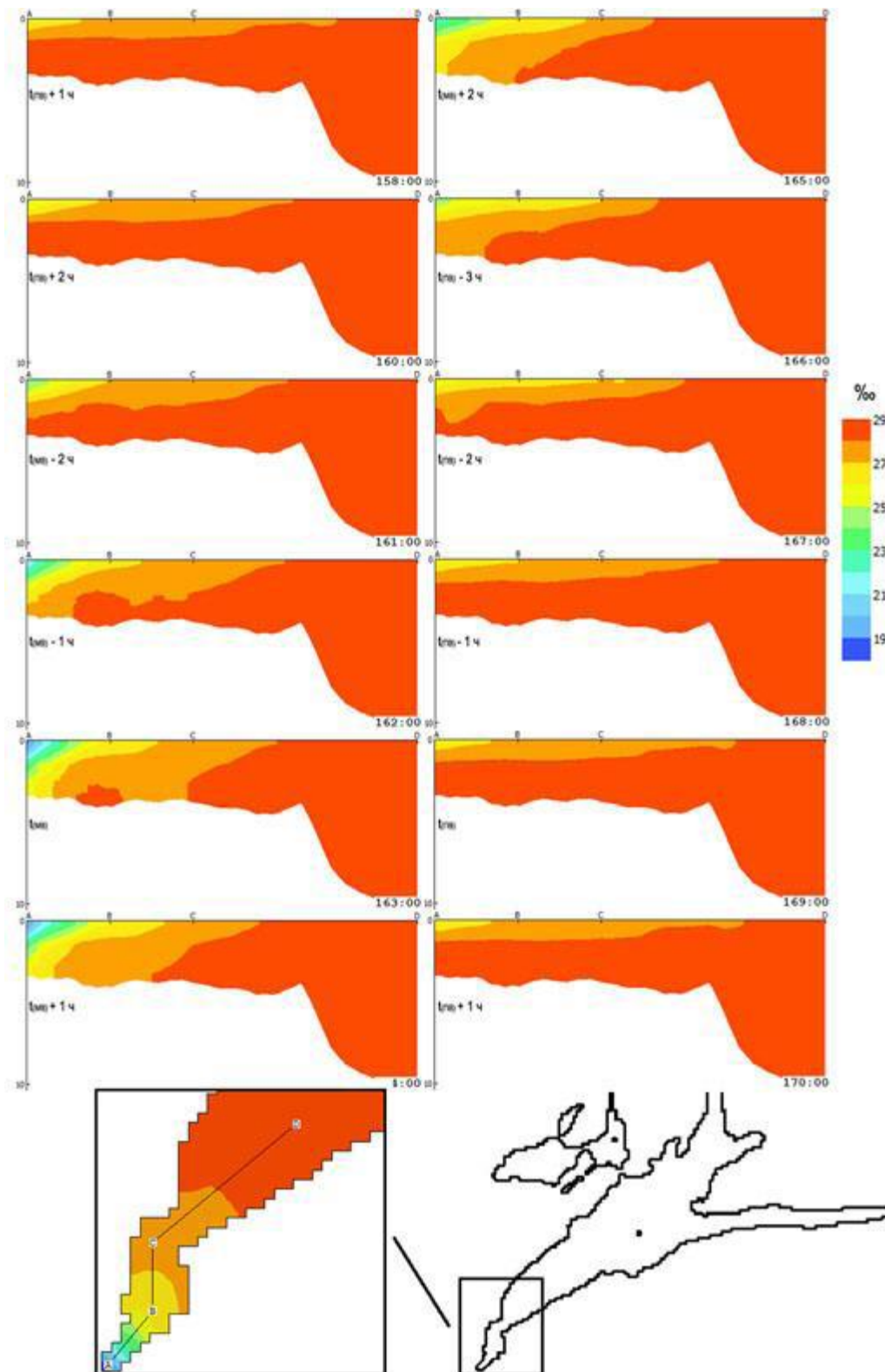


Рис.63. Приливная динамика гидрофронта в зоне смешения (выделена рамкой) реки Кереть за один приливной цикл (по результатам моделирования).

Возле устья реки Кереть по данным модели отмечается гидрофронт и его можно наблюдать за 1-2 ч до и после малой воды. Во время полной воды гидрофронт кардинальным

образом меняет своё положение, а распреснённые воды располагаются в верхнем 1,5-метровом слое. Ниже этого слоя доминируют холодные, солёные морские воды. Примечательно, что во время полной воды распреснённый слой имеет наименьшую толщину, но при этом он вытягивается на наиболее удалённое расстояние от устья. Снова, с отливом и по достижению малой воды, этот слой охватывает всю толщу воды до дна, но при этом он прижимается к устью. По сравнению с полной водой такое расстояние периодического перемещения распреснённых поверхностных вод достигает значений более 100м. Такая динамика фиксировалась и по данным георадарных измерений и океанологических наблюдений за температурой и солёностью эстуарных вод.

#### **4.3. Особенности приливных явлений в губе Подпахта.**

В целом, водообмен между устьем Керети и взморьем регулярно осуществляется через вышеуказанные проливы, однако гидрология пролива (губы) **Подпахты** заметно отличается от гидрологии Средней и Узкой Салмы. Основная причина этого заключается в специфической морфологии Подпахты – береговая линия сильно изрезана, а рельеф дна неоднороден. Соединяется Подпахта с устьем Керети через небольшую протоку, которая при отливе становится чрезвычайно узкой и иногда почти полностью сохнет. Глубины в проливе заметно меняются, достигая со стороны моря отметок 20-25м. Внутри Подпахты имеется несколько небольших заливов, наиболее обширным из которых является **губа Лебяжья**. В расширенной части пролива располагается островок. Вся акватория преимущественно мелководна, а наибольшие значения глубин достигают 7м. Из-за указанных морфологических особенностей в губе наблюдается специфическое движение вод, во многом зависящее от поступления морских вод и фазы прилива. Из-за этого в Подпахте пресная вода практически не наблюдается, поскольку она сразу перемешивается с солёной водой, поступающей со стороны устьевого взморья. С целью изучения динамики вод в проливе Подпахта, начиная с лета 2011 года стали проводиться регулярные океанологические измерения.

В ходе работ 15-16.06.2011г., проводившихся в мористой части Подпахты в условиях сизигии, было выяснено, что изменения температуры и солёности воды происходят в основном в верхних слоях толщи воды (рис.64):

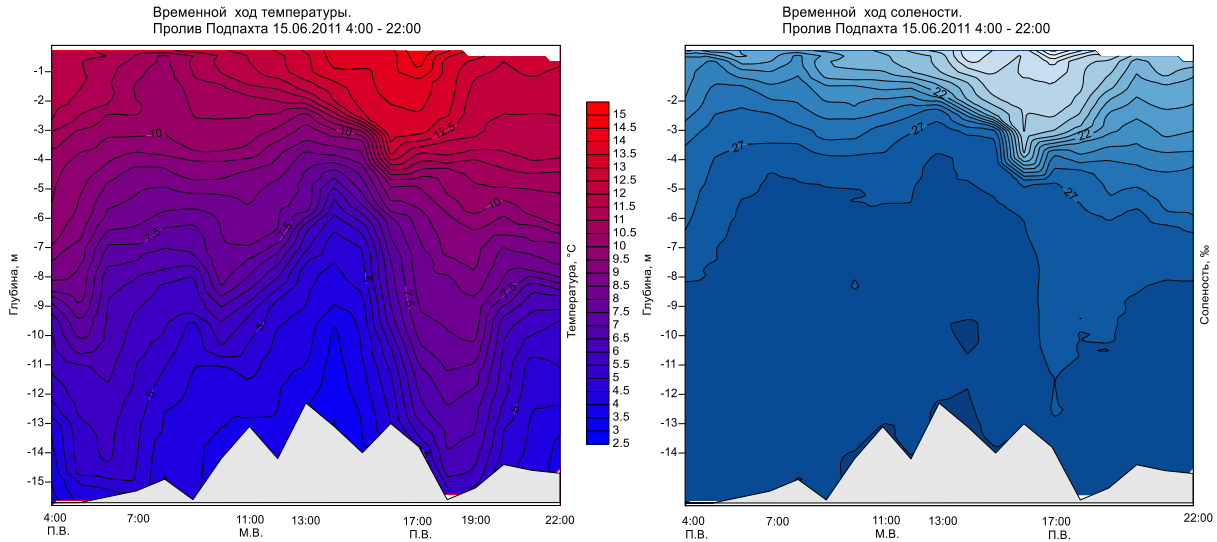


Рис.64. Временной ход температуры и солёности в проливе Подпахта 15.06.2011.

Перед наступлением полной воды особенно чётко наблюдается заглубление изотерм, что можно объяснить действием прилива. Слой скачка температуры и солёности меняет своё положение, что может быть вызвано внешними причинами. Расслоение вод свидетельствует об устойчивой стратификации, но в то же время изотермы с периодом 6-8 ч совершают колебательные перемещения. Ко времени полной воды относится и доминирование в верхнем слое (до 4 м) относительно тёплой (до  $15^{\circ}\text{C}$ ) и распреснённой воды (менее 22%). Вполне очевидно, что она поступила в эту часть Подпахты со стороны устья реки. По вертикали прослеживается типичное для летнего периода распределение термохалинных характеристик, однако и оно сильно зависит от приливной фазы (рис.65):

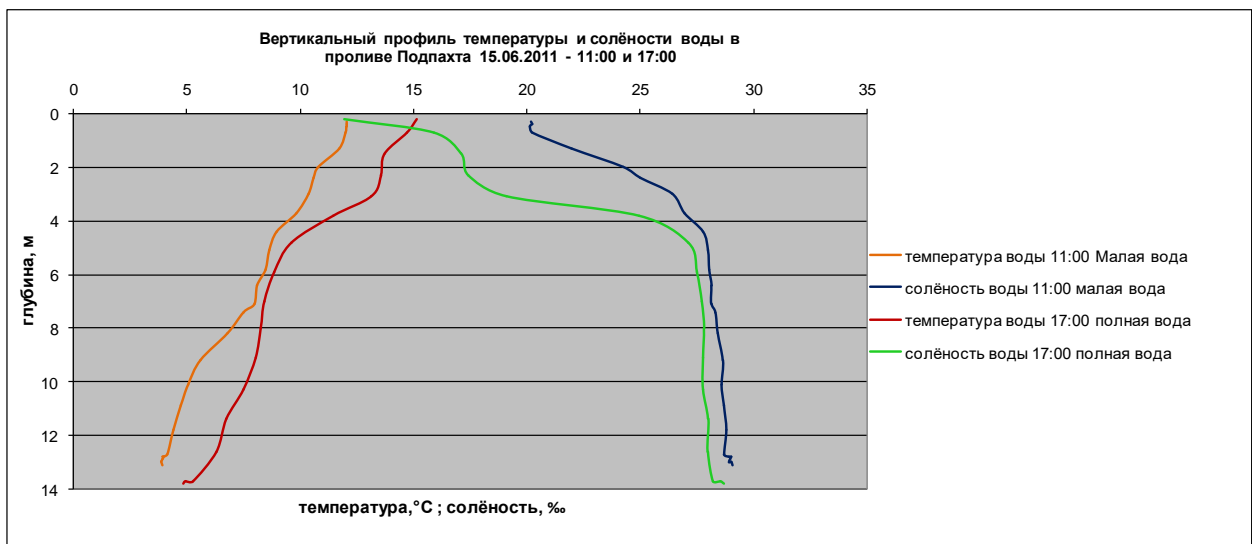


Рис.65. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Подпахта 15.06.2011.

Верхний слой (до 3-4 м) занимают воды с температурой выше  $10^{\circ}\text{C}$  и солёностью менее 25%. Слой скачка температуры сильно размыт, поскольку температура воды монотонно убывает с глубиной, а слой скачка солёности совпадает с ним. Глубже всю толщу занимает морская вода с солёностью около 27%, а температура постепенно понижается до  $4-5^{\circ}\text{C}$ .

С наступлением квадратуры (23-24.06.2011) в том же районе были проведена повторная серия океанологических измерений. После обработки результатов выяснилось, что с течением времени также наблюдается смещение изотерм, но по сравнению с предыдущими данными ситуация выглядела иным образом (рис.66):

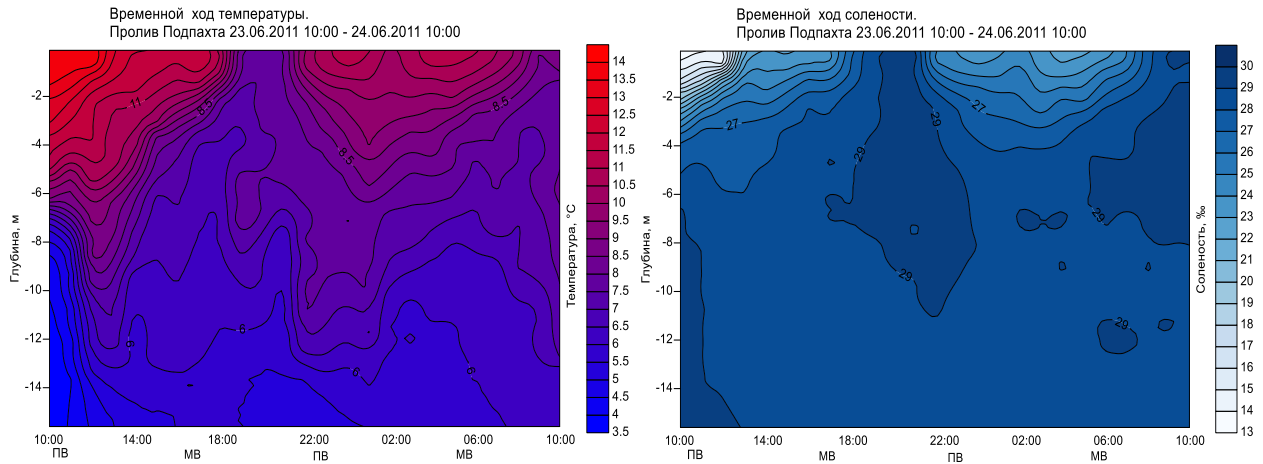


Рис.66. Временной ход солёности и температуры в проливе Подпахта 23 - 24.06.2011.

В условиях квадратуры в фазу прилива, наблюдается подъём солёной (около 27‰) и холодной воды (менее 10°C) к поверхности. На отливе эта вода уступает место более прогретой (до 14°C) и менее солёной воде (не более 23-25‰). Снова можно отметить, что изменения солёности в целом совпадают с ходом температуры воды. В зависимости от фазы прилива вид вертикальных профилей температуры и солёности также претерпевает изменения, но они менее выражены в сравнении с сизигийными условиями (рис.67):

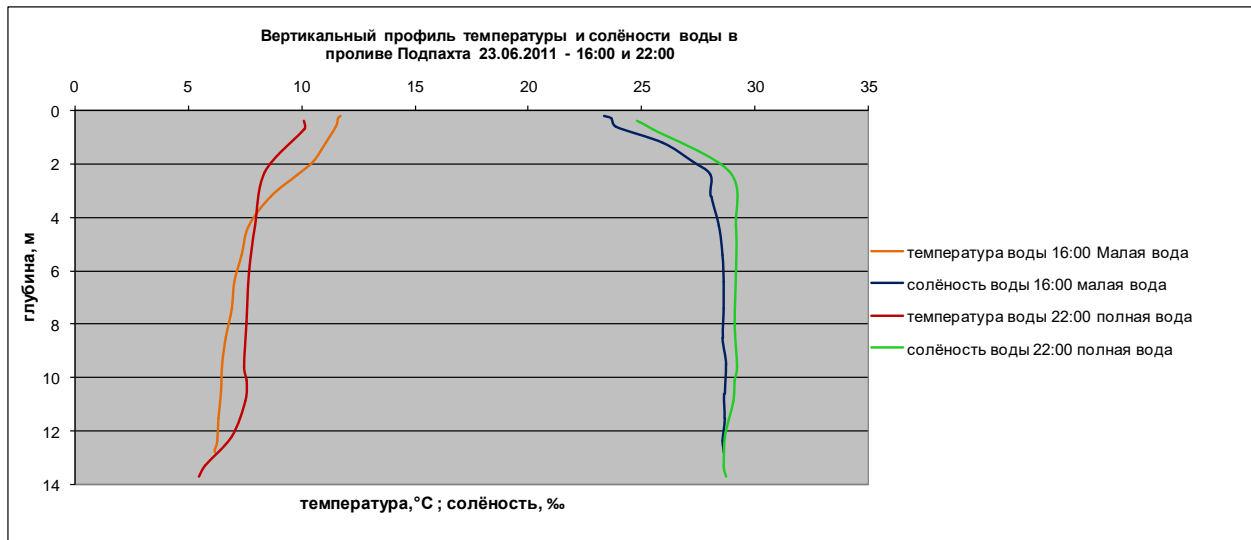


Рис.67. Вертикальные профили температуры и солёности в проливе Подпахта 23 - 24.06.2011.

Устойчивая стратификация сохраняется, однако при подъёме глубинной воды она может быть нарушена. Расслоение наблюдается между верхним слоем и остальной толщей по изогалине 27‰. Температура воды на поверхности варьирует в диапазоне 10-14°C, но с глубиной она постепенно понижается. Вертикальные профили температуры для времени полных и малых вод

различаются, причём расположение слоя скачка температуры зависит от фазы прилива. В малую воду он распространяется до глубины 4м. Далее до дна температура воды меняется мало и она колеблется в районе 5°C.

Наиболее вероятным объяснением изменчивости термохалинной структуры вод пролива Подпахта следует считать распространение внутренних волн с приливными периодами. По крайней мере, в фазу прилива были хорошо отмечены эффекты, связанные с этим феноменом: значительная амплитуда колебаний изотерм на определённых горизонтах на фоне выраженного расслоения, сложившегося по ходу летнего сезона, а также периодичность этих колебаний. В Средней Салме и Узкой Салме эти явления наблюдались не столь явно. В июне 2012г. подтверждением данного предположения явились результаты новых наблюдений. Суточные океанологические станции были выполнены в Подпахте в той же самой точке. Снова был зафиксирован значительный размах в колебаниях положения слоя скачка температуры воды, который был заглублён примерно на 8-10м ниже его ожидаемого положения (рис.68):

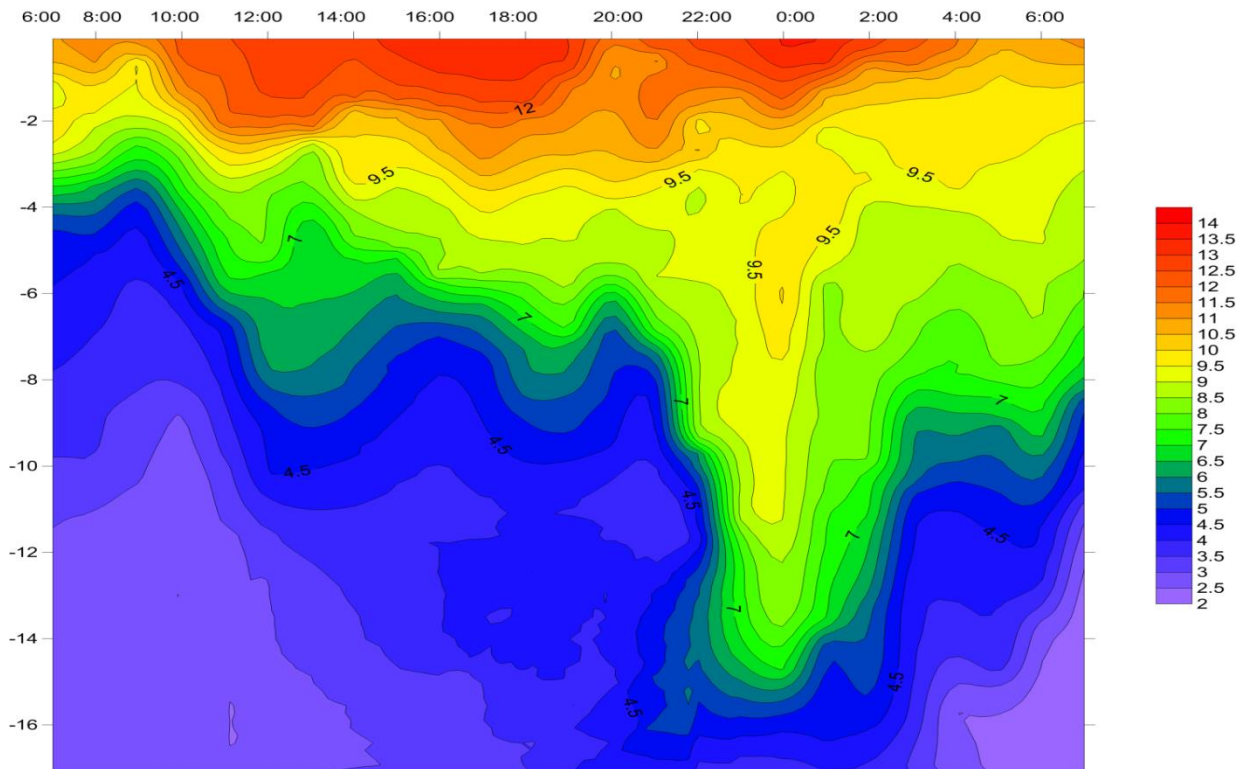


Рис.68. Суточный ход температуры воды на станции в проливе Подпахта, 11-12.06.2012.

Наблюдалось резкое заглубление изотерм, которые позже снова «возвратились» на привычные горизонты. В отличие от июня 2011 года наблюдалась более тёплая вода (свыше 7°C), которая проникла до глубинных слоёв, оттеснив холодную воду.

В ходе океанологических работ летом 2014 года, проводившихся в прикрытой от моря мелководной внутренней части пролива Подпахта были выявлены новые специфические особенности изменчивости термохалинной структуры. На рис.69 приведён суточный ход

температуры воды (11-12.07.2014), где хорошо заметно активное вертикальное перемешивание в часы прилива; температура воды по всей толще не превышает 10-11°C. Безусловно, этому способствовало сильное приливное течение со скоростями, временами превышавшими 50 см/с.

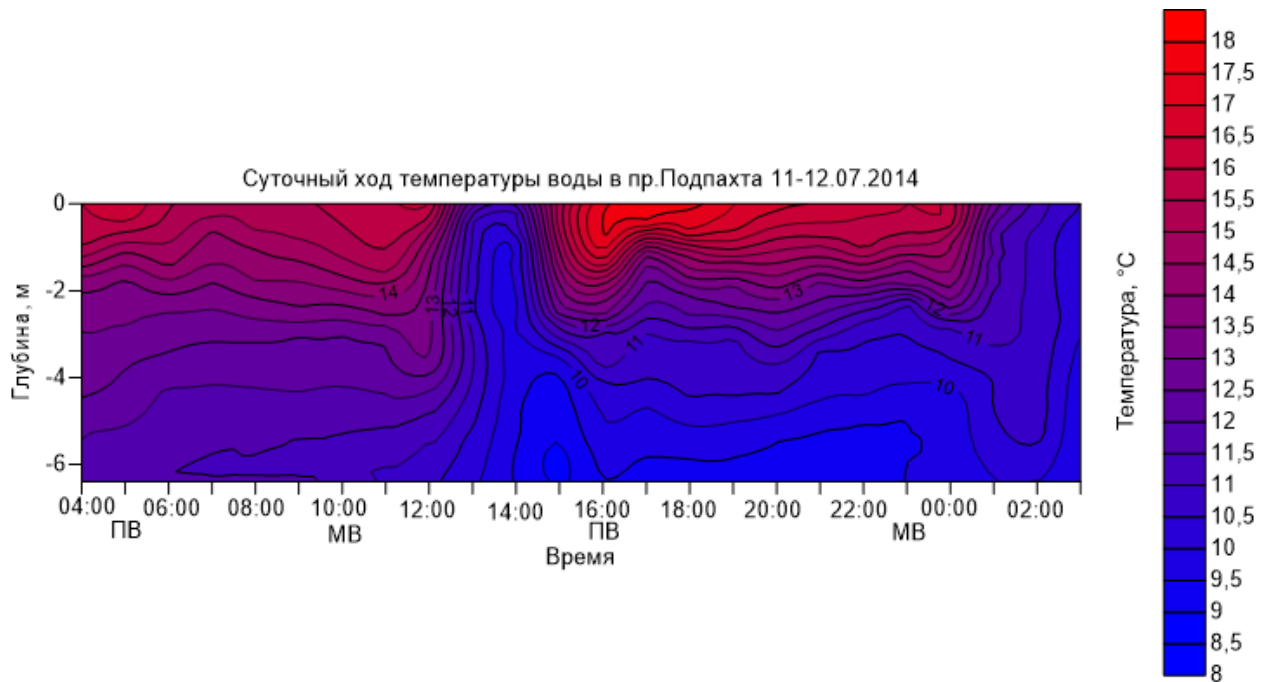


Рис.69. Суточный ход температуры воды на станции в проливе Подпахта, 11-12.07.2014.

С наступлением отлива ситуация поменялась, температура в верхних слоях увеличилась до 18°C, чему способствовала смена приливного течения на отливное. Однако скорости отливного течения были на порядок меньше и не превышали 20 см/с. Временной ход солёности оказался аналогичным изменчивости температуры воды (Рис. 70):

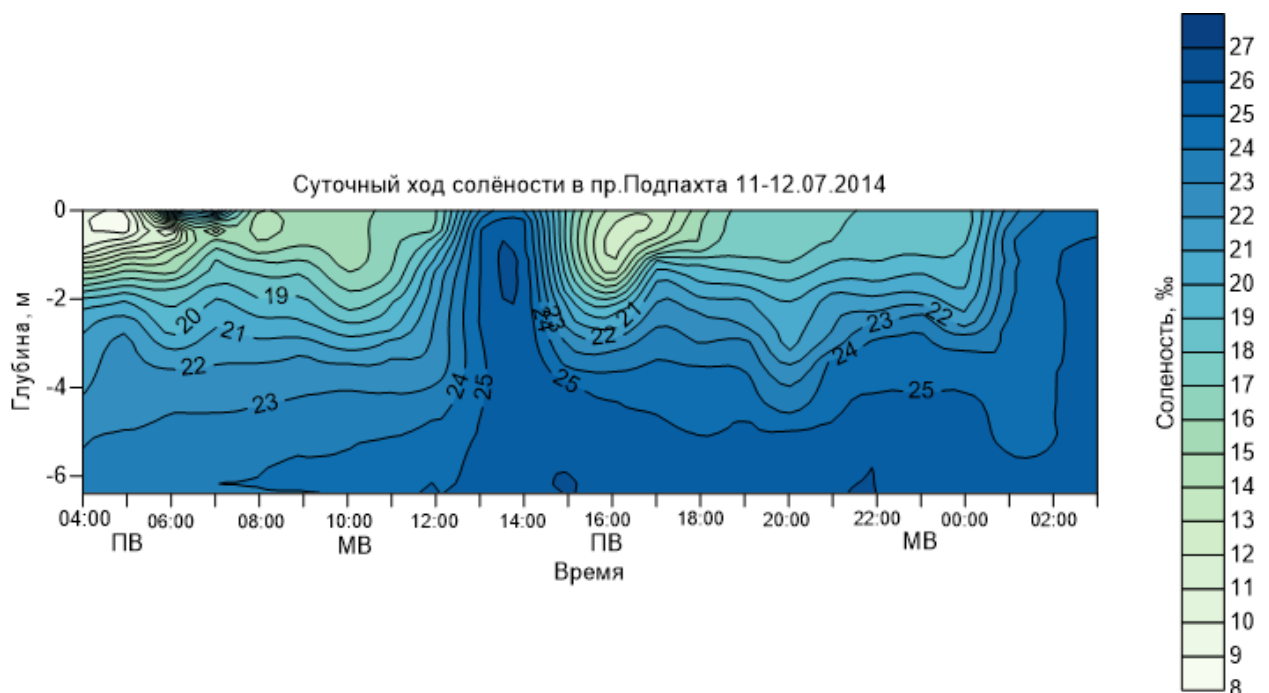


Рис.70. Суточный ход солёности воды на станции в проливе Подпахта, 11-12.07.2014.

Похожая ситуация с термохалинной структурой наблюдалась в ходе повторных работ 17-18.07.2014 в том же месте. Во время прилива произошло исчезновение слабосоленой воды по всей толще, которая уступила место морской воде со значениями солёности свыше 25‰. Распреснённая вода с солёностью не выше 16-17‰, поступающая в Подпахту со стороны реки с наступлением отлива наблюдалась только в верхнем слое (0-2м). Под ним обнаружился слой скачка солёности, испытывающий вертикальные флуктуации и полностью исчезающий по мере развития прилива. На рис. 71 приведён суточный ход температуры воды в проливе Подпахта.

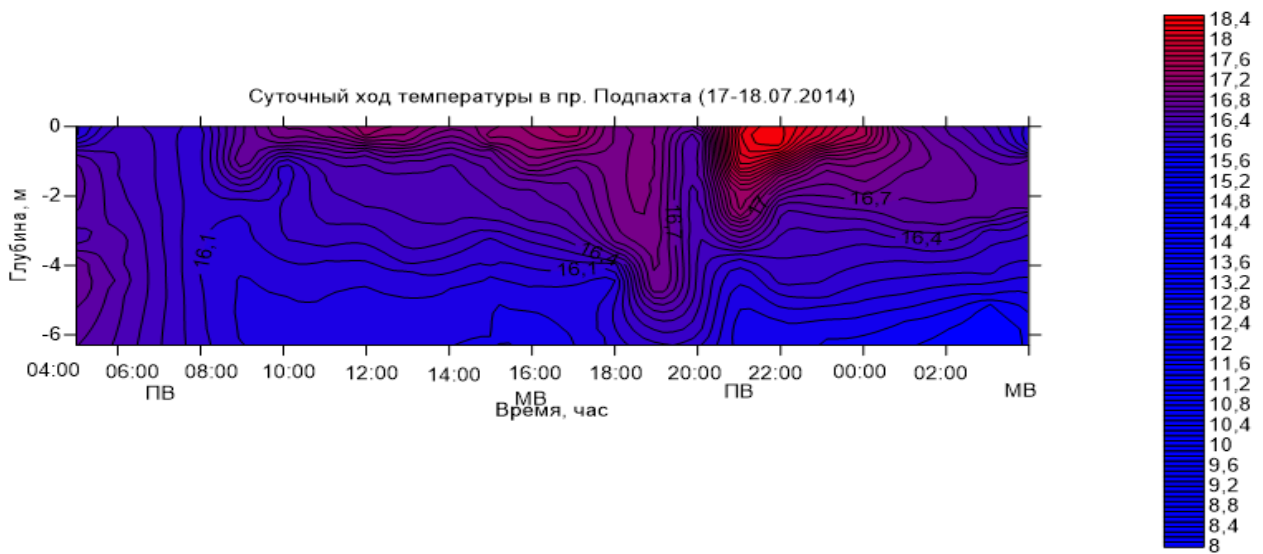


Рис. 71. Суточный ход температуры воды на станции в проливе Подпахта, 17-18.07.2014.

Данные инструментальных измерений в проливе Подпахта подтверждаются и результатами численного гидродинамического моделирования [31]. Например, фаза волны  $M_2$  в проливе отличается на один градус, а в губе Лебяжья – ещё на один (на два градуса) от фазы в губе Кереть. Т.е. полная вода в Подпахте и губе Лебяжья должна наступить на 2 и 4 мин соответственно позже наступления полной воды в губе Кереть. Если течения в проливах Средняя Салма и Узкая Салма практически синхронны, то в различных частях Подпахты отмечаются противонаправленные течения. Так, в момент максимального приливного течения в северной (мористой) части пролива Подпахта течения направлены с севера на юг, а в южной

(речной) части – с юга на север, а в отлив – наоборот (рис. 72):

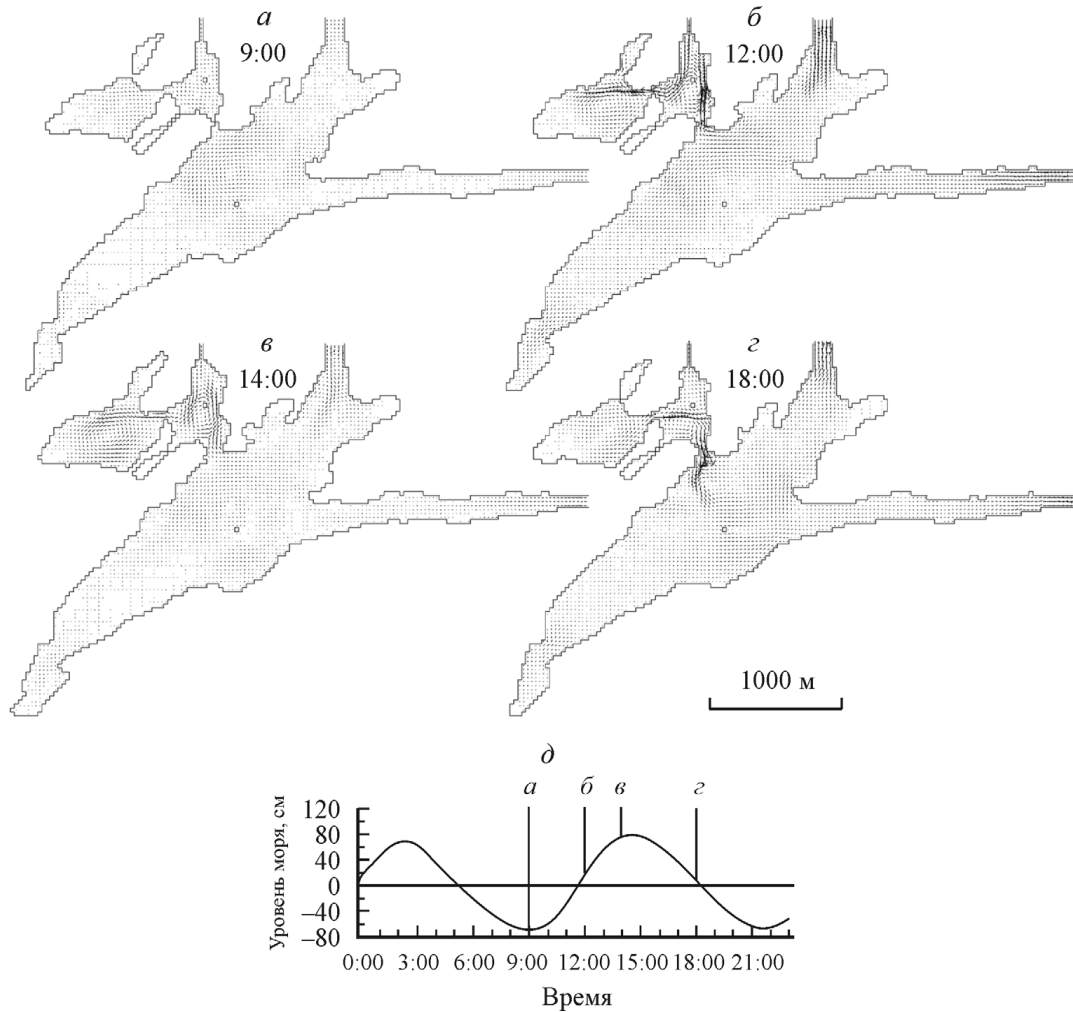


Рис. 72. Приливные течения и колебания уровня моря в губе Кереть 10.06.2013г. (по результатам моделирования); *a* – течения в малую воду, *б* – максимальное за цикл приливное течение; *в* – течения в полную воду; *г* – максимальное за цикл отливное течение; *д* – приливные колебания уровня моря.

Моделирование показало, что максимальное за месяц течение (с расчётными скоростями более 80 см/с) может наблюдаться в южной мелководной части пролива Подпахта, примыкающей к губе Кереть. Скорости до 50 см/с могут наблюдаться в северной части Подпахты, а также в проливе, соединяющем Подпахту и губу Лебяжья. Хотя, следует напомнить, что расчёт течений производился при условии отсутствия плотностной стратификации (баротропные течения), которая наблюдается в летнее время в этой части устьевой области р.Кереть. Разнонаправленность течений в проливе Подпахта можно объяснить тем, что примыкающая губа Лебяжья является своего рода аккумулярующим бассейном. В частности, при увеличении приливного уровня, заполнение резервуара губы Лебяжья будет осуществляться потоками вод, поступающих со стороны моря и из губы Кереть. С понижением уровня на соседних акваториях (отлив), накопленная в губе Лебяжья вода устремится обратно (в сторону моря и в губу Кереть), тем самым вызывая в разных концах пролива Подпахта противонаправленные течения. При



максимальном отливе южная часть Подпахты практически полностью пересыхает, течение в губу Кереть прекращается, и вода вытекает (вплоть до начала прилива) только через северную часть.

В системе Подпахта-губа Лебяжья можно предположить существование двух циклонических циркуляций, связанных с остаточными приливными течениями. Модули скорости остаточных течений (больше 5 см/с) относятся к северной части губы Лебяжья и восточной части пролива Подпахта. Однако, постоянный характер циркуляции на этих акваториях может подтвердиться лишь при наличии рядов продолжительных инструментальных измерений.

Исходя из модельных результатов, можно высказать предположение, что в губе Лебяжья существует постоянная циклоническая циркуляция, вызванная приливными течениями. Это может быть остаточная приливная циркуляция, обусловленная передачей кинетической энергии приливных течений в низкочастотную область спектра (эффект отрицательной вязкости). Предварительные полевые результаты сезона 2014 года указали на то, что такой феномен может наблюдаться. В частности, у северного берега губы на приливе отмечается усиление скоростей, а затем ослабление на отливе. И, наоборот, у южного берега было отмечено усиление отливного потока, а приливное течение было не столь выражено.

Таким образом, можно считать, что приливы кардинальным образом изменяют поля температуры и солёности в закрытой части Подпахты. Происходит активное приливное вертикальное перемешивание, и в результате интенсивной турбулентности воды регулярно обновляются. Осолонённая речная вода поступает в Подпахту только во время отлива, а в глубинных слоях в любое время доминирует морская вода. Последовательное наступление приливных фаз на динамике вод и термохалинной структуре выражено достаточно чётко. Указанные примеры убеждают в том, что гидрология пролива Подпахта значительно отличается от гидрологии других проливов эстуария р.Кереть.

## Выводы

1. Предложен и реализован подход к исследованию малых приливных эстуариев в условиях ограниченного отрезка времени наблюдений.

2. Для летнего сезона в устьевой области р. Кереть впервые определён приливной режим.

- получены новые гармонические и негармонические постоянные для уровня моря и приливных течений; полусуточные гармоники обеспечивают более 95% дисперсии колебания уровня моря;
- установлено, что колебания уровня происходят синхронно на всей акватории;
- рассчитанное соотношение амплитуд обертона главной лунной полусуточной гармоники  $M_4$  и самой волны  $M_2$  (0,12) можно использовать в качестве критерия вклада нелинейных приливных явлений в динамику эстуарных вод;
- приливная волна в губе Кереть имеет признаки стоячего типа;
- структура приливных течений в эстуарных проливах принципиально различна.

3. Определены особенности гидрологического режима устья р. Кереть.

В летний сезон для устья р. Кереть характерна устойчивая стратификация и можно выделить верхний распреснённый слой и глубинные воды с прослойкой галоклина между ними. Особенно активная динамика вод имеет место в зоне смешения, где в зависимости от фазы прилива происходят горизонтальные смещения гидрофронта и вертикальные флуктуации галоклина, которые подтверждаются результатами контактных и бесконтактных измерений. Расположение галоклина типично для эстуарных районов: ближе к реке он чётко выражен, а в сторону моря становится размытым. Благодаря приливному воздействию, распреснение может проникать до глубины 2-2,5 м. В наиболее глубоких местах эстуария (пролив Средняя Салма), даже в разгар лета, в придонном слое остаётся холодная (до 0°C), оставшаяся с зимы вода, которая перемешивается с вышележащими водами только с наступлением осенней конвекции.

4. С помощью натуральных экспериментов и модельных расчётов обнаружены необычные гидродинамические явления в проливе Подпахта и губе Лебяжья, относящимися к Керетской губе.

В сильно изолированном от эстуария проливе Подпахта с наступлением прилива и за счёт адвекции происходит полная перестройка вертикального распределения температуры и солёности; сначала стратификация нарушается, но затем снова восстанавливается. Опреснение акватории водами, поступающими с речным стоком, происходит непостоянно. Разнонаправленность приливных течений в проливе Подпахта, объясняются тем, что он соединён с губой Лебяжья (своего рода аккумулярующий бассейн), а с южной стороны отделён от губы Кереть перемычкой, осыхающей при отливе. При увеличении приливного

уровня воды в Подпахту текут из губы и со стороны моря – резервуар губы Лебяжья наполняется. С понижением уровня накопленная вода устремляется в обратные стороны, вызывая в разных концах пролива Подпахта разнонаправленные течения. Расчёты на гидродинамической модели РОМ обнаруживают наличие остаточной приливной циркуляции в губе Лебяжья.

## Литература

1. Альтшулер В. М. Практические вопросы анализа и расчёта морских приливов. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1966. - 311 с.
2. Бобров Н.Ю., Дмитриев В.В., Крылов С.С., Пряхина Г.В., Фёдорова И.В. О возможности применения георадиолокации при гидрологических исследованиях в устьевых зонах рек // Вестник СПбГУ. Сер.7, 2008, №2, с.76-81.
3. Бобров Н.Ю., Крылов С.С., Пряхина Г.В., Фёдорова И.В., Смагин Р.Е., Дмитриев В.В. Георадиолокационные исследования галоклина в устьевой зоне реки Кереть // В кн. «Географические и геоэкологические аспекты развития природы и общества». Сб. научных статей по материалам отчётных научно-практических конференций 2006-2007гг. Санкт-Петербург, 2008, с. 357-372.
4. Брезгунов В.С., Романов В.В., Власова Л.С., Нечаев В.В., Якимова Т.В. Изучение условий смешения речных и морских вод изотопными методами // Тр. 5 Всес. Гидрол. Съезда, Ленинград, 20-24.10.1986. т.9. – Ленинград, 1990, с. 139-145.
5. Вершинский Н.В. Энергия океана. - М.: Наука, 1986. - 152с.
6. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. – М.: Изд-во МГУ, 2004. - 153с.
7. Вольцингер Н.Е., Пяковский Р.В. Основные океанологические задачи уравнений мелкой воды. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. - 300с.
8. Гидродинамика береговой зоны и эстуариев // Перевод с англ. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. - 892с.
9. Гидрологический справочник морей СССР // Том 5. Белое море. Под ред. В.В.Тимонова и др. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1958. - 539с.
10. Государственные стандарты СССР. Океанология. Термины и определения // ГОСТ 18 451-73-ГОСТ-18458-73. – М.: Изд-во стандартов, 1973. - 63с.
11. Давыдов Л.К., Конкина Н.Г. Общая гидрология. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1958. - 488с.
12. Давыдов Л.М., Метлицкая З.Ю. Численный расчёт переноса примеси в приливных эстуариях // Тр. 5 Всес. Гидрол. Съезда, Ленинград, 20-24.10.1986. т.9. – Ленинград, 1990, с. 158-162.
13. Демиденко Н.А. Типы движения наносов в приливных устьях рек // Труды ГОИН, вып №198. - М.:Гидрометеиздат, 1991, с. 130-140.
14. Добровольская З.Н., Кудряшова Ж.Н., Готовцев А.В. Математическое моделирование солёности в эстуариях // Водные ресурсы, №1, 1986, с. 95-101.

15. Долотов Ю.С., Коваленко В.Н., Лифшиц В.Х., Петров М.П., Прего Р., Ратькова Т.Н., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. О динамике вод и взвеси в эстуарии р. Кереть (Карельское побережье Белого моря) // *Океанология*, 2002, т.42, №5, с.765-774.
16. Долотов Ю.С., Лукашин В.Н. Экспедиции в Белом море на научно-исследовательских судах «Эколог» и «Картеш» в 2000г // *Океанология*, 2001, т.41, №5, с.790-795.
17. Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Петров М.П., Платонов А.В., Толстикова А.В., Кутчева И.П., Политова Н.В., Новигатский А.Н., Филиппов А.С. Об относительном наносодвижущем эффекте приливов и отливов в эстуариях Карельского побережья Белого моря // *Мат. конф. «Прибрежная зона моря: морфолитодинамика и геоэкология*, Калининград-Светлогорск, 7-10.9.2004. Калининград: Изд-во Калининградского Гос. Ун-та, 2004, с. 134-136.
18. 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.
19. Доронин Ю.П., Святский А.З., Иванов В.В. Математическое моделирование процессов взаимодействия речных и морских вод в устьях рек арктической зоны // *Тр. 5 Всес. Гидрол. Съезда*, Ленинград, 20-24.10.1986. т.9. – Ленинград, 1990, с. 163-170.
20. Доронин Ю.П., Третьяков М.В. Исследование синоптической изменчивости гидрологических полей эстуария методом математического моделирования // *Итоговая сессия учёного совета*, Санкт-Петербург, 23-24.01.2001. Санкт-Петербург: Изд-во РГГМУ, 2001, с.123-125.
21. Дуванин А.И. Приливы в море. – Ленинград: Гидрометеиздат, 1960. - 390с.
22. Залогин Б.С., Родионов Н.А. Устьевые области рек СССР. – М.: Мысль, 1969. - 312с.
23. Захарова Е.А., Савенко В.С. Биогенные элементы в эстуариях малых рек Кандалакшского залива Белого моря // *Вестник МГУ, сер. География*, №6, 1993, с.64 – 67.
24. Зырянов В.Н., Музылев С.В. Нелинейная накачка уровня приливами на мелководье // *Доклады АН СССР*, 1988, т.298, №2, с.454-458.
25. Иванов В.В. Методика оценки запасов пресных вод в устьевых областях рек Арктики с закрытыми устьевыми взморьями // *Проблемы Арктики и Антарктики*, вып 66, 1991. - Ленинград: Гидрометеиздат, 1991, с.224-238.
26. Иванов В.В., Святский А.З. Численное моделирование вторжения морских вод в устья рек в сезонном временном масштабе // *Водные ресурсы*, №5, 1987, с.116-122.
27. Инжебейкин Ю.И. Колебания уровня Белого моря. – Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 2003. - 152с.

28. Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е. Новые гармонические постоянные приливных колебаний уровня моря в губе Кереть Белого моря (по данным экспедиционных работ 2011 года) // Вестник СПбГУ. Сер.7. 2013, вып.2, с. 94-107.
29. Ионов В.В., Смагин Р.Е., Пряхина Г.В., Фёдорова И.В. Исследование зон смешения в устьевой области р.Кереть Белого моря // Изв. РГО, 2009, т. 141, вып.2, с.63-70.
30. Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е. Течения в проливах губы Кереть // Вестник СПбГУ. Серия 7. 2016. Вып.1. С.73-89.
31. 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. Вып.2. С.22-37.
32. Коробков В.А. Преобразование энергии океана. – Ленинград: Судостроение, 1986. - 280с.
33. Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. - М.: изд-во МГУ, 1955. - 378с.
34. Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология, 1994, т.34, №5, с.735-747.
35. Лупачёв Ю.В. Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек // Тр. ГОИН, 1984, вып. 172, с. 64-82.
36. Лупачёв Ю.В. Метод приближённого расчёта проникновения солёной воды в устье реки // Тр. ГОИН, 1974, вып. 118, с. 35-43.
37. Лупачёв Ю.В. Оценка энергообмена при смешении речных и морских вод в устье реки // ТР. ГОИН, 1991, вып 198, с. 156-163.
38. Лупачёв Ю.В. Повышение среднего уровня воды в устье реки под воздействием приливной волны // Метеорология и гидрология, №6, 1986, с. 105-107.
39. Лупачёв Ю.В., Макарова Т.А. Об остаточном водообмене в зоне смешения вод в приливном устье реки // Труды ГОИН, вып. 185, с.99-103.
40. Лупачёв Ю.В., Макарова Т.А. Принципы расчёта стока воды и водообмена в приливных устьях рек // Тр. ГОИН, 1984, вып. 172, с. 89-96.
41. Лупачёв Ю.В., Макарова Т.А. Составляющие результирующего расхода воды в приливном устье реки // Труды ГОИН, вып. 185, с.84-92.
42. Мак-Доуэлл Д.М., О'Коннор Б.А. Гидравлика приливных устьев рек. - М.: Энергоатомиздат, 1983. - 312с.
43. Малютин А.Н., Лапин И.А. Распределение растворённых форм металлов и органического вещества гумусовой природы в эстуарии р.Северная Двина -- Двинская губа Белого моря // Водные ресурсы, №1, 1991, с.73-77.

44. Михайлов В.Н. Гидрологические закономерности проникновения морских вод в реки // В кн. Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях — М.: Наука, 1989, с.97-115.
45. Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. – М.: ГЕОС, 1997. - 176с.
46. Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. – М.: Изд-во МГУ, 1998. - 176с.
47. Михайлов В.Н., Горин С.Л., Михайлова М.В. Новый подход к определению и типизации эстуариев // Вестник МГУ, серия 5, География, 2009, №5, с.3-11.
48. Михайлов В.Н., Косарев А.Н., Повалишников Е.С., Савенко В.С. Процессы смешения речных и морских вод в устьевых областях рек // Вестник МГУ, сер.5, География, №5, 1997, с. 15-21.
49. Михайлов В.Н., Повалишников В.С. Устьевая область реки как зона динамического взаимодействия и смешения речных и морских вод // Вестник МГУ, сер. 5, География, 1992, №5, с. 29-37.
50. Молчанов В.Н. Численная модель циркуляции вод на устьевом взморье с учётом эффектов жидкого, теплового и ионного стоков // Труды ААНИИ, т.314, 1976, с. 36 – 43.
51. Пантюлин А.Н. Гидрологические и экологические особенности Белого моря // В кн. География, общество, окружающая среда, т.6. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. – М.: Изд-во Городец, 2004, с.265-288.
52. Пересыпкин В.И. Учёт приливных колебаний уровня при гидрографических исследованиях. - Ленинград, Гидрометеиздат, 1966. - 188с.
53. Руководство по гидрологическому исследованию морских устьев рек. - М.: Гидрометеиздат, 1965. – 339с.
54. Руководство по расчёту элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. - М.: Гидрометеиздат, 1973. - 536с.
55. Русин И.Н., Святский А.З. Профильная гидродинамическая модель галоклина в Обской губе // Труды ААНИИ, т. 378, с. 88-97.
56. Самойлов И.В. Устья рек. – М.: Географгиз, 1952. - 526с.
57. Самсонов О.И. Влияние рельефа дна на проникновение клина солёных вод в русло реки // Труды ГОИН, вып №183. - М.: Гидрометеиздат, 1991, с. 115-119.
58. Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. – М.: изд-во МГУ, 1996. – 400с.
59. Сафьянов Г.А. Эстуарии. – М.: Мысль, 1987. - 189с.
60. Сеземан Н.А. Упрощённый метод расчёта солёности в приливных устьях рек // Водные ресурсы, 1987, №5, с.23-27.
61. Сенькин О.В., Фёдоров Б.Г., Мусатов Е.Е. Современный морфогенез и проблемы геоэкологии Российской Арктики. - Санкт-Петербург: изд-во СПбГУ, 1995. - 168с.

62. Смагин Р.Е. Исследование взаимодействия речных и морских вод в устьевой области небольшой реки (на примере р. Кереть Белого моря) // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Мат. междунауч. конф. Ростов-на-Дону, 2011, с.210-213.
63. Смирнов В.Н. Беломорские тropy. - Петрозаводск: изд-во «Карелия», 1985. - 232с.
64. Таблицы приливов. Т.2. Гармонические постоянные для предвычисления приливов // Части 1 и 2. Изд. Гидрографического управления ВМФ СССР, 1940. - 295с.
65. Тимченко И.Е. Динамико-стохастические модели состояния океана. - Киев: Наукова думка, 1981. - 192с.
66. Ткачёв Б.П., Булатов В.И. Малые реки: современное состояние и экологические проблемы. - Новосибирск: ГПНТБ СО РАН, 2002. - 112с.
67. Урнышев А.П. Математическая модель в устье реки Печоры // Препр. науч. доклада. /АН СССР. УрО Коми науч. центр, 1989, №216, с. 1-22.
68. Щукин И.С. Четырёхязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. - М.: Советская энциклопедия, 1980. - 703с.
69. Bates C.C. Rational theory of delta formation // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog. 1953. Vol. 37, №9.
70. Day J.N. The nature, origin and classification of estuaries // Estuarine ecology with particular reference to southern Africa. Rotterdam: A.A.Balkema, 1981, p. 1-6.
71. Forget P., Devenon J.L., De Maisie J.C., Broche P. VHF remote sensing for mapping river plume circulation // Geophys. Res. Lett. - 1990. - 17, №8. - p.1097 - 1100.
72. Hu D., Li H., Tian J., Lou S. On long-breaking in a half infinite channel with bottom slope // Chin. J.Ocean. and Limnol, -- 1995. - 13, №3, p.215-222.
73. Hutchinson Steve E., Sklar Fred H. Lunar periods as grouping variables for temporally fixed sampling regimes in a tidally dominated estuary // Estuaries. - 1993. - 16, №4. - p.789-798.
74. Jay David A., Smith J.Dungan. Circulation, density distribution and neap-spring transitions in the Columbia river estuary // Progr. Oceanogr. - 1990.— 25, №1-4, p. 81-112.
75. Jin Kang-Ren. Principles of computation of a two-layer hydrodynamic and salinity model for estuaries and coastal seas // Hudraul. And Environ., 23rd Congr., Ottawa, Aug. 21-25, 1989. Vol. 8. Ottawa, 1989, с.33-40.
76. Jin Yuanhuan. Mixing characteristics of salt water and fresh water of Chinese estuaries // Reg.Conf.Asian Pacif. Countries Int. Geogr. Union, Beijing. Aug. 13-20, 1990. Abstract, Vol.1, 1990, p.5-22.
77. Ketchum B.H. The exchange of fresh and salt waters in tidal estuaries // J. of Marine Rea. 1951. Vol. 10, №1, p.18-38.



78. Kudo Isco, Matsunaga Katsuhiko. Behavior of nutrients and heavy metals in a high productivity estuary // *Bull. Jap.Soc.Sci.Fish.*, 1989. – 55, №6, c. 957-962.
79. Largier John L. Tidal intrusion fronts // *Estuaries.* – 1992. – 15, №1. – p.26-39.
80. Nunes Vaz Richard A., Lennon Geoffrey W., De Silve Samarasinghe Jayantha R. The negative role of turbulence in estuarine mass transport // *Estuarine, Coast and Shelf Sci.* – 1989, 28, №4, c. 361-377.
81. Park J.K., James A. Mass flux estimation and mass transport mechanism in estuaries // *Limnol. and Oceanogr.* – 1990. – 35, №6. – p. 1301-1313.
82. Pritchard D.W. The dynamic structure of a coastal plain estuary // *J. Marine Res.*, 1956, v.15, №1, p.33-42.
83. Pritchard D.W. What is an estuary: a physical view point // *Estuaries. Publ.83.Washington: Amer. Ass. of Advanced Science*, 1967.p.3-5.
84. Sanchez-Arcilla A., Jimenez J.A Physical impacts of climate change on deltaic coastal systems // (I) In approach // *Clim Change.* – 1997. –35, №1. – c.71-93.
85. Schroeder William W., Dinnel Scott P., Wisemann William J. Salinity stratification in a river-dominated estuary // *Estuaries.* – 1990. – 13, №2, p. 145-154.
86. Sharpies Jonathan, Simpson John H. Periodic frontogenesis in a region of freshwater influence // *Estuaries.* – 1993. – 16, №1. – p.74-82.
87. Stocker Thomas F., Johnson E.R. The trapping and scattering of topographic waves by estuaries and headlands // *J.Fluid Mech.* – 1991. – 222. – p. 501-524.
88. Thatcher M.L, Harleman D.R. Longitudinal dispersion and unsteady salinity intrusion in estuaries // *Houille blanche*, 1974, №1/2, c.25-33.
89. Tretyakov M.V. Modelling of the halocline dynamics in the river deltas taking into account ice processes // *Russ-Norw Workshop-95: Sci. Sem. «Nature Cond. Cara and Barents Seas» St.Petersburg, Febr. 28 – March.2, 1995. - St.Petersburg, 1995. – c.91.*