

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи



Панченко Евгения Дмитриевна

**Динамика потока в приливных устьях малых рек (на примере
Беломорского бассейна)**

1.6.16 – гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
Алабян Андрей Михайлович

Москва – 2022

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. Изученность динамики вод в приливных устьях рек.....	11
1.1 Распространение приливной волны в устья рек.....	11
1.2. Исследования соотношения членов уравнения движения.....	22
Глава 2. Белое море и устья рек, в него впадающих.....	31
2.1 Приливы в Белом море и изученность устьев рек его бассейна.....	31
2.2 Объекты исследования.....	34
2.3 Методика гидрометрических измерений в 2015 – 2021 гг.....	38
2.4 Устьевые области малых рек – объектов исследования.....	40
2.4.1 Сёмжа.....	40
2.4.2 Кянда.....	42
2.4.3 Тамица.....	45
2.4.4 Лая.....	47
2.4.5 Сравнительная характеристика динамики потока в устьевых областях исследованных малых рек.....	49
Глава 3. Распространение приливных волн по устьевым участкам рек.....	52
3.1 Форма приливной волны в море и на устьевом участке реки.....	52
3.2 Трансформация приливной волны на устьевом участке реки.....	54
3.2.2 Время роста волны.....	54
3.2.3 Величина прилива.....	57
3.3 Скорость распространения приливной волны.....	58
3.4 Порядок наступления гидродинамических экстремумов в течение приливного цикла.....	62
3.4.1 Общая схема наступления экстремумов.....	62
3.4.2 Период t_1	64
3.4.3 Период t_3	65
3.4.4 Периоды t_2 и t_4	67
3.4.5 Период t_5	67
3.4.6 Обобщение результатов.....	70
Глава 4. Гидродинамическое моделирование устьевых участков рек.....	72
4.1 Математическое моделирование как метод исследования приливных устьев.....	72
4.2 Математическая основа одномерной модели НЕС-RAS.....	73

4.3 Модели устьевого участка Онеги	74
4.3.1 Исходные данные	74
4.3.2 Калибровка моделей	75
4.4 Модель устьевого участка Лаи	77
4.4.1 Исходные данные	77
4.4.2 Калибровка и верификация модели.....	79
4.5 Модель устьевого участка Кянды.....	83
4.5.1 Исходные данные	83
4.5.2 Калибровка модели	85
4.6 Модель устьевого участка Сёмжи	89
4.6.1 Исходные данные	89
4.6.2 Калибровка модели	91
4.7 Сценарные расчеты	94
4.8 Обобщение и анализ результатов моделирования	96
Глава 5 Особенности динамики потока в приливных устьях	99
5.1 Уравнение движения реверсивного потока	99
5.2 Исходные данные и методика расчетов параметров уравнения движения.....	101
5.3 Изменчивость коррективов скорости в течение приливного цикла.....	104
5.4 Соотношение членов уравнения движения	106
5.4.1 по данным измерений 04.08.2016 г. на р. Кянде	106
5.4.2 по данным измерений 12.08.2017 г. на р. Кянде	113
5.4.3 по данным измерений 14.08.2018 г. на р. Сёмже	116
5.5 Вариации коэффициентов гидравлического сопротивления.....	118
5.6 Оценка точности расчета коэффициента гидравлического сопротивления.....	120
5.7 Теоретическое обоснование возможности отрицательных значений коэффициента гидравлического сопротивления.....	122
Заключение	124
Список литературы	129
Приложение 1	139
Приложение 2	146
Приложение 3	151
Приложение 4	156

Введение

Актуальность темы исследования. Гидродинамический режим приливного устья реки определяется множеством факторов, действующих как со стороны реки, так и со стороны моря. При разных сочетаниях речных и морских гидрологических факторов формируется особый режим течений, определяющий транспорт наносов, морфологию русла и специфику динамического взаимодействия речных и морских вод, ввиду чего каждая устьевая область уникальна [Самойлов, 1962; Залогин, Родионов, 1969; Михайлов, 1998].

Наибольшее многообразие сочетаний величины прилива и параметров речного стока в устьях рек России свойственно бассейну Белого моря. В Двинском заливе высота прилива редко превышает один метр, а в эстуарии Мезени и Кулоя она может достигать 9 м [Демиденко и др., 2015], что лишь немногим уступает величине прилива в устье Пенжины и Таловки [Коваль, 2017] на Дальнем Востоке.

В то время как гидрологический режим устьев крупных рек – Северной Двины, Онеги и Мезени – исследован достаточно детально [Гидрология...1965; Лупачев, 1982; Демиденко и др., 2008; Землянов, 2011; Шевченко, 2013; Лебедева, 2016], устьевым областям многочисленных малых и средних рек уделялось значительно меньше внимания. Однако в последние годы в связи с возрастающим интересом к вопросам ресурсного, транспортного и рекреационного потенциала Российской Арктики устья северных рек меньшего размера также становятся объектом интенсивных гидрологических исследований [Долотов и др., 2005; Алабян и др., 2018; Мискевич и др., 2018; Толстиков и др., 2021].

Наиболее эффективным методом исследования гидродинамического режима приливных устьев в настоящее время представляется сочетание полевых работ и гидродинамического моделирования [Лебедева и др., 2015; Ионов и др., 2018]. Данные полевых измерений необходимы для настройки, калибровки и верификации моделей. Детальная модель конкретного устья реки предоставляет целостную в пространстве и времени картину изменения полей течений, уровней воды и других гидродинамических характеристик, позволяет исследовать гидродинамический режим устьевой области при различных сочетаниях факторов, влияющих на структуру потока.

Такой комплексный подход успешно реализуется в настоящее время для приливных дельт Северной Двины [Лебедева, Одоев, 2021] и Печоры [Крыленко и др., 2021]. Аналогичные работы выполняются и зарубежными исследователями [Abreu et al, 2020; Matte et al, 2017 a, b]. Модели правдоподобно воспроизводят общие черты гидродинамического режима, однако в некоторых

случаях количественные несоответствия результатов моделирования фактическим значениям оказываются весьма существенными. Принято считать, что погрешности результатов моделирования в основном определяются неточностями задания рельефа русла и поймы и граничных условий, что, в свою очередь, связано со сложностью проведения в крупном устье реки всего комплекса измерений, необходимого для настройки модели.

Возможности современного оборудования не всегда достаточны для измерений требуемой точности и детальности в устье крупной реки. Например, одно измерение расхода воды даже с использованием акустического доплеровского профилографа (ADCP – Acoustic Doppler Current Profiler) в устьевом створе Мезени шириной 9 км занимает более 1,5 часов [Демиденко и др., 2015]. За это время уровень воды изменяется более чем на два метра, то есть полученное значение расхода воды оказывается серьезно заниженным по сравнению с реальным мгновенным его значением. В устье малой реки ADCP позволяет измерить расход воды за 3 – 5 минут, что вполне может рассматриваться как мгновенное значение в течение полусуточного приливного цикла.

Соответственно, ввиду своей компактности и относительно простой морфологии устье малой реки дает возможность в ходе полевых работ получить материал высокой точности и на его основе оценить реальные возможности гидродинамических моделей и проанализировать причины возникновения погрешностей моделирования.

Результаты исследования гидродинамического режима приливного устья малой реки также можно использовать для выявления общих закономерностей гидродинамики, которые на современном этапе развития оборудования невозможно получить с помощью непосредственных измерений в устье более крупной реки.

Таким образом, исследуемая тема актуальна как из-за возрастающего практического интереса к устьям малых рек Российской Арктики, так и с точки зрения изучения механизмов и факторов гидродинамики приливных участков рек.

Цель диссертации – исследование пространственно-временной изменчивости основных гидродинамических параметров неустановившихся и реверсивных водных потоков.

Для достижения цели были поставлены следующие **задачи**:

- выполнить полевые исследования гидродинамического режима разнообразных приливных устьев малых рек бассейна Белого моря в различные фазы водного режима;
- выявить факторы трансформации приливной волны при ее движении вверх по руслу реки;
- исследовать применимость одномерной гидродинамической модели к устьевому участку малой реки при реверсивном движении водных масс;

- определить диапазон изменения членов уравнения движения, коэффициентов гидравлического сопротивления и коррективов скорости в течение приливного цикла в устьях рек с различной величиной прилива;
- выявить общие черты и различия гидродинамического режима приливных устьев больших и малых рек.

Предмет исследования – динамическое взаимодействие реки и моря в приливных устьях малых рек.

Объектами исследования являются реки бассейна Белого моря. Наиболее детально рассмотрены четыре малые реки: Кянда, Тамиза, Сёмжа и Лая. Эти реки обладают схожими физико-географическими условиями формирования стока, площадями водосборов, водным режимом, но при этом существенно различаются по строению и гидродинамическому режиму в нижнем течении. Величина прилива в устье Сёмжи достигает 9 м, прилив на Кянде не превышает 2,5 м, на Тамизе – 1,5 м, на Лаяе – 1,0 м. Таким образом, рассматриваются макро-, мезо- и микроприливные устья. В каждом из устьев в ходе экспедиций 2015 – 2021 гг. были получены детальные данные о рельефе русел, режиме уровней, скоростей течения и расходов воды [Алабян, Алексеева и др.; 2016; Панченко, 2017; Терский и др., 2020, Panchenko et.al., 2019]. Помимо малых рек, в некоторых разделах диссертации присутствует анализ гидродинамического режима по данным экспедиционных измерений и моделирования на устьевых участках Онеги, Мезени и Северной Двины, необходимый для сопоставления особенностей гидродинамики в устьях рек разных размеров.

Методы исследования. Для исследования гидродинамики приливных устьев использовался комплексный подход, основанный на сочетании экспедиционных измерений и гидродинамического моделирования. С одной стороны, результаты измерений непосредственно использовались для выявления особенностей распространения приливной волны вверх по руслу реки и характера ее трансформации, включая последовательность наступления экстремумов уровней и расходов воды в ходе приливного цикла. С другой стороны, полевые данные были использованы для разработки, калибровки и верификации одномерных гидродинамических моделей и последующей оценки области их применимости.

Полевые работы заключались в синхронных измерениях уровней и расходов воды в двух створах, расположенных на разном удалении от моря, в течение полного приливного цикла. Расходы воды измерялись с помощью ADCP River-Ray, а уровни воды – барометрическими самописцами Keller и Solinst [Panchenko, Alabyan, 2022]. На основе полученных данных проводились расчеты количественных значений членов уравнения движения, коррективов скорости и коэффициентов гидравлического сопротивления.

Для гидродинамического моделирования использовался главным образом программный комплекс HEC-RAS, находящийся в открытом доступе.

Научная новизна.

Выполненные полевые измерения позволили получить новые сведения о диапазонах изменения важнейших характеристик неустановившихся водных потоков в течение полного приливного цикла, включая развороты течений.

Было установлено, что гидравлическое сопротивление изменяется на несколько порядков в течение приливного цикла: перед разворотом течения происходит его резкое увеличение, а после – резкое уменьшение. Впервые по данным измерений акустик-доплеровскими профилографами течений были рассчитаны коррективы скорости (коэффициенты Кориолиса и Буссинеска в уравнении Сен-Венана), что существенно расширило представление о возможных диапазонах их значений. Существенные вариации этих параметров в течение приливного цикла должны учитываться при записи инерционных членов уравнения движения, для чего была предложена новая форма записи уравнения движения для приливных устьевых участков рек с реверсивным движением водных масс.

Переход от измерений скоростей течения на «характерных» вертикалях к непосредственному измерению расходов воды позволил более корректно охарактеризовать последовательность наступления гидравлических экстремумов в ходе приливного цикла.

Защищаемые положения.

1. Скорость распространения приливной волны определяется темпами продвижения ее фронта, а время остановки течения и порядок экстремумов уровня и расхода воды – характером ее трансформации на устьевом участке. При этом определяющими факторами трансформации являются рельеф русла и наличие ледяного покрова, и в меньшей степени – величина речного стока.
2. Одномерные гидродинамические модели, основанные на уравнениях Сен-Венана, наилучшим образом воспроизводят скорость продвижения приливной волны, время и порядок наступления экстремумов уровней и расходов воды, и в меньшей степени – амплитуду приливных колебаний уровня и диапазон изменения приливных и отливных расходов воды.
3. Коррективы скорости (коэффициенты Кориолиса и Буссинеска) существенно изменяются в течение приливного цикла, ввиду чего необходима модификация уравнения движения системы Сен-Венана применительно к приливному устьевым участкам рек.
4. Гидравлическое сопротивление в течение приливного цикла может изменяться на несколько порядков: перед разворотом течения происходит его резкое увеличение, а после

– резкое уменьшение. Во временные отрезки квазиустановившегося течения на приливе и отливе коэффициенты гидравлического сопротивления имеют близкие значения.

Теоретическая значимость. Расчеты членов уравнения движения и параметров, в него входящих, были выполнены впервые для полного полусуточного приливного цикла, включая периоды смены направления течений. Это позволило расширить представления о механизмах гидродинамики приливных устьев рек. Были получены уникальные сведения о фактических значениях коэффициентов шероховатости и коррективов скорости в периоды сильной нестационарности потока.

Было установлено, что одномерные модели могут использоваться для исследования гидродинамики приливных устьев, однако некоторые ее особенности воспроизводятся ими недостаточно точно. Применение моделей ограничивается неустойчивостью численного решения при малых значениях коэффициента шероховатости (0,01 и менее), характерных для устьевых участков в моменты времени, близкие к развороту течений.

Практическая значимость исследования определяется возрастающим интересом к арктическому региону России, где города и поселки большей частью располагаются в устьях рек. Знание режима реверсивного движения водных масс, существенно изменяющих скорость и направление течения даже в микроприливных устьях, является ключевым элементом при проектировании, строительстве и эксплуатации портов, планировании водохозяйственных мероприятий, рекреационном и рыбохозяйственном использовании устьевых акваторий.

Результаты работы использованы при выполнении проектов РФФИ № 16-05-01018 «Исследование динамики приливных волн и сгонно-нагонных явлений в устьях рек бассейна Белого моря», № 19-35-90032 «Особенности динамики реверсивных водных потоков в приливных устьях малых рек бассейна Белого моря», № 18-35-00531 «Проникновение осолоненных вод в морские устья рек во время приливов и ветровых нагонов: анализ факторов и моделирование», №18-05-60021 «Сток рек и изменение водного и ледотермического режима устьевых областей и морских побережий Российской Арктики в XXI веке» и РФФИ № 22-29-01184 «Исследование отрицательной турбулентной вязкости в приливных устьях рек».

Апробация результатов. Основные результаты, составившие содержание данной работы, докладывались на научных конференциях «ECSA 58 & EMECS 13: Estuaries and coastal seas in the Anthropocene» (2021), «European Geosciences Union General Assembly (2021)», «Морские исследования и образование: MARESEDU» (2018, 2019, 2020, 2021), «Моря России» (2020, 2021), «Четвертые Виноградовские Чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению» (2020), «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» имени Л.Н. Карлина (2019), «Геология морей и океанов» (2019), «XII семинар молодых ученых вузов, объединяемых

Межвузовским научно-координационным советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов» (2022).

Личный вклад автора. Автор диссертации участвовала в экспедициях кафедры гидрологии суши МГУ (в том числе в качестве организатора полевых работ) в устьевые области рек бассейна Белого моря в 2015 – 2021 гг. (август 2015 г., август 2018 г. – Сёмжа и Мезень; август 2016 г., август 2017 г., май 2018 г., февраль 2017 г., февраль 2019 г., февраль 2021 г. – Кянда и Тамица; август 2017 г., февраль 2017 г., февраль 2019 г. – Онега; май 2019 г., июль 2019 г., сентябрь 2019 г., июль 2020 г. – Лая; июль 2016 г., июль 2017 г., июль 2018 г., май 2019 г., июль 2020 г. – Северная Двина; февраль 2020 г. – Варзуга, Умба, Кузрека). Автор провела расчеты членов уравнения движения, коэффициентов шероховатости, коррективов скорости, а также оценила возможные ошибки расчетов, связанные с инструментальной погрешностью измерений. Автором диссертации были разработаны модели устьевых участков Сёмжи, Кянды, Лаи и Онеги с использованием программного комплекса HEC-RAS.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 25 статей, в том числе 4 статьи в отечественных и зарубежных рецензируемых журналах, входящих в систему индексирования Scopus.

Статья «Friction factor evaluation in tidal rivers and estuaries» [Panchenko, Alabyan, 2022] содержит описание разработанной и демонстрируемой в диссертации методики расчета членов уравнения движения и коэффициентов гидравлического сопротивления, а также результаты расчетов на примере устьевого участка Сёмжи. В статье «Исследования зимнего режима устьев рек Белого моря в 2017-2020 гг.» [Терский и др., 2021] приведены результаты зимних экспедиций, в которых автор принимал участие. Статья «Hydrodynamic modelling of the Onega River tidal estuary» [Panchenko et. al, 2020] посвящена результатам гидродинамического моделирования в эстуарии Онеги, автором диссертации разработана одномерная модель, результаты расчетов по которой были сопоставлены с результатами двумерного и трехмерного моделирования, выполненного соавторами. В статье «Особенности динамики вод в приливных устьях малых рек бассейна Белого моря» [Алабян и др., 2018] приводятся первые результаты расчета членов уравнения движения и коэффициентов шероховатости по данным измерений на устьевых участках Кянды и Тамицы в 2016 г. Автор принимала участие в измерениях, обработке данных, выполняла расчеты для Кянды, а также подготовила иллюстративные материалы и разделы с описанием объектов и метода исследования.

Объем и структура диссертации.

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения, списка литературы из 117 источников и 4 приложений. Работа изложена на 157 страницах текста, включает 79 рисунков и

23 таблицы. Список литературы включает 72 публикации на русском языке и 45 публикаций на иностранном.

Первая глава содержит литературный обзор современных исследований о трансформации приливной волны и оценке действующих сил в водном потоке в приливных устьях рек.

Во второй главе кратко описан режим приливных колебаний уровня в Белом море, перечислены объекты исследования и экспедиции, в которых были получены данные для анализа, описана используемая методика измерений. Также описаны устьевые области четырех исследуемых малых рек Сёмжи, Кянды, Тамицы, Лаи, их морфология и особенности гидродинамического режима, выявленные в ходе полевых измерений.

В третьей главе на основе результатов измерений в различных устьях рек бассейна Белого моря исследованы особенности трансформации волны прилива, выделен набор факторов, определяющих характер и степень трансформации приливной волны. Приведен анализ последовательности наступления экстремальных значений уровней и расходов воды в зависимости от величины и интенсивности прилива, речного стока, а также рассчитаны скорости распространения приливной волны вверх по руслам рек.

В четвертой главе описаны разработанные в НЕС-RAS одномерные гидродинамические модели устьевых участков Кянды, Сёмжи, Лаи и Онеги (разработка, калибровка, верификация каждой), рассматриваются возможности и ограничения применения одномерных моделей для исследования неустановившихся течений в приливных устьях малых рек.

Пятая глава посвящена оценке вклада каждого из членов уравнения движения системы Сен-Венана в гидродинамическую структуру потока за приливный цикл, проведенной на основе данных измерений. Рассматриваются диапазоны изменения коэффициента гидравлического сопротивления и коррективов скорости, рассчитанные по фактическим данным, в различных приливных устьях с реверсивными течениями. Оценивается необходимость использования модифицированного уравнения движения для работы в условиях сильной нестационарности потока.

Благодарности. Автор благодарна участникам и организаторам экспедиций в устьевые области рек бассейна Белого моря Н.А. Демиденко, Н.Л. Фроловой, А.А. Попрядухину, П.Н. Терскому, И.Н. Крыленко, С.В. Лебедевой, С.В. Платонову, Е.С. Повалишниковой, М. Льюменсу, А.А. Алексеевой, Л.С. Одоеву, А.М. Медину, Е.А. Фингерт, Л. Льюменсу, А.Д. Аракельянцу, а также студентам и аспирантам, участвовавшим в зимних экспедициях НСО, за большое количество отобранного материала, помощь в обработке и анализе данных, интерес и вдохновение. Автор также выражает признательность Ю.С. Даценко и С.Л. Горину за ценные замечания и рекомендации при завершении работы над диссертацией.

Глава 1. Изученность динамики вод в приливных устьях рек

1.1 Распространение приливной волны в устьях рек

Теоретические исследования распространения приливной волны по устьевому участку реки изначально исходили из ее правильной синусоидальной формы в устьевом створе [Дронкерс, 1967; Михайлов, Даценко, 1973; Мак-Доуэлл, О'Коннор, 1977]. Часть исследований проводились методом численных экспериментов на гипотетических руслах бесконечной длины с постоянным поперечным сечением [Irpen, 1966; van Rijn, 1990]. В результате были выделены два основных фактора, влияющих на распространение и трансформацию волны прилива: трение о дно и речной сток. При этом значительное внимание уделялось исследованию продолжительности временного промежутка между наступлением полной воды и разворотом течений.

По мере совершенствования средств измерений и накопления фактического материала было установлено, что в эстуариях из-за взаимодействия прилива с руслом и речным стоком происходит искажение синусоидальной формы приливной волны, а ее движение существенно отличается от распространения волны правильной формы. При идеальной синусоидальной приливной волне разворот течений должен происходить ровно посередине между временем наступления малой и полной воды, однако в реальной эстуарии распределение экстремумов скоростей течения и уровней воды меняется. На примере эстуария Кейп Фир, в котором проводились измерения в период 1966 – 1969 гг. [Giese et al., 1984] детально показаны особенности трансформации приливной волны. Во-первых, характерна разная продолжительность времени роста и времени падения прилива; во-вторых, экстремумы уровней воды наступают не одновременно с моментами смены направлений течений, а остановка течений происходит на 0,5 – 1,5 часа позже. На примере Кейп Фир и других эстуариев североамериканского штата Северная Каролина было продемонстрировано, что речной сток как фактор трансформации волны прилива не влияет на время наступления малой и полной воды, но сдвигает время разворота течений (на приливе он происходит позже). Также было отмечено разное время между сменой направления течений на приливе и полной водой в створах, расположенных на разном удалении от устьевого створа.

Й. Дронкерс [Dronkers, 1986] исследовал изменение формы приливной волны в ключе влияния на перенос водным потоком наносов. Основной причиной трансформации он считал строение русла, подтверждая свои выводы теоретическими расчетами и результатами измерений в рукавах Восточного Шельда в Нидерландах. Им были отмечены, во-первых, разные скорости движения гребня и фронта приливной волны, в результате чего подъем уровня воды в эстуарии более крутой, падение более пологое. Во-вторых, различная продолжительность смены

направления течения на приливе и отливе. В-третьих, различия в максимальных скоростях течения: на приливе они больше, чем в фазу отлива, по крайней мере в реках с небольшим речным стоком.

В нашей стране исследования моментов наступления экстремумов гидролого-морфометрических характеристик в устье реки велись под руководством В.Н. Михайлова [Михайлов, 1971, 1998; Михайлов и др., 2018]. Из уравнений движения и неразрывности им была теоретически выведена кинематическая схема для различных типов длинных волн (прилив, отлив, сгон, нагон с разворотом течений в сторону реки и без него) (таблица 1.1). Расчеты были проведены для русла постоянной ширины, без поймы, без учета градиентов плотности воды. Позднее для приливных устьев рек для уровней и скоростей течения теория была проверена на данных измерений в 18 различных устьях рек [Михайлов, Даценко, 1973].

Таблица 1.1 – Кинематическая схема наступления экстремальных и нулевых значений гидролого-морфометрических характеристик на устьевом участке реки [Михайлов, 1998]

Гидрологическое явление	Последовательность наступления экстремальных и нулевых значений характеристик
Паводок	$H_{\min}; I_{\max}; S_{\max}; v_{\max}; q_{\max}; H_{\max}; I_{\min}; S_{\min}; v_{\min}; q_{\min}; H_{\min}$
Прилив – отлив – прилив без поворота течений в сторону реки	$H_{\max}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\min}; q_{\min}; v_{\min}; S_{\min}; I_{\min}; H_{\max}$
Прилив – отлив – прилив с поворотом течений в сторону реки	$H_{\max}; I = 0; q = 0, v = 0,$ $r = 0, S_{\min}, S_{\max}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\min}; I = 0; q = 0, v = 0, r = 0, S_{\min}, S_{\min}; -I_{\max}; S_{\max}; -v_{\max}; -q_{\max}; H_{\max}$
Нагон без поворота течений в сторону реки	$H_{\text{нач}}; q_{\min}; v_{\min}; S_{\min}; I_{\min}; H_{\max}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\text{кон}}$
Нагон с поворотом течений в сторону реки	$H_{\text{нач}}; I = 0; q = 0, v = 0,$ $r = 0, S_{\min}, S_{\min}; -I_{\max}; S_{\max}; -v_{\max}; -q_{\max}; H_{\max}; I = 0; q = 0, v = 0, r = 0, S_{\min}, S_{\max}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\text{кон}}$
Сгон без поворота течений в сторону реки	$H_{\text{нач}}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\min}; q_{\min}; v_{\min}; S_{\min}; I_{\min}; H_{\text{кон}}$
Сгон с поворотом течений в сторону реки	$H_{\text{нач}}; q_{\max}; v_{\max}; S_{\max}; I_{\max}; H_{\min}; I = 0; q = 0, v = 0,$ $r = 0, S_{\min}, S_{\min}; -I_{\max}; S_{\max}; -v_{\max}; -q_{\max}; H_{\max}; I = 0; q = 0, v = 0, r = 0, S_{\min}, S_{\max}; v_{\max}; S_{\min}; I_{\max}; H_{\text{кон}}$

Примечания к таблице 1.1:

1. Экстремальные значения характеристик, наступающие друг за другом, отделены точкой с запятой, наступающие одновременно – запятой.
2. Индекс «нач» и «кон» относятся к уровню в начале и конце нагона (сгона).
3. S – средняя по сечению соленость воды (в тех случаях, когда в устье проникают осолоненные воды взморья).
4. s – средняя мутность (минимальное значение, отвечающее условию $v = 0$, превращается в нулевое для крупных фракций наносов); q и r – удельные расходы воды и наносов.
5. Отрицательные величины относятся к случаю обратных течений.

Физико-математической основой для анализа распространения приливной волны по устьевому участку реки при одномерной схематизации водного потока является вышеупомянутая система дифференциальных уравнений движения и неразрывности. Она была впервые сформулирована французским математиком и инженером Адемаром Жан-Клодом Барре де Сен-Венаном [Saint-Venant, 1871] применительно к неустановившемуся движению воды в следующем виде (некоторые обозначения изменены в соответствии общепринятыми в настоящее время):

$$-\frac{\partial z}{\partial x} = \frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\tau}{\rho g R}, \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial(u\omega)}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = 0, \quad (1.2)$$

где x – продольная координата вдоль динамической оси потока, направленная вниз по течению;

t – время;

z – отметка свободной поверхности;

u – средняя скорость;

ω – площадь поперечного сечения;

g – ускорение свободного падения;

ρ – плотность воды;

τ – касательное напряжение на смоченном периметре потока;

R – гидравлический радиус, который может быть принят равным его глубине h для русловых потоков, когда их ширина превосходит глубину на порядок и более.

В системе уравнений Сен-Венана уравнение движения (1.1) отражает баланс сил тяжести, трения и инерции, действующих на водный поток, а уравнение неразрывности (1.2) связывает изменения расхода воды $Q = u\omega$ с наполнением русла на бесприточном участке.

Левая часть уравнения движения представляет собой уклон водной поверхности $I = -\partial z/\partial x$, который также называют «геометрическим уклоном». Член уравнения движения $\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$ принято называть локальным ускорением, $\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$ - конвективным ускорением, а их вместе – «инерционными членами». Третий член правой части уравнения (1.1) представляет собой уклон трения $I_{mp} = \frac{\tau}{\rho g R}$, называемый также «гидравлическим уклоном» или «фрикционным членом». В работе Сен-Венана было принято допущение, что гидравлическое сопротивление при неустановившемся движении воды определяется трением на поверхности раздела между потоком и руслом и принимается равным сопротивлению при равномерном течении с той же средней скоростью в русле с такими же морфометрическими характеристиками и шероховатостью. Это допущение на практике приводит к тому, что гидравлический уклон в уравнении движения (1.1) обычно выражается исходя из формул инженерной гидравлики (Шези, Шези-Маннинга, Дарси-Вейсбаха и т.п.):

$$I_{mp} = \frac{u^2}{C^2 R} = \frac{n^2 u^2}{R^{\frac{4}{3}}} = \frac{\lambda u^2}{8gR}, \quad (1.3)$$

где C – коэффициент Шези;

n – коэффициент шероховатости Маннинга;

λ – безразмерный коэффициент гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха, заимствованный из технической гидравлики.

Значения инерционных членов уравнения движения были впоследствии уточнены за счет введения в них «коррективов скорости», отражающих неравномерность ее распределения в поперечном сечении потока:

$$\alpha = 1 + 3 \frac{\int \Delta u^2 d\omega}{u^2 \omega}, \quad (1.4)$$

$$\alpha_0 = 1 + \frac{\int \Delta u^2 d\omega}{u^2 \omega}, \quad (1.5)$$

где α – корректив кинетической энергии (коэффициент Кориолиса);

α_0 – корректив количества движения (коэффициент Буссинеска);

Δu – отклонение местной скорости от средней по поперечному сечению.

В этом случае локальное ускорение в формуле (1.1) принимает вид $\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$, а конвективное ускорение $\frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$.

Для устьевых областей в зоне контакта речной и морской воды в правую часть уравнения движения (1.1) может добавляться «плотностной член» $\frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$, обусловленный продольным градиентом плотности воды, зависящей от ее солености и температуры.

В случае, когда в результате приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня моря в русле реки возможно формирование реверсивных течений (попеременного движения водных масс из реки в море и обратно), фрикционный член записывается в виде $\frac{u|u|}{C^2R}$ (или $\frac{n^2u|u|}{R^{2/3}}$, или $\frac{\lambda u|u|}{8gR}$ в зависимости от способа выражения уклона трения). Таким образом обеспечивается действие силы гидравлического трения в сторону, противоположную направлению течения [Михайлов, 1971; Мак-Доуэлл, О'Коннор, 1983].

С учетом данных преобразований одномерное уравнение движения (1.1) в системе Сен-Венана для приливных устьевых участков принимает вид, в котором с незначительными модификациями используется в большинстве одномерных моделей:

$$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{u|u|}{C^2R} + \frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 0. \quad (1.6)$$

Идеи исследования неустановившегося движения воды в реках с применением системы уравнений Сен-Венана начали внедряться в практику гидрологических расчетов в 30-е годы XX века. Тогда же начали развиваться численные методы решения гидродинамических дифференциальных уравнений, однако для их реализации требовалось проводить сложную вычислительную работу. Появление первых электронно-вычислительных машин в начале второй половины прошлого столетия послужило толчком для дальнейшей разработки методов численного решения системы уравнений Сен-Венана и их применения для изучения неустановившегося движения воды в реках при прохождении половодий, паводков и попусков из водохранилищ [Isaacson et al., 1956; Кучмент, 1964; Электронные вычислительные машины..., 1965; Васильев и др., 1965].

В те же годы начались исследования взаимодействия обратных волн на участках рек, подверженных влиянию приливов. Исследование приливной гидродинамики с использованием численных методов выполнялось для устьевой области реки Фетер вблизи Сан-Франциско [Einstein, 1961], где планировалось перераспределение стока с использованием проток дельты. Возможное изменение гидродинамических характеристик дельты в ходе изменения конфигурации дельты путем разделения главных и второстепенных рукавов системой дамб изначально предполагалось оценить на гидравлической модели, однако ее разработка оказалась слишком дорогостоящей. В результате вместо этого были успешно проведены серии аналитических расчетов по моделированию движения волн и высоты прилива ниже предполагаемых дамб. В то же время непосредственно в дельте расчет оказался невозможным из-за сложной геометрии русловой сети, поэтому исследования были выполнены с использованием электрической аналоговой модели. Тем не менее ряд численных экспериментов

по исследованию неустановившегося движения воды всё же был проведен и показал эффективность данного направления.

Численные эксперименты Е.П. Котрехова [Котрехов, 1976] были направлены на оценку влияния параметров речного русла и характера волнового возмущения на процесс распространения обратных волн. Рассматривалось гипотетическое русло реки с параметрами, соответствующими условиям устьевому участку крупной реки: большая ширина и глубина при значительной его протяженности, малые уклоны дна и водной поверхности. Решение уравнений Сен-Венана проводилось по численной схеме Института гидродинамики СО АН СССР [Васильев и др., 1965]. Было выполнено четыре серии численных экспериментов. В первой серии изучалось влияние уклона дна и глубины на скорость распространения гребня волны и степени ее распластывания. Во второй серии задавались различные значения коэффициента шероховатости. Для изучения влияния на высоту волны и скорости распространения гребня самого характера возмущения изменялись виды колебаний уровня воды на нижней границе. В четвертой серии проводились расчеты для русла, расширяющегося вниз по течению.

Было установлено, что при больших уклонах дна обратные волны вне зависимости от глубины русла распластывались в непосредственной близости от устьевого створа. При уменьшении уклонов дна существенную роль стало приобретать наполнение русла: глубина влияла как на трансформацию волны, так и на скорость распространения ее гребня. При увеличении глубины происходило увеличение скорости распространения волны и уменьшение ее распластывания. При этом обратные положительные волны теряли амплитуду значительно меньше и распространялись быстрее, чем обратные отрицательные волны. Для синусоидальных колебаний с удалением от входного створа фаза повышения уровня воды становится рельефнее, а фаза понижения – менее выраженной. Кроме того, при увеличении амплитуды приливных колебаний трансформация формы волны проявлялась сильнее. Увеличение коэффициента шероховатости русла приводило к усилению процесса трансформации волны и к уменьшению скорости продвижения ее гребня вверх по течению.

В расширяющемся вниз по течению русле сужение фронта обратной волны приводило к увеличению дальности ее проникновения, а также возрастанию амплитуды колебаний расходов воды и увеличению вероятности появления обратных течений.

Полученные результаты [Котрехов, 1976] позволили лучше понять характер распространения приливных колебаний в реальных условиях, несмотря на то, что такое моделирование ввиду схематичности исследуемого русла характеризовало в большей степени качественную сторону явления.

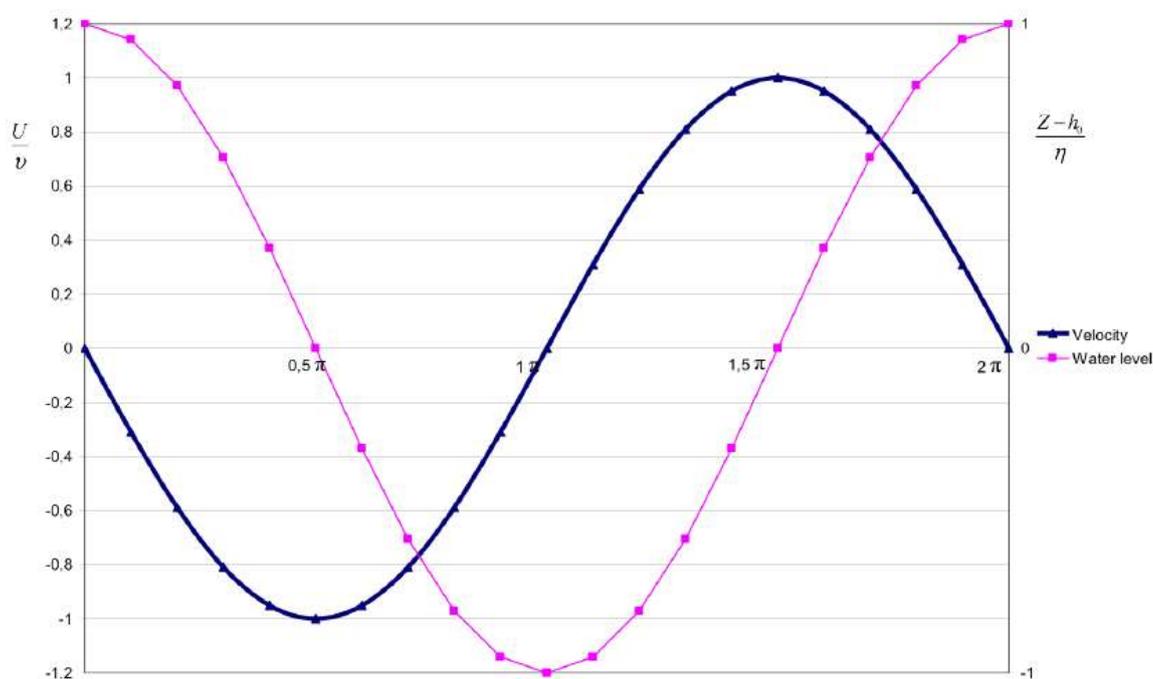
Помимо гидродинамического моделирования, для исследования распространения приливных волн с помощью уравнений Сен-Венана разрабатываются различные аналитические

решения, учитывающие морфометрические особенности эстуариев [Irpen, 1966; Jay, 1991; Lanzoni, Seminara, 1998; Prandle, 2009; Savenijie, 1998, 2012].

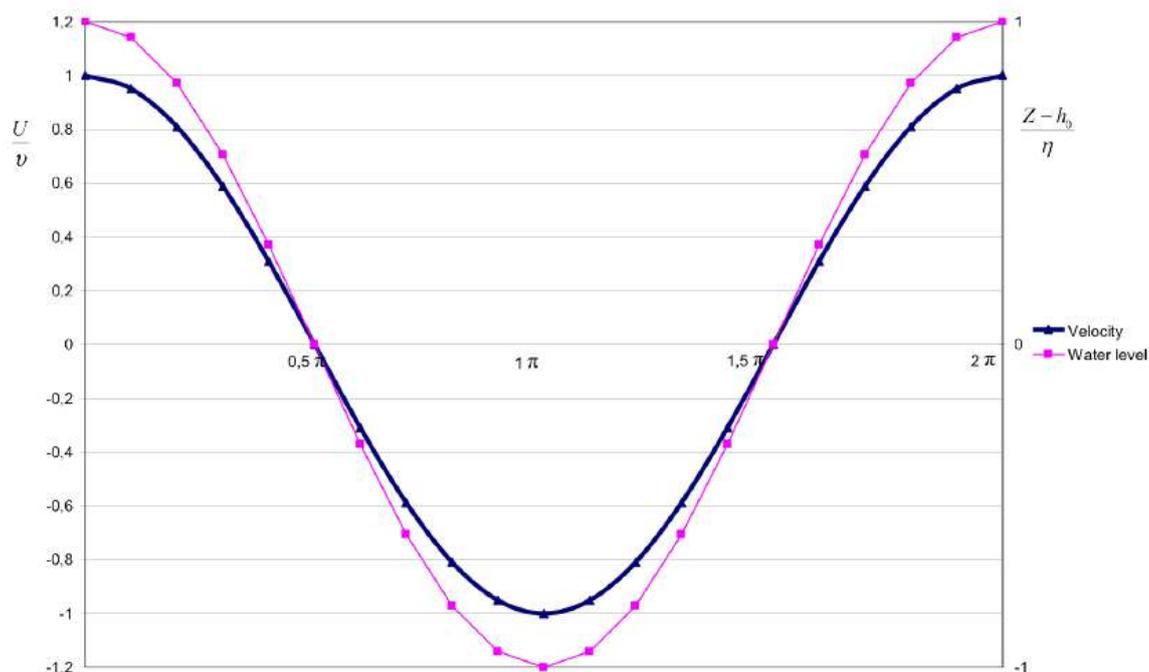
В современной литературе наиболее детально разработанной гидродинамической концепцией, основанной на аналитическом решении системы Сен-Венана, является теория распространения и трансформации приливных волн в эстуариях Х. Савенье [Savenijie, 2012]. В его научной концепции важным параметром, определяющим гидродинамику в эстуарии, является запаздывание между полной водой и разворотом течений. Уравнение этого «фазового отставания» между экстремумом уровня воды и нулевой скоростью течения, выведенное из уравнения сохранения массы, является основным из пяти дополнительных уравнений к системе Сен-Венана, учитывающих особенности гидродинамики и строения эстуария.

У Х. Савенье все теоретические построения выполнены для эстуариев с практически горизонтальным дном и шириной русла, уменьшающейся экспоненциально вверх по течению. Такая геометрия близка к понятию «идеального» эстуария, при движении по которому приливная волна не затухает, у его дна шероховатость постоянна на всем протяжении, и фазовое отставание между уровнями и скоростями течения также постоянно.

По Х. Савенье в эстуариях прилив распространяется как волна смешанного типа, имеющая черты как стоячей, так и прогрессивной (бегущей) волн (рисунок 1.1).



a)



б)

Рисунок 1.1 – Последовательность наступления экстремальных значений уровней и скоростей течения в а) стоячей волне; б) прогрессивной волне [Savenijje, 2012].

В стоячей волне (рисунок 1.1, а) экстремум уровня воды наступает вдоль всего участка одновременно, то есть фазовая скорость стремится к бесконечности. При экстремумах уровня скорость течения равна нулю и меняет направление – полная вода и малая вода наступают одновременно с «нулевыми» скоростями течения на приливе и отливе. В стоячей волне отставание по фазе между максимальным уровнем и максимальной скоростью течения равно $\pi/2$. Стоячие волны могут образовываться в гаванях, заливах, фьордах, риасах и других полузакрытых водных объектах, связанных с морем. В эстуариях стоячие волны практически не встречаются.

В прогрессивной волне на гребне вода движется в направлении волны, на впадине – в обратном направлении. Максимальная скорость расположена на гребне волны, отставание по фазе между максимальным уровнем и максимальной скоростью течения равно нулю (рисунок 1.1, б). Примером прогрессивных волн служат волны паводков и половодий. Чисто прогрессивные волны могут формироваться в каналах бесконечной длины, без трения и с постоянным поперечным сечением.

В реальных эстуариях и на приливных устьевых участках рек приливная волна, как правило, имеет смешанный тип, поэтому фазовый сдвиг между уровнем и скоростью течения составляет от 0 до $\pi/2$. Таким образом, в классической эстуарии «нулевая» скорость течения воды на отливе (когда происходит разворот течения с приливного на отливное), происходит после полной воды примерно на середине фазы падения уровня, а «нулевая» скорость течения на

приливе наблюдается после малой воды в середине фазы роста уровня. Время запаздывания в каждой эстуарии определяется геометрией русла, в первую очередь глубиной и степенью сужения в плане.

Скорость движения волны также называется фазовой скоростью, указывая на то, каким образом определенная фаза волны распространяется вдоль эстуария. Она определяется временем, за которое гребень или впадина приливной волны распространяется по устьевому участку. Именно для прогрессивной волны фазовая скорость может рассчитываться по формуле Лагранжа $c = \sqrt{gh}$.

В работах Х. Савенье «фазовое отставание» состоит из двух компонент ϕ и ε , причем $\phi + \varepsilon = \pi/2$. При этом ϕ – это промежуток между одинаковыми фазами колебания уровней воды и скорости течения (например, отставание во времени наступления максимальных уровней и максимальных скоростей течения), в прогрессивной волне $\phi = 0$, а в стоячей $\phi = \pi/2$. ε – это промежуток между наступлением экстремума уровня воды и временем разворота течения (нулевой средней скорости). Именно разность между наступлением полной (малой) воды и разворотом течений рассматривается автором как ключевая гидравлическая характеристика эстуария, а уравнение фазового сдвига ε является одним из пяти уравнений для разработанного Савенье метода аналитического решения системы Сен-Венана. В естественных аллювиальных эстуариях значения ε изменяются в пределах $0 - \pi/2$, наиболее характерным значением является $0,3$, то есть между полной водой и сменой направления течения на отливе время запаздывания составляет порядка 30 – 45 минут для полусуточного прилива.

Л. Ван Рейн [van Rijn, 2010], используя численную и несколько аналитических моделей, в том числе модель Савенье, исследовал особенности гидродинамики в эстуарии Шельда (Нидерланды). Основными факторами, определяющими продолжительность фазового отставания, Ван Рейн назвал трение и уменьшение глубин в устьевом створе, при входе приливной волны в эстуарий. Скорость движения гребня (полной воды) приливной волны больше, чем ее ложбины (малой воды) из-за разной глубины, что ведет к деформации волны при движении. Также было отмечено существование фазового сдвига между поверхностными и придонными скоростями течения. Разворот течения у дна происходит раньше, что особенно явно проявляется на приливе, когда глубина потока меньше и влияние трения значительнее. В эстуарии Шельда отставание между максимумами уровней и скоростей течения воды (в исследовании Л. Ван Рейна ход скоростей течения называется «горизонтальным приливом», ход уровней воды – «вертикальным приливом») составляет от 1 до 2,5 часов.

В идеальном эстуарии фазовое отставание между полной (малой) водой и разворотом течений постоянное на протяжении всего эстуария. В эстуариях с экспоненциально

изменяющейся шириной русла, постоянной глубиной и незначительным речным стоком (как раз для таких эстуариев разрабатывалась теория Савенье) это тоже так.

Уравнения для аналитического решения системы Сен-Венана по Савенье предполагают, что влияние речного стока на гидродинамику является несущественным. На примере эстуария Шельда [Horrevoets et al, 2004], было показано, что подход Савенье применим только для нижней части эстуария, по строению близкой к идеальному эстуарию, с доминированием приливов над речным стоком. В верхней части эстуария приливная волна трансформируется под влиянием стока реки.

Фазовое отставание между экстремумом уровня и разворотом течения является чувствительным параметром к изменению объема речного стока. При увеличении расходов воды сдвигается время разворота течений, что влечет за собой сокращение периода между полной водой и сменой течений на отливе (рисунок 1.3). Более того, были зафиксированы случаи, когда разворот течения происходил до наступления максимального уровня воды, то есть фазовое отставание принимало отрицательные значения [Horrevoets et al, 2004].

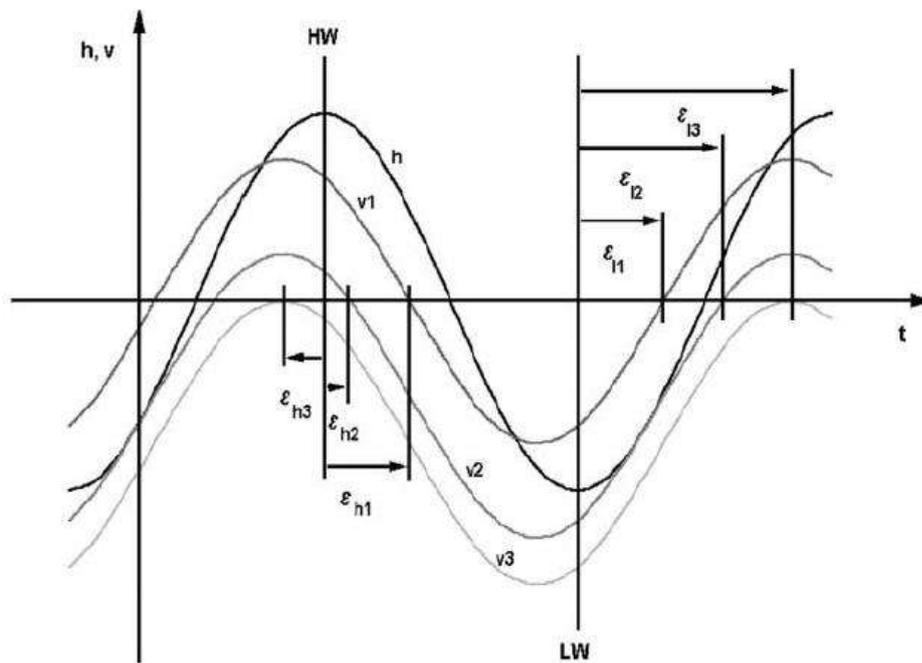


Рисунок 1.3 – Схема того, как сток реки вызывает сдвиг в колебаниях скорости течения и, как следствие, изменяет фазовое отставание между полной водой и сменой направления течений на отливе [Horrevoets et al, 2004].

Детальное исследование гидродинамического режима с учетом изменчивости приливов и величины речного стока было проведено для эстуария Святого Лаврентия у гидрологического поста Квебек [Matte et al., 2019]. Продолжительность периода между полной водой и сменой направления течений в сизигийные приливы оказалось больше по сравнению с квадратурными,

тогда как период между малой водой и сменой течений, наоборот, короче. Эти вариации напрямую связаны с приливной асимметрией (которая более выражена в сизигию): чем короче время роста волны, тем меньше период между малой водой и сменой течений на приливе.

В периоды малого и среднего стока фазовое отставание между полной водой и сменой направления течений на отливе составляет в среднем $\pi/4$ ($0,16 - 0,29 \pi$ для сизигии и квадратуры). Подобные значения были определены также для нижней части эстуария Гвадалквивир [Losada et al., 2017], а также подтверждены теоретически [Friedrichs, Madsen, 1992]. При увеличении речного стока смена направлений течений на отливе происходит раньше, а на приливе позже. Моменты смены течений постепенно сближаются, за счет чего объем поступающей воды с приливом в эстуарий значительно уменьшается. При наложении волны прилива и волны половодья может изменяться последовательность наступления полной воды и смены течений с отрицательного (приливного) на положительное (в сторону моря), то есть фазовое отставание становится отрицательным (рисунок 1.4), что было зафиксировано в эстуарии Святого Лаврентия, а также, как упоминалось выше, в эстуарии Шельда [Hogrevoets et al., 2004]. Повышенный речной сток в меньшей степени влияет на время наступления полной и малой воды, чем на время смены направления течений [Saveenije, 2012]. В целом для эстуария Святого Лаврентия скорости течения оказались более чувствительными, чем уровни, к изменению внешних условий и речной морфологии, особенно приливные скорости течения [Matte et al., 2019].

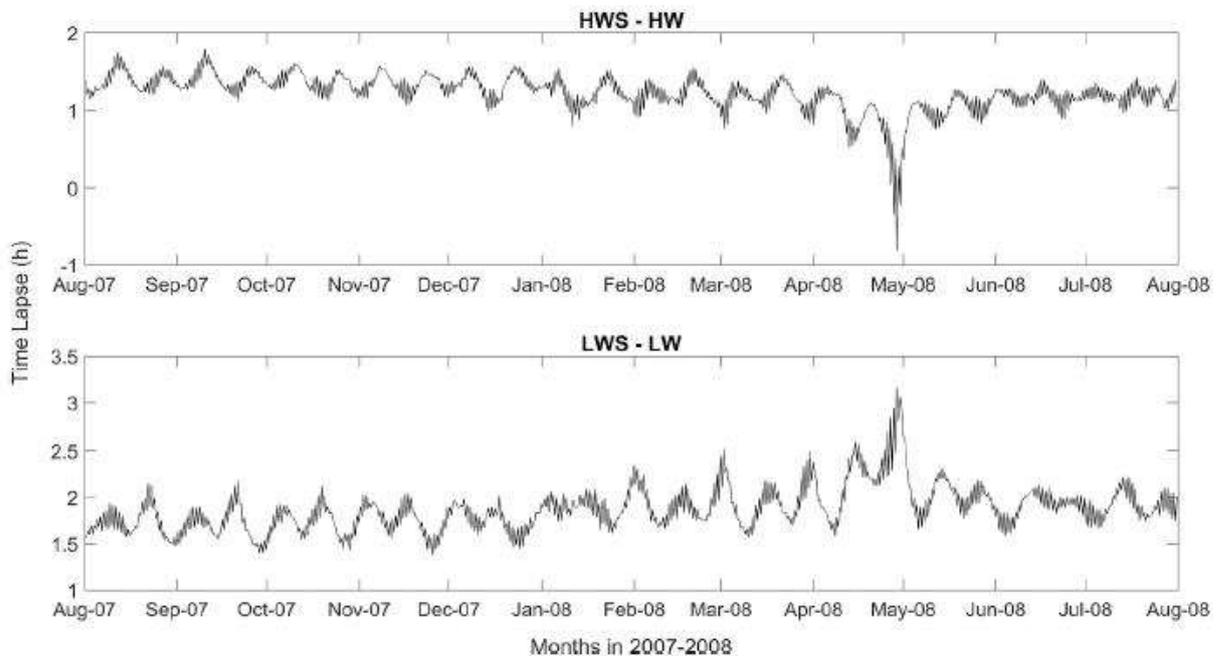


Рисунок 1.4 – Промежуток времени между полной водой и сменой направления течений на отливе (сверху) и малой водой и сменой направления течений на приливе (снизу) в Квебеке за 2007 – 2008 гг. [Matte et al., 2019].

Для описания распространения волны прилива в длинных эстуариях с практически не изменяющейся шириной русла и с переменным уклоном была разработана теоретическая модель [Kastner et al., 2019], опробованная на примере эстуария Капуаса (Индонезия). Было установлено, что в эстуариях с существенным уклоном дна приливные колебания уровней и расходов воды происходят с разной скоростью, поэтому затухание приливной волны больше не пропорционально фазовому отставанию. Значение фазового отставания близко к $\pi/4$ независимо от речного расхода и может быть еще больше в верхней части эстуария.

1.2. Исследования соотношения членов уравнения движения

Исследования оценки вклада каждого из членов уравнения движения системы Сен-Венана для естественных водотоков начали проводиться в связи с развитием численных методов ее решения в начале второй половины прошлого века. Было важно понять, насколько необходим учет каждого из членов в контексте решаемой практической задачи, потому что возможность пренебречь некоторыми членами уравнения движения при аппроксимации дифференциальных уравнений разностными существенно облегчало вычислительную процедуру и сэкономило машинное время.

Т. Киношита [Kinoshita, 1959] на примере движения волны паводка в реке Кину исследовал необходимость учета инерционных членов, проводя расчеты с использованием полного и упрощенного уравнения движения. Учет инерционных составляющих не привел к значительному изменению результатов, таким образом, им была продемонстрирована правомерность использования уравнения без локального и конвективного ускорения при анализе неустановившегося движения паводочных волн на реке Кину и канале Синтаказе.

Допустимость пренебрежения инерционными членами уравнения движения при расчете гидродинамических процессов в неприливых устьях рек была обоснована в работах В.Н.Михайлова [Михайлов, 1971; Михайлов, 1998]. Однако при исследовании особенностей гидродинамики в устьях рек, подверженных влиянию приливов, была выявлена необходимость использования уравнения движения, включающего в себя инерционные члены, а в ряде случаев – также и плотностной член [Михайлов, 1998; Полонский, Горелиц, 1990; Полонский, Мишин, 2013; Knight, 1981].

В монографии В.Н. Михайлова [1998] содержится обобщение ряда работ, посвященных оценке вклада различных составляющих уравнения движения для приливых устьев. Величина конвективного ускорения обычно составляет 3 – 5% от уклона водной поверхности (для устьев Северной Двины, Печоры, Онеги, Мезени, Темзы, Хугли), в редких случаях (устье Мерси) достигая 18%. Вклад локального ускорения существенно больше, в среднем около 50% для

Северной Двины, Печоры, Онеги и 20% для Мезени и Кулоя. Инерционность потока обычно увеличивается с уменьшением речного расхода воды, увеличением величины прилива и глубины русла. Вклад члена, обусловленного градиентами плотности, обычно не превышает 1 – 4%.

Для гиперприливного эстуария Конви (Великобритания) в 1978 – 1980 гг. в рамках проекта по исследованию коэффициентов гидравлического сопротивления [Knight, 1981] на основе серии измерений, выполненных в течение полусуточного приливного цикла, были рассчитаны члены уравнения движения. Рассматривался участок длиной 1,2 км. Ширина участка изменялась от 60 – 100 метров в отлив до 90 – 150 метров в полную воду, глубина русла составляла 1 – 2 метра в период отлива. Речной расход воды в период измерений составлял менее 2 м³/с, высота приливной волны, приходящей к устьевому створу, изменялась от 7,6 до 9,2 м. Для расчета использовались данные о скоростях течения, измеренных с интервалом в 15 минут в двух створах на вертикалях с помощью вертушек. Уровни воды измерялись на девяти станциях каждые 15 минут, соленость воды для оценки градиента плотности – на семи станциях. На основе полученных данных были рассчитаны локальное и конвективное ускорения, уклон водной поверхности, градиент плотности, и путем подстановки результатов в уравнение движения определялся уклон трения. Расчеты проводились по данным пяти приливных циклов с получасовым шагом для восьми часов каждого цикла (-3 и +5 часов относительно момента разворота течений на отливе).

Было выявлено (рисунок 1.5), что член локального ускорения значителен в период начала приливного подъема уровня воды, а также в течение часа до или после момента остановки течений в полную воду (с некоторыми вариациями для разных приливных циклов). Значения конвективного ускорения в течение приливного цикла малы, однако его учет все-таки необходим для точного расчета уклона трения. Продольный градиент плотности также оказался мал, однако при анализе результатов именно с ним было связано проявление «гистерезиса сопротивления», когда при одинаковом уровне воды на приливе и отливе коэффициенты шероховатости были различны.

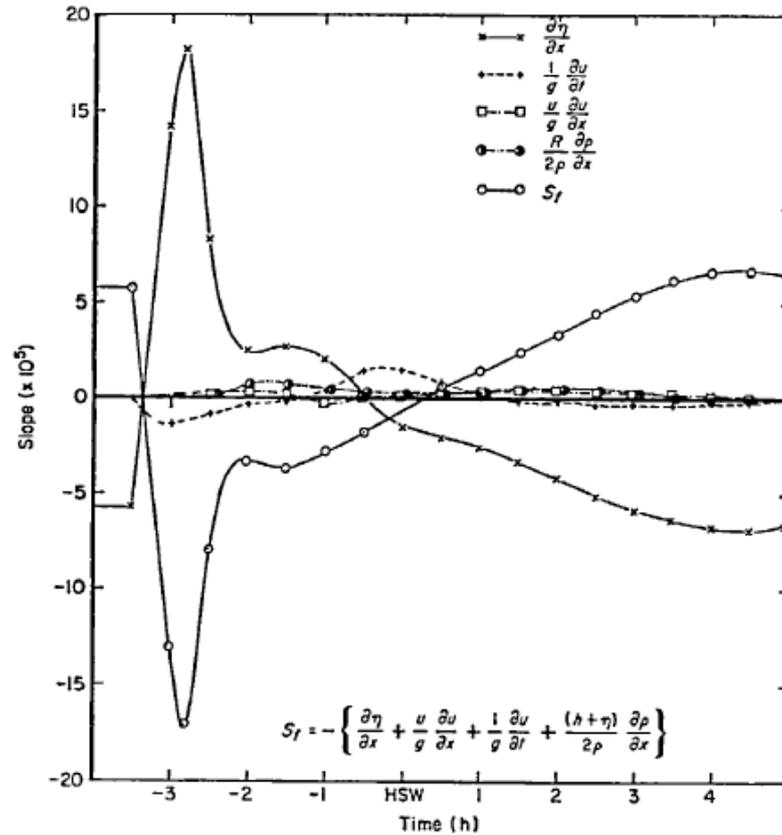


Рисунок 1.5 – Значения членов уравнения движения в течение приливного цикла в эстуарии Конви [Knight, 1981].

Для коэффициентов шероховатости Маннинга и гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха, рассчитанных из уклона трения, было выявлено экспоненциальное увеличение гидравлического сопротивления с падением уровнями воды (рисунок 1.6). При этом коэффициент шероховатости Маннинга изменялся почти на порядок: от $0,028 \text{ с/м}^{1/3}$ в полную воду до $0,10 \text{ с/м}^{1/3}$ в малую воду.

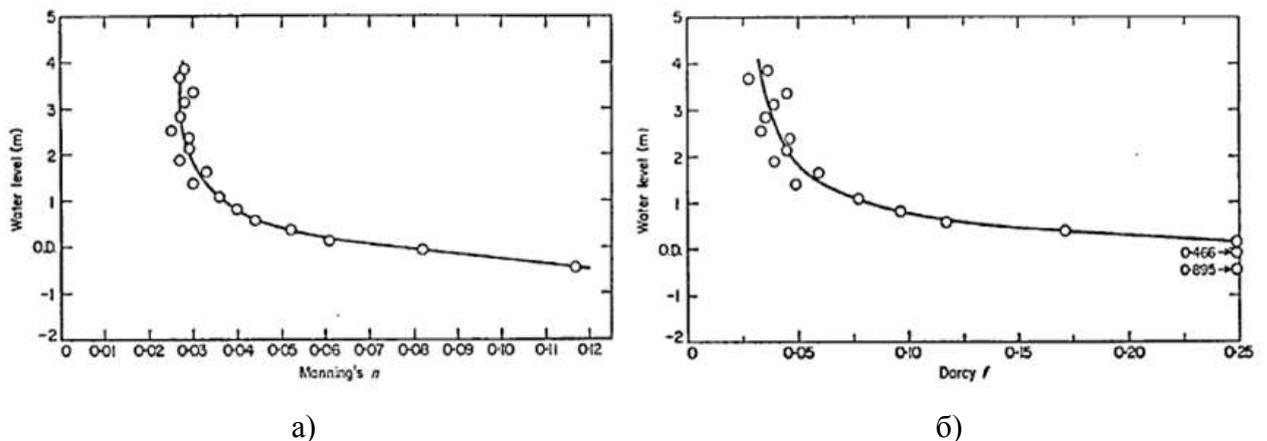


Рисунок 1.6 – Связь коэффициента шероховатости Маннинга (а) и коэффициента гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха (б) от уровня воды для эстуария Конви [Knight, 1981].

Таким образом, была продемонстрирована необходимость работы с уравнением движения, учитывающим инерционные и плотностной члены, при исследовании гидродинамического режима приливного устья реки. Из-за широкого диапазона изменения коэффициентов гидравлического сопротивления автором подчеркивалась невозможность использования единого коэффициента для всего приливного цикла при разработке одномерной гидродинамической модели.

В работе ученых Государственного океанографического института [Полонский, Горелиц, 1990] приведены обобщенные результаты оценки членов уравнения движения на материале натуральных измерений в устье Онеги в различные фазы приливного цикла, а также рассчитаны коэффициенты Шези и Маннинга. В отличие от предшествующих исследований, в этой статье принималось во внимание также и изменчивость значений коррективов скорости Кориолиса и Буссинеска, была выполнена оценка возможности использования уравнения движения при условии допущения равенства этих коэффициентов единице в условиях сильной нестационарности потока.

Для устья Онеги приведены значения членов уравнения движения в течение приливного цикла, рассчитанные с шагом в 1 час, на основе данных измерений расходов и уровней воды в двух створах, расположенных на расстоянии 2 км друг от друга. Наибольший вклад локального ускорения был отмечен в начале приливного подъема уровня воды (13% от суммы величин модулей всех членов), а также в первый час после остановки течений в полную воду (14%), что согласуется с результатами расчетов для эстуария Конви в Великобритании [Knight, 1981].

Максимальный вклад конвективного ускорения составил 4% и наблюдался в первый час прилива. Анализ изменения скоростной структуры по сечению показал, что в условиях ускорения однонаправленного потока наблюдается относительное выравнивание скоростей. В условиях замедления потока усиливается неравномерность распределения скоростей течения по живому сечению, что демонстрирует необходимость учета коэффициентов Кориолиса и Буссинеска для повышения точности расчетов и решения задачи по определению коэффициентов гидравлического сопротивления. Максимальные значения коэффициента Кориолиса составляли 3,0 – 3,25, коэффициента Буссинеска 1,7 – 1,8. При уточнении значений членов уравнения движения с учетом коррективов скорости вклад локального ускорения в первый час прилива увеличился до 24%, конвективного ускорения – до 12% [Полонский, Горелиц, 1990].

Выполнение измерений скоростей течения гидрометрическими вертушками не дало возможности проанализировать вариации исследуемых параметров в моменты времени, близкие к развороту течений и разнонаправленных течений (в полную воду 0,5 – 1 ч в устье Онеги). Однако заметный вклад инерционных членов отмечался именно в следующие после разворота основного течения часы, поэтому изучение гидродинамической структуры потока в периоды

разнонаправленных течений представляло наибольший интерес в ходе последующих исследований.

Внедрение в практику гидрометрических работ акустик-доплеровских профилографов (Acoustic Doppler Current Profiler – ADCP) и электронных барометрических самописцев уровней («логгеров») позволило вывести расчет членов уравнения движения в приливных устьях рек на качественно новый уровень. По данным измерений в дельте Северной Двины в условиях летней межени [Полонский, Мишин, 2013] оценивался вклад локального ускорения в течение приливного цикла, однако из-за большой ширины русла расчеты для периода смены течений не проводились. Существенное значение локальное ускорение принимало в периоды резкого увеличения и уменьшения скоростей течения потока, иногда превышая по абсолютной величине значения членов трения и уклона водной поверхности. В фазу относительной стабильности потока при больших положительных значениях скорости течения (в сторону моря) вклад локального ускорения был несущественным. Для коэффициентов шероховатости была выявлена связь со скоростями течения: значения коэффициента шероховатости практически не изменяются в период стабилизации течения и резко увеличиваются при замедлении потока и приближении средней скорости течения к нулевому значению.

Для эстуария Гвадалквивира (Испания) оценка членов уравнения движения проводилась для долгосрочных периодов (до двух месяцев) в 2008 – 2011 гг. в период повышенного стока [Losada et al., 2017]. В нижнем течении Гвадалквивира периодически проходят сильные паводки, влияющие на навигацию и приводящие к наводнениям; при этом на эстуарий оказывают существенное влияние приливы. Исследования выполнялись в целях обеспечения безопасности и организации мер противопаводковой защиты с учетом особенностей взаимодействия речного и приливного потоков.

Оценка членов уравнения движения системы Сен-Венана проводилась с помощью гармонического анализа колебаний гидравлических параметров с учетом временной изменчивости речного стока согласно методике, аналогичной ряду предыдущих исследований [Jay, Flinchem, 1997, Kukulka, Jay, 2003, Buschman et al., 2009], основной задачей которых было исследование влияния градиента плотности на гидродинамику и изменчивость члена трения.

Протяженность эстуария Гвадалквивира составляет 110 км (рисунок 1.7), причем в вершине эстуария расположена плотина, ограничивающая распространение приливных колебаний уровня воды.

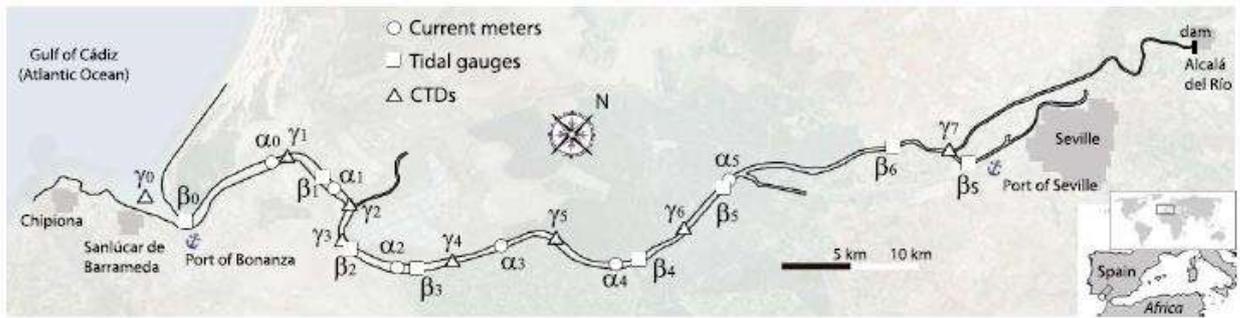


Рисунок 1.7 – Схема эстуария Гвадалквивира со створами наблюдений: α – за скоростью течения, β – за уровнем воды, γ – за соленостью, температурой и мутностью [Losada et al., 2017].

Ширина русла вверх по течению уменьшается с 800 м до 150 м, средняя глубина по фарватеру составляет 7 м. В межень средний расход воды составляет менее 40 м³/с, однако в сезон дождей периодически формируются паводки с расходами воды порядка 400 м³/с. Эстуарий является мезопривливым, средняя величина полусуточного прилива в устьевом створе составляет 4 м. Из-за сужения русла при движении по эстуарию приливная волна несколько увеличивается, это более заметно в квадратурные приливы. Приливные волны отражаются от плотины в верхней части эстуария, что вызывает образование квазистоячих волн.

Уровни воды измерялись с помощью самописцев с частотой 10 минут. Скорости течения – с помощью ADCP на фарватере каждые 15 минут. Температура, электропроводность и мутность измерялись через каждые 30 минут на поверхности и далее с частотой 1 м. При этом створы измерения уровней и скоростей течения не всегда располагались поблизости друг от друга. Объем речного стока был получен по данным о сбросах через плотину в вершине эстуария (около 80% от общего стока в эстуарий).

Расчет проводился на основе уравнения движения (1.7) [Losada et al., 2017]:

$$\frac{\partial \omega u}{\partial t} + \frac{\partial \left(\frac{Q^2}{\omega} \right)}{\partial x} + g\omega \frac{\partial h}{\partial x} + g\omega \frac{h}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + gB \frac{u|u|}{C^2} = 0 \quad (1.7)$$

где h – средняя глубина, B – ширина русла (остальные обозначения расшифрованы ранее в 1.1 – 1.2).

Член $\frac{\partial \omega u}{\partial t}$ обозначался T_1 , $\frac{\partial (\omega u)^2}{\partial x}$ соответственно – T_2 , $g\omega \frac{\partial h}{\partial x}$ – T_3 , $g\omega \frac{h}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$ – T_4 , $gB \frac{u|u|}{C^2}$ – T_5 .

Коррективы скорости авторами приняты равными единице.

Расчет членов уравнения (1.7) выполнялся для двух створов α_1/β_1 и α_5/β_5 (рисунок 1.7). Основные действующие силы, определяющие движение воды, сила тяжести и сила трения, поэтому доминирующий вклад на всем периоде измерений принадлежал членам T_3 и T_5 , характеризующим геометрический уклон и уклон трения соответственно (рисунок 1.8). До увеличения расхода воды 7 февраля 2009 г. до 531 м³/с член T_3 варьировал с частотой гармоник

прилива. Увеличение уклона водной поверхности влекло за собой увеличение члена трения, расчет которого проводился как с постоянным значением коэффициента Шези, так и с переменным во времени. Различия в результатах расчетов были особенно заметны на пике паводка в нижнем створе. Вклад локального ускорения T_1 хоть и несколько увеличился в период паводка, все равно остался значительно меньшим, чем вклады всех других членов. Плотностной член T_4 , практически незаметный на протяжении исследования, в течение трех дней после пика расхода воды в период паводка был практически соизмерим с членом трения.

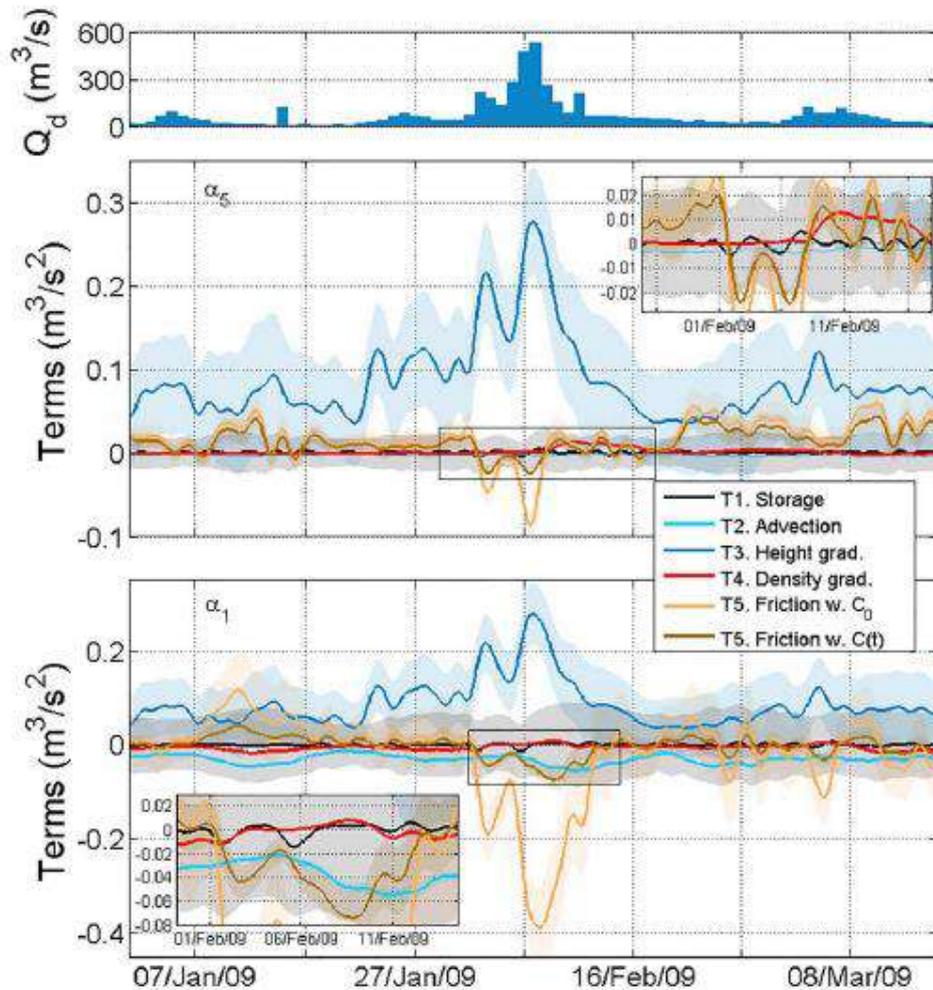


Рисунок 1.8 – Гидрограф р. Гвадалквивир в вершине эстуария (верхняя врезка) и ход членов уравнения движения в эстуарии Гвадалквивира в створах α_5 (средняя) и α_1 (нижняя) [Losada et al., 2017].

В случае, когда силы инерции практически не влияют на динамику потоков в устье, распространение приливной волны можно рассматривать аналогично процессу диффузии, и для расчетов использовать соответствующее уравнение. Такое упрощение применительно для верхних частей эстуариев, например, для Святого Лаврентия, Колумбии, Амазонки, Берау (Индонезия) [LeBlond, 1979; Giese, Jay, 1989; Gallo, Vinzon, 2005; Buschman et al. 2009].

Однако в нижней части эстуария вклад конвективного ускорения в некоторые моменты сопоставим с вкладом фрикционного члена. Значения конвективного члена T_2 варьируют в зависимости от сизигии и квадратуры, как и значения уклона водной поверхности. Таким образом, в нижней части эстуария основной вклад принадлежит трем членам уравнения (1.7): T_2 , T_3 и T_5 . Аналогичные выводы были сделаны для нижней части эстуария Колумбии [Giese, Jay, 1989].

В условиях небольшого речного стока ($200 \text{ м}^3/\text{с}$) скорость распространения приливной волны в эстуарии Гвадалквивира в сизигийный прилив ниже, чем в квадратурный (соответственно $5,9 \text{ м/с}$ и $6,2 \text{ м/с}$). При этом оба значения меньше теоретической скорости распространения волны, рассчитанной по формуле Лагранжа ($8,2 \text{ м/с}$). При повышенном стоке (более $2000 \text{ м}^3/\text{с}$) разница в скорости распространения волны для сизигийного и квадратурного приливов уже не прослеживается, однако она резко снижается из-за противодействия речного потока. При этом скорость перемещения гребня волны выше, чем ее ложбины.

Ряд исследований по оценке членов уравнения движения был выполнен для подводных бороздин на взморье, соединяющих эстуарии с прилегающим морским шельфом [Campbell et al., 1998; Hensch, Luettich, 2003; Vennel, 2004]. Эти исследования включали в себя и некоторые элементы двумерного анализа при осреднении гидравлических параметров по глубине потока. Для пролива Менай (Великобритания) [Campbell et al., 1998] расчет проводился в одномерном виде (вдоль динамической оси приливо-отливных течений) по данным измерений скоростей на одной вертикали и уровнях воды выше и ниже от нее. Так как измерения проводились в одной точке, то оценить вклад горизонтальной адвекции было невозможно. Комплексный анализ баланса сил был выполнен с использованием численной модели мелководного пролива [Hensch, Luettich, 2003], однако достаточного количества фактических данных для его количественного анализа не было.

Наиболее подробные результаты измерений двумерной гидродинамической структуры приливного пролива и оценка членов уравнения движения на основе этих данных измерений в проливе Тауранга (Новая Зеландия) представлены в работе Веннела [Vennel, 2004]. Уравнение включало в себя локальное ускорение, горизонтальную адвекцию, эффект Кориолиса, горизонтальный градиент давления, трение о дно и гидравлическое сопротивление в толще водного потока. За исключением градиента давления, все члены рассчитывались по данным измерения скоростей течения (в том числе с использованием ADCP). Распределение сил по пространству при режиме, близком к стационарному в полную и малую воду было схожим. «Внутриводное» и придонное трение имели одинаковый порядок величины, их значения были максимальны в мелководной части пролива. В направлении динамической оси потока потока горизонтальная адвекция доминирует над остальными динамическими членами более чем на

порядок. В поперечном направлении адвекционный член также доминирует (например, превышая член, учитывающий эффект Кориолиса, в 50 раз). При движении водных масс в течение приливного цикла горизонтальная адвекция также доминирует над остальными членами уравнения движения. Значение локального ускорения максимально в моменты смены направления течений (рисунок 1.9).

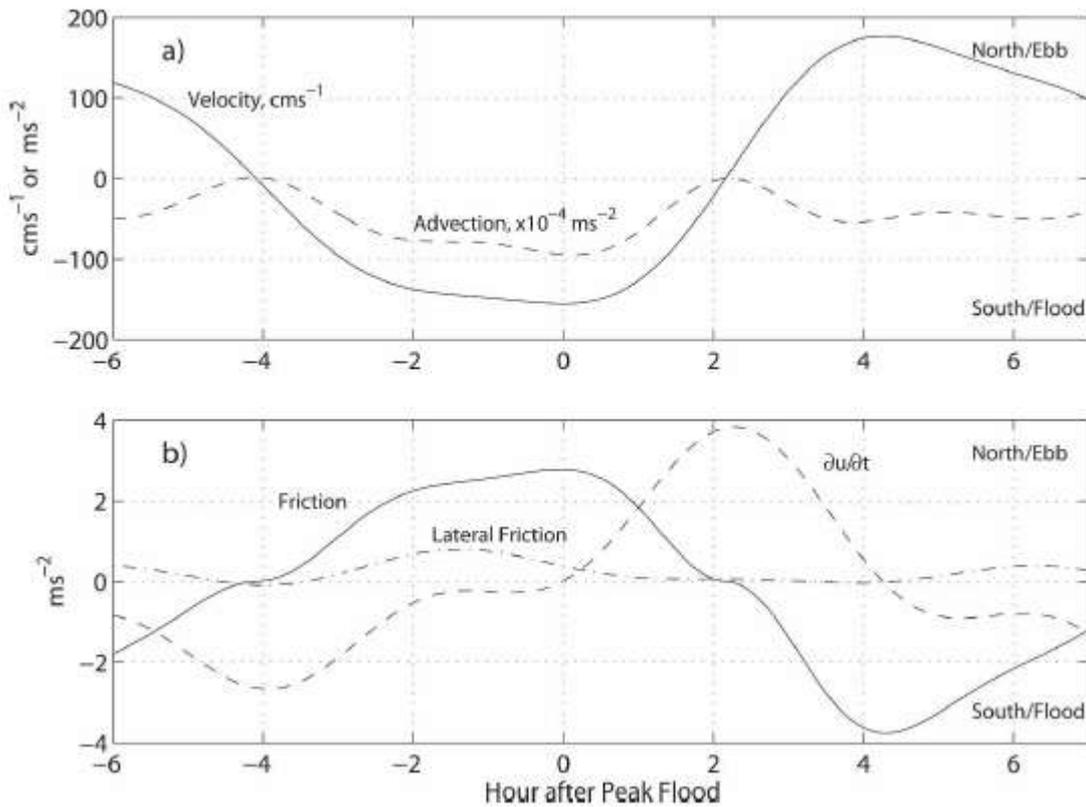


Рисунок 1.9 – Временной ход членов уравнения движения для пролива Тауранга (Новая Зеландия) [Vennel, 2004].

Кроме того, было показано, что уравнение движения может использоваться для получения «динамической топографии», то есть относительной высоты водной поверхности в определенное время. Эта величина по физической природе схожа с «динамической высотой», которая может быть получена по данным спутникового альтиметрирования, которое представляется весьма перспективным при увеличении высотного разрешения снимков и частоты съемки.

Глава 2. Белое море и устья рек, в него впадающих

2.1 Приливы в Белом море и изученность устьев рек его бассейна

Белое море относится к бассейну Северного Ледовитого океана, его площадь равна 91 тыс. км², объем – 5400 км³ [Люция..., 1913]. Средняя глубина составляет 67 м, максимальная равна 340 м. У Белого моря сложные очертания с многочисленными островами и заливами, наиболее крупными из которых являются Мезенский, Двинской, Онежский и Кандалакшский заливы. Принято делить Белое море на северную, среднюю и южную части. Северная воронкообразная часть («Воронка») примыкает к Баренцеву морю, к ней относится обширный Мезенский залив. Средняя часть является достаточно узким проливом (ширина не более 55 км), соединяющим остальные части моря, ее принято называть Горлом Белого моря. Южная часть именуется также Бассейном Белого моря и является самой обширной и глубоководной, к ней примыкают Кандалакшский, Онежский и Двинской заливы (рисунок 2.1, а).

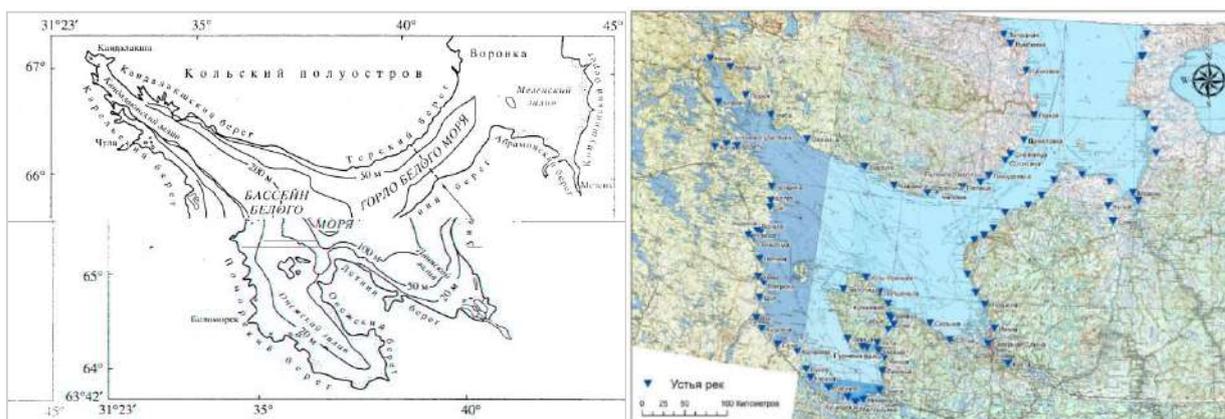


Рисунок 2.1 – Белое море: а) районирование [Барышев и др., 2007]; б) схема расположения устьев рек с площадью бассейна более 200 км².

Особенности гидрологического режима Белого моря формируются под влиянием его географического положения, водообмена с Баренцевым морем, сильной изрезанности береговой линии, а также значительного речного стока. Приливная волна, приходящая из Баренцева моря, определяет значительные колебания уровней воды, ее распространение сопровождается сильными приливными течениями. Особенности рельефа дна и сильная изрезанность береговой линии определяют различия в скорости и направлении движения приливной волны в разных частях Белого моря, а также способствуют росту величины прилива по направлению к вершинам заливов [Люция..., 1913].

Для Белого моря характерны полусуточные приливы. В северной части моря средняя величина сизигийного прилива составляет 3,5 – 6,0 м, квадратурного – 2,2 – 4,6 м. Из-за того, что данная часть является мелководной, происходит небольшая трансформация формы приливной

волны: увеличивается время падения уровня по сравнению с временем роста. В Мезенском заливе из-за его воронкообразной формы величина прилива возрастает и в сизигию в среднем составляет 8,6 м. При движении по северной части к Горлу и Бассейну высота приливной волны уменьшается. В средней части Белого моря сизигийный прилив составляет в среднем 3,6 м, квадратурный – 2,0 м. Для южной части характерны величины прилива в сизигию от 0,6 м до 1,6 м, в квадратуру – от 0,4 до 1,1 м. Средняя высота приливной волны в Двинском заливе составляет 0,7 – 1,2 м в сизигию и 0,5 – 0,7 м в квадратуру.

В устье Северной Двины из-за ее значительного речного стока, вступающего во взаимодействие с приливной волной, формируется явление, называемое «манихой». Оно заключается в том, что плавный подъем уровня воды на приливе нарушается и в его середине происходит небольшое замедление или падение уровня воды на некоторое время, после чего он снова повышается до наступления полной воды. Из-за манихи время роста уровня превышает время падения почти на час.

В Онежском заливе величина прилива составляет 1,5 – 2,5 м, время падения уровня практически на полтора часа больше времени роста. В Кандалакшском заливе средняя величина сизигийного прилива возрастает от 1,5 м у входа в залив до 2,2 м в его вершине; средняя величина квадратурного прилива изменяется соответственно от 1,1 м до 1,4 м. Время падения уровня на 1,5 – 2,2 часа больше времени его роста. В вершине Кандалакшского залива наблюдается обратное манихе явление: в период падения уровня при отливе (через 2 – 3 часа после наступления полной воды) происходит временное уменьшение скорости падения уровня или даже его некоторый рост. Продолжительность этого явления составляет около 1 – 1,5 часов [Лощия..., 1913].

В Белое море впадает около шестидесяти рек, большинство из которых являются малыми [Ресурсы поверхностных вод..., 1972] (рисунок 2.1, б). Наиболее крупными притоками являются Северная Двина (со среднегодовым расходом воды 3 330 м³/с), Мезень (642 м³/с) и Онега (492 м³/с) [A Regional...]. Существенный вклад в сток вносят также Кулой (180 м³/с), Кемь (256 м³/с), Ковда (276 м³/с).

За последние двадцать лет 17 устьев рек Белого моря были охвачены экспедиционными исследованиями (рисунок 2.2). В 11 из них, в том числе в устьях крупнейших рек Беломорского бассейна – Северной Двины, Онеги и Мезени, полевые работы выполнялись экспедициями кафедры гидрологии суши МГУ с участием сотрудников ГОИН, ИВП РАН и ИО РАН. Основной задачей было исследование гидродинамического режима устьевых участков рек в условиях приливов, поэтому проводились измерения уровней, расходов воды, солёности, температуры и мутности речной и морской воды. На Северной Двине, Онеге, Мезени, Кулое, Варзуге, Лае, Кянде и Тамнице измерения проводились в различные фазы водного режима – в условиях летней

межени, летнего паводка, зимней межени с ледоставом [Алабян и др, 2016, 2017а, 2017б; Демиденко и др, 2015; Крыленко и др., 2018; Панченко, 2017; Терский и др., 2020, 2021; Panchenko et.al., 2019]. На Семже работы выполнялись в летнюю межень, на Кузреке и Умбе – в зимнюю межень [Терский и др., 2021].

В устьях Тамицы, Ухты, Чижи, Мудьюги и Пьи полевые работы в различные сезоны года проводились экспедициями Северо-Западного отделения института океанологии РАН и посвящены были гидрохимическому и гидробиологическому режиму устьевых областей [Коробов, 2015; Мискевич, 2018; Мискевич и др., 2018, 2019]. Проведение подобного рода исследований параллельно с исследованиями, выполнявшимися в экспедициях МГУ, позволило существенно расширить их аналитическую базу и разработать ряд методических рекомендаций по комплексному исследованию приливных устьев [Мискевич и др., 2018 а, б].

Устьевая область Кеми охвачена комплексными исследованиями физических, химических, геологических и биологических процессов, в основном выполняемыми в экспедициях Института водных проблем Севера Карельского научного центра РАН. Результаты гидрофизических исследований в летний период приведены в работах [Долотов и др., 2004, 2005; Здоровеннов, 2005; Чебанова, 2016]. Гидрохимический режим в летний период 2007 – 2011 гг. описан в [Потапова, 2012], по данным измерений 2001 и 2003 гг. исследована геохимия донных осадков [Демина и др., 2005], состав и биомасса фитопланктона реки Кемь описаны в [Радченко, 2019]. Комплексные измерения температуры, солености, мутности, содержания кислорода, а также биогеохимических параметров (солевой состав вод, содержание хлорофилла «а», концентрация биогенных элементов, органических и загрязняющих веществ) последних лет приведены в [Толстикова, 2020, 2021].

В устьевой области Керети в различные сезоны года проводились серии экспедиций Санкт-Петербургского государственного университета. Их исследования посвящены особенностям взаимодействия речных и морских вод в условиях влияния приливов и базируются на комплексном подходе, сочетающем натурные измерения и математическое моделирование [Смагин, 2019; Ионов и др., 2015, 2018; Крылов и др., 2014]. Более ранние результаты исследований взвеси в эстуарии Керети приведены также в работе [Долотов и др., 2002].



Рисунок 2.2 – Схема с обозначением устьев рек Белого моря, охваченных современными экспедиционными измерениями.

2.2 Объекты исследования

Основными объектами исследования в диссертации являются устьевые участки четырех малых рек бассейна Белого моря. Река Сёмжа впадает в эстуарий Мезени, реки Кянда и Тамица – в Онежский залив, река Лая – в Никольский рукав дельты Северной Двины (рисунок 2.3).



Рисунок 2.3 – Спутниковые снимки устьевых областей малых рек Беломорского бассейна:
 а) Лая; б) Сёмжа; в) Кянда; г) Тамица (источник – Yandex-карты и GoogleMaps).

Реки протекают в схожих физико-географических условиях, определяющих особенности водного режима. Реки имеют преимущественно снеговое питание, по водному режиму относятся к восточноевропейскому типу. Водный режим характеризуется высоким весенним половодьем (конец апреля – начало июня) и низкой зимней меженью (декабрь – март). Летняя межень сравнительно устойчива, дождевые паводки наблюдаются не каждый год, в отличие от осенних паводков. Максимальные расходы воды на Кянде, Тамице, Лае обычно наблюдаются в начале мая, на Сёмже – в середине или в конце мая. На период половодья приходится в среднем 55 – 65% годового стока. Гидрограф чаще однопиковый. Летне-осенняя межень начинается в июне и заканчивается в ноябре, наименьший сток наблюдается обычно в августе. В летне-осенний период формируется в среднем 30% годового стока. В зимнюю межень наблюдаются минимальные уровни воды за год, на долю стока за этот период приходится около 10% [Схема комплексного использования ..., 2014, 2015]. Замерзают реки обычно в середине ноября; вскрывается в конце апреля – середине мая. В нижнем течении Лаи весной раз в несколько лет формируются заторы.

В настоящее время гидрологические наблюдения ведутся только на р. Тамица. Гидрологический пост в деревне Тамица (3,6 км выше устьевого створа) функционирует с 2013 года, измеряются уровни и расходы воды. Гидрограф и график уровней воды за 2018 год иллюстрирует особенности водного режима рассматриваемых рек (рисунок 2.4).

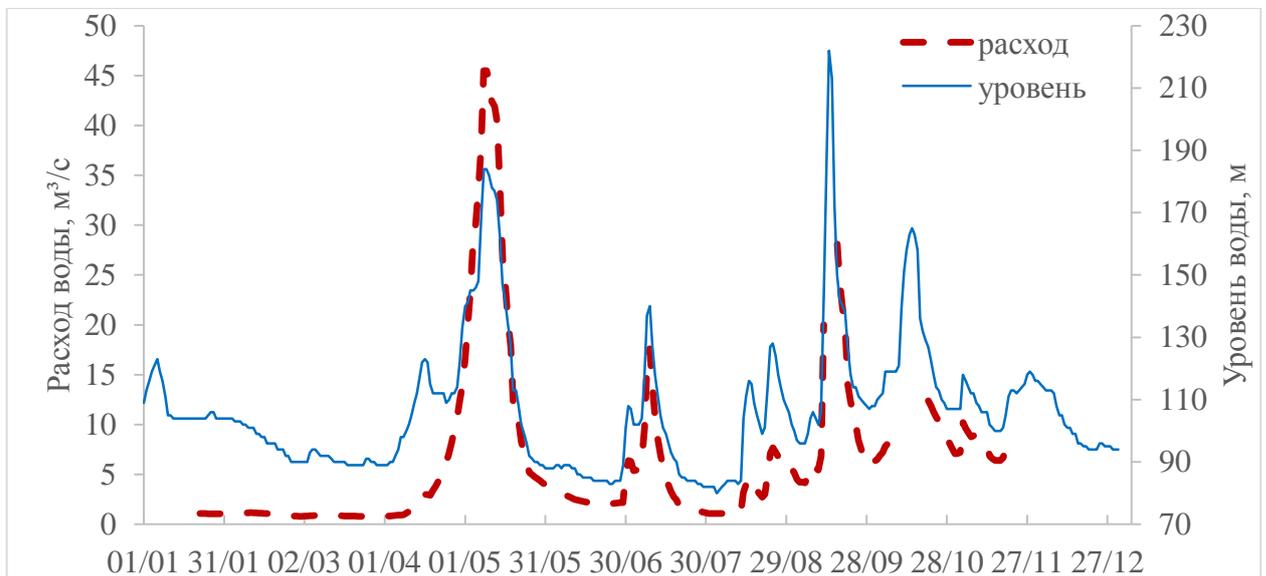


Рисунок 2.4 – Гидрограф и график уровней воды на г/п Тамица – р. Тамица за 2018 год (часть данных по расходам воды пропущена) [Автоматизированная система...].

Обладая схожими физико-географическими условиями формирования стока, площадями водосборов, величинами меженного стока, реки существенно различаются по гидродинамическому режиму в нижнем течении. Это объясняется как различием в

географическом положении и величине прилива, так и разным геоморфологическим строением русел рек на устьевых участках.

В устьевой области каждой из вышеназванных рек проводились экспедиционные исследования с участием автора в 2015 – 2021 гг. в разные сезоны года и соответственно в различные фазы водного режима. Количество экспедиций, даты проведения и основные виды выполненных работ перечислены в таблице 2.1, схемы с обозначенными створами измерений для каждой реки приведены на рисунке 2.5.

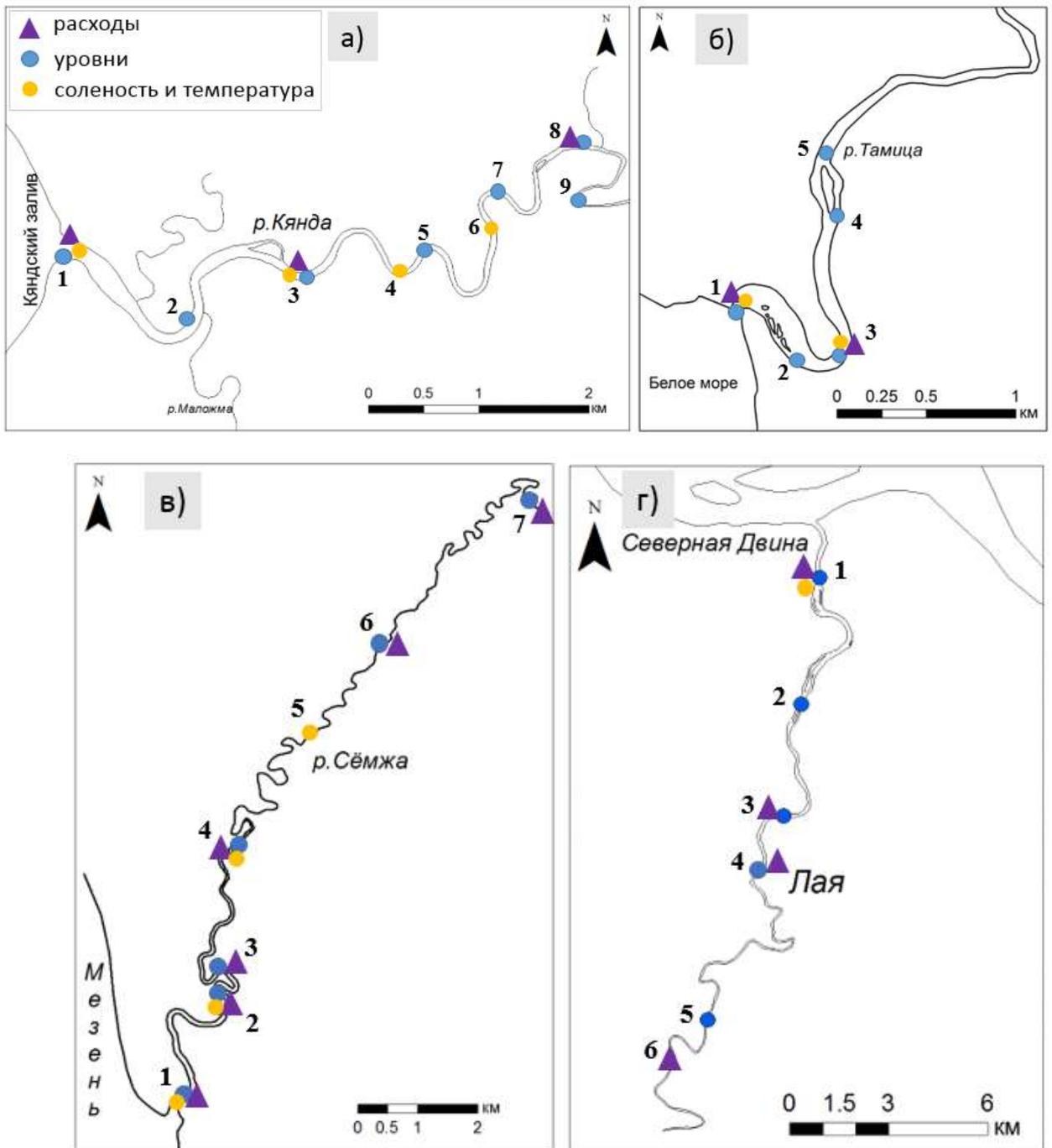


Рисунок 2.5 – Схемы устьевых участков малых рек Беломорского бассейна: а) Кянда; б) Тамица; в) Сёмжа; г) Лая с обозначенными створами измерений.

Таблица 2.1 – Общая информация об экспедициях в устьевых областях малых рек

Река	Период измерений	Фаза водного режима	Характеристика - створы измерений (см. рисунок 2.5)
Кянда	03 - 15.08.2016	летняя межень	уровни - 1, 2, 3, 5, 7, 8, 9; расходы - 1, 3, 8; соленость - 1, 3, 6
	1 - 2.02.2017	зимняя межень	уровни - 3, 5; скорости течения - 3; соленость - 3, 4
	12.08.2017	летний паводок	уровни - 3, 5; расходы - 3, 5; соленость - 3
	10 - 12.05.2018	весеннее половодье	уровни - 3, 7; расходы - 3, 7
	1 - 2.02.2019	зимняя межень	уровни - 1, 3; скорости течения - 3; соленость - 1, 3, 4
Тамица	05 - 15.08.2016	летняя межень	уровни - 1, 2, 3, 4, 5; расходы - 1, 3; соленость - 1
	1 - 2.02.2017	зимняя межень	уровни - 1, 3; скорости течения - 1, 3; соленость - 1, 3
	11.08.2017	летний паводок	уровни - 1, 3; расходы - 1, 3
	10 - 12.05.2018	весеннее половодье	уровни - 1, 3; расходы - 1, 3
	08 - 10.02.2021	зимняя межень	уровни - 1, 3
Сёмжа	31.07 - 15.08.2015	летняя межень	уровни - 1, 4, 6, 7; расходы - 1, 4, 6, 7; соленость - 1, 4, 5
	13 - 16.08.2018	летняя межень	уровни - 1, 2, 3, 4, 6; расходы - 2, 3; соленость - 1, 2, 5
Лая	21 - 22.05.2019	весеннее половодье	уровни - 1, 3, 4, расходы - 3, 4
	22 - 25.07.2019	летняя межень	уровни - 1, 2, 3; расходы - 3
	20 - 21.09.2019	осенняя межень	уровни - 1, 3
	25 - 26.07.2020	летняя межень	уровни - 1, 3, 5; расходы - 1, 6

Помимо малых рек в некоторых разделах диссертации используются данные измерений в устьевых областях крупных рек Беломорского бассейна: эстуария Онеги, дельты Северной Двины и эстуария Мезени (рисунок 2.6). Полевые работы при участии автора проводились в эстуарии Онеги в зимнюю межень 2017 и 2019 гг., а также в условиях повышенного речного стока летом 2017 г. В дельте Северной Двины измерения проводились летом 2016 – 2018 гг. в межень и летний паводок в основном в рукавах Маймакса и Кузнечиха, а также вдоль морского края дельты. В эстуарии Мезени экспедиции проводились в летнюю межень (2015, 2018 гг.) и в зимнюю межень (2019 г.).

Результаты измерений в устьях больших рек в диссертации подробно не рассматриваются, поэтому далее в тексте описание этих устьевых областей не приводится.



Рисунок 2.6 – Спутниковые снимки устьевых областей больших рек Беломорского бассейна: а) Онега; б) Северная Двина; в) Мезень (источник – Yandex-карты и GoogleMaps).

2.3 Методика гидрометрических измерений в 2015 – 2021 гг.

Полевые гидрометрические исследования в устьевых областях рек становятся наиболее эффективными, когда их целью является сбор информации, необходимой для гидродинамического моделирования. Для разработки модели, ее калибровки и верификации необходим определенный набор фактических данных, которые могут быть получены в ходе экспедиционных измерений.

На каждом устьевом участке исследуемых рек выполнялся комплекс полевых работ следующего состава:

1. определение верхней границы устьевых участка реки;
2. регистрация колебаний уровня воды в нескольких створах на протяжении устьевых участка в единой системе высот;
3. измерение расходов воды (как правило синхронное) на различном удалении от устьевых створа в течение приливного цикла;
4. измерение расхода воды выше границы устьевых участка, в области, где отсутствует воздействие приливов;
5. измерения солености, температуры и мутности воды (гидрологические разрезы вдоль устьевых участка в характерные фазы приливного цикла и рейдовые станции в характерных точках устьевых области);
6. промеры глубин и определение отметок дна русла.

Информация о глубинах необходима для задания рельефа русла, данные об уровнях воды в устьевом створе и расходах воды выше границы устьевых участка используются в качестве

граничных условий в гидродинамической модели. По данным об уровнях, расходах, скоростях течения, солености и мутности воды в створах на различном расстоянии от устьевого створа проводится калибровка и верификация модели. Охват гидрометрическими наблюдениями всей длины устьевого участка дает возможность разработки модели, воспроизводящей достоверные гидродинамические характеристики на всей области моделирования.

Для измерения расходов и скоростей течения воды в условиях нестационарных течений наиболее удобными являются акустические профилографы течений, например, RiverRay фирмы Teledyne RD-instruments (США) (рисунок 2.7, а). Приборы позволяют измерять скорости течения воды в диапазоне 0,03 – 5 м/с с погрешностью 0,002 м/с. Диапазон измерения глубины составляет 0,3 – 70 м с предельной допустимой относительной погрешностью 1%.



Рисунок 2.7 – Работа с приборами: а) измерения расходов воды с помощью акустического доплеровского профилографа течений RiverRay; б) подготовка логгеров для измерения уровней воды; в) работа с тахеометром; г) работа с DGPS-приемником Javad (фото автора и Л. Одоева).

Уровни воды измеряются при помощи автономных барометрических записывающих устройств (логгеров) фирм Solinst и Keller (рисунок 2.7, б), запрограммированных на запись отсчетов с интервалом 1 – 5 минут. Для приведения данных к уровням воды в единой системе высот производится учет колебаний атмосферного давления и плано-высотная привязка логгеров с использованием нивелира или тахеометра, инструментальная ошибка при этом не превышает гидрометрической точности 1 см (рисунок 2.7, в). В случае невозможности выполнения нивелирования используется дифференциальная система спутникового

позиционирования (DGPS) (приемники Trimble, Javad, EFT) (рисунок 2.7, г). В этом случае точность определения высотных отметок зависит от расстояния между приемниками, продолжительности записи и условий атмосферы, минимально составляя 3 – 5 см.

2.4 Устьевые области малых рек – объектов исследования

2.4.1 Сёмжа

Река Сёмжа берет начало из озера Сёмжа (площадь его зеркала составляет 5,6 км², площадь водосбора – 121 км²), впадает в эстуарий Мезени в шести километрах выше ее устьевого створа (см. рисунок 2.2). Длина реки составляет 63 км, площадь бассейна – 490 км². Исток реки расположен на высоте 35 м над уровнем моря, высотная отметка устья составляет -3,3 м БС. Средний уклон реки 0,61‰, при этом средний уклон дна на нижних 21 км русла, где заметно воздействие приливов, составляет 0,26‰ (рисунок 2.8).



Рисунок 2.8 – Продольный профиль дна русла устьевого участка Сёмжи по измерениям 2015 и 2018 гг.

Гидрологических постов на реке нет, поэтому судить о гидрологическом режиме реки можно только по районным обобщениям с учетом информации о климатических, геолого-геоморфологических условиях территории, являющихся факторами формирования стока, а также по эпизодическим данным экспедиционных наблюдений. Средний меженный расход воды в нижнем течении Сёмжи по расчетам составляет около 5 м³/с, максимальный расход воды 5% обеспеченности равен 200 м³/с.

Основные притоки Сёмжи впадают выше устьевого участка: в 24 км от устья со стороны левого берега впадает безымянная река длиной 16 км, в 28 км выше устья – приток Вторая Речка длиной 24 км; приток длиной 11 км впадает в Сёмжу в 48 км выше ее устья, а в 53 км – приток

длиной 6,5 км. Длина наибольшего правого притока составляет 9 км, он впадает в Сёмжу на расстоянии 38 км от устьевого створа.

В нижнем течении реки на гидродинамический режим оказывают влияние приливы. На устьевом взморье Сёмжи величина прилива достигает восьми с половиной метров, причем для Мезенского залива характерен прилив не более шести метров в сизигию, но при движении по руслу Мезени за счет эффекта конфузора высота приливной волны увеличивается. В условиях летней межени дальность распространения приливных колебаний уровня воды составляет 21 – 22 км (таблица 2.2) [Панченко, 2016].

Форма поперечного профиля русла Сёмжи в районе устья близка к корытообразной, на вышележащем участке она постепенно переходит в параболическую. Русло меандрирующее. Его ширина существенно изменяется во время приливного цикла (рисунок 2.9). В устьевом створе реки в полную воду она составляет 90 м, в фазу отлива уменьшается до 30 м. При удалении от устья величина прилива снижается, а вместе с ней уменьшается и диапазон изменения ширины русла в течение приливного цикла. На расстоянии восьми километров выше устьевого створа ширина русла составляет 20 – 30 м, а в 21 км выше него - около 10 – 15 м вне зависимости от фазы приливного цикла.



а)

б)

Рисунок 2.9 – Река Сёмжа во время прилива (а) и отлива (б) в 500 м выше устьевого створа (фото автора).

В устьевом створе глубина реки изменяется от одного до десяти метров (рисунок 2.8), в восьми километрах выше по руслу реки – в диапазоне 1 – 4 метра. Далее вверх по течению реки глубина в отлив в среднем составляет около 0,8 м, причем на перекатах она уменьшается до 0,3 – 0,5 м, на плесах увеличивается до 1,0 – 1,5 м.

Русло реки сложено в основном лёссами (рисунок 2.10, а), в районе устьевого створа лёссовый материал чередуется с песчаными и гравелистыми аккумулятивными формами, тяготеющими к динамической оси приливных течений (рисунок 2.10, б).



а)

б)

Рисунок 2.10 – Донные отложения, слагающий русло Сёмжи (фото автора).

Берега долины реки в основном песчаные, чередуются пологие низкие и крутые высокие берега. Постоянные значительные колебания уровней воды ведут к активной эрозии берегов, вследствие чего в русло реки поступают большие массы песчаного материала зачастую вместе с произрастающими вдоль берегов деревьями.

Ширина зоны осушки эстуария Мезени в районе устьевого створа Сёмжи достигает нескольких сотен метров. Поток Сёмжи прорезает ее, формируя пологие излучины и растекается в нижней части, формируя подобие дельты (см. рисунок 2.3, б).

2.4.2 Кянда

Река Кянда берет начало из озера Кяндозеро, впадает в Кяндский залив, расположенный в юго-восточной части Онежского залива Белого моря (см. рисунок 2.2). Устье реки находится примерно в 40 км севернее устья Онеги. Длина реки составляет 49 км, площадь бассейна 510 км². Исток реки расположен на высоте около 90 м над уровнем моря, высотная отметка устья составляет -1,9 м БС. Средний уклон реки равен 1,9‰, однако на нижних девяти километрах реки средний уклон дна уменьшается до 0,2‰. При этом можно выделить два морфологически разных участка (рисунок 2.11): средний уклон дна на первых шести километрах от устья практически отсутствует, а далее, на участке 6,1 – 8,6 км выше устья перепад высотных отметок составляет 2,2 м, что соответствует уклону дна 0,87‰. На расстоянии 1,8 – 2,6 км от устьевого створа расположены острова: Попов и Малый (см. рисунок 2.3, в).

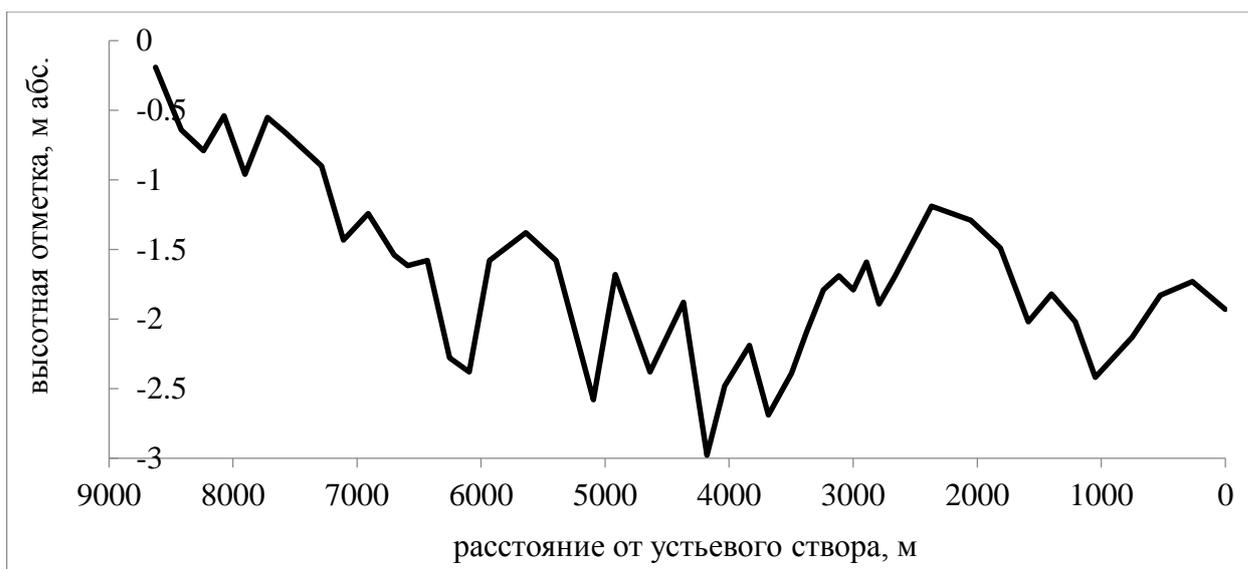


Рисунок 2.11 – Продольный профиль дна русла устьевого участка Кянды по измерениям 2016 г.

Бассейн реки расположен в зоне тайги, лесистость бассейна составляет 94%, озерность – 2,3%, заболоченность 22% [Схема комплексного использования ..., 2014].

Гидрологических постов на реке нет. Средний годовой расход воды по расчетам составляет $5,6 \text{ м}^3/\text{с}$, максимальный расход воды 1% обеспеченности составляет $105 \text{ м}^3/\text{с}$, а минимальный 95% обеспеченности – $0,25 \text{ м}^3/\text{с}$. Среднемноголетний объем стока составляет $0,18 \text{ км}^3/\text{год}$ [Схема комплексного использования ..., 2014]. Наиболее крупными притоками Кянды в нижнем течении являются реки Маложма (левый приток длиной 27 км) и Войя (правый приток длиной 30 км) с меженными летними расходами воды $2,8 \text{ м}^3/\text{с}$ и $0,5 \text{ м}^3/\text{с}$ соответственно [Панченко, 2017].

Величина прилива в юго-восточной части Онежского залива у о. Кий достигает в сизигию 2,8 м, при движении приливной волны по мелководному Кяндскому заливу ее высота уменьшается, и в устьевом створе Кянды в летнюю межень уровни воды изменяются на 2,1 м. Дальность проникновения приливных колебаний уровня воды по данным измерений в летнюю межень составляет около десяти километров. В зимнюю межень с ледоставом визуально зафиксированы колебания в 8 км выше устья, поэтому вероятно, что они распространяются на те же 10 км (до порогов в русле). На пике весеннего половодья, когда расход воды в десять раз больше меженного, приливные колебания были отмечены в 6,5 км выше устья (таблица 2.2).

Поперечный профиль русла в нижнем течении корытообразный. Русло меандрирующее, его ширина уменьшается от 80 – 100 м (в полную воду) в районе устьевого створа до 20 – 30 м у д. Кянда в 8 – 10 км выше по течению. В отлив ширина русла поблизости от устьевого створа сокращается почти вдвое и составляет около 50 м. По мере удаления от устья влияние приливных колебаний уровня воды на ширину водной поверхности несколько уменьшается: на расстоянии 3 км ширина реки в полную воду составляет 50 м, в малую – 30 м (рисунок 2.12).



а)

б)

Рисунок 2.12 – Река Кянда во время прилива (а) и отлива (б) на расстоянии 3 км от устьевого створа (фото автора).

Для нижнего течения Кянды характерно чередование плесов и перекатов. Наиболее обширный перекатный участок расположен на расстоянии 1,8 – 2,8 км от устья. Существенный подъем отметок дна наблюдается также на 5,4 – 6,0 км выше устьевого створа (рисунок 2.11). Наличие перекатов (рисунок 2.13, б) придает гидравлическому режиму нижней части устьевого участка Кянды некоторые черты, сходные с функционированием водослива с широким порогом. Во время отлива через гребни перекатов при глубине потока 0,2 – 0,4 м происходит перелив водных масс, аккумулирующихся в прилив в плесовых ложбинах, глубина которых в малую воду составляет 1,5 – 2,0 метра. Выше впадения Вои в девяти километрах от устья русло Кянды становится порожистым, и приливные колебания уровня резко затухают.

Русло Кянды сложено песками и лёссами, дно на перекатах сложено галькой и валунами. Берега в основном песчаные, из-за постоянных колебаний уровней воды они подвержены интенсивной эрозии (рисунок 2.13, а), вследствие которой в русло реки поступает песчаный материал и периодически падают стволы деревьев.



а)

б)

Рисунок 2.13 – а) Берега русла Кянды; б) перекатный участок русла Кянды (фото автора).

Устьевое взморье реки относится к типу открытого отмелого и включает в себя обширную илесто-песчаную приливную осушку с ярко выраженными стоковыми ложбинами (см. рисунок 2.3, в). Его ширина около 3 км. В районе устьевого створа река делает крутой поворот с западного

направления на 60 градусов и течет одним потоком по осушке. Протяженность русловой ложбины более 4 км, ширина в отлив около 50 м. На удалении 2 км от устьевого створа на осушке ложбина раздваивается.

2.4.3 Тамица

Тамица образуется в результате слияния ручьев, вытекающих из озер Большое Островистое и Трестяное, и впадает в Онежскую губу Белого моря. Длина реки составляет 64 км, площадь водосборного бассейна – 465 км².

Перепад высот от истока до устья составляет 122 м, средний уклон реки равен 1,9‰. На двухкилометровом участке, примыкающем к устьевому створу, перепад высотных отметок дна составляет около 2 м (рисунок 2.14), то есть уклон дна здесь почти вдвое меньше, чем средний (1,0‰). В то же время он в 3 – 5 раз больше уклонов дна устьевых участков Кянды и Сёмжи.

На устьевом участке русло Тамицы разделено островом, оголовок которого расположен в 2,0 км выше устьевого створа, а ухвостье – в 1,6 км (см. рисунок 2.3, г). Непосредственно выше устьевого створа река делает резкий поворот и расширяется, вершина излучины расположена на расстоянии 700 м. В соответствии с плановыми очертаниями русла продольный профиль его дна морфологически делится на три участка (рисунок 2.14): первые 500 метров выше устья – пережат, уклон дна на этом участке составляет 3‰, далее в плесовой ложине у вершины излучины глубины резко увеличиваются, а на вышележащем участке отметки дна постепенно возвращаются на уровень, сопоставимый с тем, что был в непосредственной близости от устьевого створа. Таким образом, на участке реки 500 – 1500 м выше устья уклон дна практически отсутствует. На вышележащем разветвленном участке реки уклон дна практически не увеличивается, однако выше оголовка острова начинается порожистый участок, останавливающий распространение прилива. При ледоставе это место отчетливо прослеживается по завершению приливного торошения льда.



Рисунок 2.14 – Продольный профиль дна русла устьевого участка Тамицы по измерениям 2016 г.

Озерность бассейна Тамицы составляет 1,2%, залесенность – 76%, заболоченность 20% [Схема комплексного использования ..., 2014].

С 2013 г. на гидрологическом посту в деревне Тамица, расположенной в 3,6 км выше устьевого створа, ведутся регулярные наблюдения (уровни и расходы воды). По данным поста весеннее половодье наблюдается в мае, причем в зависимости от дружности весны даты смещаются от первой ко второй половине месяца, осенью характерны дождевые паводки с увеличением расходов воды на несколько порядков относительно меженных. Средний годовой расход воды составляет 8,5 м³/с, максимальный расход весеннего половодья достигает 190 м³/с. Среднемноголетний объем стока составляет 0,16 км³/год [Схема комплексного использования ..., 2014]. В период межени расходы воды уменьшаются до 1,0 м³/с.

Величина прилива, приходящего из Онежского залива к устью Тамицы, уменьшается примерно на метр, составляя в сизигию около 1,5 м. Приливные колебания до гидрологического поста не распространяются, однако у оголовка острова их величина в летнюю межень составляет порядка 15 см и остается такой на протяжении километра до начала порожистого участка. По результатам наблюдений и в летнюю, и в зимнюю межень с ледоставом, а также в половодье дальность проникновения приливных колебаний уровня воды одинакова – порядка 2 – 3 км (таблица 2.2).

Ширина русла в устьевом створе в зависимости от фазы приливного цикла составляет 50 – 70 м (рисунок 2.15). Наибольшая глубина в створе изменяется от 1 м в отлив до 2,5 м в полную воду. Дальше происходит расширение русла до 150 – 200 м, где в отлив поток делится на несколько протоков, разделенных осередками. Основное течение идет у правого берега, глубины не превышают 0,5 м. В вершине излучины ширина русла уменьшается до 60 – 70 м, глубина в

отлив достигает 2,5 м, в полную воду – 3,0 м. В устье острова ширина русла составляет около 100 м, глубина 0,7 м в отлив, у оголовка острова ширина 85 м, наибольшая глубина в малую воду 1,0 м. У гидрологического поста в д. Тамица ширина русла составляет 35 м, глубина – около 1 м.



а)

б)

Рисунок 2.15 – Река Тамица во время прилива (а) и отлива (б) в устьевом створе (фото автора).

Русло и лесистые берега реки в основном сложены песками, для перекатов характерна галька и валуны. Обширное устьевое взморье Тамицы сложено в основном песчаным материалом, протяженность русловой ложбины более 1,5 км.

2.4.4 Лая

Река Лая является левым притоком Северной Двины, впадая в Никольский рукав ее дельты. Длина реки 131 км, площадь бассейна 2120 км² [Вода России ..., 2019]. Основными притоками являются реки Еча (Яча), Шухта, Лита (правые), Большая Урзуга (левый). Река протекает через озёра Верхнее Лайское, Среднее Лайское и Нижнее Лайское. Озёрность бассейна составляет 2%.

Перепад высот между истоком и устьем составляет 49 м, то есть средний уклон дна равен 0,37‰. При этом в нижнем течении (около 20 км от устья) он уменьшается примерно вдвое и составляет около 0,2‰ (рисунок 2.16), что является наименьшей величиной для рассматриваемых малых рек.

Долина реки на большем ее протяжении выражена отчетливо, и только в нижнем течении (порядка 20 км до устья) у реки нет четко выработанной долины, за бровкой ее русла простираются обширные массивы сфагновых болот низменной приморской равнины [Вода России ..., 2019].



Рисунок 2.16 – Продольный профиль дна русла устьевого участка Лаи по измерениям 2019 г.

В период с 1970 по 2009 г. на р. Лае в 51 км выше устья действовал стоковый гидрологический пост уроч. Степаново (площадь водосбора 1820 км²). В настоящее время наблюдения (за уровнем воды по рейке и визуальные наблюдения за ледоходом) проводятся только на временном посту в деревне Лая (12 км от устья) в период весеннего половодья. Среднеголетний расход воды в створе поста уроч. Степаново составлял 16,2 м³/с, а расчетное значение в устьевом створе – 22,9 м³/с. В средний по водности год 37% годового стока приходится на май. Лимитирующим месяцем в летнюю межень является август, в зимнюю межень – март, на них приходится 2,4% и 1,4% годового стока соответственно [Схема комплексного использования ..., 2014].

Ширина Лаи в устьевом створе составляет около 200 м. В 0,8 – 1,6 км выше по течению расположен док, поэтому все гидрометрические работы в ходе экспедиционных исследований выполнялись выше, начиная с 1,8 км. На участке 3,0 – 8,5 км выше устья встречаются системы островов, далее русло Лаи становится неразветвленным с чередованием плесов и перекатов. На плёсовых участках в нижнем течении глубины достигают 4,5 – 5,0 м, на перекатах уменьшаются до 0,3 м.

На режим Лаи в нижнем течении оказывают влияние приливные и сгонно-нагонные колебания уровня моря. Приливные и нагонные волны приходят в Лаю из Белого моря через Никольский рукав дельты Северной Двины. Величина прилива в месте впадения Лаи составляет 0,5 – 1,0 м. Приливные колебания уровней воды в периоды пониженного меженного стока распространяются на 25 – 30 км, зона реверсивных течений – более чем на 12 км. В многоводный период влияние приливов гораздо меньше, но по данным измерений в 11 км от устья приливные колебания уровня наблюдаются и в половодье (таблица 2.2). Для дельты Северной Двины и,

соответственно, устьевого участка Лаи характерно явление «манихи», когда в фазу прилива происходит его замедление, незначительно отражающееся на ходе уровней воды и гораздо больше влияющее на изменения расходов воды.

2.4.5 Сравнительная характеристика динамики потока в устьевых областях исследованных малых рек

По результатам измерений (таблица 2.1) на Сёмже, Кянде, Тамие и Лае была составлена сводная таблица (таблица 2.2), характеризующая основные параметры динамики потока на их устьевых участках в различные фазы водного режима. Устьевые участки были районированы по дальности распространения приливных колебаний уровней воды, реверсивных течений и проникновения осолоненных вод.

На Сёмже приливные колебания уровней воды в летнюю межень распространяются на 22 км, на Лае – ориентировочно на 25 – 30 км. На устьевом участке Кянды приливы в летнюю и зимнюю межень наблюдаются на протяжении 10 км, на Тамие независимо от водности реки приливы затухают на 2,5 – 3 км.

Граница распространения обратных течений подвижна: на Кянде в летнюю межень она расположена на 8 км, а на пике весеннего половодья с большой вероятностью течение однонаправленно на всем устьевом участке в течение всего приливного цикла. Аналогично на Тамие летом в межень обратные течения наблюдаются на протяжении 2 км от устья, а весной даже в устьевом створе течение на приливе не разворачивается.

В соответствии с реверсивными течениями смещается и граница зоны смешения на устьевых участках, куда проникают осолоненные воды. Например, на Кянде в летнюю межень дальность распространения вод соленостью в 1 епс составила 6,5 км, в зимнюю межень – около 3,5 км, а на пике половодья осолоненные воды на устьевой участок не проникали.

Таблица 2.2 – Основные гидродинамические характеристики устьевых участков Сёмжи, Тамицы, Кянда, Лаи по данным измерений

Река	Период измерений	Фаза водного режима	Наибольшая измеренная величина прилива в устьевом створе	Максимальный измеренный расход воды на приливе (в сторону реки) в устьевом створе	Максимальный измеренный расход на отливе (в сторону моря) в устьевом створе	Измеренный речной расход воды	Средний уклон реки	Средний уклон реки в нижнем течении	Измеренная дальность проникновения прилива (приливных колебаний уровня воды)	Измеренная дальность проникновения обратных течений	Измеренная дальность проникновения соленых вод
Ед.изм.			м	м ³ /с	м ³ /с	м ³ /с	‰	‰	км	км	км
Сёмжа	31.07-15.08.15	летняя межень	7	-280*	245	5	0,61	0,26	21–22	>12	12
Кянда	03-15.08.16	летняя межень	2,2	-138	85	5	1,9	0,2	10	8	6,5
	01-02.02.19	зимняя межень	1,4	–	–	1–2			8–10	> 3,5	3–3,5
	10-12.05.18	половодье	-	–	–	65			> 6,5	< 2,8	–
Тамица	05-15.08.16	летняя межень	1,5	-15,6	25,5	5	1,9	1	2–3	1,8	<0,5
	01 - 02.02.17	зимняя межень	1,6	–	–	1-2			2–3	>0,8	0,6–0,8
	10 - 12.05.18	половодье	1,1	40,6	73,8	42			2–3	0	0
Лая	25 - 26.07.20	летняя межень	0,68**	-173**	116**	9	0,37	0,2	>25 (30?)	>11	0
	21 - 22.05.19	половодье	0,69**	–	–	35,9			>11	–	–

*измерено не максимальное значение

**данные по створу 1,8 км выше устьевого створа

Характер трансформации волны определяется морфометрией устьевой области. В первую очередь оказывает влияние устьевое взморье: чем дальше движение по нему до устья, тем более асимметричной становится волна. Наиболее важным фактором, влияющим на уменьшение высоты волны, является уклон дна русла. Так, на Кянде высота волны практически не изменяется на протяжении более шести километров (где уклон дна практически отсутствует), в то время как на Тамице (с уклоном дна порядка 1‰) через 700 метров она уменьшается почти в три раза относительно величины в устьевом створе. Степень трансформации формы в основном определяется расстоянием, на которое распространяется приливная волна. На Сёмже и Кянде дальность распространения прилива во много раз больше, чем на Тамице, где уже на расстоянии двух километров от устья прослеживаются лишь незначительные колебания уровней воды, поэтому на Сёмже и Кянде волна становится всё более асимметричной при движении вверх по руслу, а на Тамице форма приливной волны на протяжении устьевого участка практически не изменяется.

Характерной особенностью движения волны по руслу как Кянды, так и Тамицы является практически одновременное наступление максимумов уровня воды на устьевых участках. При этом если в устье Кянды при прохождении волны прилива области с обратным уклоном водной поверхности выражены четко, то в устье Тамицы в прилив водная поверхность приближается к горизонтальной за счет постепенного уменьшения уклонов на перекатах. Таким образом, если на Кянде волна прилива формируется в основном за счет массы морской воды, проникающей в реку и распространяющейся вверх по течению, то на Тамице волна возникает большей частью за счет торможения речного стока переменным подпором со стороны моря. На Сёмже и Лае приливы распространяются дальше, и полная вода наступает неодновременно в различных створах на протяжении устьевых участков.

Глава 3. Распространение приливных волн по устьевым участкам рек

3.1 Форма приливной волны в море и на устьевом участке реки

Полусуточные приливы в основной части акватории Белого моря имеют правильную синусоидальную форму с примерно равным временем роста и падения уровня воды. Для морских пунктов приливы рассчитываются и прогнозируются на основе гармонического анализа достаточно точно (таблица 3.1). Однако при движении приливной волны по мелководному устьевому взморью и далее по руслу устьевому участку реки происходит ее трансформация, а именно изменение величины и искажение формы (рисунок 3.1). В таблицах приливов для пунктов, расположенных на устьевых участках рек, могут возникать значительные ошибки во времени наступления малой и полной воды, что негативно влияет на организацию там хозяйственной деятельности, а также усложняет планирование и организацию полевых работ. Процесс трансформации приливной волны при ее движении вверх по эстуарию или рукавам дельты индивидуален для каждой устьевой области, однако некоторые общие факторы, оказывающие влияние на этот процесс, могут быть определены и охарактеризованы.

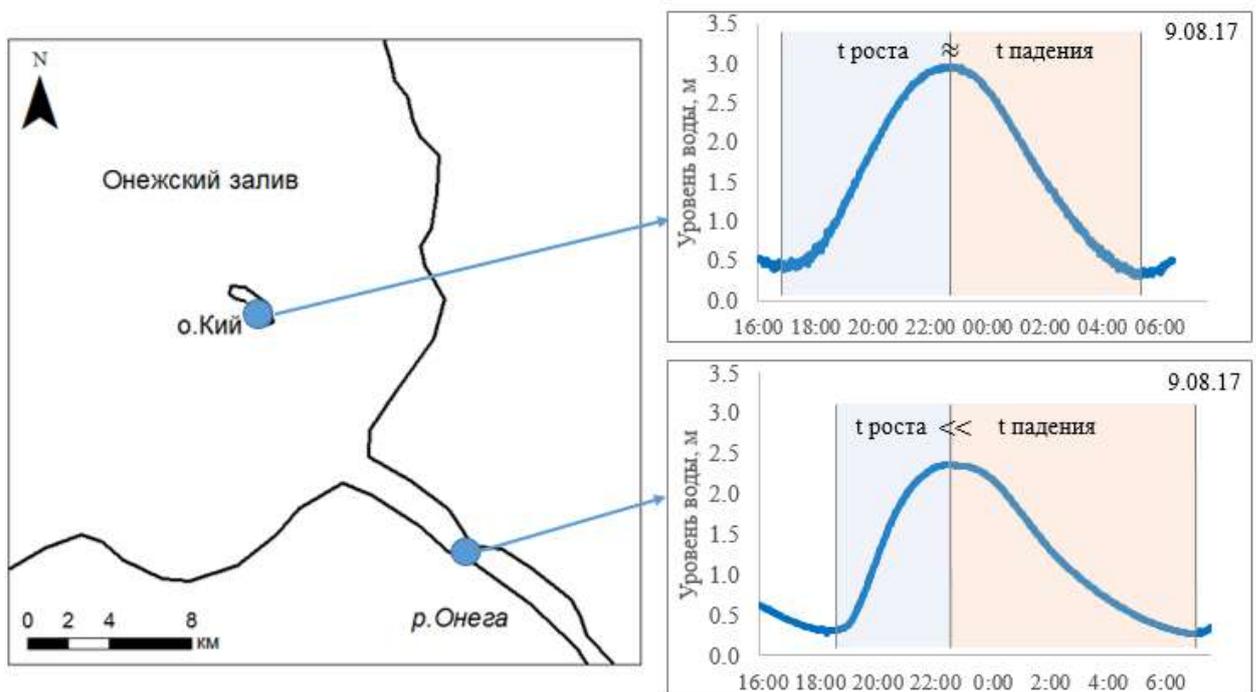


Рисунок 3.1 – Ход уровня воды у о. Кий и у причалов порта Онега в 6 км выше устьевого створа реки 9 – 10.08.17.

Собранные в результате экспедиций 2015 – 2021 гг. данные об уровнях воды в устьях больших и малых рек бассейна Белого моря позволяют проверить и уточнить ряд установившихся положений о характере распространения приливной волны. В данной главе представлен анализ особенностей трансформации волны прилива, последовательности

наступления экстремальных значений уровней и расходов воды, а также расчеты скорости движения прилива по устьевому участку. В качестве объектов рассматриваются устья малых рек Кянды, Тамицы, Сёмжи и Лаи, а также устья крупных рек Северной Двины, Мезени и Онеги. Таким образом, выявляются общие зависимости и возможные различия в характере распространения приливной волны для рек разных размеров.

Таблица 3.1 – Время наступления малой и полной воды у о. Кий 9 – 10.08.17 в «Таблице приливов» и по данным измерения логгера

Фаза приливного цикла	Таблица приливов	Данные логгера
Малая вода	9.08.17 17:00	9.08.17 16:58
Полная вода	9.08.17 22:44	9.08.17 22:42
Малая вода	10.08.17 5:24	9.08.17 5:22

Серии измерений в нескольких створах исследуемых устьевых участков рек в различные сезоны на протяжении нескольких лет позволяют установить закономерности трансформации приливной волны в зависимости от величины речного стока, наличия ледяного покрова, а также сгонно-нагонных явлений.

Для выявления общих закономерностей и возможных различий в изменении величины прилива и времени роста уровня воды (от малой до полной воды) при продвижении волны по устьевому участку малой и большой реки рассматриваются три реки, впадающие в Онежский залив: Онега, Кянда и Тамица.

На устьевом участке Кянды измерения проводились в условиях летней и зимней межени (август 2016, февраль 2017, февраль 2019), летнего паводка (август 2017), весеннего половодья (май 2018) на расстоянии 0 км, 2,8 км и 4,5 км от устьевого створа. На устьевом участке Тамицы измерения также охватывали условия летней и зимней межени (август 2016, февраль 2017, февраль 2021), летнего паводка (август 2017), весеннего половодья (май 2018), а также условия нагона в зимнюю межень (февраль 2017) на расстоянии 0 км и 0,8 км от устья. Измерения в эстуарии Онеги проводились трижды: в августе 2017 года (в условиях повышенного стока), в феврале 2017 и 2019 гг., причем зимой наблюдались также сгонные и нагонные условия. Наиболее полные данные собраны для створа в 6 км выше устья, однако также уровни воды измерялись на расстоянии 0 км, 2,5 км, 12 км. Информация о величинах стока в периоды измерений приведены в таблице 3.2. В периоды зимних измерений устьевые участки и устьевые взморья Кянды, Тамицы, Онеги были покрыты сплошным ледяным покровом.

Таблица 3.2 – Расход воды в вершине устьевых участков Кянды, Тамицы, Онеги в период проведения полевых работ

	Расход воды, м ³ /с		
	Кянда	Тамица	Онега
Среднегодовой, средний за январь, средний за май (1941-2018)	5,36 1,97 21	4,88 1,80 19,1	522 192 2050
август 2016	5	5	-
август 2017	7	10	1250
февраль 2017	< 2	< 2	74,5
февраль 2019	< 2	< 2	110
февраль 2021	< 2	< 2	-
май 2018	50	41	-

Исходная величина прилива и время роста волны полусуточного прилива определялась исходя из ее параметров у острова Кий, где она еще не трансформирована.

3.2 Трансформация приливной волны на устьевом участке реки

3.2.2 Время роста волны

В зависимости от фазы лунного и солнечного цикла время роста уровня у о. Кий изменяется от 5,7 до 6,3 часа (рисунок 3.2, а). На устьевом участке Кянды в створе, расположенном в 2,8 км выше устьевого (см. рисунок 2.5, а), время роста сокращается примерно вдвое – от 2,75 часов до 3,3 часов. При этом в зависимости от фазы водного режима реки оно может существенно различаться даже при фиксированном времени роста уровня в море у острова Кий. Наиболее трансформированная волна с наименьшей продолжительностью подъема уровня воды (2 ч 45 мин) наблюдалась в условиях зимней межени, а наибольшее время роста волны зафиксировано в летнюю межень (3 ч 20 мин). Промежуточное значение (около 3 часов) соответствует периодам повышенного стока весной 2018 г. и в летний дождевой паводок 2017 г. Таким образом, как ледостав, так и повышенный сток способствуют трансформации волны в устье Кянды.

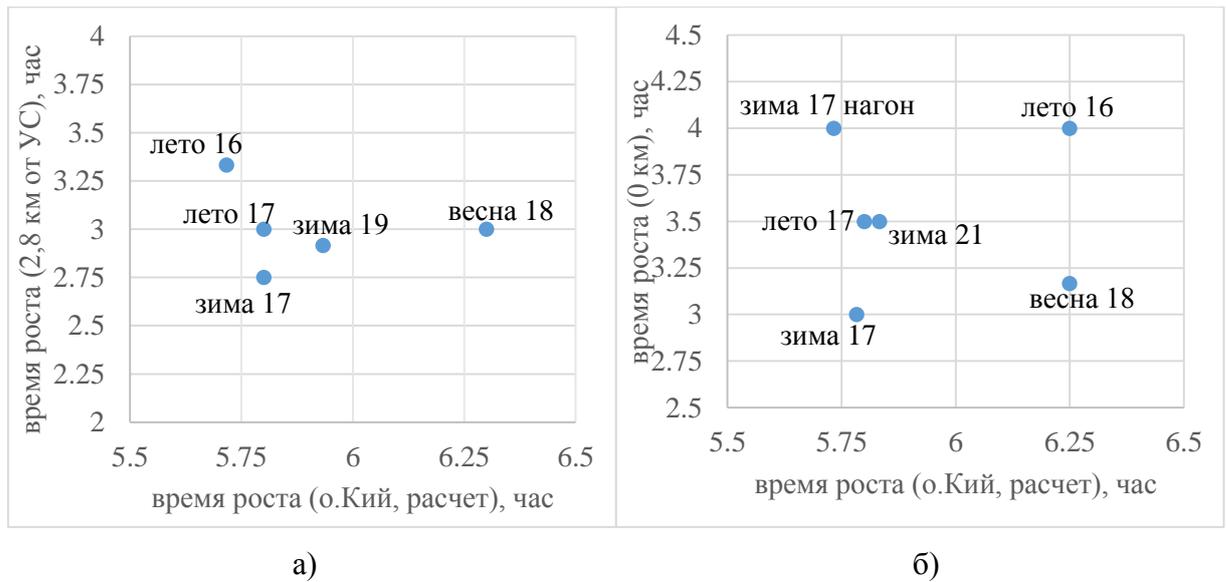


Рисунок 3.2 – Соотношение между а) временем роста приливной волны у о. Кий и а) в створе 2,8 км от устьевое створа р. Кянды; б) в устьевом створе р. Тамицы.

Аналогичная ситуация наблюдалась в устье Тамицы: в устьевом створе в зимнюю межень время роста прилива оказалось на 30 минут меньше, чем летом в условиях повышенного стока (3 ч и 3,5 ч соответственно). Ледяной покров на отмелем взморье в начале прилива препятствовал распространению там волны, однако по мере его поднятия со стороны моря к середине фазы прилива позволил морским водным массам проникнуть к устью. В условиях ветрового нагона при ледоставе, когда ледяной покров к началу прилива уже приподнят, время роста прилива возрастает (рисунок 3.2, б). На пике весеннего половодья время роста уровня в устьевом створе Тамицы на 50 минут меньше, чем в летнюю межень. Мощный половодный поток, проходя через устьевой створ и растекающийся по взморью, сталкивается с приливной волной и до некоторого момента приостанавливает ее продвижение. Таким образом, увеличение асимметрии приливной волны наблюдается как при наличии ледяного покрова, так и при увеличении речного стока.

У причалов порта г. Онеги, расположенного в эстуарии р. Онеги в 6 км выше устьевое створа, время роста прилива в условиях зимней межени при отсутствии сгонно-нагонных явлений практически не отличается для 2017 и 2019 гг. Летом при том же времени роста у о. Кий, что и зимой, продолжительность подъема уровня воды увеличивается на 30 минут и составляет 4 ч 15 мин. При этом в условиях ветрового нагона время роста волны зимой превышает летнее значение, достигая 4,5 часов. В условиях сгона время роста наименьшее из измеренных (рисунок 3.3, а).

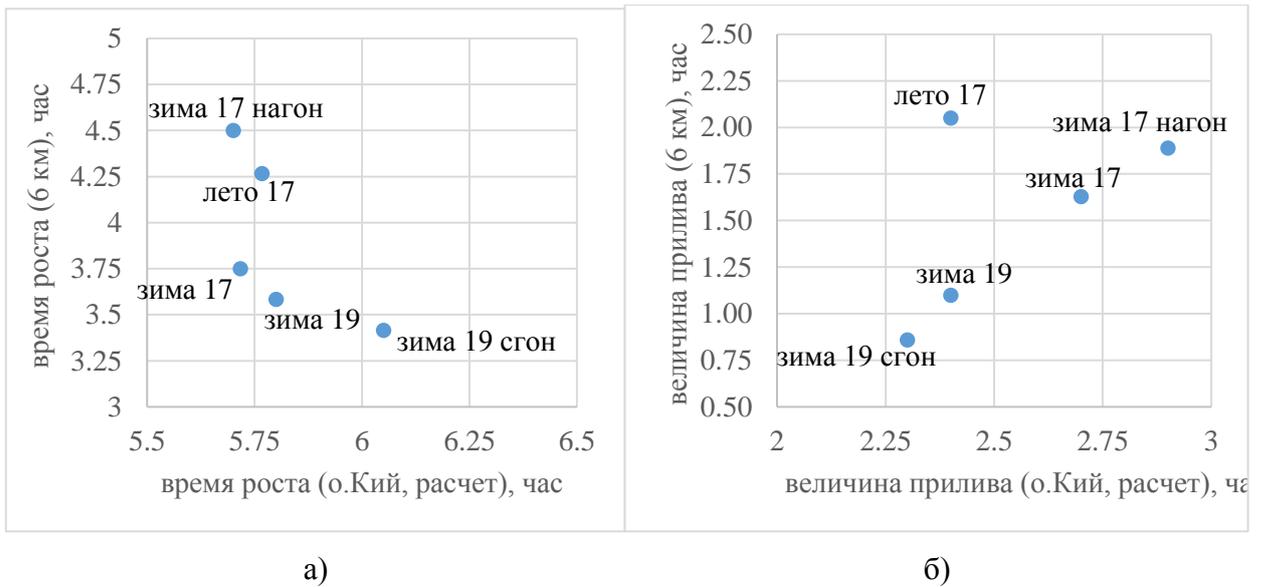


Рисунок 3.3 – Соотношение между а) временем роста волны; б) величины прилива у о. Кий и в 6 км выше УС р. Онеги.

При удалении от устьевоего створа диапазон вариации времени роста в зависимости от условий стока, воздействия ветра на устьевом взморье и наличия ледяного покрова уменьшается, что характерно для всех рассматриваемых устьевых участков (таблица 3.3). Например, в устьевом створе Кянды разница во времени роста достигает 1 часа (от 3 часов 15 минут до 4 часов 20 минут), на расстоянии 2,8 км разница уменьшается до 40 минут, а в 4,5 км выше устья – сокращается до 25 минут. Для Онеги диапазон изменения времени роста составляет 1 час, 40 минут и 20 минут соответственно для створов в 0 км, 6 км и 12 км выше устья. Данная тенденция демонстрирует доминирующее значение рельефа русла в процессе трансформации приливной волны и увеличении асимметрии ее формы. Чем дальше от устьевоего створа расположен рассматриваемый створ, тем меньшее влияние на время роста уровня воды оказывают величина речного стока, ледяной покров, нагон и сгон. Таким образом, на определенном удалении от устья форма приливной волны максимально трансформируется и далее не изменяется.

Таблица 3.3 – Время роста прилива на устьевых участках Кянды и Онеги

Кянда			Онега*		
Расстояние от устьевоего створа, км	Время роста прилива, ч:мин	Вариация времени роста, мин	Расстояние от устьевоего створа, км	Время роста прилива, ч:мин	Вариация времени роста, мин
0	3:15 - 4:20	65	0	3:40 - 4:40	60
2.8	2:45 - 3:20	45	6	3:35 - 4:15	40
4.5	2:45 - 3:10	25	12	3:20 - 3:40	20

*не учитывались измерения в нагон и сгон

3.2.3 Величина прилива

Ледяной покров значительно влияет на величину прилива: на устьевом участке Кянды в створе 2,8 км выше устья высота приливной волны в летнюю межень почти в два раза превышала высоту в зимнюю межень (при одинаковой величине прилива у о. Кий) (рисунок 3.4, а). В устьевом створе Тамицы разница между величиной прилива летом и зимой составляла 35% (рисунок 3.4, б). Такое различие связано с большей величиной речного стока в летний период 2017 г., когда выполнялись измерения на Тамице, по сравнению с летом 2016 г., когда проводились работы на Кянде.

В зимний период существенное влияние на меньшую интенсивность затухания приливной волны оказывал нагон, в результате которого с общим повышением уровня воды и глубины величина прилива уменьшалась вдвое меньше, чем в ситуации без нагона (рисунок 3.4, б).

В эстуарии Онеги наличие ледяного покрова и значительно меньший сток реки совокупно уменьшили величину приливной волны вдвое (рисунок 3.3, б).

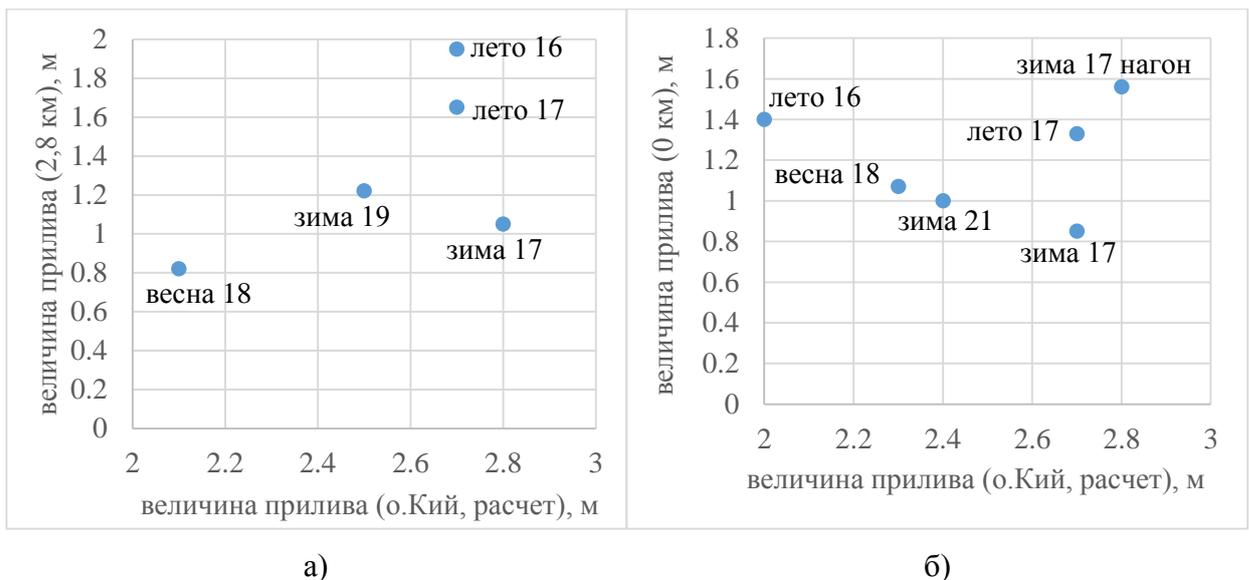


Рисунок 3.4 – Соотношение между величиной прилива у о. Кий и а) в створе 2,8 км от устьевом створа р. Кянды; б) в устьевом створе р. Тамицы.

Комплексный анализ трансформации приливных волн в различные фазы водного режима показывает, что величина речного стока оказывает влияние на высоту приливной волны в меньшей степени, чем наличие ледяного покрова. На Кянде увеличение речного стока в 1,5 раза (летняя межень 2016 г. и летний паводок 2017 г.) приводит к уменьшению величины прилива на 11%, при этом увеличение расхода в десять раз в период весеннего половодья сокращает высоту волны чуть менее чем вдвое (на 45%) (рисунок 3.4, а). На Тамице высота приливной волны в устьевом створе в летнюю межень и в летний паводок была практически одинакова (1,4 м), притом что величина прилива у острова Кий в море отличалась на 0,7 м (рисунок 3.4, б).

Таким образом, определяющими факторами трансформации прилива на устьевом участке реки являются рельеф русла, величина речного стока, наличие ледяного покрова и сгонно-нагонные явления.

Особенности строения русла устьевого участка реки играют определяющую роль для трансформации прилива, так как при значительном удалении от устьевого створа влияние других факторов на асимметрию волны (то есть время роста) существенно сокращается.

Наличие льда существенно влияет и на величину прилива (сокращая ее вдвое), и на искажение формы приливной волны. Увеличение речного стока также приводит к трансформации прилива, хотя для уменьшения высоты приливной волны расходы воды должны измениться в десятки раз. Нагон приводит к уменьшению асимметрии прилива, увеличивая время роста уровня воды, при этом также увеличивается диапазон изменения уровней воды. В период сгона наблюдаются обратные эффекты.

3.3 Скорость распространения приливной волны

Скорость движения волн (как прямых, так и обратных) определяется по скорости смещения их характерных точек, например, фронта или гребня (фазовая скорость). На практике для расчета скорости волны, распространяющейся по руслу реки, используются данные об уровнях воды в двух створах, расстояние между которыми известно. В случае оценки скорости распространения волны по ее гребню рассчитывается период между наступлением максимального уровня воды в каждом из створов, при расчете по фронту – период между началом подъема уровней воды. Для прямых волн половодья и паводка расчет обычно выполняется по гребню. Однако для приливных устьев рек, где доминируют обратные волны, и приливная волна сильно трансформируется, скорости движения фронта и гребня волны значительно различаются (в 2 – 10 раз) (рисунок 3.5, таблица 3.4). Более того, для ряда устьев малых рек выполнить расчет скорости распространения приливной волны по ее гребню оказалось в принципе невозможно. Так, на Кянде и Тамие полная вода наступает одновременно на всем устьевом участке, и скорость движения волны, оцененная по гребню, с формальной точки зрения стремится к бесконечности. На Лае, Онеге и Мезени, где максимальный уровень воды фиксируется последовательно в створах, расположенных на различном расстоянии от устья, скорость движения волны, рассчитанная по гребню, в среднем в два раза превышает скорость продвижения ее фронта.

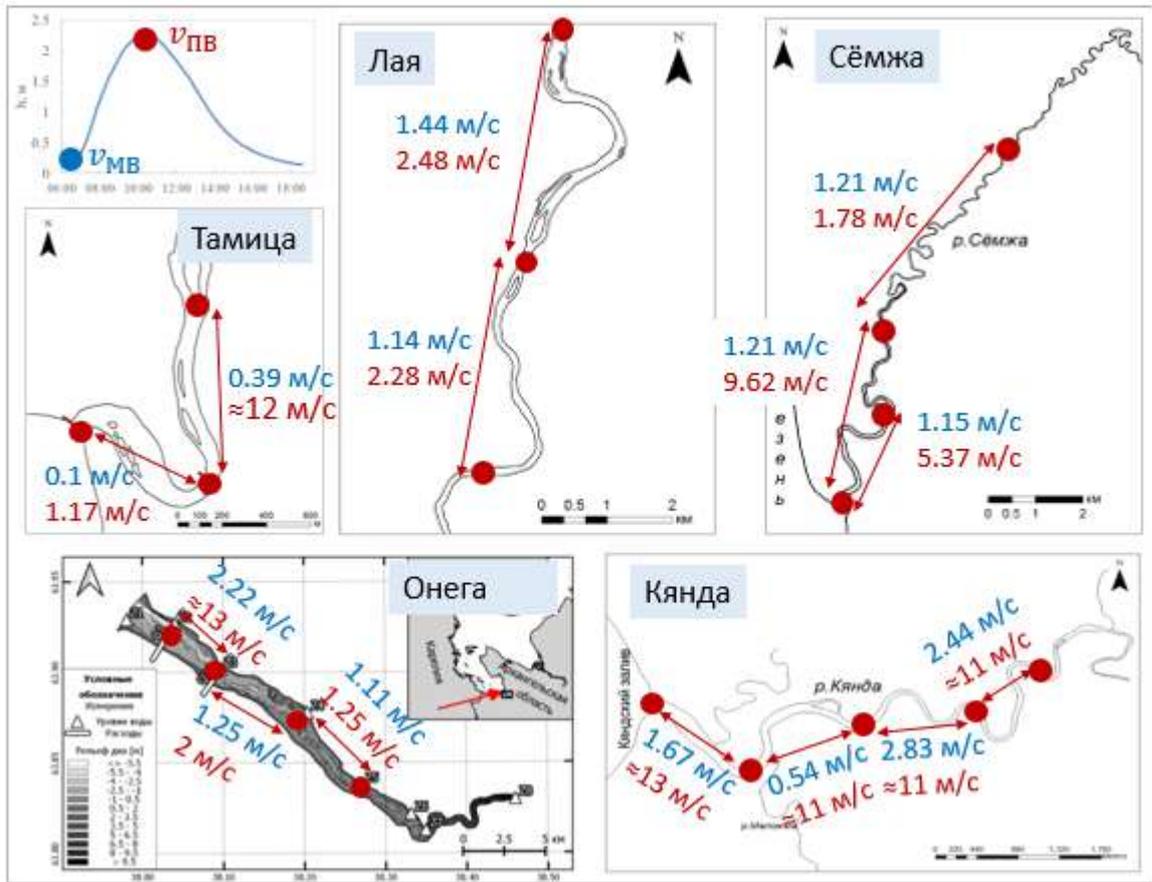


Рисунок 3.5 – Скорость движения приливной волны, рассчитанная по фронту (синим цветом) и по гребню (красным).

Таблица 3.4 – Скорость движения приливной волны, рассчитанная по фронту и по гребню.

Река	Участок, км от устьевового створа	Скорость движения приливной волны, м/с	
		по фронту	по пику
Кянда	0 – 1,5 км	1,67	13
	1,5 – 2,8 км	0,54	11
	2,8 – 4,5 км	2,83	11
	4,5 – 6,4 км	2,44	11
Тамица	0 – 0,7 км	0,1	1,17
	0,7 – 1,6 км	0,39	12
Сёмжа	0,5 – 3,6 км	1,15	5,37
	0,5 – 8,1 км	1,21	9,62
	8,1 – 16 км	1,21	1,78
Лая	1,8 – 7 км	1,44	2,48
	7 – 11,3 км	1,14	2,28
Онега	2,4 – 6,4 км	2,22	13
	6,4 – 12,4 км	1,25	2,0
	12,4 – 18,3 км	1,11	1,25
Мезень	30 – 43 км	3,1	5,85

Для устьев больших рек характерно уменьшение скорости распространения волны при удалении от устьевого створа. На малых реках скорость движения определяется главным образом местными факторами, связанными со строением русла (чередованием плесов и перекатов, наличием порогов). Влияние рельефа хорошо заметно на Кянде: скорость распространения волны прилива в начале фазы подъема уровней (по фронту) различается на различных участках русла в несколько раз. Например, с минимальной скоростью волна продвигается между 1,5 км и 2,8 км, что связано с расположенным в этой части русла крупным перекатом.

Наличие ледяного покрова существенно не влияет на скорость движения фронта приливной волны (таблица 3.5).

Таблица 3.5 – Скорость движения приливной волны по фронту с ледоставом и без на устьевых участках Тамицы и Онеги

Река	Скорость движения волны прилива по фронту, м/с				
	февраль 2017	февраль 2019	февраль 2021	август 2016	август 2017
Тамица (0 - 0,7 км от УС)	0,13	-	0,13	0,11	0,09
Онега (0 - 6 км от УС)	2,9	2,5	-	-	2,9

Таким образом, при расчете скорости движения приливной волны по устьевому участку реки необходимо ориентироваться на движение фронта волны, а не ее гребня. При необходимости расчета времени наступления полной воды (или любого другого характерного уровня) в каком-либо пункте в пределах приливного участка реки нужно использовать данные о величине прилива в устьевом створе и скорости движения фронта и характере трансформации волны в данном пункте.

Для расчета скорости движения длинных волн в океане и водоемах суши широко используется формула Лагранжа:

$$c = \sqrt{gh}, \quad (3.1)$$

где c – скорость движения волны, g – ускорение свободного падения, h – глубина.

Из-за простоты и малого количества входных данных формула нередко используется и для водотоков с учетом скорости течения. Для обратной волны скорость распространения рассчитывается как

$$c = \sqrt{gh} - u, \quad (3.2)$$

где u – средняя скорость речного потока.

Однако, исходя из того, что формула Лагранжа была получена с допущением о пренебрежимо малом влиянии сил гидравлического сопротивления, корректность (или же

некорректность) ее применения для устьевых участков, где существенную роль играет рельеф и строение русла, нуждается в обосновании. Кроме того, при выводе формулы Лагранжа из уравнений мелкой воды принималось допущение, что высота волны на несколько порядков меньше глубины потока [Караушев, 1969]. Это условие в различной степени не соблюдается на устьевых участках рассматриваемых рек (таблица 3.6). Почти для всех рассматриваемых рек (за исключением Северной Двины) средняя глубина соизмерима или меньше средней высоты прилива.

Таблица 3.6 – Соотношение средней глубины и средней величины прилива на устьевых участках рек Белого моря

Река	Средняя глубина, м	Высота прилива, м
Онега	2	2,5
Мезень	2	4
Кянда	0,6	2,1
Лая	1,5	1
Тамица	0,7	1,5
Кузнечиха (Северная Двина)	5,2	1
Маймакса (Северная Двина)	6,0	0,8

Сравнение рассчитанных по формуле Лагранжа и определенных по результатам полевых измерений значений скорости движения приливных волн в устьях рек Белого моря показало (таблица 3.7), что формула Лагранжа завышает скорости в несколько раз. При этом для большого эстуария Онеги разница между фактической и расчетной скоростью движения увеличивается при удалении от устья, что демонстрирует усиливающееся влияние рельефа. Даже в рукавах дельты Северной Двины фактические скорости распространения прилива оказались в несколько раз меньше, чем значения, рассчитанные по формуле Лагранжа, хотя русла рукавов более глубокие по сравнению с устьевыми участками других рассматриваемых рек. Это свидетельствует о более значимом влиянии гидравлического сопротивления по сравнению с соотношением высоты волны и глубины русла [Панченко, 2021].

На малых реках скорость распространения волны полностью определяется строением русла: например, на Кянде на участке 0 – 1,5 км рассчитанная и фактическая скорости различаются на 20%, а на участке 1,5 – 2,8 км, где расположен крупный пережат, скорости, определенные по формуле Лагранжа, превышают фактические в четыре раза.

Таблица 3.7 – Сравнение фактических и рассчитанных по формуле Лагранжа скоростей движения приливных волн по устьевым участкам рек Белого моря [Панченко, 2021]

Река	Участок (расстояние от устьевого створа)	Скорость движения приливной волны, м/с	
		по формуле Лагранжа	фактическая
Онега	2.4 – 6.4 км	3,1	2,2
	6.4 – 12.4 км	3,1	1,3
	12.4 – 18.3 км	3,4	1,1
Мезень	39 – 43 км	3,9	2,2
Кузнечиха (Северная Двина)	26,3 – 40,3 км	6,8	3,2
Маймакса (Северная Двина)	15,3 – 29,3 км	7,6	1,2
Кянда	0 – 1,5 км	2,1	1,7
	1,5 – 2,8 км	2,1	0,5
Лая	1,8 – 7 км	3,6	1,4
	7 – 11,1 км	1,9	1,1
Тамица	0 – 0,7 км	2,7	0,1

Таким образом, приведенные результаты демонстрируют, что формула Лагранжа для расчета скорости движения приливной волны на устьевом участке реки использоваться не может даже для приблизительных оценок [Панченко, 2021].

3.4 Порядок наступления гидродинамических экстремумов в течение приливного цикла

3.4.1 Общая схема наступления экстремумов

В.Н. Михайлов, исследуя особенности распространения различных видов длинных волн, из уравнений движения и неразрывности вывел теоретическую схему последовательности наступления экстремальных значений гидролого-морфометрических характеристик (уровней, скоростей течения, уклонов водной поверхности, мутности и солености воды), в том числе для волны прилива (таблица 3.8). Под его руководством для 18 устьевых областей на основании фактических данных были исследованы последовательность и продолжительность периодов

между гидродинамическими экстремумами [Михайлов, Даценко, 1973]. В большинстве случаев исследовались экстремумы уровня воды и скорости течения, а для приливных устьев – и момент разворота течений. Исследование изменения расходов воды в те годы (до внедрения в практику гидрометрических измерений акустических профилографов) не представлялось возможным из-за соизмеримости времени измерения расхода с продолжительностью приливного цикла.

Таблица 3.8 – Теоретическая последовательность наступления экстремальных значений гидролого-морфометрических характеристик в приливных устьях рек с разворотом течений в сторону реки [Михайлов, 1998]

Прилив – отлив – прилив с поворотом течений в сторону реки	$H_{\max}; I = 0; q = 0, v = 0,$ $r = 0, s_{\min}, S_{\max}; q_{\max}; v_{\max}; s_{\max}; I_{\max}; H_{\min};$ $I = 0; q = 0, v = 0,$ $r = 0, s_{\min}, S_{\min}; -I_{\max}; s_{\max}; -v_{\max}; -q_{\max}; H_{\max}$
--	---

Исследование по аналогичной схеме, но уже с использованием современного гидрометрического и геодезического оборудования (см. раздел 2.3), было проведено для устьевых участков Мезени, Онеги, Северной Двины и малых рек бассейна Белого моря (Тамица, Кянда, Сёмжа, Лая) по данным полевых работ 2015 – 2021 гг. Использование ADCP дало возможность анализа хода расходов воды, являющихся более адекватной характеристикой стока, по сравнению со скоростью течения на некоторой вертикали, считающейся репрезентативной для поперечного сечения [Полонский, 1987]. Как показывает анализ изменения скоростного поля в течение приливного цикла [Панченко и др., 2019], положение стрежня может существенно меняться.

На основании полученных данных по аналогии с исследованием В.Н. Михайлова были выделены и проанализированы четыре периода:

t_1 – время между началом приливного подъема уровня воды и разворотом течений в сторону реки;

t_2 – время между максимальным приливым (отрицательным) расходом воды и максимальным уровнем;

t_3 – время между наступлением полной воды и сменой направления течений с приливого на отливное;

t_4 – время между максимумом уровня и максимумом отливного (положительного) расхода воды (рисунок 3.6).

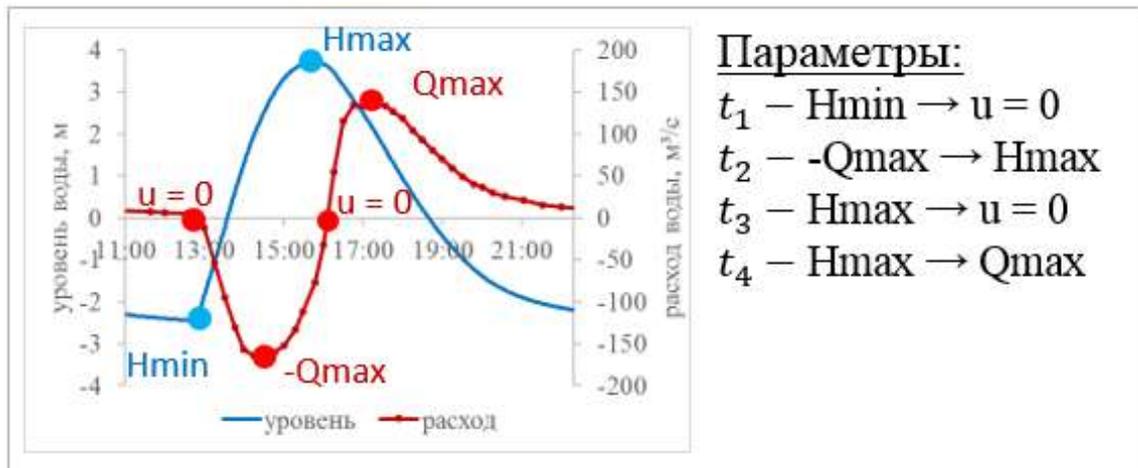


Рисунок 3.6 – Иллюстрация периодов $t_1 - t_4$ на примере приливного цикла.

Кроме того, был введен еще один параметр:

t_5 - продолжительность периода квазиустановившегося течения в конце фазы отлива (рисунок 3.12, а).

3.4.2 Период t_1

Продолжительность периода между началом приливного подъема уровней воды и остановки течения с последующей сменой его направления (в сторону реки) t_1 варьирует от 0 часов (то есть разворот течения происходит практически одновременно с началом прилива) до 3 часов. Были установлены зависимости продолжительности t_1 от величины прилива, отношения диапазона изменения расходов воды за приливный цикл к речному расходу воды, а также фазы водного режима реки (межень, паводок) (рисунок 3.8).

В мезоприливных и макроприливных эстуариях (при величине прилива более 2 м) в условиях межени продолжительность рассматриваемого периода не превышает 30 минут (рисунок 3.7, 3.8, а). В микроприливных устьях t_1 изменяется в пределах трех часов. При этом для малых рек характерна более резкая смена направления течений вне зависимости от величины прилива (рисунок 3.9).

В условиях повышенного речного стока (в период дождевого паводка) время между началом прилива и разворотом течений увеличивается (рисунок 3.7, б). Для характеристики соотношения величины стока реки с объемами водных масс, реверсивно перемещающихся в пределах устьевого участка реки, может использоваться показатель, равный отношению диапазона изменения расходов воды в прилив и отлив ($\Delta Q_{(п-о)}$) к величине стокового («речного») расхода $Q_{\text{реч}}$ (рисунок 3.8, б). В случае, если диапазон изменения приливных и отливных расходов воды более чем в десять раз превосходит стоковый расход, период t_1 не превышает получаса.

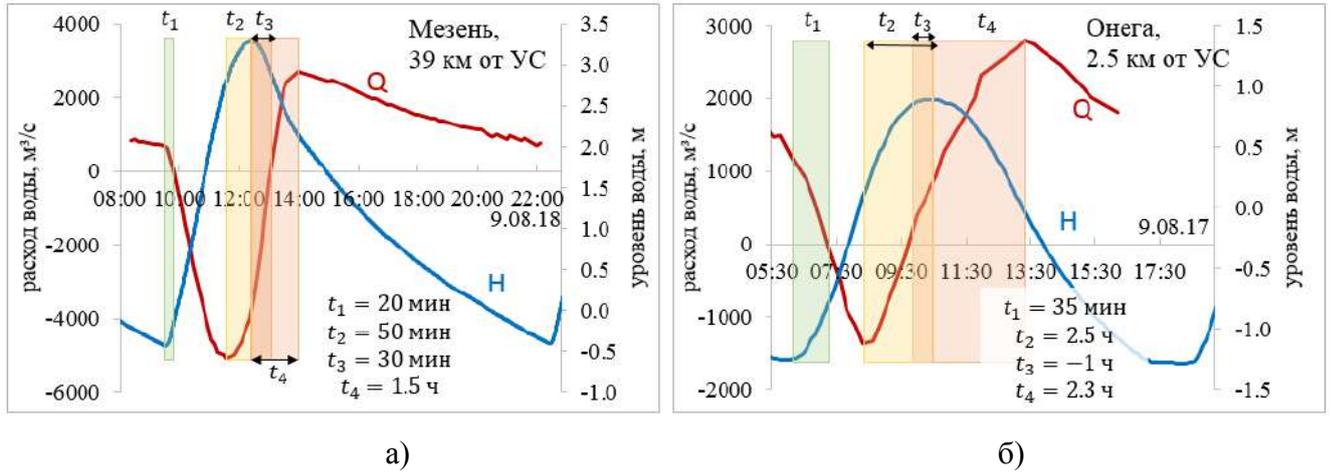


Рисунок 3.7 – Графики хода уровней и расходов воды и отмеченные периоды между экстремумами для эстуариев а) Мезени; б) Онеги.

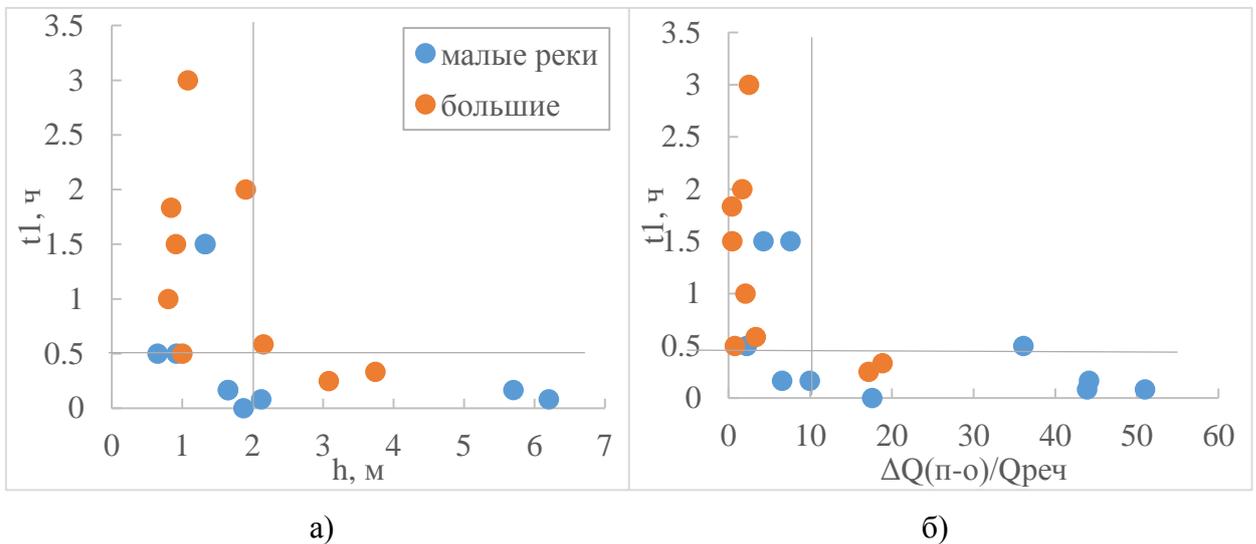


Рисунок 3.8 – Соотношение продолжительности t_1 и а) величины прилива; б) отношения диапазона изменения расходов за прилив и отлив к речному расходу воды.

3.4.3 Период t_3

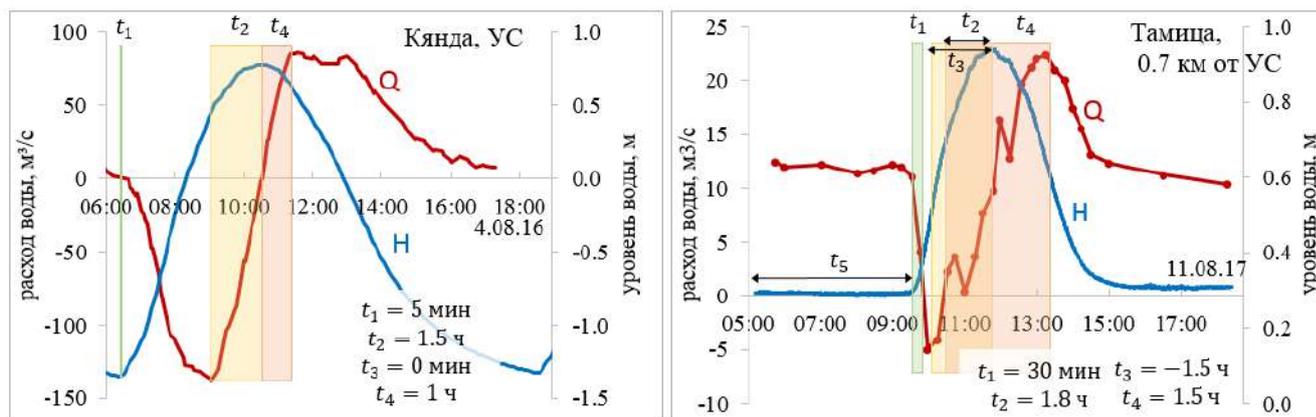
Обратный разворот течений (с приливного на отливное) в большинстве случаев происходит после наступления максимума уровня воды, то есть некоторое время после начала падения уровня вода все еще продолжает течь в сторону реки. Однако при повышенном речном стоке последовательность этих событий может меняться – смена направления течения происходит раньше наступления полной воды. В этом случае t_3 (период между максимальным уровнем воды и разворотом течений) принимает отрицательное значение.

Продолжительность t_3 в устьях рек Белого моря по результатам наблюдений изменялась в диапазоне от «минус» 1,5 часов до «плюс» 2 часов (рисунок 3.7, 3.9, 3.10).

Разница во времени наступления полной воды и разворотом течений в целом зависит от размера реки: в устьях малых рек Кянды, Тамицы, Сёмжи направление течений изменялось

практически одновременно с началом отлива (t_3 менее 30 минут). Для больших Мезени и Северной Двины значения варьируют от 20 минут до 2 часов.

Как и в случае последовательности начала роста уровня и смены течений на приливе (t_1), при величине прилива более 2 метров промежуток времени не превышает 30 минут (рисунок 3.7, а; 3.10, а). Короткий период t_3 можно связать также с интенсивностью прилива независимо от размера реки (рисунок 3.10, б): для устьев, в которых диапазон изменения скоростей течения за приливный цикл превышает 1 м/с, разворот течений происходит не позднее, чем через 30 минут после полной воды.

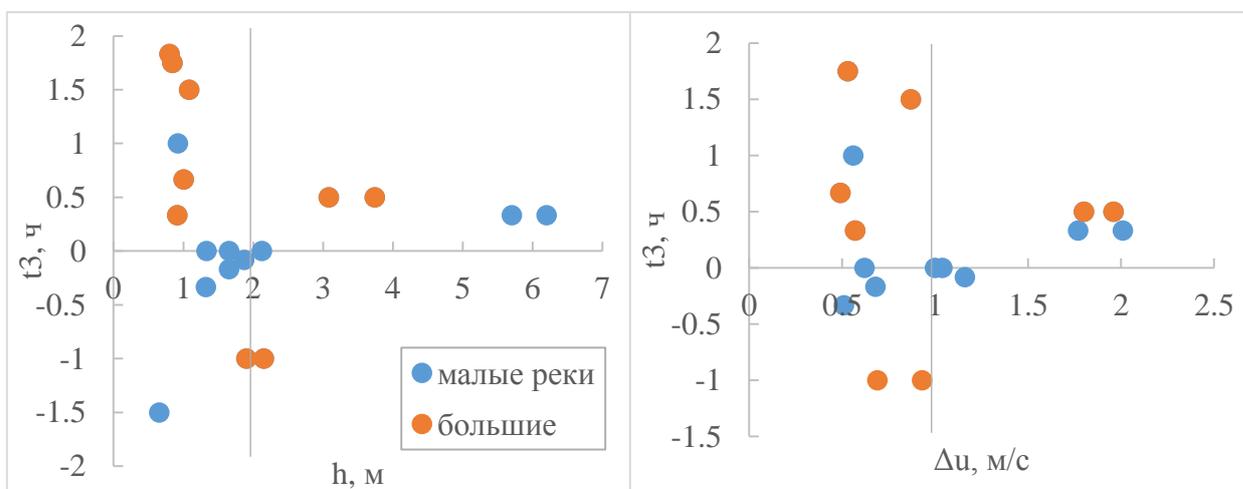


а)

б)

Рисунок 3.9 – Графики хода уровней и расходов воды и отмеченные периоды между экстремумами для а) Кянды; б) Тамицы.

Обратная последовательность наступления экстремумов (отрицательные значения t_3) наблюдалась на Онеге и Тамице в период дождевого паводка и весеннего половодья, когда речной сток в несколько раз превышал значения, характерные для межени (рисунок 3.7, б; 3.9, б).



а)

б)

Рисунок 3.10 – Соотношение продолжительности t_3 и а) величины прилива; б) диапазона изменения скоростей течения воды за приливный цикл.

3.4.4 Периоды t_2 и t_4

Параметр t_2 характеризует период времени между наступлением максимального приливного (отрицательного) расхода воды и максимумом уровня воды. Разброс значений для различных устьев здесь меньше, чем для рассмотренных ранее параметров t_1 и t_3 : от 35 минут до 1 часа 40 минут (рисунок 3.7, 3.9). Период t_2 обнаруживает некоторую связь с величиной прилива (рисунок 3.11, а): при высоте приливной волны менее двух метров полная вода наступает через час и более после прохождения максимального приливного расхода воды, в мезо- и макроприливных устьях промежутки времени короче – менее одного часа. Исключением из такой закономерности являются рукава дельты Северной Двины, где из-за манихи и сложного перераспределения стока по рукавам максимальный приливный расход воды наступает позже и время t_2 составляет 40 – 60 минут.

Время между наступлением полной воды и максимальным отливным расходом воды t_4 изменяется в наиболее широком диапазоне: от 45 минут до 5 часов. Значение зависит от размера реки и «интенсивности» прилива, то есть тем, во сколько раз диапазон изменения приливных и отливных расходов воды больше стокового расхода: для всех устьев малых рек и макроприливного эстуария Мезени t_4 не превышает 2 часов (рисунок 3.11, б).

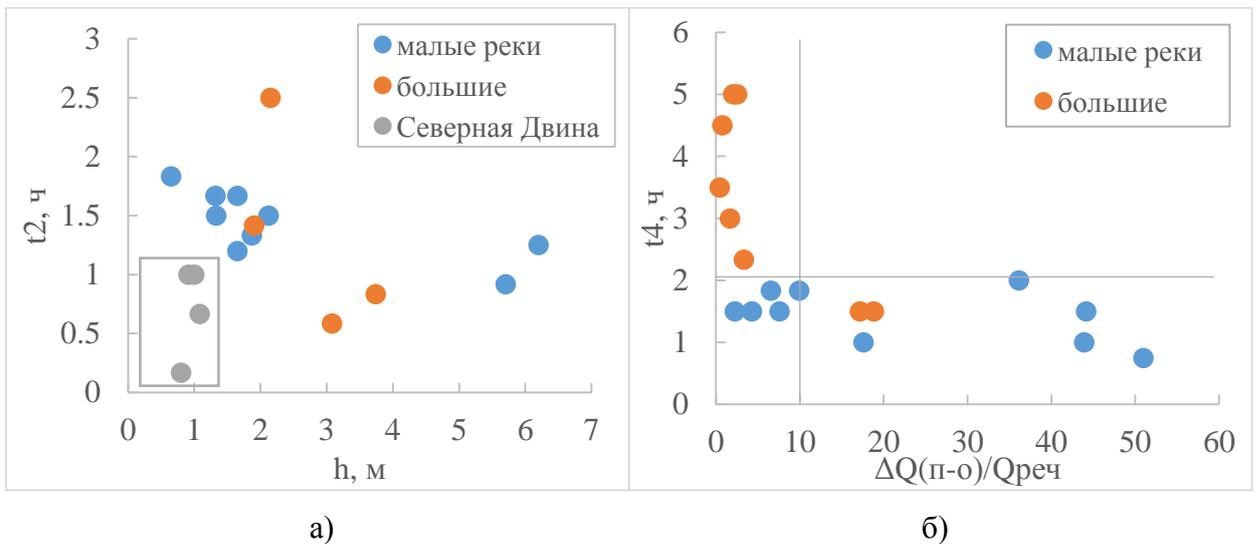


Рисунок 3.11 – Соотношение продолжительности а) t_2 и величины прилива; б) t_4 и отношения диапазона изменения расходов за прилив и отлив к речному расходу воды.

3.4.5 Период t_5

Параметр t_5 – период, в течение которого уровень воды практически не изменяется (колеблется в пределах 2-3 см) был введен дополнительно к схеме В.Н. Михайлова специально для характеристики устьевых областей малых рек. В море прилив имеет правильную синусоидальную форму, и уровень воды непрерывно изменяется, на отмелем взморье и устьевых участках рек приливная волна трансформируется – ее фронт становится круче, а время падения

уровня воды увеличивается. При удалении от устьевого створа период «активного» изменения уровней воды в течение полусуточного приливного цикла сокращается с 12,5 часов до 10 – 8 часов, а в некоторых случаях даже до 5 часов. Остальное время приливного цикла уровни воды не изменяются, и на устьевом участке течение происходит как в обычной реке при квазиустановившемся режиме. Именно этот временной отрезок характеризует параметр t_5 . Его значение зависит как от удаленности от устьевого створа, так и от морфологии русла и взморья. Так, если в устьевом створе Кянды уровни воды непрерывно изменяются в течение всего приливного цикла почти как в открытом море, то к устьевому створу Тамицы приливная волна подходит значительно трансформировавшись, и после отлива в течение пяти часов уровни воды остаются практически стабильными до начала следующего прилива (рисунок 3.12).

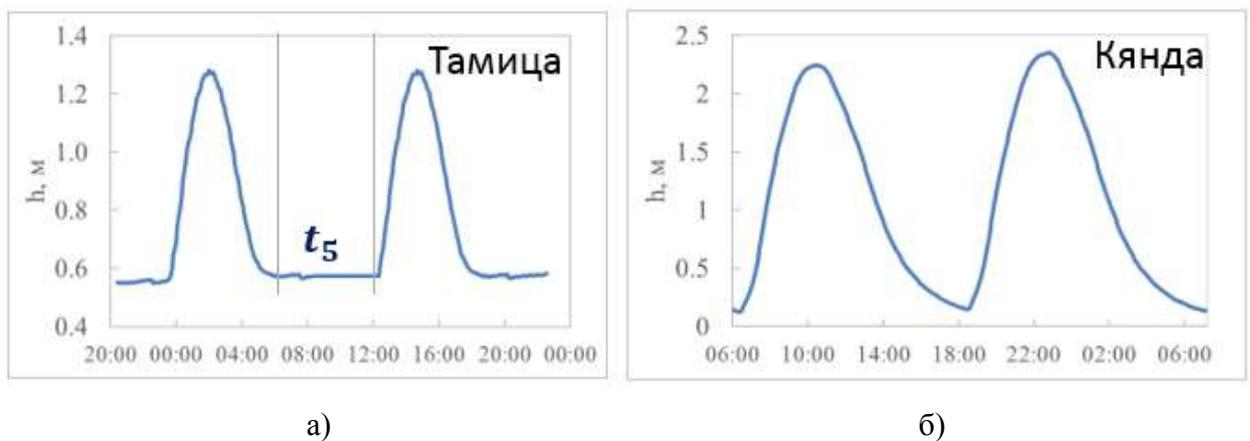


Рисунок 3.12 – Иллюстрация различных типов изменения уровней воды в устьях рек в течение приливного цикла.

Так как для появления периода установившихся уровней воды приливная волна должна достаточно трансформироваться, то очевидна связь продолжительности периода t_5 с расстоянием от устьевого створа (рисунок 3.13). Однако для четырех рассматриваемых устьевых участков малых рек были выделены разные зависимости от расстояния, что объясняется различным строением русел. В нижней части устьевого участка Тамицы в русле расположены крупные пороги, преодолевая которые приливная волна сильно трансформируется на коротком расстоянии от устьевого створа. На Сёмже, где интенсивность прилива больше, перекаты не оказывают такого влияния на форму волны, и продолжительность периода t_5 увеличивается постепенно (рисунок 3.13, а).

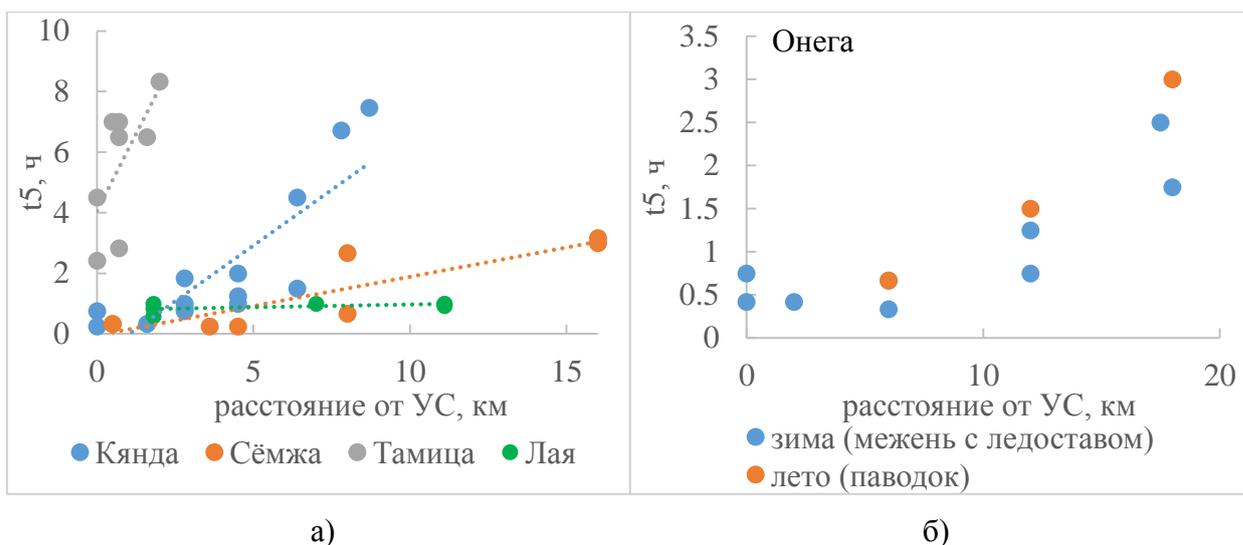


Рисунок 3.13 – Соотношение параметра t_5 и расстояния от устьевого створа, а) для малых рек; б) для эстуария Онеги.

Помимо удаленности от устьевого створа, на длительность периода установившихся уровней воды влияет объем речного стока и наличие ледяного покрова. Как увеличение стока, так и ледяной покров способствуют трансформации приливной волны, поэтому t_5 становится продолжительнее зимой и в периоды половодья и паводков. Например, на Кянде на удалении 6,4 км от устьевого створа продолжительность t_5 в летнюю межень составляла 1,5 часа, а весной в половодье – возросла до 4,5 часов (рисунок 3.14).

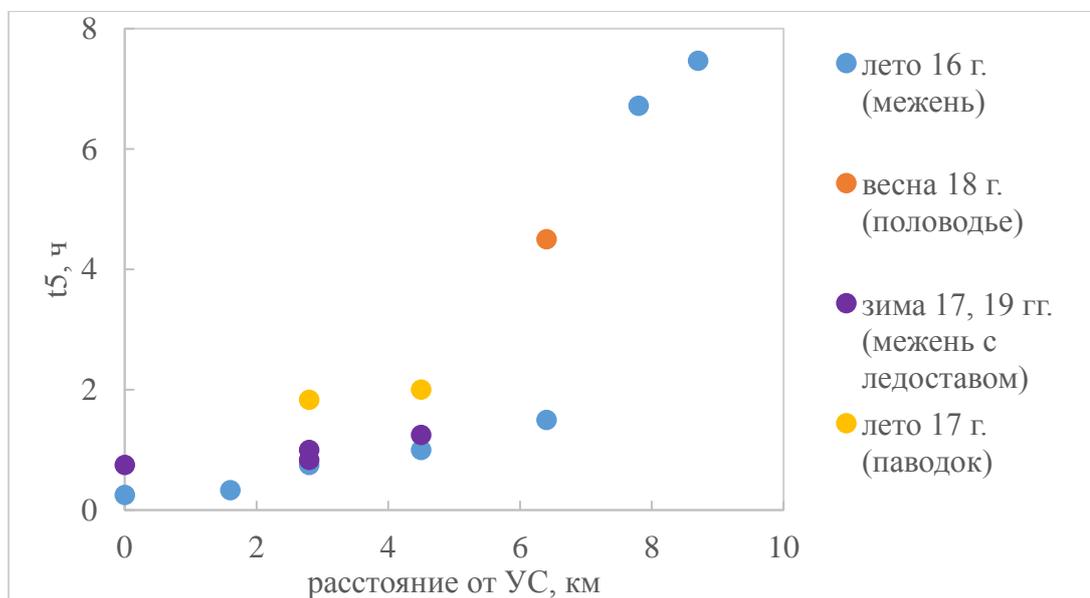


Рисунок 3.14 – Соотношение параметра t_5 и расстояния от устьевого створа на устьевом участке Кянды.

Наличие периодов квазиустановившегося режима t_5 наиболее характерно для устьевых участков малых рек, однако они могут наблюдаться и в крупных эстуариях, например, на Онеге (рисунок 3.13, б). При этом продолжительность периода t_5 для больших рек значительно меньше из-за большей протяженности устьевого участка, значительной глубины и малого уклона дна.

3.4.6 Обобщение результатов

Данные о последовательности наступления и возможной продолжительности периодов между экстремумами уровней и расходов воды могут использоваться при планировании полевых работ и организации некоторых видов хозяйственной деятельности (судоходство, рыболовство). На основе данных измерений в устьях рек Белого моря были установлены возможные продолжительности периодов между экстремумами и зависимости от размера реки, величины и интенсивности прилива, величины речного стока (таблица 3.9). В общих чертах полученные значения согласуются со схемой и оценками В.Н. Михайлова, однако в некоторых случаях существенно от них отличаются.

В мезоприливных и макроприливных эстуариях (при величине прилива более 2 м) в условиях межени разворот течений на приливе происходит практически одновременно с началом приливного подъема уровней воды и период между данными событиями не превышает 30 минут. При этом для малых рек характерна более резкая смена направления течений вне зависимости от величины прилива.

Аналогичные зависимости характерны для периода между максимальным уровнем воды и разворотом течений на отливе – для малых рек независимо от величины прилива и для устьев крупных рек с величиной прилива более 2 метров временной промежуток между данными событиями составляет менее получаса. В условиях повышенного речного стока время между началом прилива и разворотом течений t_1 увеличивается, а t_3 , наоборот, сокращается, вплоть до изменения порядка наступления экстремумов. Случаи, когда смена направления течений наблюдалась раньше полной воды, были зафиксированы в эстуарии Онеги и на устьевом участке Тамицы в период дождевого паводка летом 2017 года.

Период времени между максимальным приливным расходом воды и максимумом уровня воды t_2 составляет менее часа для мезо- и макроприливных устьев рек. Время между наступлением полной воды и максимальным отливным расходом воды варьирует в наиболее широком диапазоне значений, зависит от размера реки и «интенсивности» прилива: для устьев малых рек и эстуария Мезени не превышает 2 часов. Для рек с менее высоким приливом максимум отливного расхода часто выражен недостаточно отчетливо, что затрудняет определение времени его наступления и приводит к существенному разбросу значений параметра t_4 .

Таблица 3.9 – Продолжительность периодов между экстремальными значениями уровней, расходов и скоростей течения воды по данным В.Н. Михайлова [Михайлов, Даценко, 1973] и по данным измерений в устьях рек Белого моря

Параметр	По В.Н.Михайлову		Данные измерений 2015 - 2021 гг.	
	Характеристика параметра	Продолжительность, час	Характеристика параметра	Продолжительность, час
t1	$H_{\min} \rightarrow u = 0$	0 - 3	$H_{\min} \rightarrow u = 0$	0 - 3
t2	$-u_{\max} \rightarrow H_{\max}$	0,5 - 3,5	$-Q_{\max} \rightarrow H_{\max}$	0,6 - 1,7
t3	$H_{\max} \rightarrow u = 0$	0 - 2	$H_{\max} \rightarrow u = 0$	-1,5 - 2
t4	$H_{\max} \rightarrow u_{\max}$	2 - 5	$H_{\max} \rightarrow Q_{\max}$	0,75 - 5
t5	-	-	$\Delta H < 0.02 \text{ м}$	0 - 8,5

Предлагаемый дополнительный параметр t_5 , характеризующий период постоянства уровней воды в фазу отлива, позволяет упростить организацию полевых работ на устьевых участках рек, сокращая продолжительность измерений с полного приливного цикла до его «активной» фазы. Данный параметр определяется трансформацией приливной волны, поэтому зависит от строения русла, а также ледовых условий и величины речного стока. Зависимость от морфологии русла проявляется в связи t_5 с расстоянием от устьевого створа реки, различной для каждого устьевого участка. Данный период имеет большую продолжительность на малых реках, однако на некотором удалении от устьевого створа может фиксироваться и в крупных устьях.

Глава 4. Гидродинамическое моделирование устьевых участков рек

4.1 Математическое моделирование как метод исследования приливных устьев

Наряду с непосредственными полевыми наблюдениями и измерениями, методом исследования гидродинамического режима приливного устья реки является гидродинамическое моделирование. Детальная, откалиброванная и верифицированная модель представляет собой удобный инструмент, позволяющий воссоздать целостную в пространстве и времени картину течений, уровней воды и других гидродинамических характеристик, исследовать «поведение» реки в нетипичных условиях и при различных сочетаниях факторов, влияющих на структуру потока.

В случаях, когда основной целью исследования является анализ изменений гидродинамических характеристик потока по длине участка реки, а их вариации в поперечном сечении и по глубине незначительны или не представляют интереса, предпочтительно использование одномерных (1D) моделей. Такой подход целесообразен и вполне реализуем при исследовании участков рек, длина которых на несколько порядков превышает ширину и глубину русла.

Для создания, калибровки и верификации одномерных моделей требуется гораздо меньше фактической информации, а для проведения расчетов – меньше вычислительной мощности и времени по сравнению с двумерными (2D) и тем более трехмерными (3D) моделями. В результате решения нестационарной задачи в рамках одномерного моделирования получаются временные ряды уровней и скоростей течения воды, осредненных по сечению потока.

Применение двумерных моделей для устьев больших рек Российской Арктики, таких как Северная Двина и Печора [Лебедева и др., 2016; Крыленко и др., 2021], а также многих крупнейших рек мира [Matte et.al, 2017a, 2017b; Kärnäa et.al, 2015; Abreu et.al, 2020], показали их высокую эффективность при воспроизведении гидродинамического режима приливных устьевых областей сложной конфигурации и значительных пространственных размеров. В то же время применение двумерных моделей для исследования устьевых участков малых рек, имеющих протяженность порядка первых десятков километров при ширине русла в десятки метров и менее, едва ли целесообразно.

В настоящее время существует ряд апробированных программных комплексов, позволяющих посредством внесения в них исходной информации и задания внутренних параметров проводить одномерные численные расчеты неустановившихся течений [Brunner, 2016; SOBEK..., 2019; Mike..., 2017; Воеводин, Никифоровская, 2015].

В качестве исходных данных одномерная модель использует информацию о рельефе русла и поймы в виде поперечных профилей через долину реки. Результатом моделирования является временной ход уровней и расходов воды по длине участка реки. Граничными условиями, используемыми в одномерной модели (за исключением расчетов бурных потоков, которые выходят за рамки данной работы), являются расход воды на верхней границе и уровень воды на нижней, а начальными условиями – уровни водной поверхности и распределение расхода воды по длине участка реки в начальный момент времени.

В качестве исходной информации для калибровки модели используются фактические уровни и скорости течения воды, измеренные на гидрологических постах или в ходе экспедиционных исследований. Путем подбора наиболее подходящих значений коэффициента гидравлического сопротивления, являющегося в одномерной гидродинамической модели калибровочным параметром, происходит калибровка модели для достижения наилучшего приближения к измеренным данным. Воспроизведение иной гидрологической ситуации с подобранными в ходе калибровки параметрами дает возможность верифицировать модель.

Для оценки возможностей и границ применимости одномерных гидродинамических моделей для анализа режима приливных устьев малых рек с различной высотой прилива были разработаны модели нижнего течения малых рек Сёмжи, Кянды и Лаи, устья которых являются макро-, мезо- и микроприливными соответственно. В качестве примера применения одномерной, двумерной и трехмерной моделей с последующим сопоставлением результатов моделирования рассматриваются модели мезоприливного эстуария Онеги.

4.2 Математическая основа одномерной модели HEC-RAS

В настоящей работе используется некоммерческий программный комплекс HEC-RAS (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System) [Brunner, 2016], позволяющий проводить одномерные расчеты для нестационарных условий. Помимо этого, в программе существуют блок для расчета транспорта наносов в деформируемых руслах и блок гидроэкологического моделирования (температура, качество воды), которые на данном этапе исследований не использовались.

Система уравнений Сен-Венана (1.1, 1.2) приводится разработчиками программного комплекса HEC-RAS к виду:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial Qu}{\partial x} + g\omega \left(\frac{\partial z}{\partial x} + I_{\text{тр}} \right) = 0, \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} - q = 0, \quad (4.2)$$

где x – криволинейная координата по оси, направленной по течению речного потока, ω – площадь поперечного сечения потока, u – скорость течения, осредненная по поперечному сечению, $Q= u\omega$ – расход воды через поперечное сечение потока, t – время; $I_{тр}$ – уклон трения (фрикционный член), q - боковой приток, g – ускорение свободного падения, z – отметка уровня воды.

Система уравнений в HEC-RAS решается методом конечных разностей с использованием для аппроксимации производных неявной четырехточечной схемы Прейсмана:

$$\frac{\partial f}{\partial t} \approx \frac{\Delta f}{\Delta t} = \frac{0.5(\Delta f_{j+1} + \Delta f_j)}{\Delta t}, \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial f}{\partial x} \approx \frac{\Delta f}{\Delta x} = \frac{(f_{j+1} - f_j) + \theta(f_{j+1} - f_j)}{\Delta x}. \quad (4.4)$$

4.3 Модели устьевое участка Онеги¹

4.3.1 Исходные данные

Устьевой участок Онеги представляет собой типичный мезоприливный эстуарий, имеющий характерную форму, относительно простые плановые очертания и плавно изменяющийся рельеф дна. Его гидродинамический режим достоверно воспроизводится как с помощью двумерной и трехмерной модели, так и с помощью одномерной модели. Возможность моделирования в одномерном виде оценивалась путем сравнения результатов расчетов по моделям различной мерности, которые в свою очередь сопоставлялись с данными натурных наблюдений.

Одномерная модель была разработана в программном комплексе HEC-RAS, для создания двумерной и трехмерной моделей использовался программный комплекс Delft3D, разработанный Deltares [Delft..., 2018].

Модели охватывают устьевой участок Онеги длиной 31 км от устьевого створа (Z1) до с. Порог (Z8) (рисунок 4.1), где влияние прилива на гидродинамический режим реки не прослеживается и расположен государственный гидрологический пост. В одномерной модели рельеф русла задан 63 поперечными профилями, расположенными на расстоянии 500 м друг от друга. В двумерной и трехмерной моделях рельеф задан прямоугольной сеткой с размером ячеек по горизонтали от 40x20 м в верхней части модели до 100x50 м в нижней. В трехмерной модели по вертикали были заданы 10 слоев в σ -системе координат. В качестве верхнего граничного условия задавался постоянный расход воды, на нижней границе – уровни воды. Результаты

¹ Раздел написан на основе статей [Panchenko et.al, 2019; Панченко и др., 2020б]

расчетов по двумерной и трехмерной модели оказались практически идентичными, ввиду чего дальнейшие сопоставления будут выполняться для 1D и 2D моделей.

Калибровка моделей проводилась по данным измерений 8 – 9 августа 2017 г. в период повышенного речного стока (летний дождевой паводок). Для калибровки использовались данные об уровнях воды на расстоянии 2,5 км, 6,4 км, 12,4 км, 18,3 км, 21 км и 23,2 км (Z2 – Z7 на рисунке 4.1) выше устьевого створа и данные о расходах воды в створах 2,5 км и 6 км (Z2, Z3 на рисунке 4.1).

Также проводилась калибровка и верификация моделей для условий зимней межени с ледоставом по данным измерений 30 – 31 января 2019 г. и 31 – 1 февраля 2017 г. [Panchenko et.al, 2019; Панченко и др., 2020б].

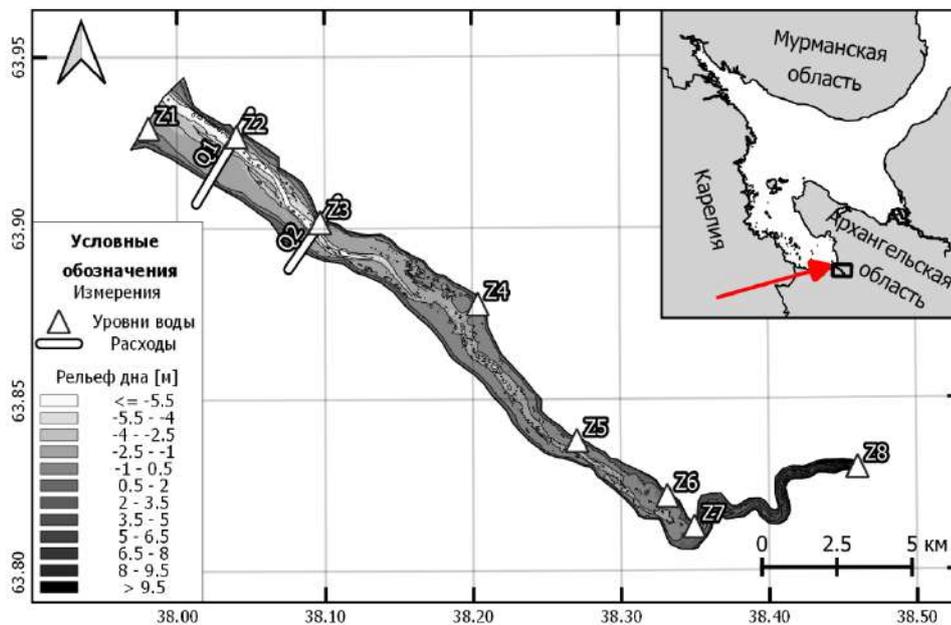


Рисунок 4.1 – Схема модели устьевого участка Онеги с отметкой границ и калибровочных створов.

4.3.2 Калибровка моделей

В ходе калибровки устьевой участок Онеги был разбит на три участка с различными коэффициентами шероховатости: 1) от 0 до 10 км от устьевого створа; 2) от 10 до 20 км; 3) выше 20 км. Такое разбиение можно связать с изменением продольного уклона дна русла. В нижнем течении русло довольно широкое и глубокое с практически нулевым уклоном дна, выше двадцатого километра русло порожистое с средним уклоном дна около 1 м/км, средняя часть представляет собой переходную зону с средним уклоном около 0,15 м/км.

В результате калибровки в разных моделях удалось достичь совпадения результатов их расчетов, однако подобранные коэффициенты шероховатости для одномерной и двумерной модели несколько различаются (таблица 4.1). В целом в двумерной модели использовались

несколько большие значения коэффициентов шероховатости по сравнению с одномерной моделью.

Таблица 4.1 – Результаты калибровки моделей устьевое участка Онеги: значения коэффициентов шероховатости Маннинга

Модель		1D	2D
Участок	0 – 10 км	0,020	0,025
	10 – 20 км	0,032	0,033
	20 – 30 км	0,038	0,039

Смоделированные уровни и расходы воды воспроизводятся с высокой точностью. Полностью повторена форма приливной волны, с точностью до 10 минут совпадают моменты наступления полной воды и начала прилива (рисунок 4.2). Значения уровней различаются в среднем на 1 – 2 см и не более чем на 8 см (что составляет 4% от фактической величины прилива). Результаты моделирования уровней воды не ухудшаются при удалении от устьевого створа. На расстоянии 6,4 км от устья минимальный расчетный уровень воды совпадает с фактическим, максимальный завышен на 5 см, а на расстоянии 12,4 км и 18,3 км экстремальные уровни воды воспроизводятся с точностью до 1 см.

Расчетный диапазон изменения расходов воды за прилив и отлив отличается от фактического в створе Z2 (2,5 км от устья) на $95 \text{ м}^3/\text{с}$ (что составляет 4% от диапазона изменения расхода в течение приливного цикла в данном створе), в створе Z3 (6,4 км выше устьевого створа) на $9 \text{ м}^3/\text{с}$ (1%) (рисунок 4.2). Время наступления экстремальных значений в модели и реальности совпадают с точностью до 10 минут [Panchenko et.al, 2019; Панченко и др., 2020б].

Для устьевого участка Онеги результаты расчетов одномерной модели хорошо согласуются с результатами двумерной плановой и трехмерной моделей. Это значит, что если целью моделирования не является определение скоростей течения в конкретных точках (например, на фарватере или у берега), то использование одномерной модели для расчетов гидродинамики крупного мезоприливного эстуария простой конфигурации и значительной протяженности является вполне обоснованным и рациональным.

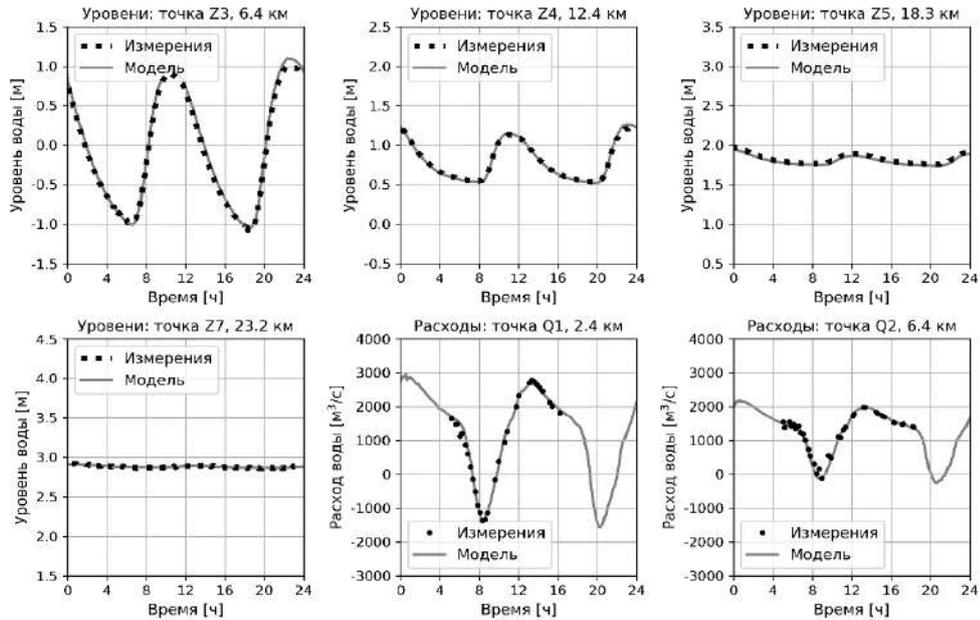


Рисунок 4.2 – Графики хода уровней и расходов воды в калибровочных створах р. Онеги за приливный цикл 9.08.17.

4.4 Модель устьевое участка Лаи

4.4.1 Исходные данные

Одномерная модель Лаи охватывает ее устьевой участок от 1,8 км до 28,1 км выше места ее впадения в Никольский рукав дельты Северной Двины (рисунок 4.3). Назначение нижней границы на удалении от устьевое створа почти на два километра было обусловлено тем обстоятельством, что в самом низовье реки расположен Лайский док, в акватории которого выполнение гидрометрических работ было нецелесообразным. В дальнейшем анализе все расстояния указываются от нижней границы модели (таблица 4.2).

Рельеф задан 226 поперечными профилями русла, расстояние между которыми составило 100 м для нижнего участка (где была возможность выполнить промерные работы по всей площади русла) и 500 м для верхнего участка, где ввиду малых глубин промеры выполнялись продольным профилем по фарватеру (рисунок 4.4, а). Данные о рельефе дна участка с 1,8 км до 21,5 км сняты с цифровой модели рельефа, построенной по результатам промерных работ, на верхнем участке (21,5 – 26,3 км) рельеф задан схематичными профилями, где уклон дна постепенно увеличивается для выклинивания приливного воздействия. Таким образом, результаты моделирования могут оцениваться только для нижних 20 км модели.

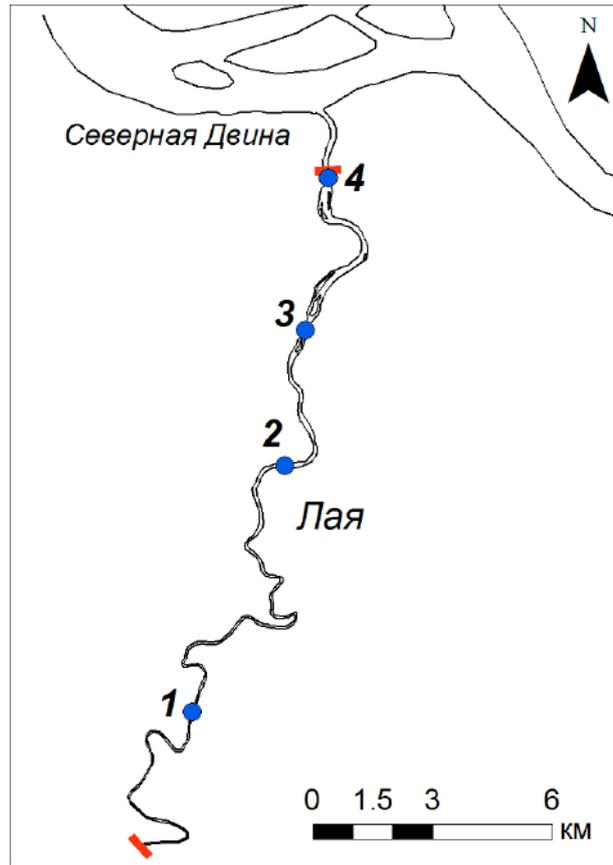


Рисунок 4.3 – Схема модели р. Лаи с отметкой границ и калибровочных створов.

Таблица 4.2 – Расположение калибровочных створов и границ на р. Лае

Номер створа на схеме (рисунок 4.3)	Расстояние от устьевового створа, км	Расстояние от нижней границы модели, км
нижняя граница	1,8	0
4	1,9	0,09
3	7,1	5,3
2	11,3	9,5
1	22,6	20,8
верхняя граница	28,1	26,3

При моделировании на верхней границе задавалось постоянное значение расхода воды (соответствующее измеренному), на нижней границе – ход уровня воды, записанный логгером (рисунок 4.4, б). Моделирование охватывало два приливных цикла, сравнение с фактическими данными проводилось по второму циклу (в то время как первый использовался для компенсации неточности начальных условий, задаваемых как стационарное состояние потока в условиях отлива).

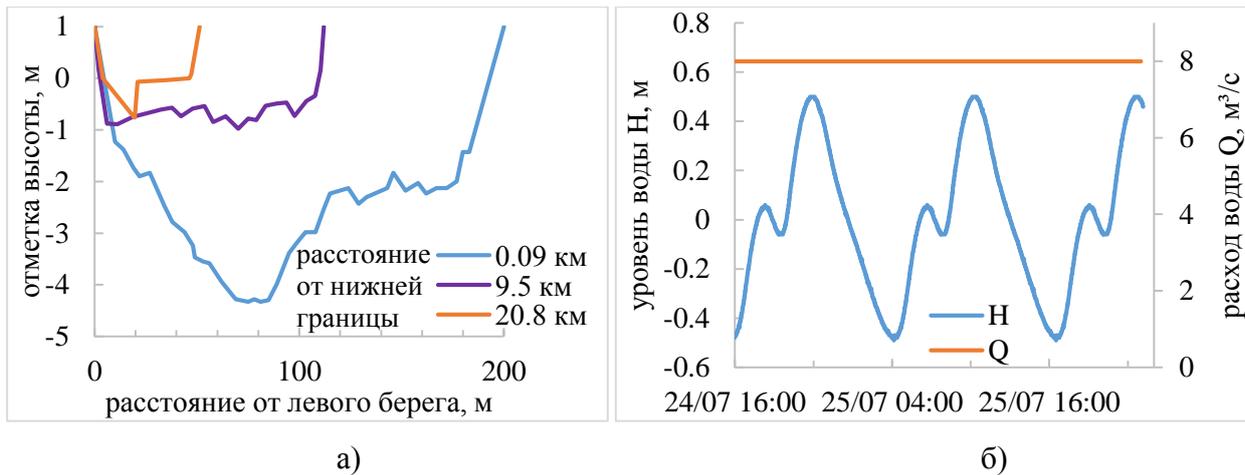


Рисунок 4.4 – а) Примеры поперечных профилей русла и б) граничные условия при моделировании приливных циклов 24 – 25.07.2020 г. на р. Лае.

4.4.2 Калибровка и верификация модели

Для калибровки использовались данные о колебаниях уровня воды 24 – 25 июля 2020 г. в 9,5 км и в 20,8 км от нижней границы области моделирования и расходах воды у нижней границы (в створе 0,09 км выше нее, где выполнялись гидрометрические работы). Верификация проводилась по данным измерений предыдущего года: уровни воды 23 – 24 июля 2019 г. в створах 9,5 км (деревня Лая) и 5,3 км (деревня Чужгоры) (см. рисунок 4.3, таблица 4.2).

В процессе калибровки подбирались коэффициенты шероховатости, при которых моделируемые и фактические уровни и расходы воды в калибровочных створах наилучшим образом соответствуют друг другу.

В калибровочных створах оценивался минимальный уровень воды при отливе (до начала приливного подъема), максимальный уровень воды в полную воду, а также время наступления полной воды и начала прилива. При анализе расходов воды внимание уделялось их экстремальным значениям и времени их наступления, а также расходу воды до начала прилива.

В ходе калибровки был подобран единый для всей области моделирования коэффициент шероховатости Маннинга, равный 0,01 (рисунок 4.5). Здесь следует отметить, что значения коэффициента шероховатости для приливных участков по результатам калибровки часто оказываются значительно меньше, чем их значения, характерные для морфологически сходных участков обычных рек с квазиустановившимся режимом течений. Аналогичный феномен ранее отмечался и при калибровке двумерных моделей приливных устьев [Лебедева и др., 2015; Крыленко и др., 2021]. Природа этого явления будет отдельно рассмотрена в 5 главе.

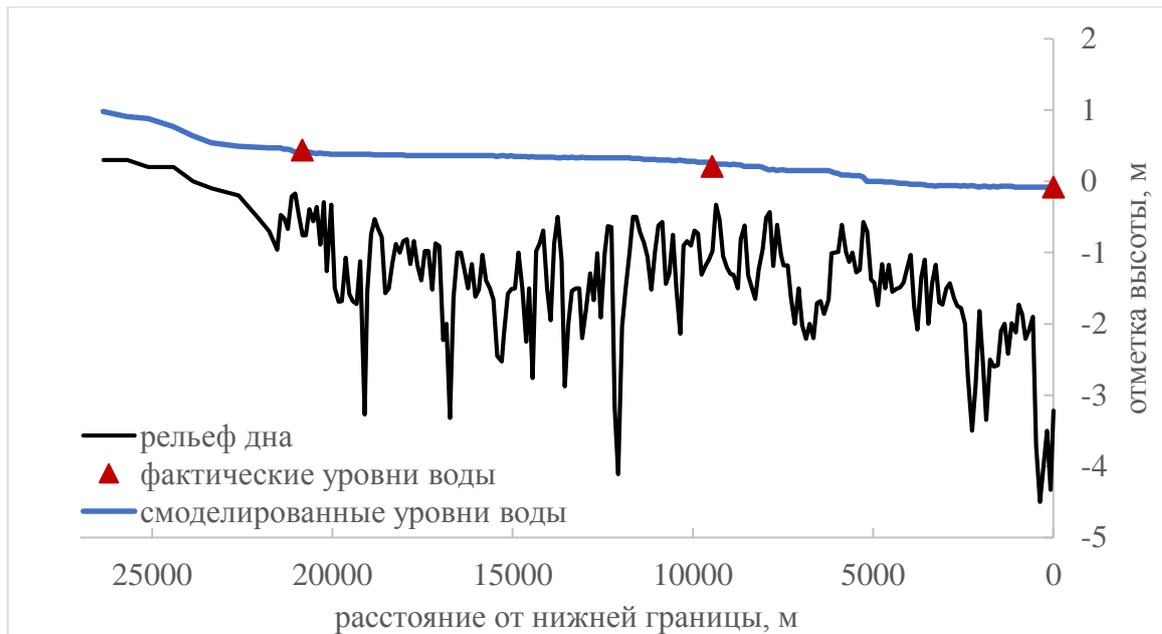


Рисунок 4.5 – Фактические и смоделированные (при $n = 0,01$) продольные профили водной поверхности в 13:30 на устьевом участке Лаи за приливный цикл 25.07.2020 г.

Вариации коэффициента шероховатости влияют как на минимальный отливный, так и на максимальный уровень воды, а также на величину приливного и отливного расхода (рисунок 4.6). При уменьшении коэффициента шероховатости диапазон колебания уровней воды увеличивается, при этом отливные уровни воды воспроизводятся более точно, в то время как высота приливной волны существенно завышается. Кроме того, если принять $n = 0,02$ (характерное значение для русел сопоставимой морфологии и морфометрии) в створе 2 (9,5 км выше нижней границы), то на приливе не будет воспроизводиться характерная в реальности маниха. При этом она очень четко воспроизводится при $n = 0,01$, если не принимать во внимание несколько завышенные значения уровней в конце прилива. Здесь следует отметить, что добиться полного соответствия моделируемых и измеренных значений минимальных уровней воды путем дальнейшего уменьшения коэффициента шероховатости не удалось из-за технических проблем, связанных с численной неустойчивостью реализации модели при малом фрикционном члене (этот эффект проявится и в моделях остальных рек, и будет более детально проиллюстрирован в последующих разделах).

В то же время при $n = 0,01$ смоделированный максимальный уровень воды оказался на 10 см выше фактического уровня воды, а минимальный уровень воды завышен на 7 см. Таким образом, именно величина волны воспроизводится достаточно точно (различаясь на 3 см) (таблица 4.3). В период манихи в фактическом ходе уровней воды наблюдалось падение уровня воды на 3 см, в расчете при $n = 0,01$ – на 7 см. Численные эксперименты показывают, что максимальный уровень воды мало зависит от шероховатости, различаясь на 4 см в расчетах при $n = 0,02$ и $n = 0,01$ (рисунок 4.6, а).

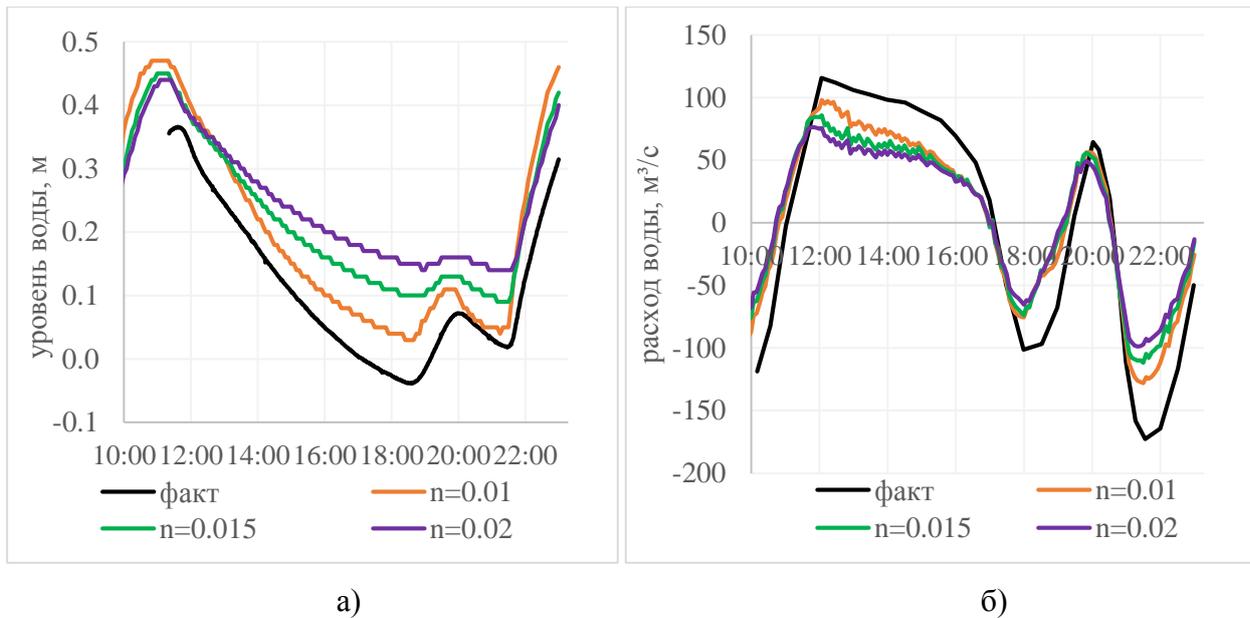


Рисунок 4.6 – Графики хода (а) уровней воды в створе 2 (9,5 км выше нижней границы модели) и (б) расходов воды в створе 4 (0,09 км выше нижней границы) (б) р. Лаи за приливный цикл 25.07.2020 г.

Таблица 4.3 – Характеристики уровней и расходов воды в створях 2 и 4 по данным измерений и в результате моделирования при $n = 0,01$ на р. Лае

Характеристика	Створ 2		Створ 4	
	факт	модель	факт	модель
H_{\min}	-0.04	0.03		
$t(H_{\min})$	18:30	18:30		
H_{\max}	0.37	0.47		
$t(H_{\max})$	11:37	11:20		
$Q_{\max} \text{ "-"}$			-173	-128
$t(Q_{\max} \text{ "-"})$			21:33	21:30
$Q_{\max} \text{ "+"}$			116	98
$t(Q_{\max} \text{ "+"})$			12:04	12:05

H_{\min} – уровень воды до начала прилива, H_{\max} – максимальный уровень воды, $t(H_{\min})$ – время начала приливного подъема уровней воды, $t(H_{\max})$ – время наступления максимального уровня воды, $Q_{\max} \text{ "-"}$ – максимальный приливный расход воды; $t(Q_{\max} \text{ "-"})$ – время наступления максимального приливного расхода; $Q_{\max} \text{ "+"}$ и $t(Q_{\max} \text{ "+"})$ – максимальный отливный расход воды и время его наступления соответственно.

Полная вода на устьевом участке Лаи наблюдается не одновременно на всем протяжении: фактическое различие во времени ее наступления на нижней границе и в створе 2 (9,5 км выше) составляет час. В модели приливная волна движется быстрее и максимум уровня воды в створе 2 наступает на 20 минут раньше. Замедления движения гребня приливной волны на модели можно было бы добиться путем увеличения шероховатости русла, однако при этом произошло бы и повышение уровней воды, которые по результатам моделирования и так оказались

завышенными. В то же время неточность в воспроизведении скорости движения гребня волны несколько компенсируется увеличением времени отлива при моделировании. В результате минимальный уровень воды на расстоянии 9,5 км от устья наступает на 2 часа позже, чем на нижней границе моделируемого участка, как по данным измерений, так и в модели. Таким образом, скорость движения волны по фронту составляет 4,75 км/ч (1,32 м/с) и точно воспроизводится моделью.

Изменение коэффициента шероховатости влияет на моделирование приливных и отливных расходов воды: при уменьшении коэффициента шероховатости диапазон изменения расходов воды увеличивается (см. рисунок 4.6, б). Тем не менее, даже при $n = 0,01$ размах колебаний расходов оказывается занижен по сравнению с фактическим.

За приливный цикл по данным измерений значения расходов изменялись в диапазоне от $-173 \text{ м}^3/\text{с}$ до $116 \text{ м}^3/\text{с}$, в модели при коэффициенте шероховатости $n = 0,01$ от $-128 \text{ м}^3/\text{с}$ до $98 \text{ м}^3/\text{с}$, то есть диапазон колебания расходов в модели занижен на 22%. В манию фактические расходы воды увеличились от $-101 \text{ м}^3/\text{с}$ до $64,3 \text{ м}^3/\text{с}$, а в модели от $-75,6 \text{ м}^3/\text{с}$ до $56,3 \text{ м}^3/\text{с}$ (рисунок 4.6, б, таблица 4.3). В целом отрицательные (приливные) расходы воды моделируются хуже, чем положительные (отливные). Время наблюдения экстремальных значений расходов воды, а также смена направления течений воспроизводятся моделью с точностью до 10 минут.

В расчете с коэффициентом шероховатости $n = 0,01$ дальность проникновения приливных колебаний уровня воды составила около 26,3 км, а дальность распространения реверсивных течений – 22,4 км.

По данным измерений 23 – 24 июля 2019 г. (рисунок 4.7) проводилась верификация модели с подобранным в ходе калибровки значением коэффициента шероховатости $n = 0,01$.

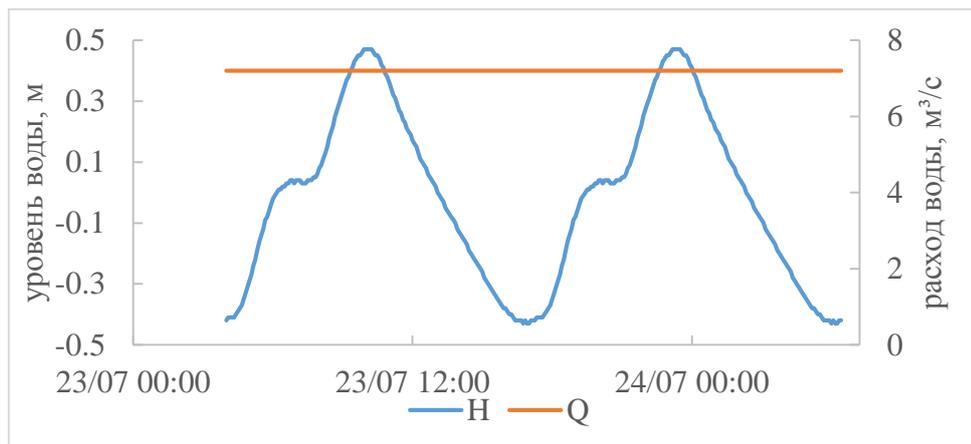


Рисунок 4.6 – Граничные условия верификационного расчета 23 – 24.07.2019 на р. Лае.

Уровни воды были измерены в створах 2 и 3 (9,5 км и 5,3 км выше нижней границы области моделирования соответственно). Смоделированные уровни воды в обоих створах оказались несколько завышены относительно фактических, как и в ходе калибровки. В створе 3,

расположенном ближе к нижней границе, минимальные уровни воды до начала прилива отличаются на 7 см, максимальные – на 3 см, а в створе 2 – на 9 см и на 5 см соответственно (рисунок 4.7). Величина прилива в створе 3 в модели меньше фактической на 5% (4 см), в створе 2 – на 6% (3 см). Явление манихи в модели выражено более четко, чем наблюдалось фактически в данный приливный цикл, с понижением уровня воды на 3 см.

Как и в результате моделирования по данным 24 – 25.07.20, полная вода в модели наступает в обоих створах раньше, чем фактически, на 20 – 30 минут, при этом время начала приливного подъема уровня различается в реальности и в расчете не более чем на 10 минут.

Таким образом, точность воспроизведения основных параметров приливного цикла в устье Лаи в ходе верификации модели оказалось не хуже, чем при ее калибровке.

Дальность распространения приливной волны, аналогично калибровочному расчету, составила 26,3 км, граница зоны распространения обратных течений проходит на 22,1 км.

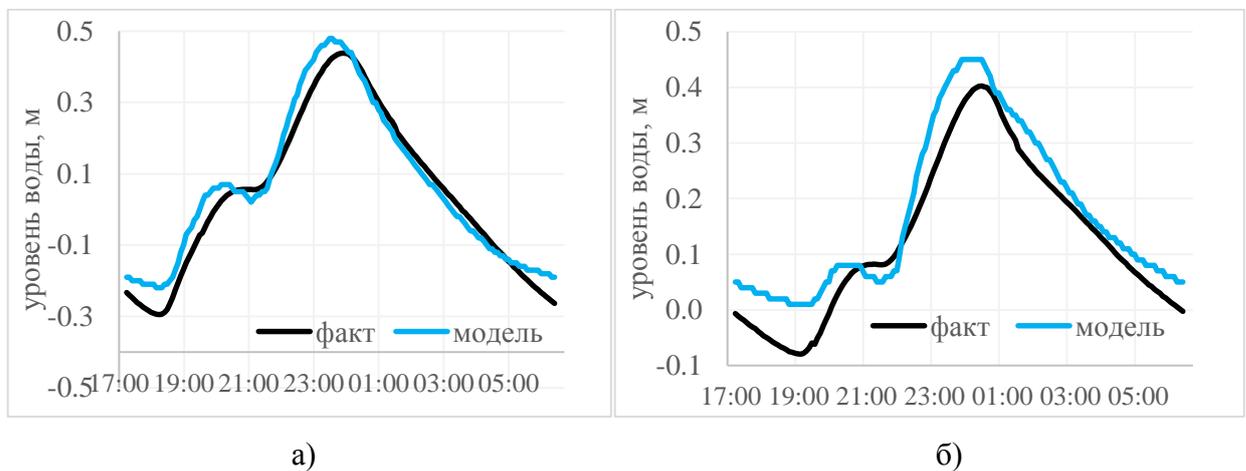


Рисунок 4.7 – Ход уровней воды р. Лаи за приливный цикл 23 – 24.07.2019 г.: а) в створе 3 (5,3 км выше нижней границы модели); б) в створе 2 (9,5 км выше нижней границы модели).

4.5 Модель устьевого участка Кянды

4.5.1 Исходные данные

Одномерная модель устьевого участка Кянды охватывает участок русла длиной 9,9 км с нижней границей в устьевом створе и верхней границей у деревни Кянда (рисунок 4.8, таблица 4.4). Измеренные на расстоянии 8,7 км от устья уровни воды изменяются в летнюю межень почти на 0,5 м, однако выше 10 км приливные колебания уровня не распространяются из-за порогов.

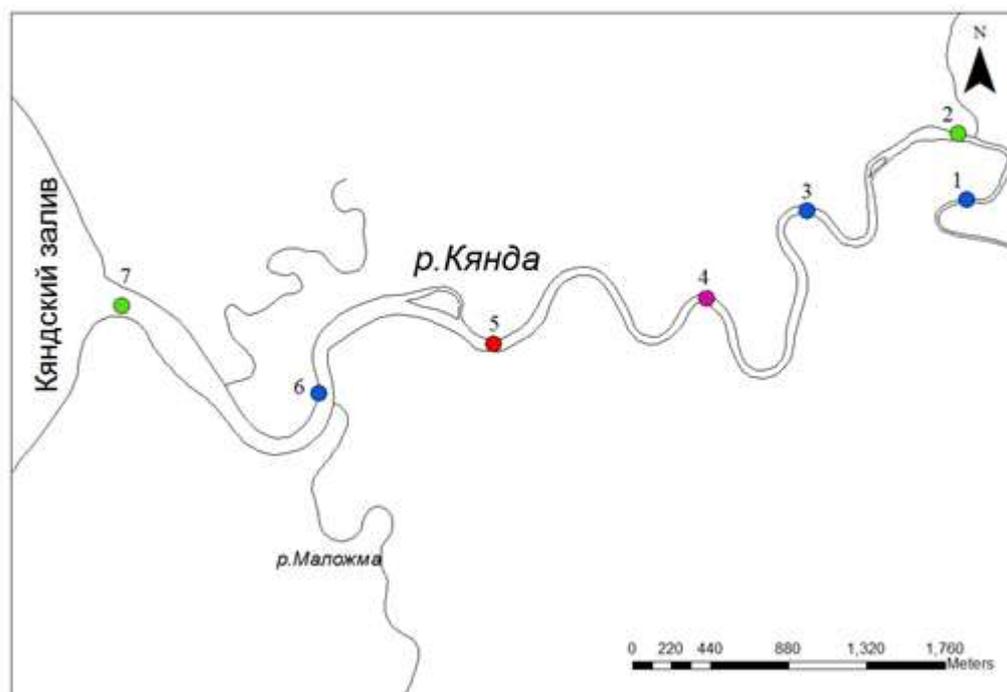


Рисунок 4.8 – Схема модели Кянды с отмеченными калибровочными створами.

Таблица 4.4 – Расположение калибровочных створов и границ на р. Кянде

Номер створа на схеме (рисунок 4.8)	Расстояние от устьевоего створа, км
нижняя граница (7)	0
6	1,6
5	2,8
4	4,6
3	6,4
2	7,7
1	8,6
верхняя граница	9,9

На устьевом участке Кянды впадают два притока: на расстоянии 1,4 км выше устьевоего створа – река Маложма, в 7,6 км выше устья – река Воя. Расход воды Маложмы в районе ее пересечения с автомобильной дорогой д. Кянда – д. Тамица (около 17,5 км выше впадения Маложмы в Кянду) по результатам измерений в летнюю межень 2016 года составил 2,78 м³/с, на реке Воя в малую воду в 100 метрах выше ее впадения в Кянду – 0,52 м³/с. Расход воды Маложмы учитывался в модели, расход Вои – нет.

Рельеф русла был задан с помощью 51 поперечных профилей, расстояние между которыми составляет 150 – 200 м. Поперечные профили для участка 0 – 6,25 км достаточно подробно описывают рельеф дна реки, полученный в ходе промерных работ 2016 г. На вышележащем участке измерения глубин проводились только по продольному профилю, и поперечные профили принимались параболической формы с максимальной глубиной, соответствующей глубине

фарватера (рисунок 4.9, а). Для участка выше 8,7 км, где отсутствуют данные промеров, рельеф в модели был задан таким образом, чтобы сохранить уклон дна, наблюдаемый на предыдущем километре, добившись при этом затухания колебаний уровней к верхней границе.

На верхней границе модели задавалось постоянное значение расхода воды, на нижней границе – фактический ход уровня воды (рисунок 4.9, б). Как и для р. Лаи моделирование охватывало два приливных цикла, и сравнение с фактическими данными проводилось по второму циклу.

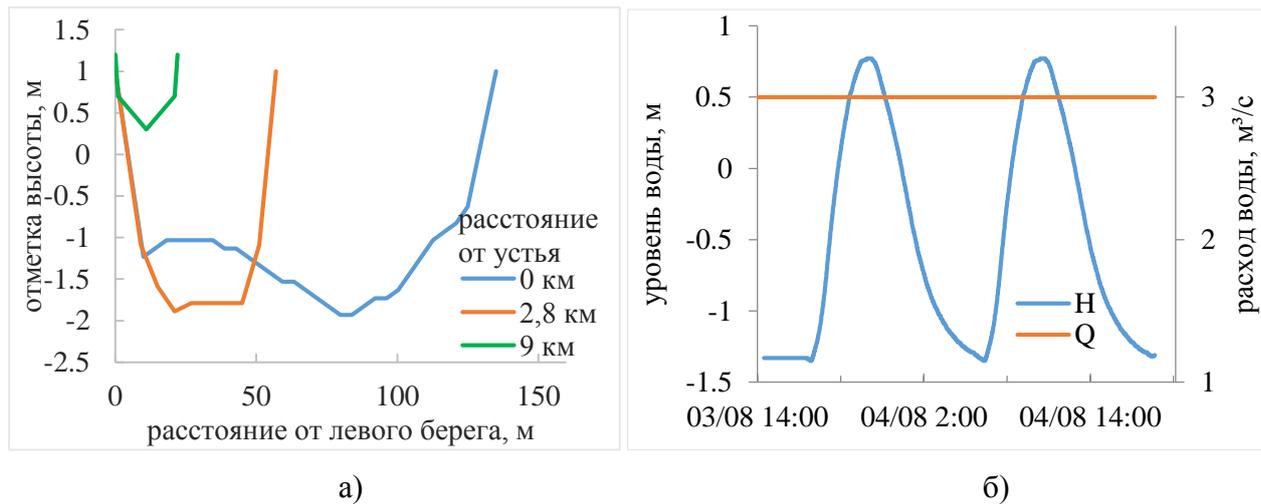
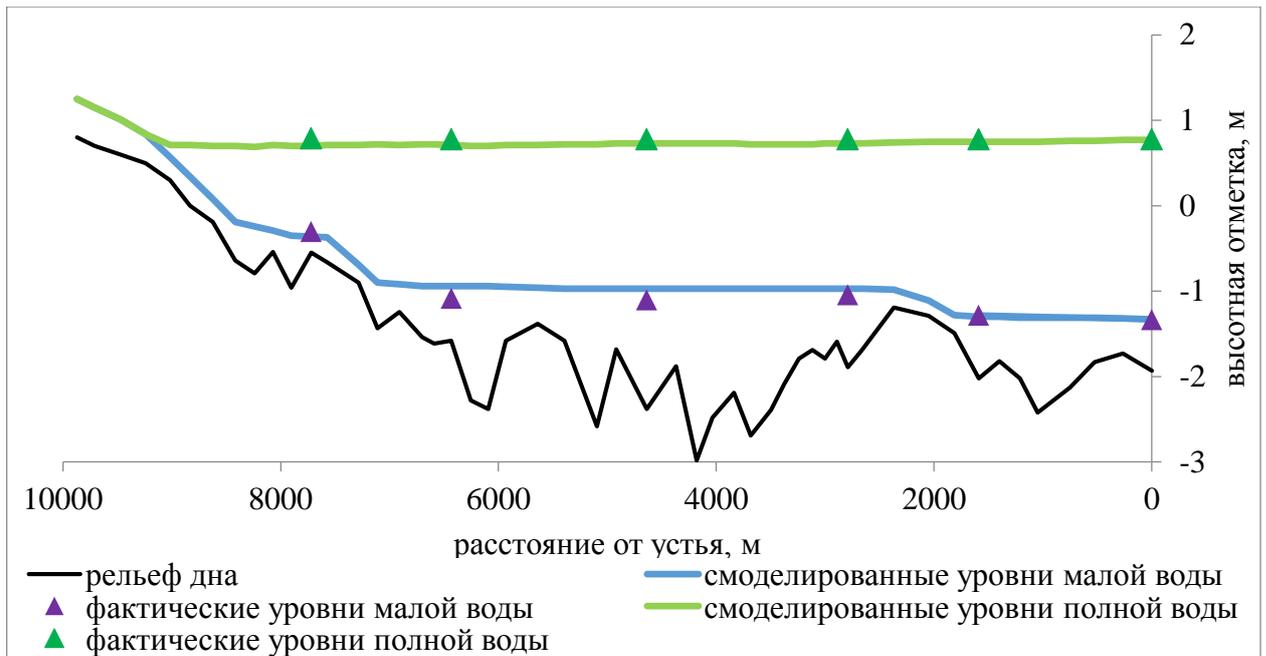


Рисунок 4.9 – а) Примеры поперечных профилей русла и б) граничные условия при моделировании приливных циклов 03 – 04.08.16 на р. Кянде.

4.5.2 Калибровка модели

На устьевом участке Кянды первые 6 км выше устьевого створа уклон дна практически отсутствует. Далее при удалении от устья, на протяжении 2,5 км (6,1 – 8,6 км) наблюдается практически непрерывный подъем русла, уклон дна равен 0,87‰ (87 см на 1 м). Данная особенность рельефа русла находит отражение в значениях коэффициентов шероховатости, подобранных при калибровке: на участке 0 – 7,1 км выше устьевого створа $n = 0,01$, на участке 7,1 – 9,9 км $n = 0,025$. При подобранном для нижнего участка коэффициенте шероховатости различия между измеренными и смоделированными уровнями воды на отливе составляет 10 – 15 см (рисунки 4.10, 4.11, таблица 4.5), однако при дальнейшем уменьшении коэффициента шероховатости (как и для р. Лаи) численное решение становится неустойчивым.



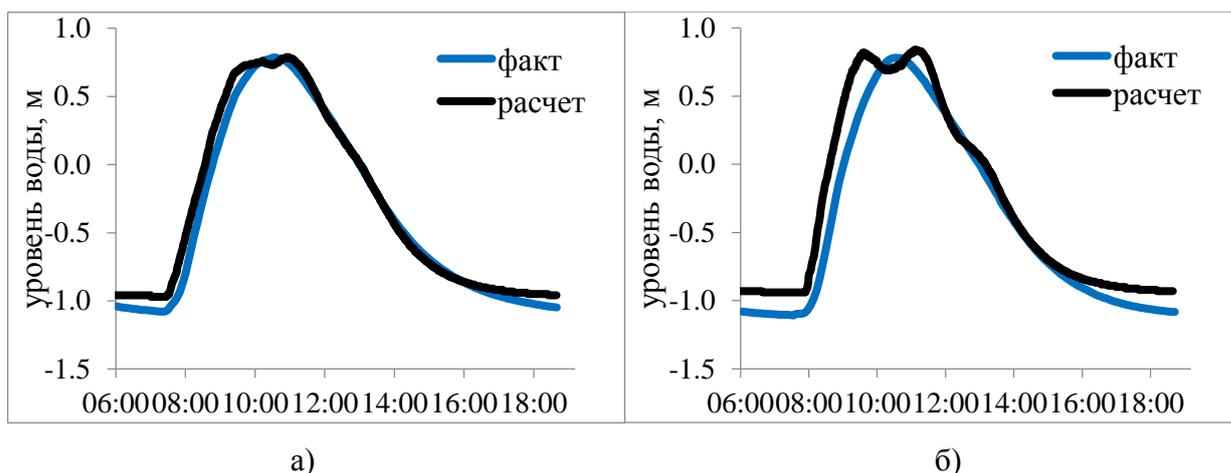


Рисунок 4.11 – Графики хода уровней воды в створе 5 (2,8 км выше устья) (а) и створе 3 (6,4 км выше устья) (б) р. Кянды за приливный цикл 04.08.2016 г.

Таблица 4.5 – Характеристики уровня воды в створах 3 и 5 по данным измерений и в результате моделирования на р. Кянде

		Н min	t (Н min)	Н max	t (Н max)
Створ 3	факт	-1,10	7:58	0,78	10:33
	модель	-0,94	7:55	0,82/0,84	9:36/11:09
Створ 5	факт	-1,07	7:25	0,79	10:35
	модель	-0,97	7:30	0,79	10:13/10:56

Сравнение расчетных и фактических расходов воды и средних скоростей течения проводилось для створов 7 и 5 (0 км и 2,8 км выше устья). В целом, модель весьма точно воспроизводит диапазон изменения рассматриваемых параметров, однако ранее отмеченные нефизичные колебания уровня воды проявляются в разбросе точек на графиках изменения расходов воды и скоростей течения во времени. Однако, если провести сглаживание поля точек для расчетных значений, то они будут вполне адекватно отражать ход фактических значений скорости течения и расхода воды (рисунок 4.12).

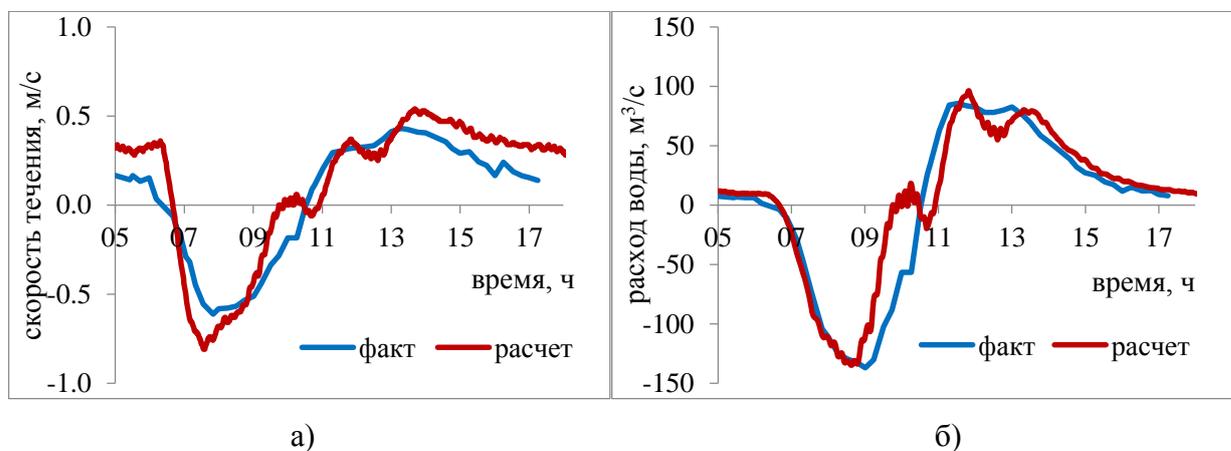


Рисунок 4.12 – Хода средних скоростей течения (а) и расходов воды (б) в устьевом створе (створ 7) р. Кянды за приливный цикл 04.08.2016 г.

За приливный цикл по данным измерений значения расходов изменялись в диапазоне от -137 м³/с до 85 м³/с, в модели - от -135 м³/с до 96 м³/с (рисунок 4.12, б, таблица 4.6) (различается на 4%). Смена направления течений фактически произошла в период между измерениями в 6:12 и 6:41, в модели – в 6:40 (рисунок 4.12, а). Динамика изменения расходов воды в фазу роста прилива моделью воспроизводится с высокой точностью, однако максимальный отрицательный (приливный) расход воды в модели был зафиксирован на 20 минут раньше, чем в реальности.

Таблица 4.6 – Характеристики расходов воды в створах 5 и 7 по данным измерений и в результате моделирования на р. Кянде

		Q max "-"	t (Q max "-")	Q max "+"	t (Q max "+")
Створ 5	факт	-55	8:57	30,9	11:57
	модель	-68	8:32	48	11:40
Створ 7	факт	-137	9:01	85	11:32
	модель	-135	8:38	96	11:50

На расстоянии 2,8 км от устья (створ 5 на рисунке 4.8) диапазон изменения расходов воды за приливный цикл по фактическим данным составлял -55 – 30,9 м³/с, расходы воды в модели изменялись от -68 м³/с до 48 м³/с (в модели размах колебаний оказался больше на 35%) (рисунок 4.13, б, таблица 4.6). Время разворота течений на приливе в модели и в реальности совпадают (рисунок 4.13, а). Максимальный приливный расход воды в модели, аналогично описанному выше устьевому створу, зафиксирован на 15 минут раньше фактического и оказался завышенным. Аналогично устьевому створу, на отливе ход смоделированных расходов воды и скоростей течения подвержен сильным колебаниям.

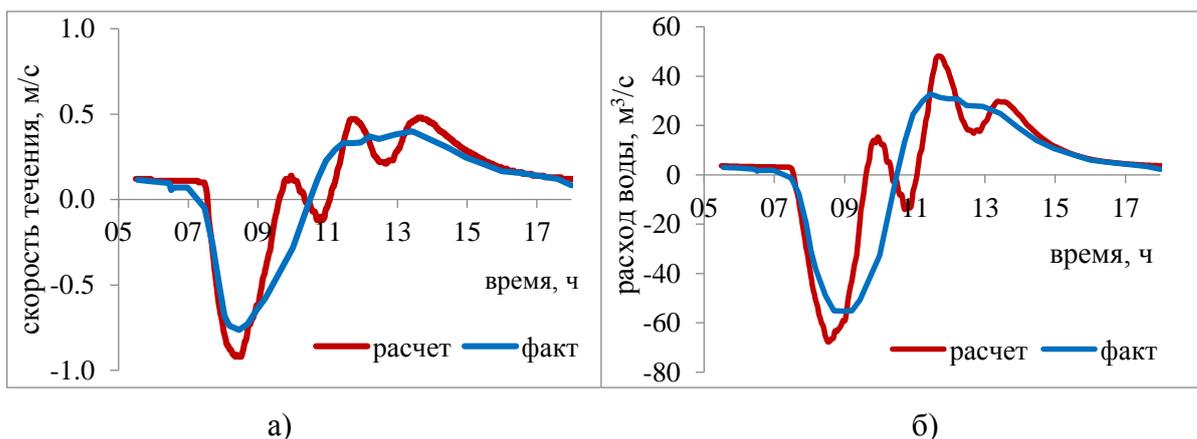


Рисунок 4.13 – Графики хода средних скоростей течения (а) и расходов (б) воды в 2,8 км выше УС (створ 5) р. Кянды за приливный цикл 4.08.2016 г.

Эти нефизичные колебания в значениях уровней, скоростей течения и расходов воды связаны с маленьким коэффициентом шероховатости $n = 0,01$, применяемым на участке 0 – 7,1 км от устья. В качестве численного эксперимента был запущен расчет с одинаковым значением коэффициента шероховатости для всей модели, равным $n = 0,025$. В результате в створе 5 (2,8 км

выше устья) колебаний нет ни в уровнях, ни в скоростях течения воды, однако количественно результат моделирования заметно хуже (рисунок 4.13), особенно в части завышения минимальных уровней воды и занижения диапазона изменения расходов воды.

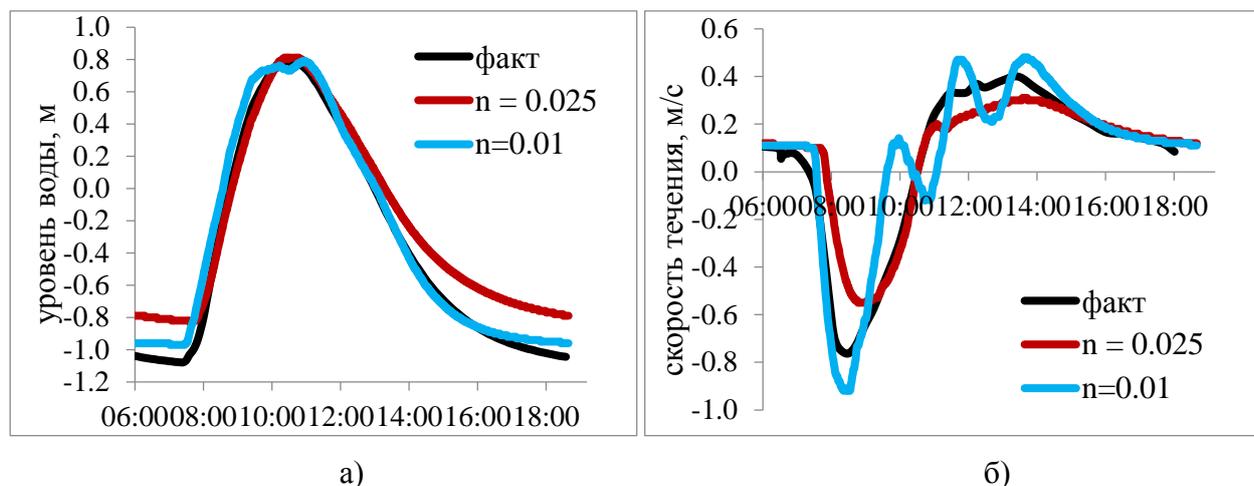


Рисунок 4.13 – Графики хода уровней (а) и средних скоростей течения (б) воды за приливный цикл 4.08.2016 г. в створе 5 (2,8 км выше устья) р. Кянды с различными коэффициентами шероховатости Маннинга.

Так как скорость движения приливной волны моделью (по расчетам с коэффициентом шероховатости $n = 0,01$ на нижнем участке) воспроизводится точно, поэтому и дальность распространения приливных колебаний уровня воды, и дальность распространения обратных течений точно соответствует данным измерений – 9,2 км и 7,7 км соответственно.

4.6 Модель устьевого участка Сёмжи

4.6.1 Исходные данные

Область моделирования устьевого участка Сёмжи охватывает ее низовья до 21,3 км от устьевого створа (рисунок 4.14). На этом расстоянии в условиях меженного стока происходит выклинивание подпора, создаваемого сизигийной приливной волной. Нижняя граница модели была задана в 0,3 км выше устьевого створа в вершине короткого воронкообразного эстуария, где во время полевых работ находился регистратор уровня воды (в дальнейшем расстояния указываются от нижней границы модели) (таблица 4.7).

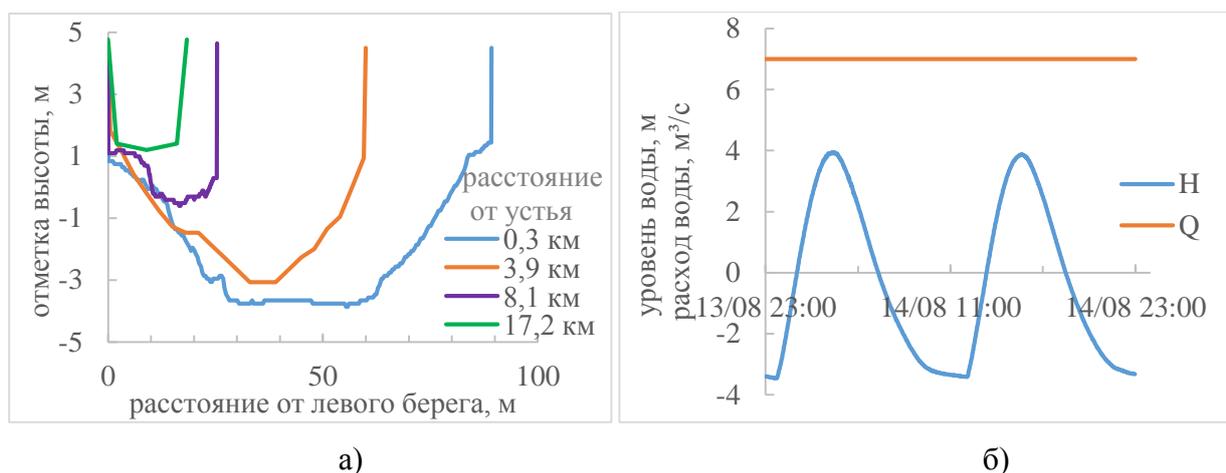


Рисунок 4.15 – а) Примеры поперечных профилей русла и б) граничные условия при моделировании приливных циклов 13 – 14.08.2018 г. на р. Сёмже.

4.6.2 Калибровка модели

Для калибровки модели р. Сёмжи использовались данные измерений 13 – 14 августа 2018 г. Уровни воды измерялись в створах, удаленных от нижней границы на 3,6 км, 4,4 км, 7,8 км; расходы воды – в створах 3,6 км и 4,4 км (см. рисунок 4.14, таблица 4.7).

Численные эксперименты показали, что максимальные уровни воды во всех створах при изменении коэффициента шероховатости практически не изменяются (варьируют в пределах 1 – 2 см), поэтому подбор их значений при калибровке модели проводился с упором на отливные уровни воды в створах 3, 4, 5 и расходы воды в створах 4 и 5 (рисунок 4.14). Отливные уровни воды реагируют на изменение коэффициента шероховатости: для верхнего створа, расположенного в 7,8 км от нижней границы (створ 3), лучше всего подходит $n=0,03$ (рисунок 4.16, б). На нижних семи километрах значения коэффициента шероховатости значительно меньше, причем минимальные уровни воды лучше всего воспроизводятся при $n=0,01$ (рисунок 4.16, а), но в этом случае в расходах воды наблюдаются слишком сильные нефизичные колебания (аналогично моделям устьевых участков Лаи и Кянды) (рисунок 4.17). Было решено остановиться на среднем значении $n=0,015$. Изменения шероховатости на участке 0 – 7 км не влияло на значения уровней воды в верхнем створе 3.

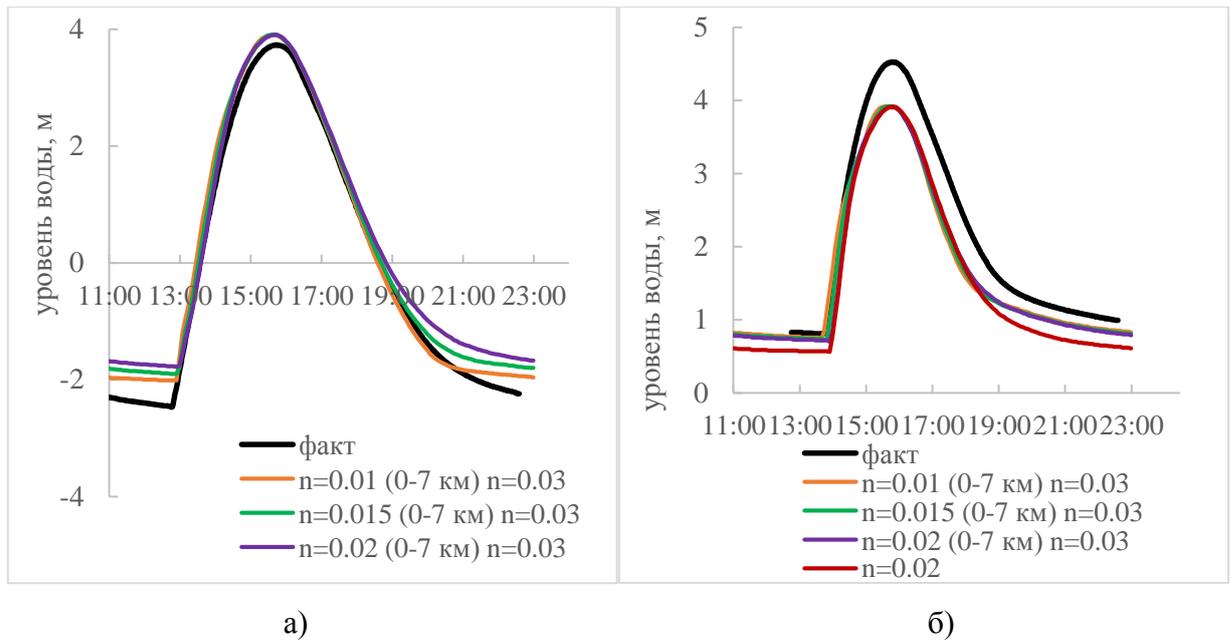


Рисунок 4.16 – Ход уровней воды в створе 5 (3,9 км выше устья) (а) и створе 3 (8,1 км выше устья) (б) р. Сёмжи за приливный цикл 14.08.2018 г.

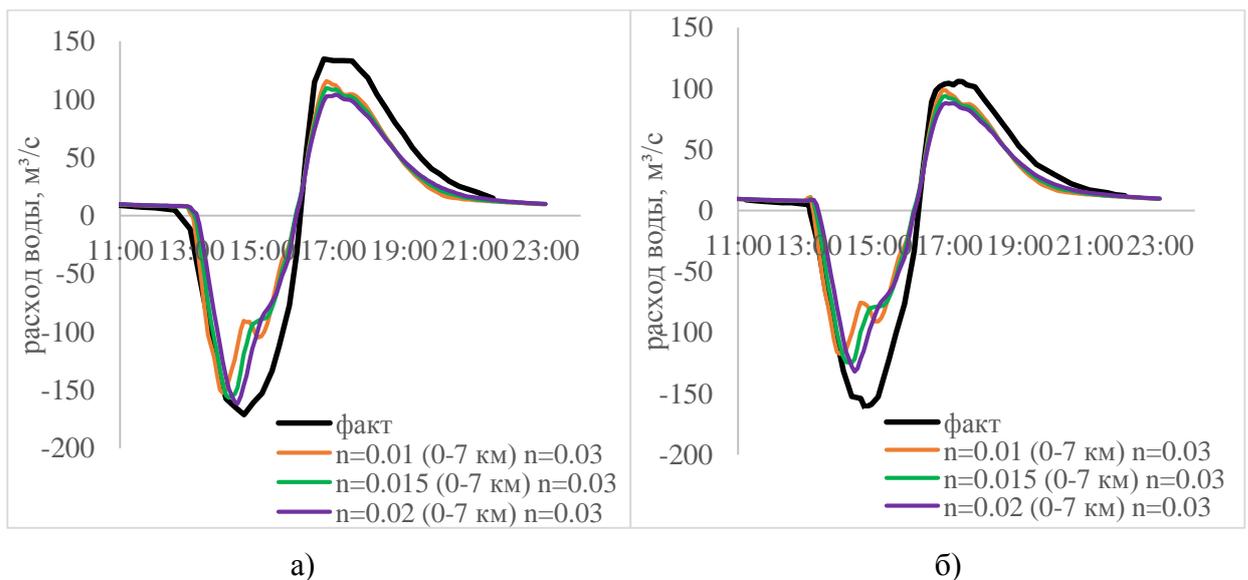


Рисунок 4.17 – Ход расходов воды в створе 5 (3,9 км выше устья) (а) и створе 4 (4,6 км выше устья) (б) р. Сёмжи за приливный цикл 14.08.2018 г.

По результатам калибровки моделируемый участок Сёмжи был разбит на две части с разными коэффициентами шероховатости: на нижних 7 км $n=0,015$, а далее вверх по течению – $n=0,03$, что привело к моделированию продольного профиля водной поверхности, близкого к фактическому (рисунок 4.18).

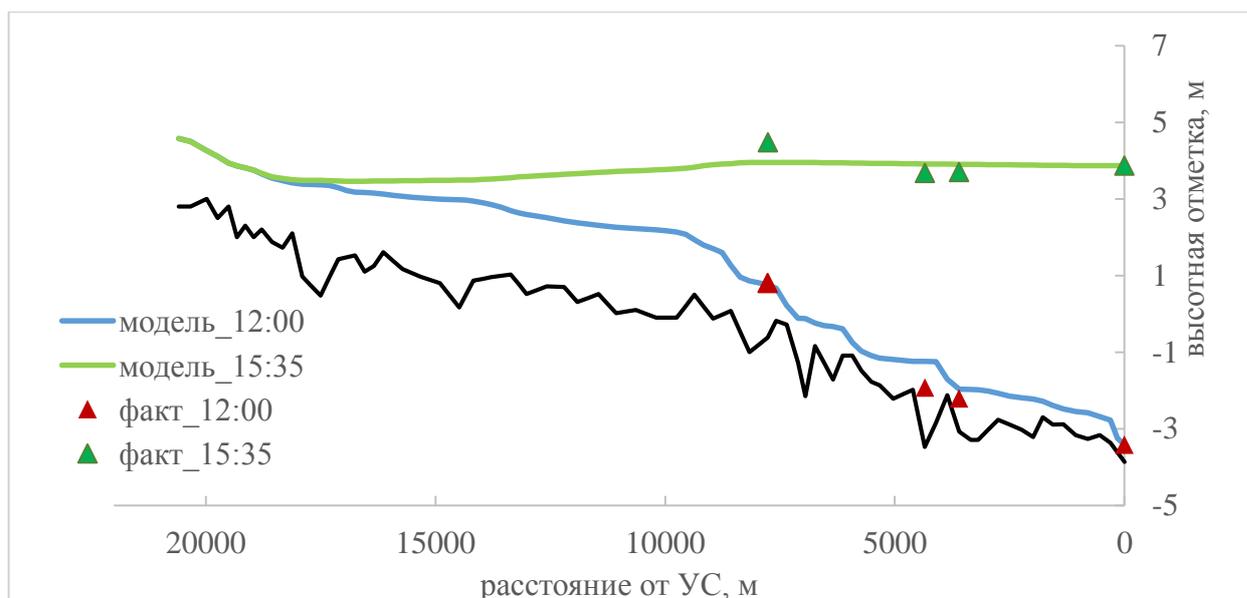


Рисунок 4.18 – Фактические и смоделированные продольные профили водной поверхности в малую (12:00) и полную (15:35) воду (в устьевом створе) на устьевом участке Сёмжи за приливный цикл 14.08.2016 г.

В результате моделирования диапазон изменения уровней воды в створе 5 оказался меньше фактического на 0,4 м, что составляет 6% от общей величины прилива, отливный уровень выше измеренного на 0,57 м, максимальный – на 0,18 м (рисунок 4.16, б, таблица 4.8). В створе 4 величина прилива меньше фактической на 0,49 м (9%), при этом минимальный уровень завышен на 0,69 м (таблица 4.8). Наконец, в самом удаленном от устья калибровочном створе 3 размах колебаний уровней воды получился меньше фактического на 0,52 м (14%). При воспроизведении полной воды основное расхождение фактических и модельных значений было выявлено в створе 3: расчетный максимальный уровень оказался меньше фактического на 0,61 м (рисунок 4.16, а, таблица 4.8).

Таблица 4.8 – Характеристики уровня воды в створах 3 – 5 по данным измерений и в результате моделирования на р. Сёмже

		H min	t (H min)	H max	t (H max)
Створ 3	факт	0.81	13:47	4.53	15:47
	модель	0.73	13:50	3.92	15:45
Створ 4	факт	-1.99	13:00	3.72	15:45
	модель	-1.3	13:10	3.91	15:45
Створ 5	факт	-2.47	12:46	3.73	15:45
	модель	-1.9	12:55	3.91	15:40

Таким образом, точность воспроизведения величины прилива в калибровочных створах уменьшается при удалении от устья. Что касается времени наступления полной воды и времени

начала прилива, то эти характеристики воспроизводятся достаточно точно, с разницей не более 10 минут во всех створах, то есть скорость распространения прилива моделируется точно.

Расходы воды до начала прилива в створах 4 и 5 воспроизводятся точно при любых значениях коэффициента шероховатости в диапазоне значений 0,01 – 0,03. Изменение коэффициентов шероховатости незначительно влияет на максимальный отливный расход воды и практически не влияет на значение максимального приливного расхода воды. В створе 5 смена направления течений на приливное при расчете с подобранным по уровням воды коэффициентом шероховатости ($n=0.015$ на 0 – 7 км, $n=0.03$ на 7 – 21 км) фактически происходит на 15 минут раньше, чем в модели. Максимальный приливный расход наоборот фиксируется в модели на 25 минут раньше. Смена направления течений на отливное и время наступления максимального отливного расхода моделируется точно. Диапазон изменения расходов воды в створе 5 в модели меньше на $40 \text{ м}^3/\text{с}$, чем фактический (на 13%) (см. рисунок 4.17, а, таблица 4.9). В створе 4 расчетные экстремальные значения расходов воды наступают на 20 минут раньше, чем фактические. Разворот течений оба раза воспроизводится с точностью до 5 минут. Диапазон, в котором изменяются расходы воды за моделируемый приливный цикл, занижен на $49 \text{ м}^3/\text{с}$ (на 18%) (см. рисунок 4.17, б, таблица 4.9).

Таблица 4.9 – Характеристики расходов воды в створах 3 и 4 по данным измерений и в результате моделирования на р. Сёмже

		Q max "-"	t (Q max "-")	Q max "+"	t (Q max "+")
Створ 4	факт	-161	14:37	106	17:16
	модель	-125	14:15	93.87	16:55
Створ 5	факт	-171	14:30	135	16:45
	модель	-157	14:05	109.7	16:50

По результатам моделирования приливные колебания уровня воды распространяются на 21 км (что соответствует действительности), реверсивные течения – на 17,7 км. Фактически граница распространения обратных течений установлена не была, ориентировочно она проходила на 14 – 16 км.

4.7 Сценарные расчеты

Откалиброванная и верифицированная гидродинамическая модель может использоваться для сценарных расчетов с различными граничными условиями разной степени вероятности.

Одномерная модель Онеги использовалась как инструмент для оценки изменений гидродинамического режима устьевого участка под влиянием климатических изменений. Основой для разработки сценариев моделирования послужили результаты расчетов по данным

глобальных климатических моделей GFDL-ESM2M, HadGEM2-ES, IPSL-CM5A-LR проекта CMIP5, рассматривающих различные варианты антропогенного воздействия. Оценочные изменения расходов воды были получены с помощью модели формирования стока ECOMAG Ю.Г. Мотовилова. На основе данных о возможных изменениях уровня моря и объемов речного стока были разработаны 12 сценариев гидродинамического моделирования весеннего половодья, летней и зимней межени. По результатам моделирования, описанных подробно в [Панченко и др., 2021], был проведен анализ возможных изменений гидродинамических характеристик водного потока и их влияния на различные аспекты использования водных ресурсов Онеги.

Для устьевых участков Кянды, Сёмжи и Лаи были выполнены расчеты с различными расходами воды, задаваемыми на верхней границе. Так как все модели точно воспроизводят скорость движения приливной волны по руслу реки, то оценивались вероятные границы распространения приливных колебаний уровней воды и реверсивных течений в различные фазы водного режима (таблица 4.10).

Дальность проникновения приливов практически не изменятся при увеличении расходов воды в 10 – 20 раз, то есть основным лимитирующим фактором является строение русла, а не величина речного стока. Граница распространения обратных течений гораздо более чувствительна. Например, на Лае при увеличении расходов воды с 8 м³/с до 100 м³/с зона реверсивных течений сокращается с 22,4 км до 1,8 км; на Сёмже при увеличении расходов с 7 м³/с до 100 м³/с она смещается с 17,7 км до 4 км, а на Кянде при 100 м³/с разворота течений на устьевом участке вообще не происходит.

Таблица 4.10 – Результаты сценарных расчетов в моделях Лаи, Кянды и Сёмжи

Расход воды, м ³ /с	Дальность распространения приливных колебаний уровня воды, км	Дальность распространения зоны обратных течений, км
р. Лая		
8	26,3	22,4
50	25,7	6,9
100	22,8	1,8
р. Кянда		
3	9,2	7,7
50	9,2	2
100	8,6	0
р. Сёмжа		
7	21	17,7
50	20,6	6
100	20,6	4

4.8 Обобщение и анализ результатов моделирования

Одномерная модель Онеги воспроизводит и уровни, и расходы воды с высокой точностью на всем протяжении устьевого участка. Сравнение результатов моделирования 1D и 2D моделей показало, что обе модели обеспечивают одинаковую точность. Ошибки в моделировании величины прилива составляют 1 – 4% (1 – 5 см), и минимальные, и максимальные уровни воды воспроизводятся одинаково, расчетная скорость распространения прилива, как и в моделях малых рек, совпадает с фактической. Таким образом, данная модель может использоваться для решения широкого рода задач, в которых целью моделирования не является определение скоростей течения в конкретных точках (например, на фарватере или у берега), например, для исследования реакции гидродинамического режима эстуария на изменение климата.

Разработанные модели устьевых участков малых рек Кянды, Сёмжи и Лаи с разной степенью точности воспроизводят особенности гидродинамического режима. Например, на Кянде смоделированная величина прилива занижена относительно измеренной на 5% (порядка 10 см), на Лае – на 5 – 7 % (3 – 5 см), на Сёмже – на 6 – 14% (40 – 50 см). Основное расхождение в моделировании уровней воды на устьевом участке Кянды связано с минимальными отливными уровнями воды. На устьевом участке Лаи и минимальные, и максимальные уровни равномерно завышены на несколько сантиметров. На Сёмже из-за более сложного характера распространения приливной волны в калибровочных створах ближе к устью так же, как на Кянде, смоделированные минимальные уровни завышены (на 60 – 70 см), а на большем удалении от устья основное расхождение наблюдается в максимальных уровнях воды (в модели они занижены на 60 см). Результат моделирования максимальных уровней воды лучше на устьевых участках тех рек, где максимальный уровень воды на всем протяжении определяется максимумом уровня в устьевом створе (или на нижней границе модели), как на Кянде. На Сёмже и Лае максимальные уровни воды в калибровочных створах отличаются от уровня на нижней границе и наступают не одновременно. На Сёмже в 8 км выше устьевого створа фактический уровень почти на метр выше, чем в устье, а в модели он соответствует максимальному уровню на нижней границе, поэтому существенно занижен. Аналогично на Лае: максимальный уровень в 9,5 км выше нижней границы по данным измерений на 10 см ниже, а в модели – определяется уровнем на нижней границе. Таким образом, используемая модель оказывается не в состоянии воспроизводить локальные повышения уровня воды в местах, где приливное течение сталкивается с речным потоком.

В целом для трех моделей малых рек результаты моделирования уровней и расходов воды ухудшаются при удалении от устьевого створа. К достоинствам разработанных моделей можно отнести то, что они точно воспроизводят скорости движения приливной волны. Таким образом,

использование моделей для практических расчетов возможно, но лишь для ограниченного ряда задач, главным образом не связанных с точным воспроизведением уровней воды.

Расходы воды для калибровки на всех реках измерялись в нижних частях устьевых участков: так, на Онеге, Сёмже, Лае створы расположены в ближней к устью 1/5 части, на Кянде – в нижней трети. В результате моделирования диапазон колебания расходов воды в течение приливного цикла на Онеге занижен на 1 – 4%, на Лае на 22%, на Сёмже на 13 – 18%, на Кянде – завышен на 4 – 35%. На Сёмже и Кянде, как и с уровнями воды, в более удаленных от устья створах результаты моделирования хуже.

Модели устьевых участков Кянды, Сёмжи, Онеги при калибровке были разбиты на части с различными коэффициентами шероховатости. На нижних (расположенных ближе к устью) участках подобранный коэффициент шероховатости был наименьшим. Тем не менее, на Онеге он был равен 0,02, в то время как на Сёмже и на Кянде – 0,015 и 0,01 соответственно, что значительно меньше «типичных» значений для естественных русел рек с установившимся режимом течений. Для Лаи на всей области моделирования был задан коэффициент шероховатости 0,01 (таблица 4.11). На малых реках такое маленькое значение коэффициента шероховатости Маннинга требовалось для воспроизведения минимальных уровней воды: в отлив на перекатах глубины уменьшаются до 20 – 30 см. При этом вследствие моделирования с таким (и меньшим) коэффициентом шероховатости, возникают «нефизичные» колебания в уровнях, и расходах воды, связанные с численной неустойчивостью решения в примененных моделях. Если провести сглаживающую, осредняющую кривую для расчетных значений, то она будет близко повторять фактический ход рассматриваемых характеристик.

Таблица 4.11 – Подобранные в ходе калибровки коэффициенты шероховатости для моделей устьевых участков рек

Река	Коэффициент шероховатости Маннинга
Сёмжа	$n = 0,015$ (0-7 км), $n = 0,03$ (7- 21 км)
Кянда	$n = 0,01$ (0-7,1 км), $n = 0,025$ (7,1-9,9 км)
Лая	$n = 0,01$
Онега	$n = 0,02$ (0-10 км), $n = 0,032$ (10-20 км), $n = 0,038$ (20-31 км)

Аномально низкие значения коэффициентов шероховатости русла были выявлены и ранее в низовьях рукавов дельты Северной Двины [Лебедева и др., 2015], на участках, где так же, как и на Лае, Кянде и Сёмже происходили реверсивные движения водных масс. Это может быть связано с тем, что современные одномерные модели (включая HEC-RAS) не учитывают ряд особенностей динамики реверсивных потоков, которые будут подробно проанализированы в следующей главе.

Более высокая точность моделирования эстуария Онеги может быть объяснена тем обстоятельством, что отношение длины моделируемого участка к его ширине было на порядок меньше, чем для малых рек Лая, Кянда и Сёмжа. То есть моделируемые участки малых рек, имея протяженность, сопоставимую с участком Онеги, в относительных единицах длины оказываются на порядок более протяженными, а увеличение ошибки моделирования по мере удаления от верхней и нижней границы моделируемой области является вполне естественным.

Глава 5 Особенности динамики потока в приливных устьях

5.1 Уравнение движения реверсивного потока

Основным отличием динамики потока в приливных устьях является реверсивный характер движения водных масс речного и морского генезиса по устьевому участку реки. Смена направления движения при полусуточном приливе может происходить четыре раза в сутки, а в некоторых случаях (например, на Лае из-за манихи, до шести или даже восьми раз, см. рисунок 4.6, б). Смена направления течения происходит в строго определенные моменты времени, зависящие от удаления от устьевого створа и времени наступления полных и малых вод в море, которое, в свою очередь, зависит от астрономических факторов и может быть предвычислено. Это обстоятельство делает приливные устья своеобразными природными лабораториями для изучения неустановившегося движения воды [Алабян, 2017].

Смена направления течения не происходит мгновенно по всему поперечному сечению русла даже на малой реке. Как показали наблюдения, при средней скорости потока, близкой к нулю, вода не стоит на месте, а образует систему турбулентных вихрей, внутри которой продолжает хаотическое движение (рисунок 5.1). Промежутки времени, когда водная поверхность близка к горизонтальной, в которые сила тяжести уже не является основной движущей силой речного потока, могут занимать существенную часть приливного цикла.



Рисунок 5.1 – Турбулентные вихри во время разворота течений при полной воде на устьевом участке р. Кянды в 3 км от устьевого створа (фото А.М. Алабяна).

Реверсивные движения водных масс по устьевым участкам рек наиболее интенсивны в меженьный период, однако и в половодье переменный подпор со стороны моря может существенно изменять скорость течения (как это было зафиксировано на Кянде и Тамиде в мае 2018 г.). В англоязычной литературе для обозначения участков рек с таким режимом укоренилось определение «tidal river» [Adib, 2016; Hoitink, Jay, 2016], дословно – «приливная река». Такое определение, равно как и термин «приливной участок реки», по смыслу вполне подходит для рассматриваемых рек Беломорского бассейна.

Как было показано в главе 1, основой математического аппарата для описания движения потока в приливном устье является уравнение движения Сен-Венана (1.6), в котором возможность учета реверсивного характера течения обеспечивается заменой квадрата средней скорости в члене трения на произведение скорости на ее модуль, чтобы обеспечить действие силы трения в направлении, обратном течению воды. В то же время за рамками рассмотрения находится то обстоятельство, что в инерционных членах коррективы скорости (коэффициенты Буссинеска и Кориолиса) стоят перед производными скорости, в то время как должны располагаться под дифференциалом:

$$\frac{1}{g} \frac{\partial(\alpha_0 u)}{\partial t} + \frac{u}{g} \frac{\partial(\alpha u)}{\partial x} + \frac{u|u|}{C^2 R} + \frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 0. \quad (5.1)$$

Такая ситуация возникла из-за того, что в основополагающих работах по неустановившемуся движению воды в реках и каналах, в частности в классической работе С.А. Христиановича [Христианович, 1938, стр. 19], было принято допущение, что коррективы скорости являются константами, что для приливных устьев нельзя признать справедливым [Алабян и др., 2019]. Преобразование уравнения (5.1) посредством дифференцирования произведений скорости течения на ее коррективы

$$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t} + \frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x} + \frac{u}{C^2 R} + \frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} = 0 \quad (5.2)$$

приводит к появлению в исходном уравнении (1.6) двух новых членов, характеризующих изменчивость коэффициента Буссинеска во времени и коэффициента Кориолиса по длине, соответственно $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ с учетом направления течения.

Для оценки диапазона изменения значений членов уравнения движения (5.2) и их соотношения между собой в течение приливного цикла были проведены расчеты на основе фактических данных об изменении гидравлических параметров течения воды в устьях малых рек бассейна Белого моря, полученных в ходе экспедиций 2016 – 2018 гг.

5.2 Исходные данные и методика расчетов параметров уравнения движения

Для расчета членов уравнения движения, коэффициентов гидравлического сопротивления и коррективов скорости использовались данные измерений на устьевом участке Кянды в августе 2016 и августе 2017 гг. (рисунок 5.2, а) и на устьевом участке Сёмжи в августе 2018 г. (рисунок 5.2, б). На Кянде в 2016 г. нижний створ соответствовал устьевому створу, верхний был расположен в 2,8 км выше по течению. В 2017 году нижний створ находился в 2,8 км от устья (на месте верхнего створа 2016 г.), верхний – в 4,4 км от устья. Соответственно, длина расчетного участка составляла 1,6 км. На Сёмже расстояние между створами составляло 0,9 км (3,6 км и 4,5 км выше устьевого створа), положение створов на Сёмже было выбрано на омеговидной излучине таким образом, чтобы с максимальной точностью увязать отметки уровней воды в верхнем и нижнем створе (выполнить нивелировку с одной стоянки) для определения уклона водной поверхности при выполнении гидрометрических измерений. Измерения уклонов водной поверхности на Кянде в 2016 г. производилось с помощью приемников DGPS, а в 2017 г. и на Сёмже в 2018 г. – с помощью тахеометра.

При расчетах плотностного члена плотность воды в условиях смешения речных и морских вод рассчитывалась по приближенному уравнению состояния:

$$\rho = \rho_0 + \beta_1 S + \beta_2 T, \quad (5.3)$$

где S – соленость воды в ‰, T – температура воды в °C, $\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3$, β_1 и β_2 – коэффициенты, учитывающие зависимость плотности воды от ее солености и температуры, принимаемые $\beta_1 = 0,8 \text{ кг}*(\text{‰})^{-1}$, $\beta_2 = -0,07 \text{ кг}*(\text{°C})^{-1}$ при 5°C и $\beta_2 = -0,4 \text{ кг}*(\text{°C})^{-1}$ при 30 °C [Михайлов, 1998].

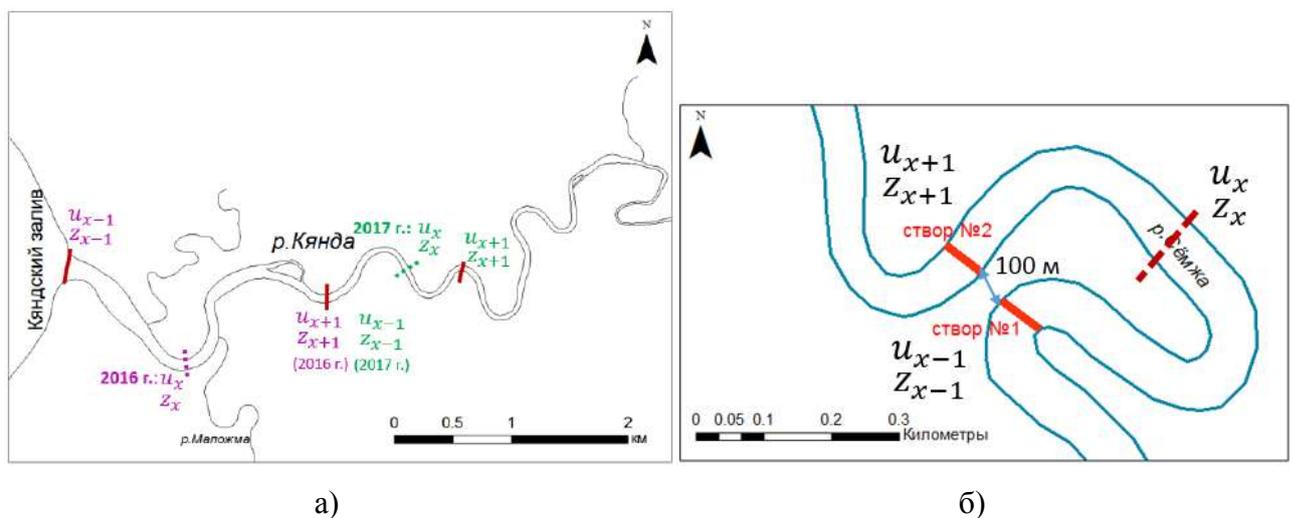


Рисунок 5.2 – Схема расположения створов измерений и расчетного створа а) на Кянде; б) на Сёмже.

Расчет членов уравнения движения проводился с применением конечно-разностной схемы, аналогично схеме, применяемой для численного решения дифференциальных уравнений в частных производных (рисунок 5.3). При такой схематизации полученные значения гидродинамических характеристик можно считать относящимися к створу, расположенному посередине между створами измерений. Соответственно, принималось допущение об адекватности линейной интерполяции гидравлических параметров потока и морфометрических характеристик русла между створами. Расчетный шаг по пространству (Δx) составлял половину расстояния между створами измерений. Средний шаг по времени (Δt) подбирался в соответствии со скоростью перемещения фронта волны прилива $\frac{\Delta x}{\Delta t}$ и исходя из результатов полевых наблюдений был принят равным 900 с.

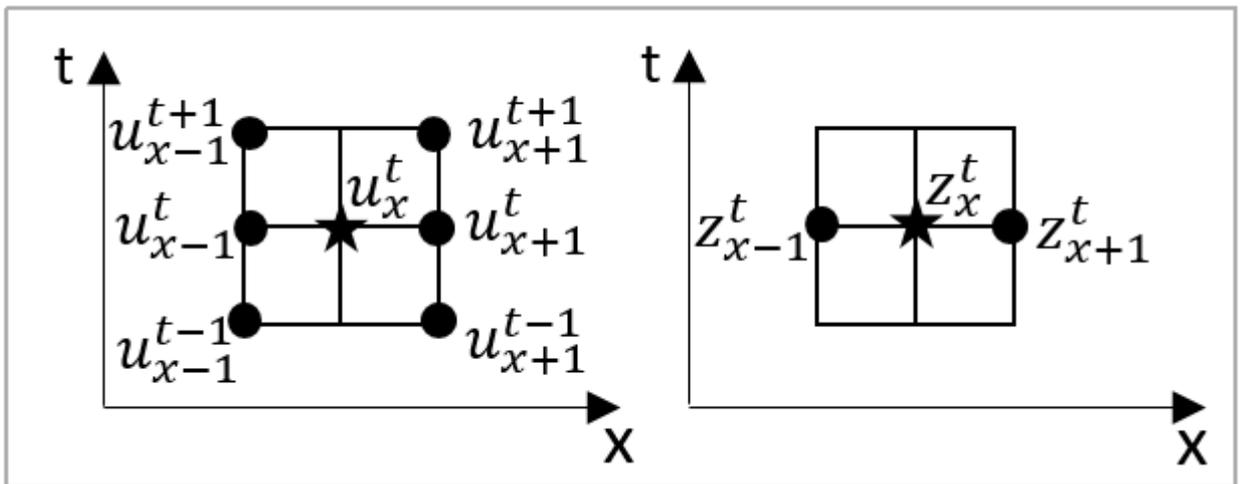


Рисунок 5.3 – Схема расчета членов уравнения движения.

Изменение скорости течения во времени для расчета локального ускорения рассчитывалось по формуле:

$$\frac{\partial u}{\partial t} \approx \frac{u_{x+1}^{t+1} + u_{x-1}^{t+1} - u_{x+1}^{t-1} - u_{x-1}^{t-1}}{4\Delta t}, \quad (5.4)$$

при этом $(u_{x+1}^{t+1} - u_{x+1}^{t-1})/2\Delta t$ соответствует изменению скорости течения в верхнем створе за 30 минут, $(u_{x-1}^{t+1} - u_{x-1}^{t-1})/2\Delta t$ – изменению в нижнем створе.

Расчет изменения скорости течения вдоль русла для определения конвективного ускорения производился аналогично:

$$\frac{\partial u}{\partial x} \approx \frac{u_{x-1}^{t-1} + u_{x-1}^{t+1} - u_{x+1}^{t-1} - u_{x+1}^{t+1}}{4\Delta x}, \quad (5.5)$$

где $(u_{x-1}^{t-1} - u_{x+1}^{t-1})/2\Delta x$ соответствует изменению скорости течения между створами на нижнем временном слое ($t-1$), а $(u_{x-1}^{t+1} - u_{x+1}^{t+1})/2\Delta x$ – на верхнем временном слое ($t+1$).

Средняя скорость течения, фигурирующая в члене конвективного ускорения, также определялась по четырем измеренным скоростям течения:

$$u = \frac{u_{x+1}^t + u_{x-1}^t}{2}. \quad (5.6)$$

Для расчета уклона водной поверхности использовались отметки уровней воды в нижнем и верхнем створе на временном уровне t :

$$\frac{\partial z}{\partial x} \approx \frac{z_{x-1}^t - z_{x+1}^t}{2\Delta x}. \quad (5.7)$$

Расчет $\frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{\partial \alpha}{\partial x}$ проводился по аналогии с расчетом производных для скорости течения (5.4, 5.5), только вместо скоростей течения использовались значения коэффициентов Буссинеска и Кориолиса на разных временных и пространственных уровнях. Сами значения коррективов скорости рассчитывались по формулам (1.4, 1.5) по данным измерений расходов воды с помощью ADCP (использовалась специально разработанная программа анализа данных о скоростях течения в ячейках поперечного сечения).

Таким образом, непосредственно по данным измерений были рассчитаны члены, соответствующие локальному и конвективному ускорению, уклону водной поверхности. Значения уклона трения $I_{\text{тр}}$ на первом этапе определялись как их разность в соответствии с уравнением (5.1). Далее, исходя из полученных значений $I_{\text{тр}}$, были рассчитаны характеристики гидравлического сопротивления: коэффициент Шези C , коэффициент шероховатости Маннинга n и коэффициент гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха λ :

$$C = \frac{u^2}{\sqrt{I_{\text{тр}} h}}, \quad (5.8)$$

$$n = \frac{h^{\frac{2}{3}} I_{\text{тр}}^{\frac{1}{2}}}{u}, \quad (5.9)$$

$$\lambda = \frac{8ghI_{\text{тр}}}{u |u|}, \quad (5.10)$$

где h – средняя глубина потока, рассчитанная по данным профилографов как отношение площади поперечного сечения к ширине русла.

Точность расчетов коэффициентов гидравлического сопротивления оценивалась с помощью разложения Тейлора по неопределенности измеряемых величин [Kastner et al., 2018].

Так, ошибка определения гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха состоит из

$$\varepsilon_\lambda = \left| \frac{\partial f}{\partial h} \right| \varepsilon_h + \left| \frac{\partial f}{\partial S_f} \right| \varepsilon_S + \left| \frac{\partial f}{\partial u} \right| \varepsilon_u + O(\varepsilon_h^2, \varepsilon_S^2, \varepsilon_u^2), \quad (5.11)$$

где ε_h , ε_S , ε_u – погрешности измерений глубины, уклона трения и скорости течения соответственно. В соответствии с уравнением расчета коэффициента λ (5.10), ошибка рассчитывается как

$$\varepsilon_\lambda \approx 8g \left(\left| \frac{S_f}{u^2} \right| \varepsilon_h + \left| \frac{h}{u^2} \right| \varepsilon_S + \left| 2 \frac{hS_f}{u^3} \right| \varepsilon_u \right). \quad (5.12)$$

Исходя из структуры формулы (5.12), при расчетах необходимо избегать случаев, когда средняя скорость течения близка к нулю. На практике это означает, что временной интервал между измерениями непосредственно до и после остановки течения должен быть достаточно большим, чтобы течение на всем исследуемом участке реки стало однонаправленным.

5.3 Изменчивость коррективов скорости в течение приливного цикла

Коэффициенты Кориолиса и Буссинеска были рассчитаны для шести створов, измерения расходов и уровней воды в которых использовались для расчетов членов уравнения движения. Значительную часть приливного цикла значения коррективов скорости находятся в диапазоне 1,0 – 1,2, что является характерным для непривливых участков рек. Однако в промежутки времени, близкие к моменту смены направления течения, значения коррективов увеличиваются на несколько порядков и, как видно из уравнений (1.4, 1.5), стремятся к бесконечности при $u = 0$.

Для Кянды в августе 2016 г. в условиях летней межени (рисунок 5.4) помимо возрастания величин коррективов скорости в моменты разворота течений можно отметить также их увеличение в конце отлива, когда расходы воды минимальны (порядка 3 – 5 м³/с). Максимальное значение коэффициентов в обоих створах измерено в период смены течений с отливного на приливное. Максимум измеренных значений коэффициента Кориолиса в верхнем створе составил 10,9, в нижнем – 8,8; коэффициента Буссинеска – 4,3 и 3,6 соответственно.

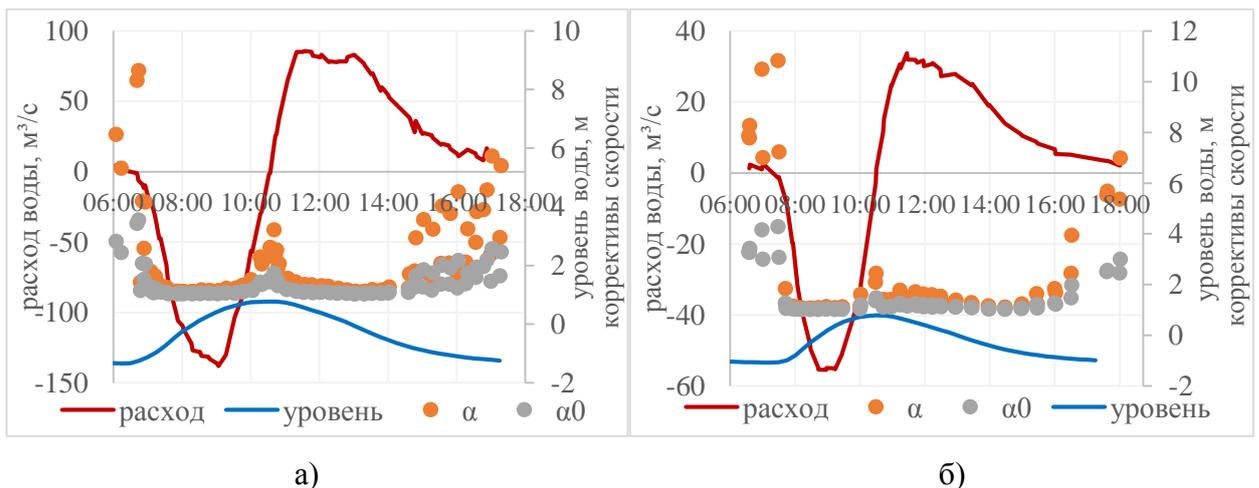


Рисунок 5.4 – Коррективы скорости, уровни воды и расход воды на устьевом участке Кянды в августе 2016 г. на расстоянии а) 0 км; б) 2,8 км от устьевого створа.

На Кянде по данным измерений в августе 2017 г. (рисунок 5.5) при невысоком дождевом паводке наибольшие значения коррективов скорости в обоих створах также связаны с периодами смены направления течений. Наиболее четкий ход отмечался в верхнем створе, максимальное

значение коэффициента Кориолиса составило 7,6, коэффициента Буссинеска 3,2. В нижнем створе диапазон изменения коррективов скорости был меньше, однако периоды значений, отличающихся от единицы, были более продолжительны по времени.

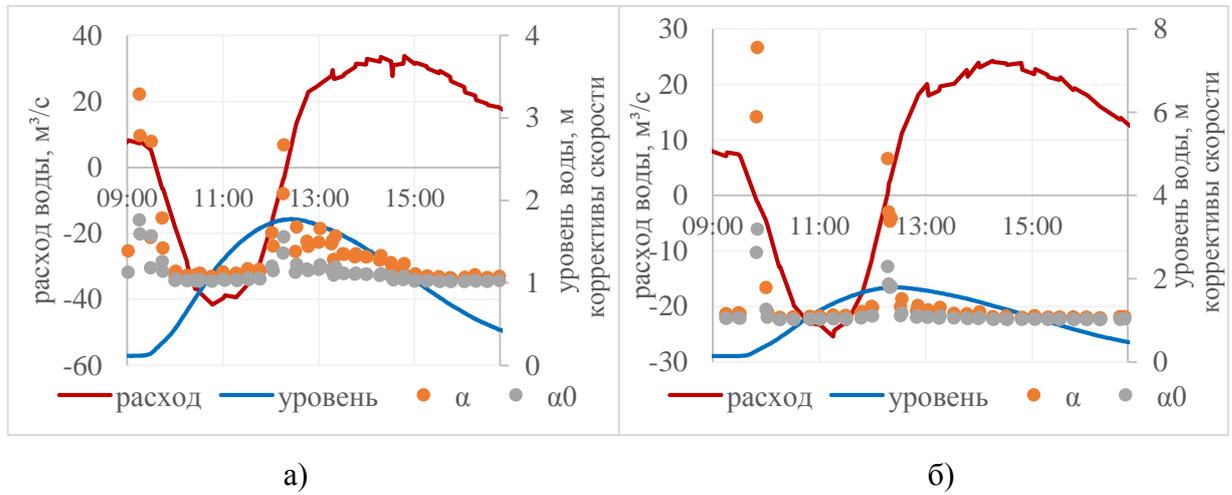


Рисунок 5.5 – Коррективы скорости, уровни воды и расход воды на устьевом участке Кянды в августе 2017 г. на расстоянии а) 2,8 км; б) 4,4 км от устьевого створа.

На Сёмже смена направления течений происходила значительно быстрее, чем на Кянде, поэтому зафиксированные максимумы коррективов скорости оказались меньше, и периоды увеличения их значений менее продолжительными. Наиболее четкий ход коррективов скорости в течение приливного цикла можно отметить в верхнем створе (4,5 км выше устья). Максимальные значения были зафиксированы при развороте течения с отливного на приливное: коэффициент Кориолиса увеличился до 4,12, коэффициент Буссинеска – до 2,04 (рисунок 5.6). При смене течения с приливного на отливное значения коррективов скорости также увеличились относительно средних значений, но не превысили 2.

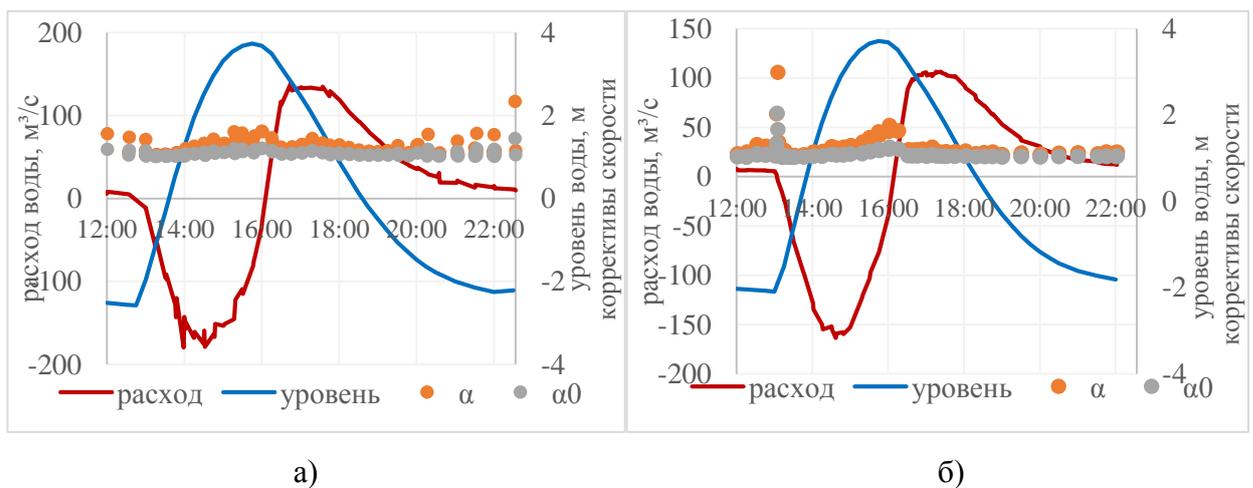


Рисунок 5.6 – Коррективы скорости, уровни воды и расход воды на устьевом участке Сёмжи в 2018 г. на расстоянии а) 3,6 км; б) 4,5 км от устьевого створа.

5.4 Соотношение членов уравнения движения

5.4.1 по данным измерений 04.08.2016 г. на р. Кянде

При равномерном и квазиравномерном течении воды значение инерционных членов пренебрежительно мало, основными действующими силами являются сила тяжести и сила трения (которая уравновешивает силу тяжести и обеспечивает квазиравномерное течение), при этом геометрический уклон водной поверхности равен уклону трения:

$$I = -\frac{\partial z}{\partial x} = I_{\text{тр}} = \frac{u |u|}{C\sqrt{h}}. \quad (5.13)$$

В этом случае должна быть очевидна однозначная (или по крайней мере тесная) связь уклона водной поверхности и скорости течения. Для устьевоего участка р. Кянды, если рассматривать модули скорости и уклона при реверсивном движении воды в ходе приливного цикла, такой связи не прослеживается (рисунок 5.7). Нечеткий характер связи (лишь на уровне тенденции) иллюстрирует существенный вклад инерционных сил в структуру динамики потока на устьевом участке реки, подверженному влиянию приливов.

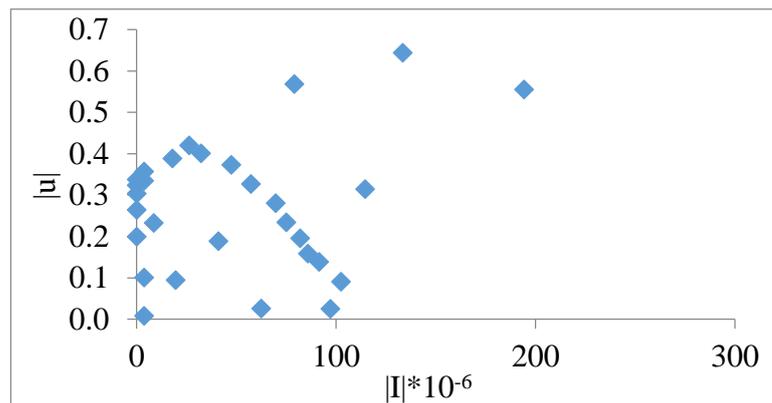


Рисунок 5.7 – Соотношение модуля уклона водной поверхности и модуля скорости течения за приливный цикл 04.08.2016 г. для участка р. Кянды.

График связи уклона водной поверхности и уклона трения (рисунок 5.8) – еще одна иллюстрация этого факта. На первый взгляд, заметна тесная линейная связь (рисунок 5.8, а), однако при более детальном рассмотрении видно, что точки (соответствующие периодам приливного цикла, близким к развороту течений) расположены достаточно хаотично (рисунок 5.8, б).

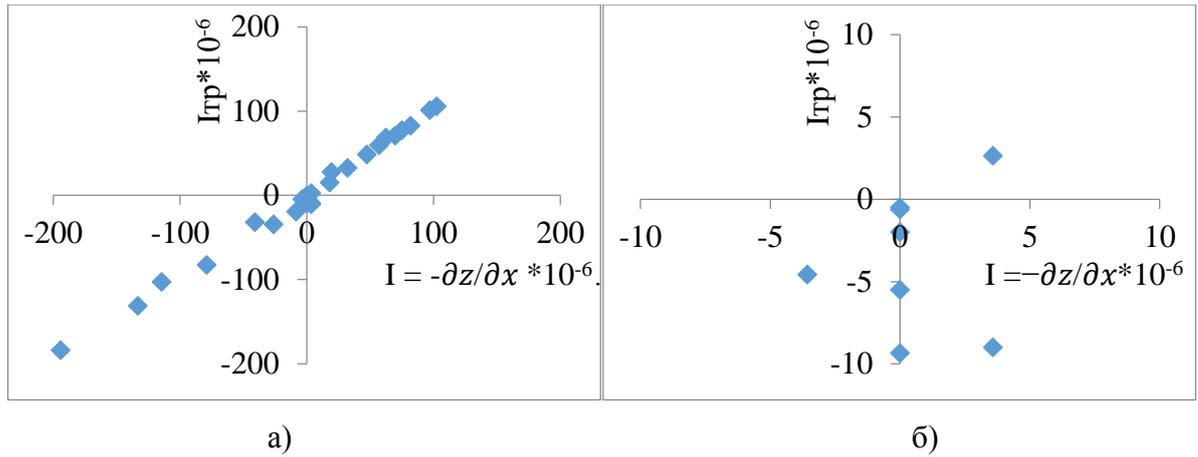


Рисунок 5.8 – Связь уклона водной поверхности и уклона трения для участка р. Кянды а) за приливный цикл 04.08.2016 г.; б) укрупненно при малых значениях уклонов.

Изменения уклона трения практически полностью отражаются изменением уклона водной поверхности за исключением того времени, когда они оба близки к нулю. На устьевом участке Кянды в 2016 г. это непродолжительный период (30 минут) на приливе при развороте течения в сторону реки и двухчасовой период после полной воды (включающий обратную смену направления течений). Таким образом, динамика потока в течение около 1/5 продолжительности приливного цикла определялась не только силой тяжести и силой трения, но и инерционными силами.

Соотношение основных членов уравнения движения сильно изменялись в течение приливного цикла (рисунок 5.9, Приложение 1). Значения геометрического уклона и уклона трения в период квазиустановившегося движения в последние часы отлива составляли по модулю порядка $90 \cdot 10^{-6}$ (9 см/км), величина локального ускорения $0,5 \cdot 10^{-6} - 3 \cdot 10^{-6}$, конвективного ускорения $0,05 \cdot 10^{-6} - 0,1 \cdot 10^{-6}$, то есть значения локального ускорения были меньше геометрического уклона на порядок, а значения конвективного ускорения – на два порядка. При этом учет коррективов скорости в периоды квазиустановившегося движения практически не влиял на абсолютные значения локального и конвективного ускорения, так как в этот период значения коэффициентов были близки к единице. Однако в промежутки времени, близкие к моменту разворота течения, их учет оказался необходим. Так, максимальные значения локального ускорения без коэффициента Буссинеска составляли $15 \cdot 10^{-6} - 20 \cdot 10^{-6}$, конвективного ускорения без коэффициента Кориолиса $3 \cdot 10^{-6} - 5 \cdot 10^{-6}$. При этом при расчете с коррективами скорости максимум локального ускорения увеличился до $30 \cdot 10^{-6}$, конвективного – до $11 \cdot 10^{-6}$ (что соответствует уклону 3,0 см/км и 1,1 см/км соответственно).

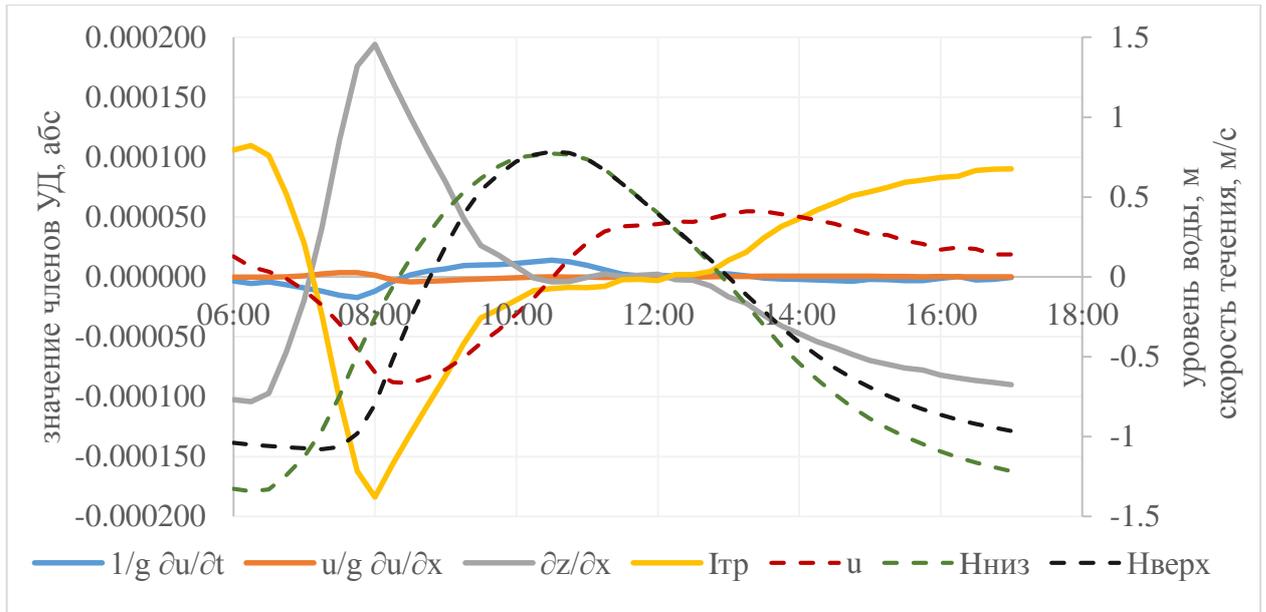


Рисунок 5.9 – Изменение уровней воды, средней скорости течения и значений членов уравнения движения, за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

Оценить вклад членов уравнения движения удобно в процентном отношении (рисунок 5.10). Вклад локального ускорения составлял более 15% в течение трех часов даже в расчетах без коэффициента Буссинеска (с ним значимость члена увеличивается на 1 – 2%). Этот период включал 45 минут до полной воды, смену течений и два часа после нее, причем первые полтора часа вклад локального ускорения был велик из-за практически отсутствующего уклона водной поверхности, а после – уже за счет очень маленького вклада фрикционного члена.

В течение двух часов после полной воды величины локального ускорения по модулю превосходили значения уклонов водной поверхности, то есть ведущими физическими механизмами в потоке являлись сила трения и сила инерции. Помимо этого, значимость локального ускорения резко возросла в начале прилива (в период смены направления течений), и в данном случае учет коэффициента Буссинеска заметно увеличил его вклад (на 10%).

Конвективное ускорение без учета коэффициента Кориолиса максимально влияло на динамику потока через час после полной воды и смены направления течений (5 – 6 %). При расчете с коррективами скорости вклад конвективного ускорения проявился и в начале прилива, вместо 2% достигнув 11%.

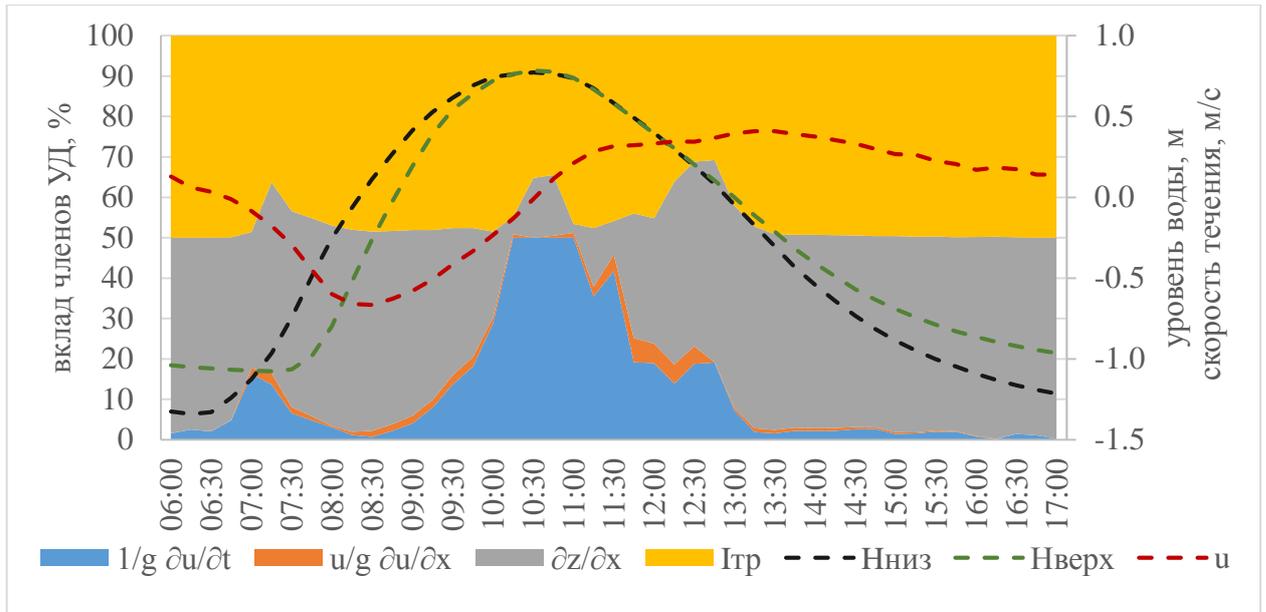


Рисунок 5.10 – Процентный вклад основных членов уравнения неустановившегося движения в ходе приливного цикла 04.08.2016 г. на р. Кянде.

Абсолютные значения дополнительных членов уравнения (5.2) $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ большую часть цикла составляли порядка $0,5 \cdot 10^{-6} - 1,5 \cdot 10^{-6}$. Максимальные значения достигали $22 \cdot 10^{-6} - 27 \cdot 10^{-6}$ (что соответствует уклону 2,2 – 2,7 см/км), вклад дополнительных членов был максимален в периоды максимальных значений коррективов скорости, то есть близко к смене направления течений (рисунок 5.11). Наибольшее влияние этих членов в рассматриваемый приливный цикл на Кянде проявилось через час после смены течений на отливе, при этом вклад члена с коэффициентом Буссинеска составил 15%, члена с коэффициентом Кориолиса – 26% (рисунок 5.12).

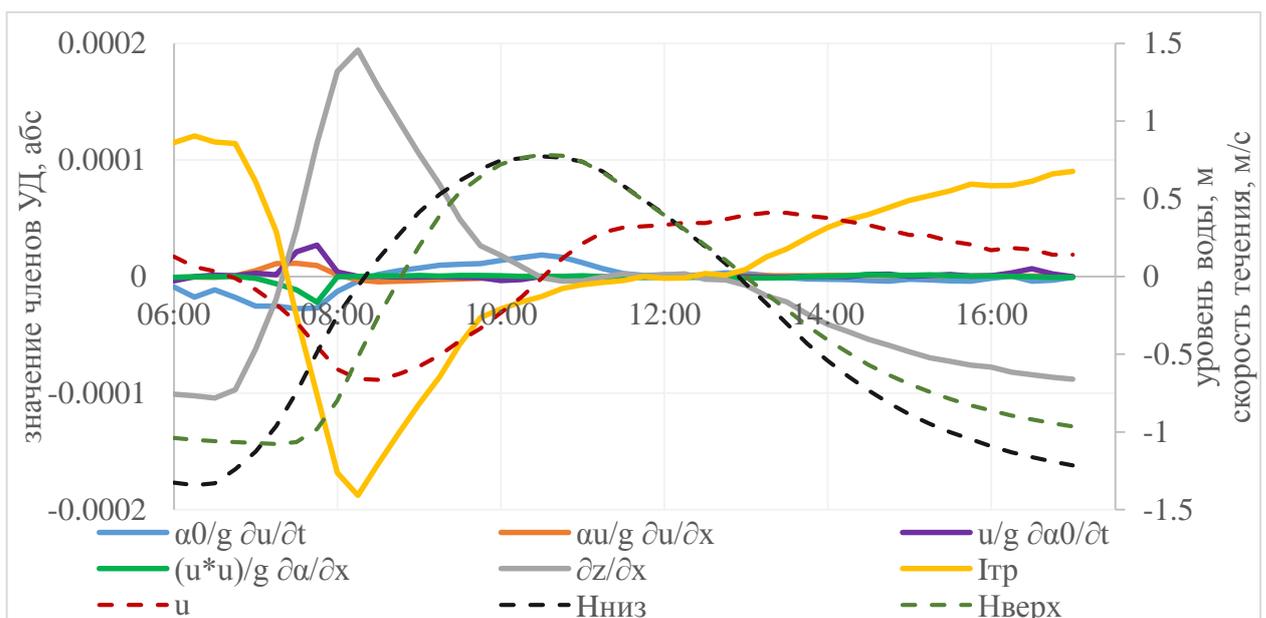


Рисунок 5.11 – Изменения значений членов уравнения движения (5.2), уровней воды и средней скорости течения за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

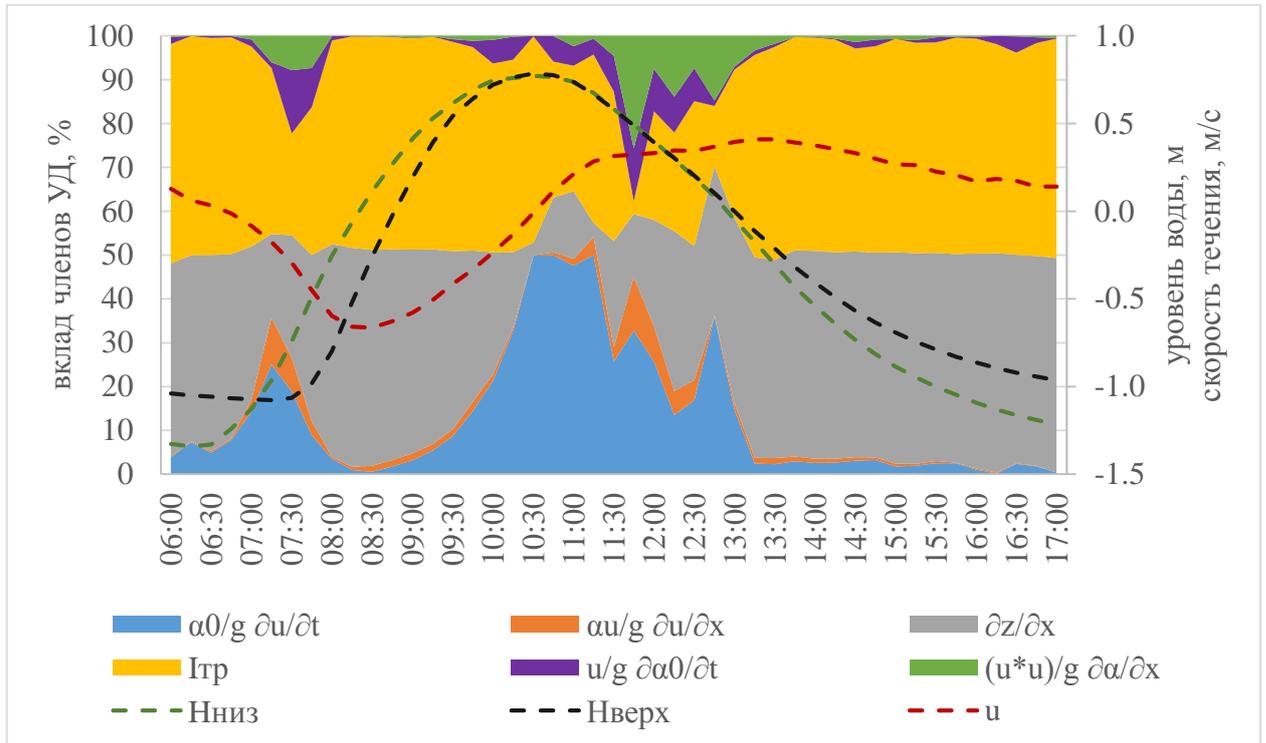


Рисунок 5.12 – Процентный вклад членов уравнения неустановившегося движения (5.2), уровни воды и средние скорости течения за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

Сведения об изменении солёности и температуры воды во время гидрометрических измерений на Кянде 4.08.2016 г. позволили рассчитать и оценить значения «плотностного уклона» $\frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$, характеризующего продольный градиент плотности воды в уравнениях движения (1.7, 5.1, 5.2).

Плотность воды в устьевом створе Кянды по результатам измерений изменялась от 1001 кг/м³ в отлив до 1016 кг/м³ в прилив, причем максимальные значения сохранялись в течение трех часов. В верхнем створе диапазон изменения плотности составил 1000 – 1009 кг/м³, максимум был зафиксирован в момент наступления полной воды (рисунок 5.13). В течение рассматриваемого приливного цикла между створами можно выделить два пика градиента плотности (рисунок 5.13): в начале прилива (когда в нижнем створе уже распространилась осолоненная вода, а в верхнем створе, где еще не начался прилив, была только пресная) и на отливе через два часа после полной воды (когда в верхнем створе вся осолоненная вода вытеснена пресной, а в нижнем еще нет).

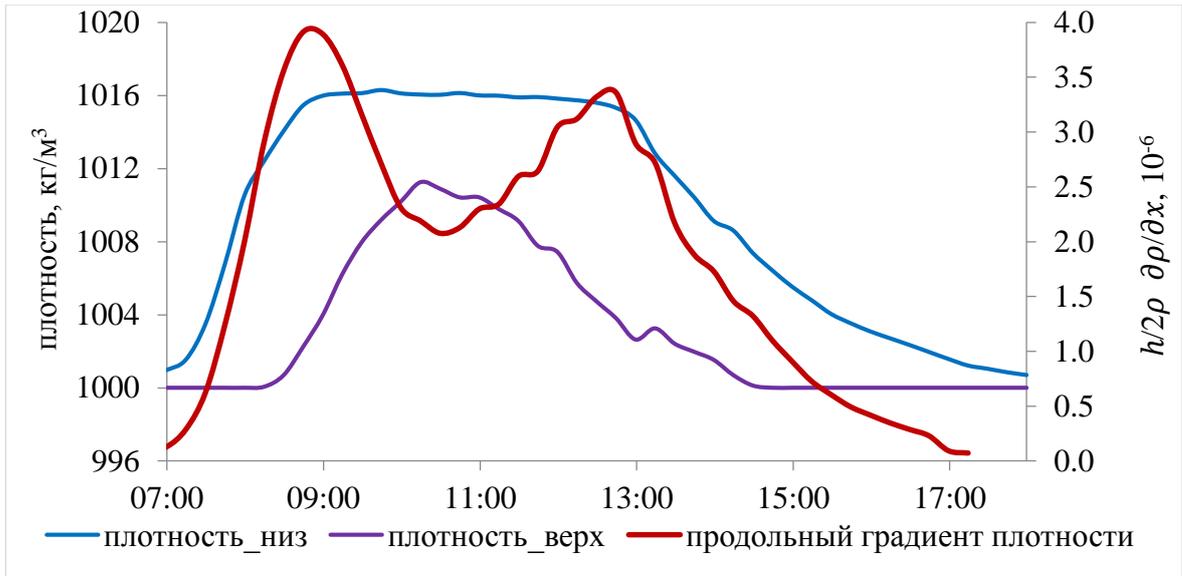


Рисунок 5.13 – Изменение плотности в нижнем и верхнем створе и продольного градиента плотности за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

Абсолютные значения плотностного уклона изменялись от $0,07 \cdot 10^{-6}$ до $3,9 \cdot 10^{-6}$, что соизмеримо с диапазоном изменения конвективного ускорения. Большую часть приливного цикла процентный вклад плотностного уклона не превышал 1 – 2%. На приливе, в период первого максимума градиента плотности между створами, геометрический уклон в десятки раз превосходил величины плотностного уклона, поэтому уклон трения практически не изменялся при учете плотностного члена. Зато на отливе, во второй пик градиента плотности, когда уклон водной поверхности практически отсутствовал, вклад члена $\frac{h}{2\rho} \frac{\partial \rho}{\partial x}$ увеличился до 35% (рисунок 5.14). Важно отметить, что «направление действия» плотностного уклона всегда в сторону реки, т.е. разность плотностей воды в реке и море ускоряет приливное течение и тормозит отливное.

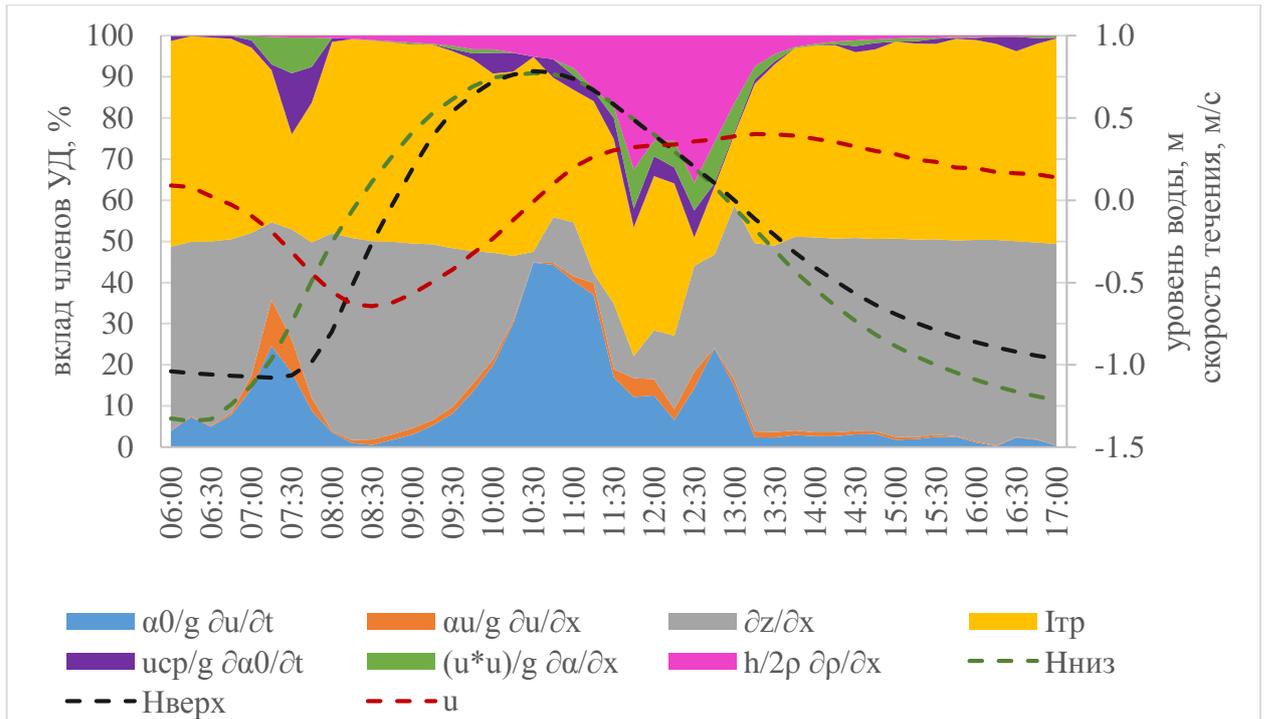


Рисунок 5.14 – Процентный вклад членов уравнения неустановившегося движения (5.2) с учетом плотностного уклона за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

После наступления полной воды в течение полутора – двух часов основными действующими силами в потоке были сила инерции и сила гидравлического сопротивления (сила тяжести при горизонтальной водной поверхности течению не способствовала, ветра в день измерений не было, сила Кориолиса действует перпендикулярно направлению течения, гидростатические силы, обусловленные разностью плотностей речной и морской воды, действовали против течения). При этом в обоих створах были зафиксированы постепенно увеличивающиеся скорости течения воды (рисунок 5.15).

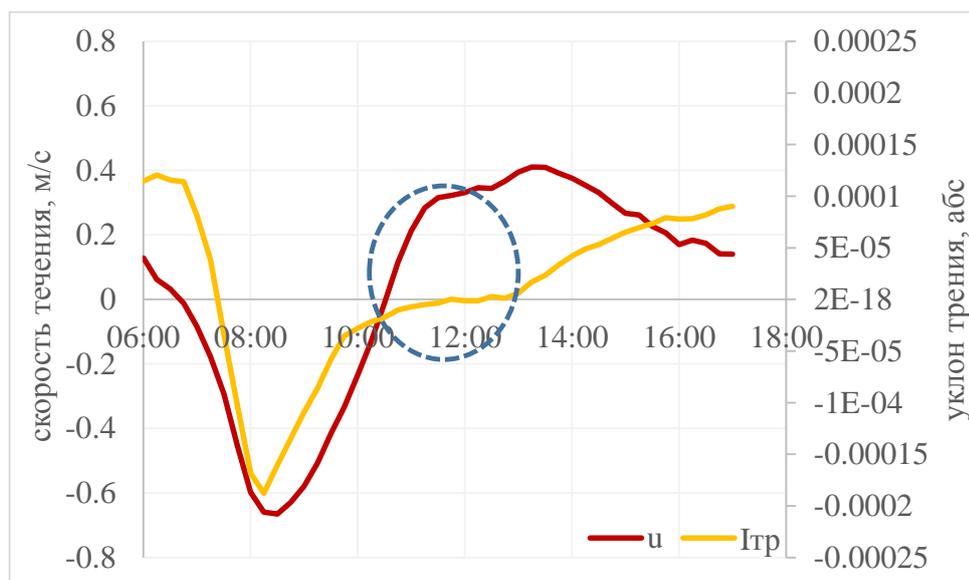


Рисунок 5.15 – Изменение средней скорости течения и уклона трения (расчет по уравнению (5.2)) за приливный цикл 04.08.2016 г. на р. Кянде.

Таким образом, 04.08.2016 г. в устье Кянды в условиях отсутствия уклонов водной поверхности именно сила гидравлического сопротивления (или же аналогичная ей сила внутри водной массы) способствовала ускорению движения воды. Гипотеза о природе данного явления подробнее излагается в разделе 5.9.

5.4.2 по данным измерений 12.08.2017 г. на р. Кянде

Во время измерений в августе 2017 г. на Кянде из-за дождей наблюдался повышенный по сравнению с меженными условиями августа 2016 г. речной сток. При этом основные закономерности, полученные при анализе результатов измерений 2016 г., подтвердились: большую часть приливного цикла основными действующими силами в потоке являлись сила тяжести и сила гидравлического сопротивления, однако дважды выделялись периоды существенного вклада инерционных сил.

Абсолютные (по модулю) значения геометрического уклона и уклона трения в период квазиустановившегося движения были меньше, чем в 2016 г. (что связано с меньшей величиной прилива в створах измерения ввиду их большей удаленности от моря), и составляли порядка $40 \cdot 10^{-6}$ (4 см/км) (рисунок 5.16). Значения локального и конвективного ускорения в этот период были на порядок меньше, находясь в диапазоне около $2 \cdot 10^{-6}$ – $4 \cdot 10^{-6}$ (независимо от учета/неучета коррективов скорости). Максимальные значения локального ускорения составляли $23 \cdot 10^{-6}$, увеличиваясь до $28 \cdot 10^{-6}$ при расчете с учетом коэффициента Буссинеска, значения конвективного ускорения – $6 \cdot 10^{-6}$, увеличиваясь до $8 \cdot 10^{-6}$ при расчете с учетом коэффициента Кориолиса. Значения дополнительных членов $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ при расчете по уравнению (5.2), как и в результатах расчета по данным 2016 г., в среднем оказались на порядок меньше инерционных членов – $0,1 \cdot 10^{-6}$ – $0,5 \cdot 10^{-6}$, а их наибольшие значения составили $7 \cdot 10^{-6}$ – $11 \cdot 10^{-6}$ (Приложение 2).

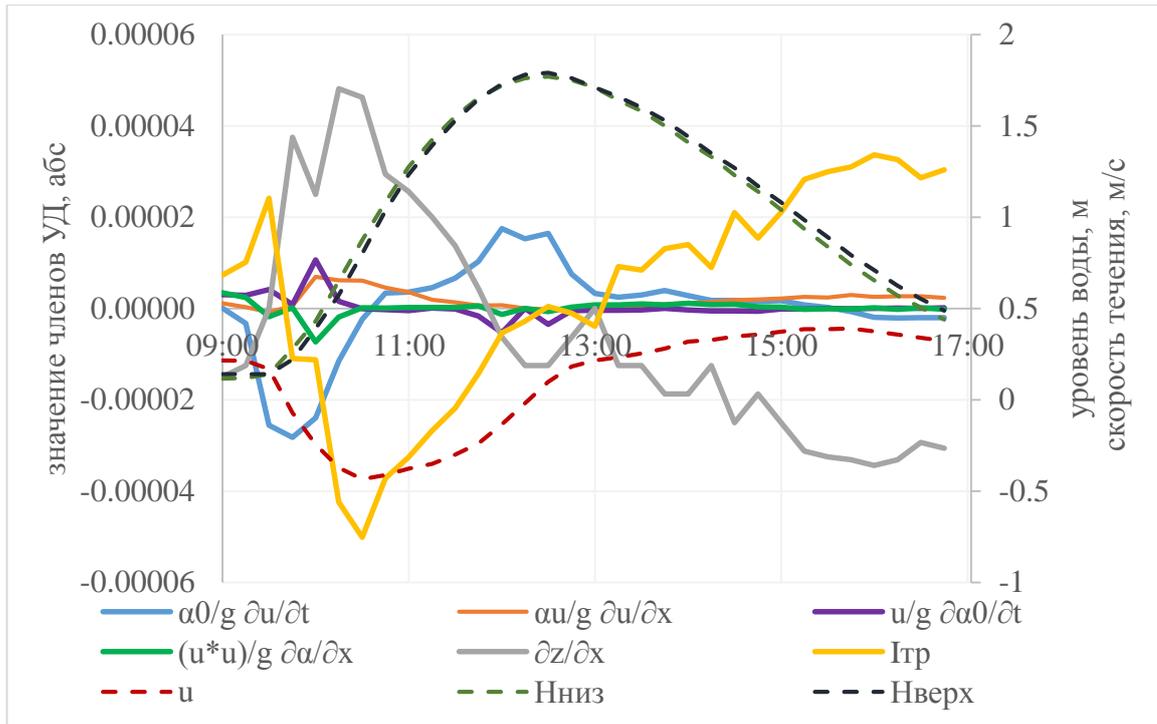


Рисунок 5.16 – Изменение значений членов уравнения движения (5.2), уровней воды и средней скорости течения за приливный цикл 12.08.2017 г. на р. Кянде.

Процентный вклад локального ускорения в начале прилива существенно возрос в период разворота течений, в течение получаса (три измерения) составляя 30 – 50% (рисунок 5.17). Вклад конвективного ускорения увеличился через полчаса после разворота течений и сохранялся в районе 5 – 6% в течение часа (что объясняется увеличивающейся средней скоростью течения). В случае учета коэффициента Кориолиса вклад конвективного ускорения увеличивался на 1 – 4%.

Второй период, когда вклад локального ускорения превышал 15%, продолжался полтора часа (из них час до полной воды и разворота течений). Первые 30 минут вклад локального ускорения увеличивался за счет уменьшения уклонов водной поверхности при приближении полной воды. Далее в течение часа его вклад составлял 45 – 50%, притом, что вклад члена трения составлял менее 5% в течение получаса в период смены течений. Учет коэффициента Буссинеска увеличивал вклад локального ускорения на 1 – 2%.

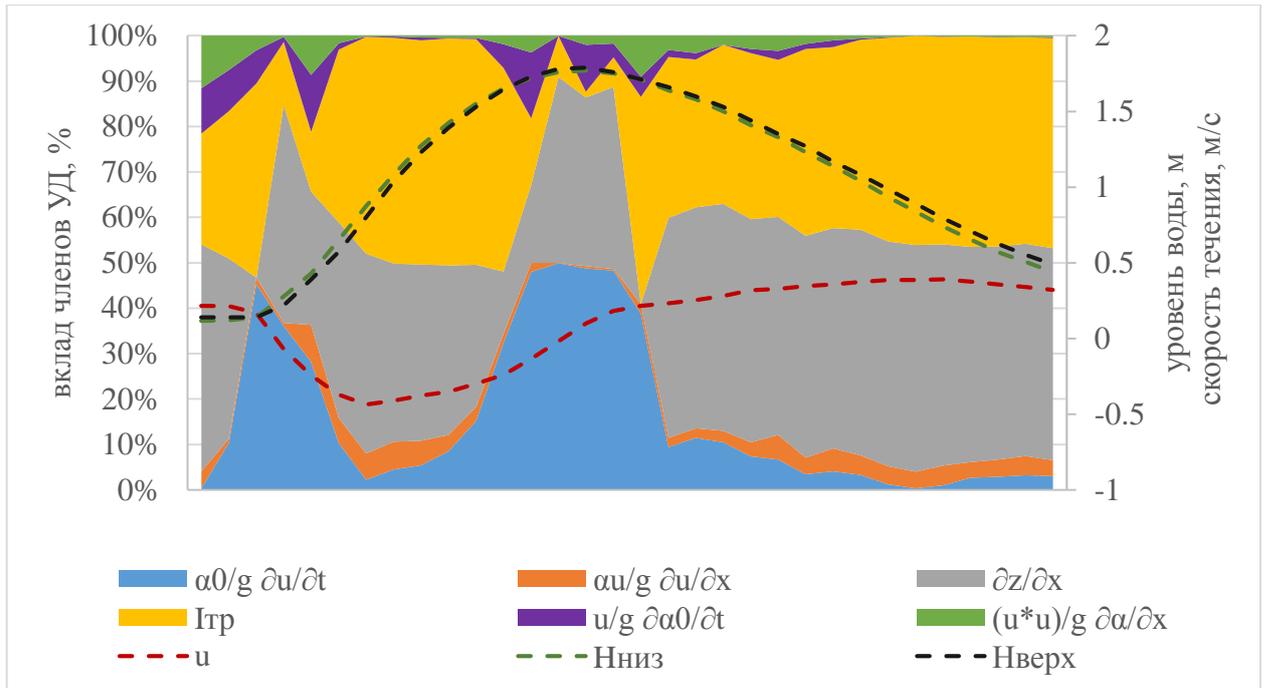


Рисунок 5.17 – Процентный вклад членов уравнения неустановившегося движения (5.2), уровни воды и средние скорости течения за приливный цикл 12.08.2017 г. на р. Кянде.

В отличие от 2016 г., второй период увеличения вклада конвективного ускорения (до 3 – 4%) не совпал с максимальным вкладом локального ускорения и наступил позже, в период максимальных отливных скоростей течения (через полтора часа после разворота). При этом в расчетах с коэффициентом Кориолиса существенное увеличение вклада данного члена (до 12%) наблюдалось только в срок сразу после разворота течений.

Расчет с дополнительными членами $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ приводит к уменьшению вклада фрикционного члена в отдельные сроки наблюдений до 15%, таким образом, увеличивая продолжительность периодов, когда силы трения не являются доминирующими. Максимальный вклад каждого из этих членов достигал 12 – 14%, однако большую часть приливного цикла они суммарно не превышали 1%.

Плотность воды в ходе измерений 2017 г. не изменялась в течение приливного цикла, так как из-за повышенного речного стока осолоненная вода не проникала до створов измерений. В связи с этим плотностной член принимался равным нулю.

При расчете членов уравнения движения по данным 2017 г. период с противоположно направленными уклоном трения и скоростью течения составил всего 30 минут. Меньшая продолжительность данного явления по сравнению с 2016 г. может быть связана как с другим положением исследуемого участка, так и с повышенным речным стоком и, следовательно, большими уклонами водной поверхности на устьевом участке реки.

5.4.3 по данным измерений 14.08.2018 г. на р. Сёмже

Величина прилива в расчетных створах на Сёмже в три раза превышала величину прилива на Кянде, поэтому абсолютные значения членов уравнения движения оказались на порядок больше. Так, значения геометрического уклона и уклона трения по модулю достигали $550 \cdot 10^{-6}$ – $600 \cdot 10^{-6}$ (55 – 60 см/км). Локальное ускорение в квазиустановившихся условиях составляло $2 \cdot 10^{-6}$ – $6 \cdot 10^{-6}$, конвективное ускорение в этот период было больше – $17 \cdot 10^{-6}$. Максимальное значение (по модулю) локального ускорения, рассчитанное без учета коэффициента Буссинеска, составило $57 \cdot 10^{-6}$, конвективного ускорения – $41 \cdot 10^{-6}$, а с коррективами скорости – $60 \cdot 10^{-6}$ и $46 \cdot 10^{-6}$ соответственно. При этом величина члена $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ составляла $0,4 \cdot 10^{-6}$ в квазиравномерных условиях, увеличиваясь до $3 \cdot 10^{-6}$ при резко изменяющемся течении. Член $\frac{u|u|}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ соответственно изменялся от $0,02 \cdot 10^{-6}$ до $10,5 \cdot 10^{-6}$, составляя порядка $1 \cdot 10^{-6}$ при квазиравномерном течении (рисунок 5.18, приложение 3).

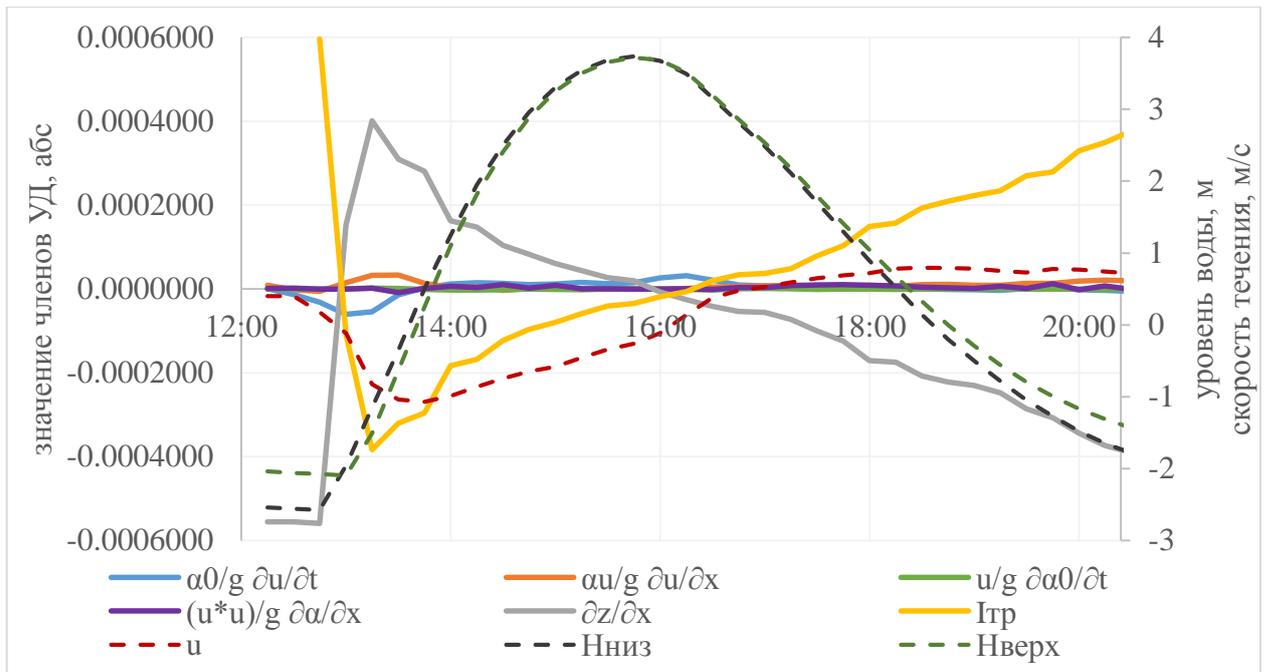


Рисунок 5.18 – Изменение значений членов уравнения движения (5.2), уровней воды и средней скорости течения за приливный цикл 14.08.2018 г. на р. Сёмже.

Вклад локального ускорения большую часть приливного цикла составлял 1 – 5%, дважды увеличиваясь до 15% и более (рисунок 5.19). При смене направления течения с отливного на приливное он составил 17%, но резко уменьшался сразу после установления однонаправленного течения (что на Сёмже происходило в течение 1 – 5 минут). Потенциально именно в этот момент должно было бы наблюдаться наибольшее значение коэффициента Буссинеска, что, в свою очередь, могло бы в разы увеличить значение локального ускорения. Однако это не удалось

зафиксировать инструментально ввиду соизмеримости продолжительности измерения расхода воды и смены направления течения на Сёмже.

Более продолжительный период, когда вклад локального ускорения составлял более 15%, – один час, за который наступила полная вода и произошел разворот течений в сторону моря. Максимальный его вклад, достигающий 50%, был приурочен именно к моменту смены течений, то есть снова потенциально он может быть еще больше при больших значениях коррективов скорости. Увеличение вклада локального ускорения происходит еще до смены направления течений в моменты, близкие к наступлению полной воды, за счет уменьшения уклонов водной поверхности. Ввиду этого период существенного вклада локального ускорения на отливе растягивается: сначала за счет уменьшения влияния силы тяжести, затем – силы трения. При этом ситуация, когда трение «способствует движению» воды, потенциально возможна только на отливе за счет очень маленьких уклонов водной поверхности (на приливе значения уклонов на порядок больше). В расчете с учетом коэффициента Буссинеска вклад локального ускорения увеличился в среднем всего на 0,5% (максимально до 2,5%). Однако даже эти небольшие изменения ведут к уменьшению вклада фрикционного члена в период смены течений на отливе.

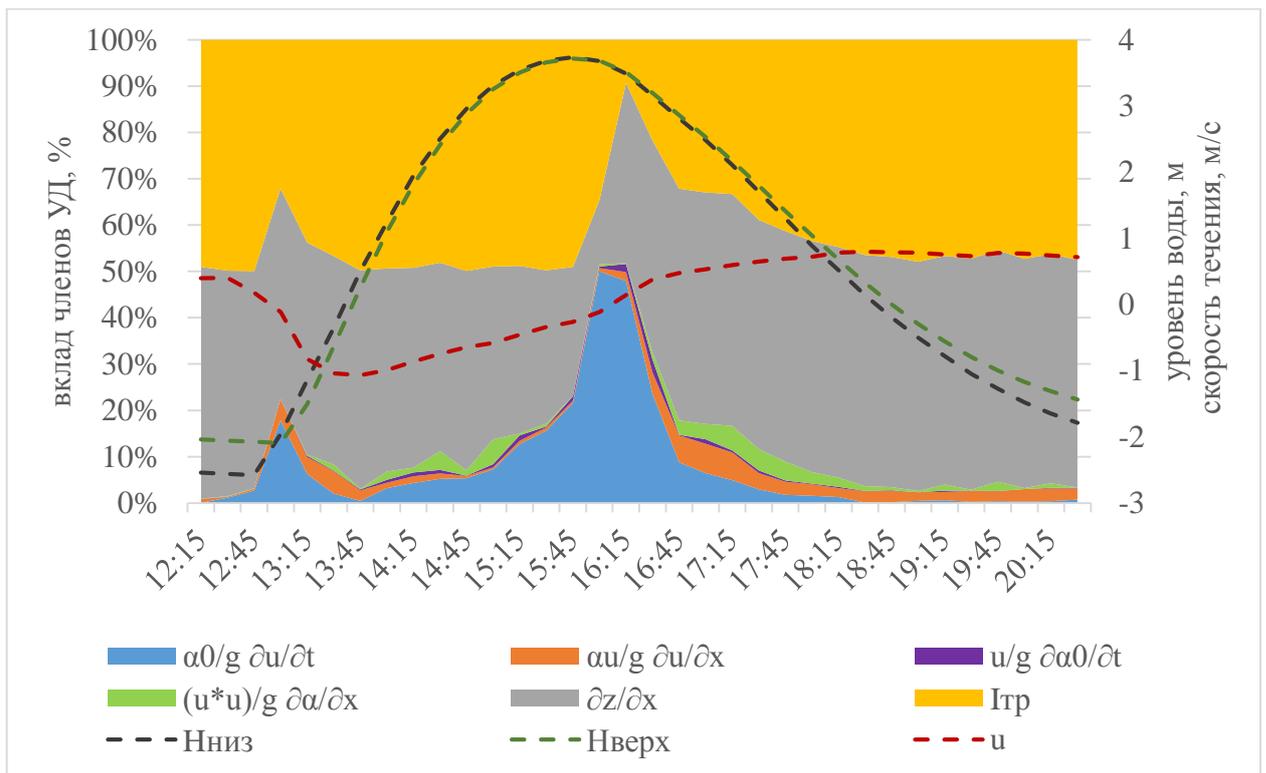


Рисунок 5.19 – Процентный вклад членов уравнения неустановившегося движения (5.2), уровни воды и средние скорости течения за приливный цикл 14.08.2018 г. на р. Сёмже.

Вклад конвективного ускорения без учета коэффициента Кориолиса в течение приливного цикла не превышал 6% (хотя его абсолютные значения были больше, чем на Кянде). Вклад более 3% наблюдался дважды в течение 30 – 45 минут сразу после смены направления течений, то есть

учет коррективы скорости в данном случае незначительно влияет на значение конвективного ускорения, увеличивая его на 0,5 – 2%.

Расчеты с учетом с дополнительных членов уравнения (5.2) $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u^2}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ показали, что их вклад незначителен и в среднем составляет 0,1 – 0,8% (рисунок 5.19). При этом член с коэффициентом Кориолиса дважды в течение приливного цикла увеличивался до 5%: через полчаса после смены течений на отливе, а также в период максимального приливного течения, что определялось именно большими значениями его скорости. Расчет с дополнительными членами привел к уменьшению вклада фрикционного члена на 1,2% в среднем за приливный цикл и на 3 – 5% через полчаса после разворота течений на отливе.

Через полчаса после наступления полной воды была зафиксирована ситуация, подобная той, что наблюдалась 04.08.2016 г. на Кянде, когда средняя скорость течения и уклон трения были разнонаправлены (то есть сила гидравлического сопротивления вместо торможения способствовала движению воды), однако этот период был непродолжительным (в отличие от Кянды в 2016 г.). Это можно объяснить тем, что изменения уровней воды, а также процесс разворота течений на Сёмже происходят гораздо быстрее, что определяет также и меньшую продолжительность существенного вклада инерционных сил.

5.5 Вариации коэффициентов гидравлического сопротивления

Гидравлическое сопротивление, выражаемое формулами (5.8 – 5.10), исходя из измеренных значений скорости течения и рассчитанных значений уклона трения существенно варьирует в течение приливного цикла. Из-за разницы в знаках уклона трения и скорости течения в начале фазы отлива, отмеченную во всех расчетах (однако в периоды разной продолжительностью), расчет значений коэффициентов Шези по формуле (5.8) и коэффициента шероховатости Маннинга по формуле (5.9) невозможно, т.к. необходимо извлекать квадратный корень из отрицательного числа (а вводить элементы алгебры комплексных чисел в контексте рассматриваемой проблемы не представляется целесообразным). Поэтому в дальнейшем анализе для таких периодов будет рассматриваться только коэффициент гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха λ , который в зависимости от знаков при скорости течения u и уклоне трения Imp может принимать как положительные, так и отрицательные значения. Изменения значений коэффициента Шези и коэффициента шероховатости Маннинга были проанализированы только для остальной части приливного цикла.

В периоды, когда расчет коэффициента Шези и коэффициента шероховатости Маннинга возможен, их значения изменялись в широком диапазоне, выходя далеко за пределы значений,

характерных для непривливых рек. Коэффициент Шези изменялся от $1,8 \sqrt{M}/c$ до $261 \sqrt{M}/c$ для Кянды в 2016 г., в диапазоне $7,4 - 98,8 \sqrt{M}/c$ для Кянды в 2017 г., в диапазоне $7,0 - 44,8 \sqrt{M}/c$ для Сёмжи в 2018 г.. При этом коэффициент шероховатости Маннинга составлял $0,004 - 0,64 c/m^{1/3}$ для Кянды в 2016 г., $0,01 - 0,16 c/m^{1/3}$ для Кянды в 2017 г. и $0,03 - 0,14 c/m^{1/3}$ для Сёмжи в 2018 г. Значения коэффициента шероховатости порядка $0,02 - 0,04 c/m^{1/3}$, характерные для рек со сходными морфологическими характеристиками русла, наблюдались в условиях квазиустановившегося течения воды в обоих направлениях в прилив и отлив, а наиболее «нетипичные» значения были приурочены к моментам смены направления течения.

Коэффициент гидравлического сопротивления λ изменялся на Кянде в 2016 г. в диапазоне от -37,2 до 24,4 (рисунок 5.20), на Кянде в 2017 г. от -0,02 до 1,43 (рисунок 5.21), на Сёмже в 2018 г. от -0,11 до 1,59 (рисунок 5.22). При этом во второй половине отлива, при квазиустановившемся движении, значения λ изменялись в диапазоне $0,03 - 0,06$, а резкие «скачки» фиксировались в периоды разворота течения (дважды за приливный цикл, соответственно).

Следует отметить, что при расчетах с учетом дополнительных членов $\frac{u}{g} \frac{\partial \alpha_0}{\partial t}$ и $\frac{u|u|}{g} \frac{\partial \alpha}{\partial x}$ в период полной воды и после нее их значения имеют тот же знак, что и уклон трения, таким образом не влияя на разные знаки у уклона трения и скорости течения.

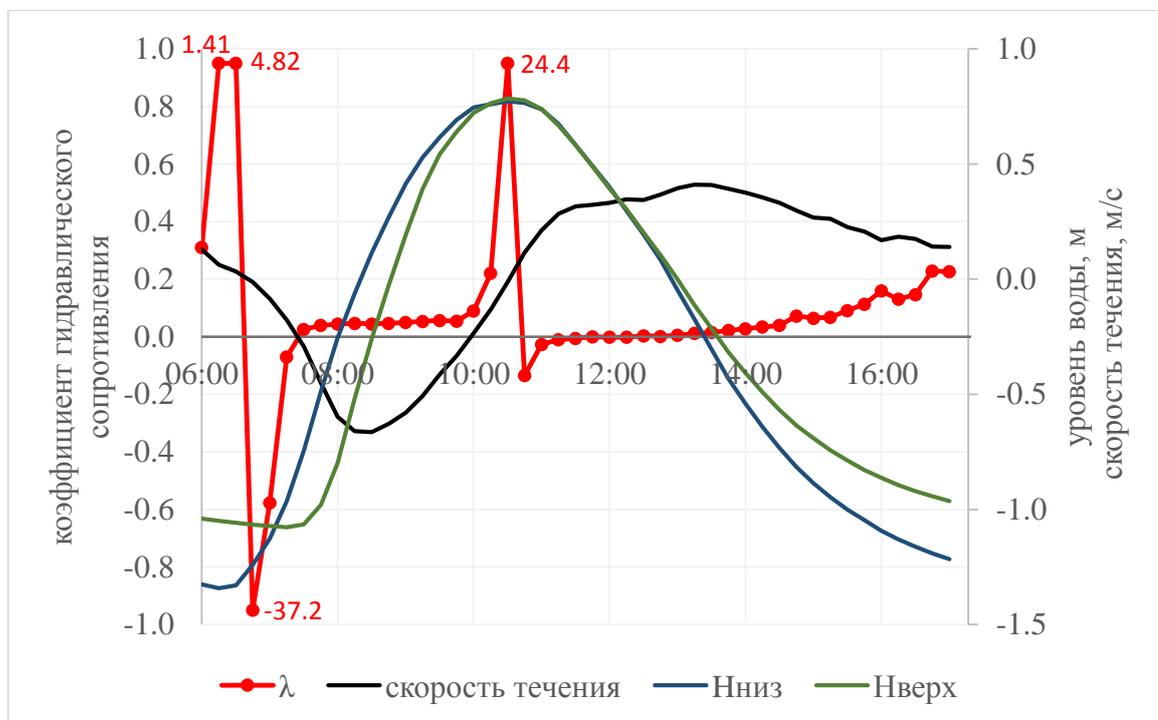


Рисунок 5.20 – График хода коэффициента гидравлического сопротивления, средней скорости течения и уровней воды в ходе приливного цикла 04.08.2016 г. на р. Кянде.

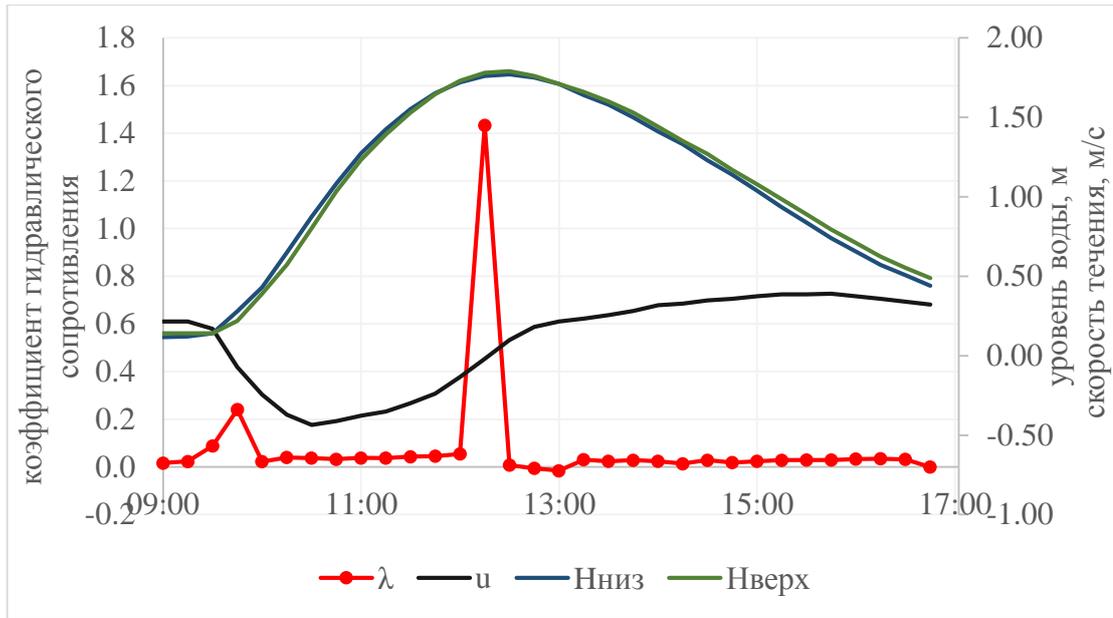


Рисунок 5.21 – График хода коэффициента гидравлического сопротивления, средней скорости течения и уровней воды в ходе приливного цикла 12.08.2017 г. на р. Кянде.

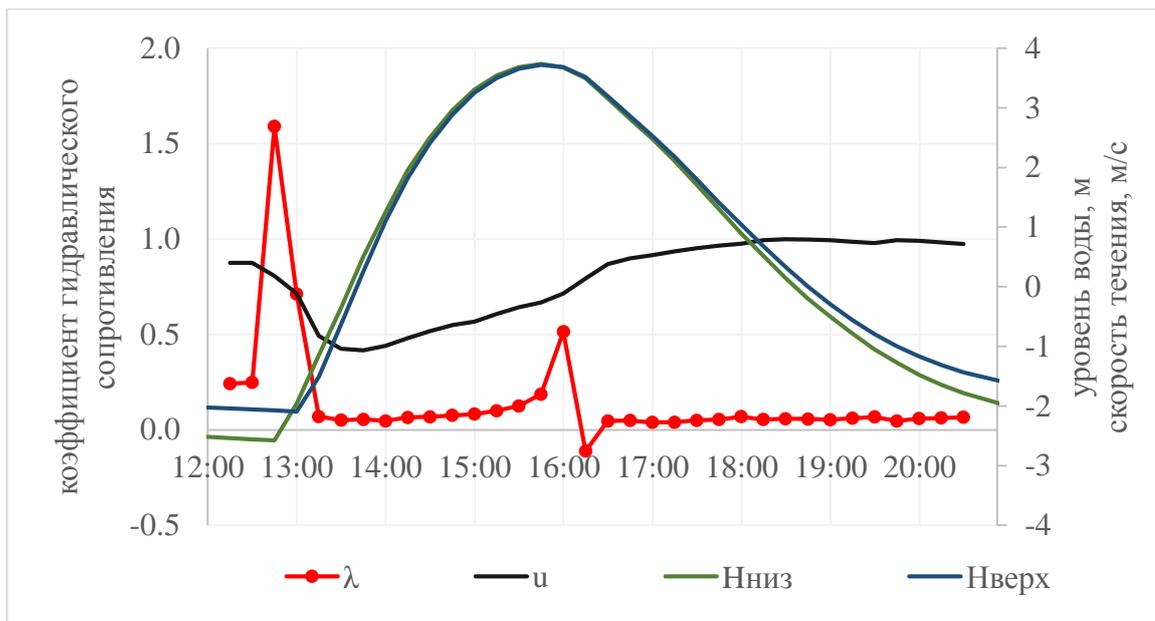


Рисунок 5.22 – График хода коэффициента гидравлического сопротивления, средней скорости течения и уровней воды в ходе приливного цикла 14.08.2018 г. на р. Сёмже.

5.6 Оценка точности расчета коэффициента гидравлического сопротивления

Точность расчета коэффициента гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха была определена по формуле (5.12) для уравнения движения без учета дополнительных членов (5.1) для Сёмжи 2018 г., Кянды 2016 г. и Кянды 2017 г. (Приложение 4).

Инструментальные ошибки измерения скорости течения и глубины с помощью ADCP составляют 0,002 м/с и 0,01 м соответственно. Для определения точности расчета уклона трения

были оценены точности других членов уравнения движения, по которым рассчитывается фрикционный член. Ошибки в определении локального и конвективного ускорения на порядок меньше ошибки определения уклона водной поверхности, поэтому ими можно пренебречь. Точность определения геодезического уклона складывается из погрешностей измерения уровней воды с помощью логгеров (0,001 м), а также привязки уровней с помощью нивелира (0,001 м) или DGPS ($0,035 \text{ м} + \text{расстояние между приемниками} \cdot 10^{-6}$). В расчете для Сёмжи точность составляет порядка $2 \cdot 10^{-6}$, для Кянды 2017 г. – $1,5 \cdot 10^{-6}$. Для Кянды 2016 г. точность была на порядок ниже, так как для увязки нулей логгеров использовалась система DGPS, а не нивелира. Она составила $1,4 \cdot 10^{-5}$.

Максимальные значения погрешности определения коэффициента гидравлического сопротивления для всех расчетов были получены для моментов времени, близких к развороту течений. Для Кянды 2016 г. значения ошибок в периоды однонаправленного квазиустановившегося течения составляют 0,01 – 0,02, а в моменты смены течений они одного порядка с рассчитанными значениями коэффициентов гидравлического сопротивления и даже превышают их (Приложение 4). В начале отлива, когда значения коэффициента гидравлического сопротивления были отрицательными, ошибки расчета имеют тот же порядок, что ставит вопрос о корректности результатов определения коэффициентов гидравлического сопротивления для этого периода.

Для Кянды 2017 г. характерное для периода однонаправленного течения значение ошибки расчета составляет 0,002. Максимальных значений ошибка достигает в моменты разворота течений, как раз когда коэффициент гидравлического сопротивления резко увеличивается: на отливе (0,84 – вероятная ошибка, 0,36 – лямбда) и на приливе (0,06 – вероятная ошибка (на порядок меньше значения), 0,33 – лямбда). Отрицательные значения гидравлического сопротивления в начале отлива имеют очень маленькие значения, поэтому возможная погрешность расчета соизмерима с ними. Тем не менее, результаты расчета ошибок для Кянды 2017 г. скорее подтверждают сделанные ранее выводы о характере изменения гидравлического сопротивления в течение приливного цикла, чем их опровергают.

Наиболее точные измерения были проведены на Сёмже в 2018 г., когда благодаря выбору участка измерений на омегавидной излучине удалось обеспечить максимальную точность определения уклона водной поверхности (нивелирование выполнялось с одной стоянки через шейку излучины). В период квазиустановившегося течения в фазу отлива значения возможных ошибок на порядок меньше, чем в расчете по Кянде 2016 г., и составляют 0,001. Наибольшая ошибка равна 0,064 (при значении коэффициента гидравлического сопротивления 0,42). При этом отрицательные значения коэффициента на 1 – 2 порядка превосходят возможные ошибки расчета.

Таким образом, зафиксированные отрицательные значения коэффициента гидравлического сопротивления сразу после разворота могут быть признаны достоверными.

5.7 Теоретическое обоснование возможности отрицательных значений коэффициента гидравлического сопротивления

Вопрос возможности появления отрицательных значений коэффициента гидравлического сопротивления следует рассмотреть подробнее, исходя из подходов к параметризации «жидкого трения», заложенных в классических работах Ньютона, Буссинеска и Рейнольдса.

Силу гидравлического сопротивления принято выражать через связь касательного напряжения τ (отношение силы трения к площади поверхности воздействия) с градиентом скорости течения в направлении, перпендикулярном направлению движения жидкости y :

$$\tau = \rho\nu \frac{du}{dy}, \quad (5.14)$$

где ν – кинематический коэффициент вязкости, характеризующей ламинарный режим движения жидкости.

Аналогично сила гидравлического сопротивления выражается в уравнениях Навье-Стокса, однако при анализе жидкого трения в речных потоках необходимо иметь в виду, что при турбулентном режиме течения действует не только ламинарная физическая вязкость, но и турбулентная. Для расчета движения в турбулентных потоках используются уравнения Рейнольдса, отличающиеся от уравнений Навье-Стокса учетом пульсаций скорости, определяющих турбулентную вязкость. Для связи ковариационных моментов пульсаций компонент скорости $\overline{u'_i u'_j}$ с коэффициентом турбулентной вязкости ν_t существуют разные гипотезы, наиболее распространенной из которых является параметризация Буссинеска, связывающая их через градиент скорости по аналогии с ламинарной вязкостью:

$$\tau = -\rho \overline{u'_i u'_j} = \rho \nu_t \frac{du}{dy}. \quad (5.15)$$

При этом коэффициент турбулентной вязкости на несколько порядков больше, чем ламинарной. Таким образом, турбулентная вязкость не тождественна по своей природе силе молекулярного трения, и в зависимости от характера течения она может изменяться в очень широких пределах (на несколько порядков) и даже быть отрицательной [Старр, 1971]. В предисловии к русскому переводу книги В. Старра «Физика явлений с отрицательной вязкостью» А.С. Монин писал: «Действительно, вводимые в молекулярной физике коэффициенты вязкости ..., характеризующие физические свойства жидкостей и газов, всегда положительны, и это имеет глубокое обоснование в термодинамике необратимых процессов. Поэтому было нетрудно

привыкнуть к предположению, что коэффициенты турбулентной вязкости..., вводимые в полуэмпирические теории турбулентности по аналогии с молекулярной физикой, также всегда положительны, хотя такое предположение уже не имеет термодинамического обоснования, и, как оказалось, в ряде случаев просто неправильно» [Старр, 1971, стр.5].

Для поддержания квазистационарного режима в системе с преобладающим эффектом отрицательной турбулентной вязкости В. Старр формулирует два условия:

«а) Нерегулярные движения, которые переносят импульс против градиентов среднего течения, должны иметь источник турбулентной кинетической энергии...

б) Среднее течение должно подвергаться некоторому виду торможения, чтобы не возрастать беспредельно...» [Старр, 1971].

Этим условиям практически идеально соответствуют приливные устья, однако о них в книге В. Старра упоминается лишь вскользь: «Перенос импульса происходит по направлению градиента средней скорости, что соответствует положительной турбулентной вязкости. Однако при некоторых условиях приливные течения ... могут изменить направление градиента среднего течения на обратное, тогда как перенос импульса происходит по-прежнему вниз, создавая таким образом эффект отрицательной вязкости» [Старр, 1971, стр. 167].

Гидравлическое сопротивление отражает процесс диссипации кинетической энергии водного потока (ее переход в тепловую энергию). Применительно к вопросу о возможности отрицательных значений коэффициента гидравлического сопротивления, необходимо рассмотреть вопрос о соотношении частей водного потока с отрицательной и положительной турбулентной вязкостью. Считается, что процесс диссипации энергии обычно происходит путем ее передачи от осредненного движения к наиболее крупным турбулентным вихрям, от них к более мелким, и так далее, пока размеры вихрей не станут соизмеримыми с размерами молекул, и механическая энергия не начнет переходить непосредственно в теплоту [Старр, 1971; Фидман, 1991]. Когда диссипация энергии в потоке происходит от осредненного движения к пульсационному и далее к тепловой энергии, то работа силы гидравлического трения уменьшает энергию осредненного движения. А при «обратном» переходе энергии от пульсационного движения к осредненному значения коэффициента турбулентной вязкости становятся отрицательными. Если большая часть энергии турбулентных пульсаций не переходит в тепло, а возвращается осредненному течению, то гидравлическое сопротивление (фрикционный член в уравнении (5.1)) становится отрицательным: вместо потери энергии осредненным движением происходит его подпитка энергией пульсаций, и скорость осредненного течения увеличивается.

Заключение

Диссертация посвящена динамическому взаимодействию реки и моря в приливных устьях малых рек и его проявлению в форме пространственно-временной изменчивости основных гидродинамических параметров в течение приливного цикла. Исследование базировалось на данных полевых работ (проведенных при участии автора в 2015 – 2021 гг.) и гидродинамическом моделировании. Основными объектами исследования являлись устьевые участки малых рек Беломорского бассейна – Лаи, Тамицы, Кянды и Сёмжи, различающихся величине прилива в устье и морфологии русел. В некоторых разделах работы рассматривались также устья Онеги, Мезени и Северной Двины.

Непосредственно по данным измерений в устьях больших и малых рек были изучены особенности движения приливной волны вверх по устьевому участку реки и рассмотрены факторы, влияющие на характер ее трансформации. При длительном движении по мелководному устьевому взморью и далее по устьевому участку реки волна становится асимметричной с короткой фазой роста уровня и продолжительной фазой его падения. Определяющим фактором уменьшения высоты волны в русле является уклон дна реки, а степень трансформации формы приливной волны в основном определяется расстоянием, на которое она распространяется. Ледяной покров существенно влияет и на величину прилива (уменьшая ее примерно вдвое), и на искажение формы волны за счет уменьшения времени роста уровня. Увеличение речного стока также приводит к трансформации прилива, однако для уменьшения высоты приливной волны расходы воды должны измениться в десятки раз. Нагон приводит к уменьшению асимметрии прилива, увеличивая время роста уровня воды.

Фазовая скорость приливной волны может рассчитываться только по темпам продвижения фронта волны, а не ее гребня, как это принято для волн половодья и паводков. На некоторых устьевых участках (например, на Кянде и Тамице) полная вода наступает одновременно на всем их протяжении, и рассчитать скорость движения гребня волны невозможно в принципе. На Лае, Онеге, Мезени, где максимальный уровень воды фиксируется последовательно в створах, расположенных на различном расстоянии от устья, скорость движения гребня волны в среднем в два раза превышает скорость движения ее фронта.

Для устьев больших рек характерно уменьшение скорости распространения волны при удалении от устьевого створа. На малых реках скорость движения определяется скорее местными факторами (чередованием плесов и перекатов, наличием порогов). Наличие ледяного покрова практически не влияет на скорость движения прилива. Формула Лагранжа для расчета скорости движения приливной волны на устьевом участке реки любого размера использоваться не может даже для приблизительных оценок, так как завышает скорости в несколько раз.

Для устьев рек Беломорского бассейна были установлены диапазоны продолжительности периодов между максимумами и минимумами уровней и расходов воды, а также моментами разворота течений. Информация об этом может использоваться при планировании полевых работ и организации некоторых видов хозяйственной деятельности (например, судоходства и рыболовства).

Для малых рек в межень временные отрезки между экстремумами уровней и разворотом течений и в начале прилива, и в начале отлива не превышают 30 минут, в то время как для крупных рек столь короткий интервал характерен лишь для мезо- и макроприливных эстуариев. В условиях повышенного речного стока время между началом прилива и разворотом течений увеличивается, а время между полной водой и обратным разворотом течений на отливе, наоборот, сокращается, вплоть до изменения порядка наступления экстремумов. Период времени между максимальным приливным (отрицательным) расходом воды и максимумом уровня воды составляет менее часа для мезо- и макроприливных устьев рек. Продолжительность периода между наступлением полной воды и максимальным отливным (положительным) расходом воды имеет максимальный разброс и может меняться от 45 минут до 5 часов обычно из-за слабой выраженности отливного расхода воды.

При движении по мелководному взморью и далее вверх по руслу реки изначально синусоидальная приливная волна меняет форму, превращаясь в «импульсоиду» – резкие «всплески» изменения уровня воды сменяются продолжительными периодами квазиустановившегося течения. Для характеристики этого явления был введен параметр, характеризующий период постоянства уровней воды в фазу отлива. Продолжительность этого «бесприливно» периода зависит от строения русла, удаленности от устьевого створа, величины речного стока и наличия ледяного покрова. Знание этих закономерностей для каждой реки позволяет упростить организацию полевых работ, сокращая продолжительность измерений с полного приливного цикла до его «активной» фазы.

Для оценки применимости одномерной гидродинамической модели при реверсивном движении водных масс на устьевом участке реки были разработаны модели микро-, мезо- и макроприливных устьев малых рек Лаи, Кянды и Сёмжи, а также мезоприливного эстуария Онеги в программном комплексе HEC-RAS.

Одномерная модель Онеги воспроизводит и уровни, и расходы воды с высокой точностью на всем протяжении устьевого участка. Подобранные в ходе калибровки коэффициенты шероховатости составили 0,020 – 0,038. Ошибки в моделировании величины прилива не превышали 1 – 4 % (1 – 5 см), расчетная скорость распространения прилива совпадала с фактической. Диапазон колебания расходов воды в течение приливного цикла на Онеге в

калибровочных створах был занижен на 1 – 4 %. Эти результаты совпадают с точностью двумерного моделирования, выполненного в программном комплексе DELFT3D.

Подобренные в ходе калибровки одномерных моделей малых рек значения коэффициента шероховатости оказались значительно меньше «типичных» для естественных русел со сходными морфометрическими характеристиками. Для нижнего участка Сёмжи коэффициент шероховатости составил 0,015, для Кянды и Лаи – 0,01.

Модели Сёмжи, Кянды и Лаи с разной степенью точности воспроизводят особенности их гидродинамического режима, как правило, занижая высоту прилива: на Кянде на 5 % (10 см), на Лае – на 5 – 7 % (3 – 5 см), на Сёмже – на 6 – 14 % (40 – 50 см). На Лае и Кянде основная ошибка моделирования была связана с завышением минимальных уровней воды при отливе: в реальности глубина в отлив на перекатах составляла 20 – 30 см, чего не удавалось достичь при калибровке модели (уменьшение коэффициента шероховатости приводило к неустойчивости работы программы).

Для моделей малых рек результаты моделирования уровней и расходов воды ухудшаются при удалении от устьевого створа. Диапазон изменения расходов воды в течение приливного цикла на Лае был меньше фактического на 22%, на Сёмже занижен на 13 – 18%, на Кянде – завышен на 4 – 35%. К достоинствам разработанных моделей можно отнести то, что они точно воспроизводят скорости движения приливной волны и время наступления экстремумов уровней, расходов воды и разворота течений.

Для анализа основных действующих сил в приливном устье реки и оценки изменения их вклада в течение приливного цикла для Сёмжи и Кянды были выполнены расчеты членов уравнения движения системы Сен-Венана, а также коэффициентов гидравлического сопротивления и коррективов скорости. Благодаря специально проведенным одновременным измерениям расходов воды в двух створах небольшой ширины с помощью ADCP удалось впервые выполнить расчет для моментов смены направления течений.

В течение приливного цикла инерционные и плотностной члены (в случае проникновения осолоненных вод) варьируют в широких диапазонах, не характерных для участков рек, находящихся вне зоны воздействия приливов. Было выделено два периода значительного вклада локального и конвективного ускорения, соизмеримого с уклоном водной поверхности: во-первых, непродолжительно (около получаса) в начале прилива, включая момент смены направления течений, и, во-вторых, более продолжительно (на Кянде до 3 часов, на Сёмже около 1 часа) в начале отлива, также включая разворот течений.

Коррективы скорости (коэффициенты Кориолиса и Буссинеска, входящие в инерционные члены) и коэффициент гидравлического сопротивления также изменяются на несколько

порядков в течение приливного цикла, и наиболее нетипичные значения приурочены к периодам, близким к развороту течений.

В моменты смены направления течений значения коэффициентов Кориолиса и Буссинеска достигают своих максимальных значений. Изменчивость коррективов скорости обуславливает необходимость модификации уравнения движения применительно к приливному устьям рек с реверсивными течениями путем внесения коррективов скорости под знак дифференциала в инерционных членах. В результате модификации появляются два новых члена, характеризующих изменчивость коэффициентов Кориолиса и Буссинеска. В среднем за приливный цикл абсолютные значения новых членов на порядок меньше значений инерционных членов, однако в начале отлива, когда уклон водной поверхности практически отсутствует, максимальный вклад каждого из них по расчетам достигает 15 – 25% (что примерно соответствует диапазону ошибок при моделировании с использованием HEC-RAS). Одним из перспективных направлений исследования в данной области является разработка одномерной гидродинамической модели с адаптированным уравнением движения в основе и оценка ее применимости для приливно-отливных устьев малых рек.

Значения коэффициента гидравлического сопротивления перед разворотом течений резко возрастают, а сразу после разворота – резко уменьшаются, вплоть до отрицательных значений. Отрицательные значения были зафиксированы и для Кянды, и для Сёмжи, а первичная оценка возможных ошибок расчета, связанных с инструментальной погрешностью измерений, не отбраковывает данные значения. Однако вопрос об «отрицательном трении», наблюдающемся в приливно-отливных устьях рек, остается дискуссионным.

Отрицательные значения гидравлического сопротивления не противоречат современным представлениям об отрицательной турбулентной вязкости и механизме диссипации энергии в турбулентном потоке. В соответствии с принятой в настоящее время параметризацией гидродинамических процессов передача энергии пульсаций поступательному движению жидкости или газа проявляется в отрицательных значениях коэффициента турбулентной вязкости (турбулентного обмена), когда энергия поступательного движения передается от "более медленных" слоев жидкости к "более быстрым" (с точки зрения средней скорости их поступательного движения). Резкое увеличение значения гидравлического сопротивления перед разворотом течений может иллюстрировать аккумуляцию энергии поступательного движения, а резкое уменьшение – ее сброс.

Исследование теории «энергетической» природы отрицательного трения планируется продолжить расчетами (по тем же данным измерений на Кянде и Сёмже) значений кинетической энергии осредненного потока и турбулентных пульсаций в течение приливного цикла, с

последующим поиском связи энергетических параметров со значениями турбулентной вязкости и гидравлического сопротивления.

При сравнении особенностей распространения приливной волны по устьевым участкам малых и больших рек были выявлены общие закономерности, не зависящие от размера реки. Соответственно, можно предполагать, что в приливных устьях крупных рек в периоды смены направления течений коэффициенты гидравлического сопротивления и коррективы скорости будут изменяться так же, как было установлено для устьев малых рек. Однако следует подчеркнуть, что в диссертации рассматривается одномерная схематизация потока, которая к большим рекам может применяться лишь при решении ограниченного круга задач. В случае проникновения осолоненных вод в русло малой реки в зоне смешения предполагается полное перемешивание речной и морской водных масс, что не всегда может считаться справедливым допущением для более крупных рек. В их устьях осолоненная вода в прилив может двигаться как вдоль берегов, так и в придонном слое в виде клина, формируя эстуарную циркуляцию. Гидродинамические различия в устьях рек разного размера в зоне смешения могут быть предметом дальнейших исследований с использованием методических приемов, предложенных в настоящей работе.

Список литературы

Автоматизированная информационная система государственного мониторинга водных объектов (АИС ГМВО). – Режим доступа: gmvo.skniivh.ru

Алабян, А.М. Гидрологические исследования приливных устьев малых рек Белого моря / Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Крыленко И.Н., Лебедева С.В., Льюменс М.Х., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А., Фингерт Е.А., Фролова Н.Л. // Труды V Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2016)». – ООО «Центр морских исследований МГУ имени М.В. Ломоносова» Москва, 2016. – С. 476–479.

Алабян, А.М. Приливные устья – уникальная природная лаборатория для исследования неустановившегося движения воды / Алабян А.М. // Труды VI Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2017)». – Тверь: ПолиПРЕСС, 2017. – С. 62–66.

Алабян, А.М. Полевые гидрологические исследования устьев рек Онежского залива в зимнюю и летнюю межень 2016–2017 гг. / Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Кашицына А.С., Лебедева С.В., Льюменс М., Медин А.М., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Повалишников Е.С., Попрядухин А.А., Терский П.Н. // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – ИО РАН Москва, 2017а. – Т. 3. – С. 146–150.

Алабян, А.М. Полевые гидрологические исследования в дельте Северной Двины летом 2016 и 2017 гг / Алабян А.М., Алексеева А.А., Демиденко Н.А., Лебедева С.В., Одоев Л.С., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. // Материалы XXII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – ИО РАН Москва, 2017б. – Т. 3. – С. 151–154.

Алабян, А.М. Парадоксы гидродинамики реверсивных течений в приливных устьях рек / Алабян А.М., Панченко Е.Д., Медин А.М. // Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». – С-Пб.: Химиздат, 2019. – С. 61–64.

Барышев, И.А. Белое море и его водосбор под влиянием климатических и антропогенных факторов: монография / Барышев И.А., Брызгалов В.А., Дружинин П.В., Здоровеннов Р.Э., Иванов В.В., Круглова А.Н., Комулайнен С.Ф., Литвиненко А.В., Максимова М.П., Назарова Л.Е., Неелов И.А., Савчук О.П., Семенов Е.В., Сало Ю.А., Тержевик А.Ю., Толстикова А.В., Филатов Н.Н. // Институт водных проблем Севера КарНЦ РАН. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2007. – 335 с.

Васильев, О. Ф. Численный метод расчета неустановившихся течений в открытых руслах / О. Ф. Васильев, Т. А. Темноева, С. М. Шугрин // Известия АН СССР. Механика. — Т. 2. — 1965. — С. 17-25.

Воеводин А.Ф., Никифоровская В.С. Об использовании комбинированных математических моделей для исследования нестационарных процессов в системах открытых русел и водоемов // Сборник тезисов международной научно-практической конференции "Вторые Виноградовские Чтения. Искусство гидрологии" памяти Ю.Б. Виноградова. СПб., 2015. С. 283–284.

Вода России – Лая [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://water-ru.ru>.

Гидрология устьевой области Северной Двины. – М.: Гидрометеиздат, 1965. – 376 с.

Демиденко, Н.А. Исследование гидролого-морфологических процессов в устьевой области реки Мезень для целей проектирования Мезенской приливной электростанции / Демиденко Н.А., Землянов И.В., Горелиц О.В., Михайлов В.Н. // Труды ГОИН, – 2008. Вып. 211.

Демиденко, Н. А. Исследование и моделирование параметров гидрологического режима и динамики взвешенных наносов в Мезенском заливе и эстуариях Мезени и Кулоя / Демиденко Н. А., Зиновьев А. Т., Алабян А. М., Панченко Е. Д., Фингерт Е. А., Льюменс М. Х. // Материалы XXI Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – М: ГЕОС, 2015. – Т. 3. – С. 175–179.

Долотов, Ю.С. О динамике вод и взвеси в эстуарии р. Кереть (Карельское побережье Белого моря) / Долотов Ю.С., Коваленко В.Н., Лифшиц В.Х. и др. // Океанология. – 2002. – Т. 42. – № 5. – С. 765–774.

Долотов, Ю.С. О характере природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях Карельского побережья Белого моря / Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П., Петров М.П., Кутчева И.П., Толстиков А.В., Новигатский А.Н., Политова Н.В., Платонов А.В., Филиппов А.С. // Океанология. – 2004. – Т. 44. – № 5. – С. 784–792.

Долотов, Ю.С. Мониторинг приливо-отливных обстановок в эстуариях Карельского побережья Белого моря / Ю. С. Долотов, Н. Н. Филатов, В. П. Шевченко [и др.] // Водные ресурсы. – 2005. – Т. 32. – № 6. – С. 670-688.

Дронкерс, Й. Расчеты приливов в реках и прибрежных водах / Дронкерс Й. // Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 294 с.

Залогин, Б.С. Устьевые области рек СССР / Б.С. Залогин, Н.А. Родионов. – М.: Мысль, 1969. – 312 с.

Здоровеннов, Р.Э. Приливный перенос примеси в устье реки Кемь / Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. // Материалы IX международной конференции «Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря». – Петрозаводск, 2005. – С. 120–124.

Зеленцов, В.А. Модельно-ориентированная система оперативного прогнозирования речных наводнений / Зеленцов В.А., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Пиманов И.Ю., Пономаренко М.Р., Потрясаев С.А., Семёнов А.Е., Соболевский В.А., Соколов Б.В., Юсупов Р.М. // Вестник Российской академии наук. – М.: изд. Наука: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2019. – Т. 89. – № 8. – С. 831-843. DOI <http://dx.doi.org/10.31857/S0869-5873898831-843>.

Землянов, И.В. Особенности гидрологического и ледового режима устьевой области р.Онега. / Землянов И.В., Демиденко Н.А., Горелиц О.В. // Труды III Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». – 2011. – С.109–117.

Ионов, В.В. Численная гидродинамическая модель приливных явлений в губе Кереть (Кандалакшский залив, Белое море) / Ионов В.В., Май Р.И., Смагин Р.Е. // Известия РГО. – 2015. – Т. 147. – № 2. – С. 22– 37.

Ионов, В.В. Опыт комплексного исследования приливного режима устьевой области реки Кереть, Кандалакшский залив Белого моря / Ионов В.В., Май Р.И., Пряхина Г.В., Рубчenea А.В., Смагин Р.Е. // Труды II Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». – Санкт-Петербург, 2018. – С. 311–314.

Караушев, А.В. Речная гидравлика / Караушев А.В. – Л.: Гидрометеоздат, 1969. – 418 с.

Коробов, В.Б. Исследования режима устьевых областей рек Белого моря / Коробов В.Б. // Материалы XXI Международной научной конференции (школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – М.: ГЕОС, 2015. – Т.3. С. 199–202.

Коробов, В.Б. Типизация устьевых областей малых рек западного сектора Российской Арктики: постановка задачи / Коробов В.Б., Панченко Е.Д., Алабян А.М. // Материалы XXIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии «Геология морей и океанов». – М., 2019. – Т.3. – С. 142–146.

Коваль, М.В. Условия среды и биологическое сообщество гиперприливного эстуария рек Пенжина и Таловка (Северо-западная Камчатка) в теплое время года / Коваль М.В., Горин С.Л., Романенко Ф.А., Лепская Е.В., Полякова А.А., Галямов Р.А., Есин Е.В. // Океанология. — 2017. — Т. 57, № 4. — С. 597–610.

Котрехов, Е.П. Исследование распространения обратных волн в гипотетическом однорукавном устье реки / Котрехов Е.П. // Труды ААНИИ. – 1976. –Т. 314. – С. 72–119.

Крыленко, И. В. Причины и последствия изменения русла в нижнем течении реки Варзуги: монография / Крыленко И. В., Липка О. Н., Суткайтис О. К. – М.: Всемирный фонд дикой природы (WWF), 2018. – 200 с.

Крыленко, И.Н. Двумерная гидродинамическая модель устьевой области реки Печоры // Крыленко И.Н., Алабян А.М., Василенко А.Н., Демиденко Н.А., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А.

// Труды X Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU-2021)". — Т. 1. — Тверь: ПолиПРЕСС, 2021. — С. 317–320.

Крылов, С. С. Особенности распространения и трансформации речных вод в приливном эстуарии р. Кереть / Крылов С. С., Бобров Н Ю., Пряхина Г. В., Бричева С. С., Ионов В. В. // Метеорология и гидрология. — 2014. — № 10. — С. 54-64.

Кучмент, Л.С. Современные математические методы в гидрологии / Кучмент Л.С. // Метеорология и гидрология. — 1964. — Вып.7.

Лебедева, С.В. Наводнения в устье северной Двины и их моделирование / Лебедева С.В., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Федорова Т.А. // Геориск. — 2015. — № 1. — С. 18–25.

Лебедева, С.В. Динамика потока в многорукавном приливном устье крупной реки (на примере р. Северная Двина): диссертация на соискание степени кандидата географических наук: 25.00.27 / Лебедева С.В. // 2016. — 211 с.

Лебедева, С.В. Роль ледовых явлений в динамике потоков на придельтовом участке Северной Двины / Лебедева С.В., Одоев Л.С. // Гидросфера. Опасные процессы и явления. — 2020. — Т. 2. — № 4. — С. 330–346. doi:10.34753/HS.2020.2.4.330

Лоция Белого моря. — Изд. Глав. Гидрограф. Упр. Мор. М-ва., 1913.

Лупачев, Ю.В. Особенности гидрологического режима устьевой области Онеги / Лупачев Ю.В. // Труды ГОИН. — 1982. — Вып.161. — С.92–96.

Мак-Доуэлл, Д.М. Гидравлика приливных устьев рек / Мак-Доуэлл Д.М., О'Коннор Б.А. — М.: Энергоатомиздат, 1983. — 312 с. Пер. изд.: Hydraulic behavior of estuaries / D.M. McDowell, B.A. O'Connor (London, 1977)

Мискевич, И.В. Экологические аспекты наличия аномально высоких концентраций взвешенных веществ в макроприливных устьях рек арктической зоны / Мискевич И.В. // Арктика: экология и экономика. 2018. — № 3 (31). — С.23–30.

Мискевич, И.В. Исследования короткопериодной изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик устья реки Кянда в Онежском заливе Белого моря (28 июля-15 августа 2016 г.) / Мискевич И.В., Алабян А.М., Коробов В.Б., Демиденко Н.А., Попрядухин А.А. // Океанология. — 2018. — Т.58. — № 3. — С.369–373. DOI: 10.7868/S0030157418030036

Мискевич, И.В. Гидролого-гидрохимические исследования устьев малых рек Белого моря в зимнюю межень 2019 года / Мискевич И.В., Лещев А.В., Мосеев Д.С., Лохов А.С. // Океанология. — 2019. — Т. 59. — № 6. — С. 1089–1092. DOI: 10.31857/S0030-15745961089-1092

Михайлов, В.Н. Динамика потока и русла в неприливных устьях рек / Михайлов В.Н. — М.: Гидрометиздат, 1971. — 260 с.

Михайлов, В.Н. Гидрология устьев рек / Михайлов В.Н. — М.: Изд-во МГУ, 1998. — 176 с.

Михайлов, В.Н. Расчет сдвига фаз уровня и скорости течения в приливном устье реки / Михайлов В.Н., Даценко Ю.С. // Труды ГОИН. – Вып. 116. – 1973. – С. 113-124.

Михайлов, В.Н. Основы гидрологии устьев рек: учебное пособие / Михайлов В.Н., Михайлова М.В., Магрицкий Д.В. – Триумф Москва, 2018. – 316 с.

Панченко, Е. Д. Моделирование гидродинамических процессов в приливном эстуарии малой реки / Панченко Е.Д. // Сборник статей по материалам XI семинара молодых ученых вузов, объединяемых советом по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов «Эрозионные, русловые и устьевые процессы. — Нижний Новгород, 2016. — С. 191–197.

Панченко, Е. Д. Гидродинамика устьевой области реки Кянда (Беломорский бассейн) в летнюю и зимнюю межень 2016 и 2017 гг // Труды VI Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU – 2017)". – Москва, 2017. – С. 734–738.

Панченко, Е.Д. Изменчивость скоростного поля потока в течение приливного цикла в устьях крупных рек бассейна Белого моря / Панченко Е.Д., Льюменс М., Лебедева С.В. // Труды III Всероссийской конференции «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». Санкт-Петербург: Химиздат, 2019. — С. 578–582.

Панченко, Е.Д. Моделирование гидродинамических процессов в устьях рек Онеги и Северной Двины при различных сценариях климатических изменений / Панченко Е.Д., Алабян А.М., Крыленко И.Н., Лебедева С.В., Голосной Д.А. // Труды IX Международной научно-практической конференции "Морские исследования и образование (MARESEDU – 2020)". – Москва, 2020а. – С. 72–75.

Панченко, Е.Д. Моделирование гидродинамических процессов в приливном устье реки Онеги / Панченко Е.Д., Лебедева С.В., Льюменс М. // Сборник докладов международной научной конференции памяти Ю.Б. Виноградова «Четвертые Виноградовские чтения. Гидрология: от познания к мировоззрению». —Санкт-Петербург, 2020б. — С. 135–140.

Панченко, Е.Д. Приливные устья рек и формула Лагранжа / Панченко Е.Д. // Труды X Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU – 2021)». — Т. 1. — ООО ПолиПРЕСС Тверь, 2021. — С. 321–323.

Полонский, В.Ф. Метод типовых графиков для определения расходов воды в приливных устьях рек / Полонский В.Ф. // Водные ресурсы. – 1987. – №4. – С.105-113.

Полонский, В.Ф. Количественная оценка изменений структуры речного потока в приливном устье реки [Северной Двины и Онеги] / Полонский В.Ф. Горелиц О.В. // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. – Т. 9. Устья рек. – Л.: Гидрометеоиздат, 1990. – С. 189–195.

Полонский, В.Ф. Исследование нестационарных водных потоков в приливном устье р. Северной Двины / Полонский В.Ф., Мишин Д.В. // Труды Государственного океанографического института. – № 214. – 2013. – С. 149-165.

Радченко, И.Г. Пространственное распределение фитопланктона в субарктическом эстуарии (река Кемь, Белое море) / Радченко И. Г., Ильяш Л. В., Шевченко В. П., Здоровеннов Р. Э., Новигатский А. Н., Политова Н. В., Толстиков А. В. // Океанология. – 2019. – Т. 59. – № 3. – С. 335–346. doi: 10.31857/S0030-1574593335-346

Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Том 3. Северный край. – Гидрометиздат, 1972.

Самойлов, Н.В. Устья рек / Н.В. Самойлов. – М.: Географиздат, 1952. – 525 с.

Смагин, Р.Е. Взаимодействие морских и речных вод в приливном эстуарии (на примере устьевой области реки Кереть Белого моря): диссертация на соискание степени кандидата географических наук: 25.00.28 / Смагин Р.Е. // 2018. – 121 с.

Старр, В. Физика явлений с отрицательной вязкостью / Старр В. – М.: Мир, 1971. – 261 с.

Схема комплексного использования и охраны водных объектов рек бассейна Белого моря в границах Архангельской области (без рек Онега, Северная Двина и Мезень) [Электронный ресурс]. – 2015. – Режим доступа: <http://www.dpbvu.ru/deyatelnost/skiovo-vklyuchaya-ndv>.

Схема комплексного использования и охраны водных объектов бассейна реки Онега. [Электронный ресурс]. – 2014. – Режим доступа: <http://www.dpbvu.ru/deyatelnost/skiovo-vklyuchaya-ndv>.

Терский, П.Н. Основные черты зимнего режима в устье р. Варзуги (Кольский полуостров, бассейн Белого моря) / Терский П.Н., Горин С.Л., Панченко Е.Д., Попрядухин А.А. // Сборник тезисов XXVIII Береговой конференции «Моря России: исследования береговой и шельфовой зон». – 2020.

Терский, П.Н. Исследования зимнего режима устьев рек Белого моря в 2017-2020 гг / Терский П.Н., Панченко Е.Д., Горин С.Л., Агафонова С.А., Василенко А.Н., Куликова Ж.М., Попрядухин А.А., Алабян А.М. // Океанология. – 2021. – Т. 61. – № 6. – С. 1006–1008.

Толстиков, А.В. Комплексные исследования устьевых областей рек Кемь и нижний Выг в июле 2020 года / Толстиков А.В., Галахина Н.Е., Белевич Т.А. и др. // Сборник статей «География: развитие науки и образования» по материалам ежегодной международной научно-практической конференции LXXIV Герценовские чтения. – С.-Петербург: Российский государственный педагогический университет им. А. И. Герцена, 2021. – С. 182-186.

Толстиков, А.В. Гидрофизические и гидрохимические исследования в эстуарии реки Кемь в сентябре 2019 г. / Толстиков А.В., Галахина Н.Е., Здоровеннов Р.Э. // Труды Карельского научного центра РАН. – № 4. – 2020. – С. 21–31.

Третьяков, М.В. Состояние и проблемы развития технологий оценки и прогнозирования интрузии морских вод / Третьяков М.В., Иванов В.В. // Труды ГОИН. – 2013. – Вып. 214. – С. 200–212.

Федорова, Т.А. Моделирование прорыва излучины при свободном меандрировании / Федорова Т. А., Алабян А. М., Беликов В. В. // Геориск. – 2021. – Т. 15. – № 1. – С. 28–42.

Фидман, Б.А. Турбулентность водных потоков / Фидман Б.А. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 240 с.

Христианович, С.А. Неустановившееся движение в каналах и реках / Христианович С. А., Михлин С. Г., Девисон Б. Б. // Некоторые новые вопросы механики сплошной среды. Под ред. Н. Е. Кочина. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1938. – С. 15–156. (Стр. 19)

Чебанова, М.К. Процессы смешения речных и морских вод и трансформации приливных волн в эстуариях: автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук.: 25.00.27 / Чебанова М.К. – М., 2016. – 27 с.

Шевченко, Л.Б. Состояние наблюдений и работ в устьевой области р. Северной Двины / Шевченко Л.Б. // Труды ГОИН. – 2013. – Вып. 214. – С. 85–95.

Электронные вычислительные машины в гидрологии / Сборник переводов под редакцией М.С.Грушевского и Л.С.Кучмента. – Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1965.

A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.r-arcticnet.sr.unh.edu.

Abreu, C.H.M. Hydrodynamic Modeling and Simulation of Water Residence Time in the Estuary of the Lower Amazon River / Abreu C.H.M., Barros M.L.C., Brito D.C., Teixeira M.R., Cunha A.C. // Water. – 2020. – V.12(3). – 660. doi:10.3390/w12030660

Adib, A. Evaluation of fluvial flow effects on tidal characteristics of tidal rivers by artificial neural networks and genetic algorithm / Adib A., Nasiriyani M // International Journal of Water. – 2016. – V. 10(1). – P. 13– 27. doi:10.1504/IJW.2016.073739

Alabyan, A.M. Flow dynamics in large tidal delta of the Northern Dvina river: 2d simulation / Alabyan A.M., Lebedeva S.V. // Journal of Hydroinformatics. – 2018. – V. 20. – № 4. – P. 798–814.

Brunner, G.W. HEC-RAS River Analysis System User's Manual. Version 5.0 / Brunner, G.W. – 2016. – 960 p.

Buschman, F.A. Subtidal water level variation controlled by river flow and tides / Buschman F.A., Hoitink A. J. F., van der Vegt M., Hoekstra P. // Water Resour. Res. – 2009. – 45. – W10420. doi:10.1029/2009WR008167.

Campbell, A.R. The dynamical balance of flow in the Menai Strait / Campbell A.R., Simpson J. H., Allen G. L. // Estuarine. Coastal Mar. Sci. – 1998. – 46. – P. 448–455.

Delft Hydraulics. Delft3D-FLOW User Manual. – Delft, 2018. – 710 pp.

Dronkers, J.J. Tidal asymmetry and estuarine morphology / Dronkers J.J. // *Netherlands Journal of Sea Research*. – 1986. – V. 20. – Issues 2–3. – P.117–131. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(86\)90036-0](https://doi.org/10.1016/0077-7579(86)90036-0)

Einstein, H.A. An electric analog model of tidal estuary / Einstein H.A., Harder J.A // *Transactions ASCE*. – 1961. – V.126. – pt.IV.

Friedrichs, C.T. Nonlinear diffusion of the tidal signal in frictionally dominated embayments / Friedrichs C.T., Madsen O.S.// *J. Geophys. Res.* – 1992. – 97. – P. 5637–5650.

Gallo, M.N. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary / Gallo M.N., Vinzon S. B. // *Ocean Dyn.* – 2005. – 55(5). – P. 441–448.

Giese, B.S. Modelling tidal energetics of the Columbia River Estuary / Giese B.S., Jay D. A. // *Estuarine Coastal Shelf Sci.* – 1989. – 29(6). – P. 549–571.

Giese, G.L. Hydrology of Major Estuaries and Sounds of North Carolina / Giese G.L., Wilder H.B., Parker G.G. // *U.S. Geological Survey Water-supply Paper*. – 1984.

Hench, J.L. Transient tidal circulation and momentum balances at a shallow inlet / Hench J.L., Luettich R.A. // *J. Phys. Oceanogr.* – 2003. – 33. – P. 913–932.

Hoitink, A.J. F. Tidal river dynamics: Implications for deltas / Hoitink A.J. F., Jay D. A. // *Rev. Geophys.* – 2016. – Vol.54. – P. 240–272. doi:10.1002/2015RG000507

Horrevoets, A.C. The influence of river discharge on tidal damping in alluvial estuaries / Horrevoets A.C., Savenije H.H.G., Schuurman J.N., Graas S. // *Journal of Hydrology*. – 2004. – 294(4). – P.213–228.

Ippen, A. Tidal dynamics in estuaries. Part I: Estuaries of rectangular section / Ippen A. – McGraw Hill, New York, USA, 1966.

Isaacson, E. Numerical solution of flood prediction and river regulation problems / Isaacson E., Stoker J., Troesh A. // *New York Univ.*, 1956. – Report III.

Jay, D.A. Greens's law revisited: tidal long-wave propagation in channels with strong topography / Jay D.A. // *Journal of Geophysical Research*. – 1991. – V. 96. – No.11. – P.20585-20598.

Jay, D.A. Interaction of fluctuating river flow with a barotropic tide: A demonstration of wavelet tidal analysis methods / Jay D.A., Flinchem E.P. // *J. Geophys. Res.* – 1997. – 102. – P. 5705–5720.

Kärnäa, T. Numerical modeling of circulation in high-energy estuaries: A Columbia River estuary benchmark / Kärnäa T., Baptistaa A.M., Lopeza J.E., Turnera P.J., McNeillb C., Sanfordba T.B. // *Ocean Modelling*. – 2015. – V. 88. – P. 54–71. doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.01.001

Kastner, K. Prerequisites for accurate monitoring of river discharge based on fixed location velocity measurements / Kastner K., Hoitink A.J.F., Torfs P.J J.F., Vermeulen B., Ningsih N.S., Pramulya M. // *Water Resour. Res.* – 54. – 2018. – P. 1058–1076. doi:10.1002/ 2017WR020990.

Kästner, K. Propagation of tides along a river with a sloping bed / Kästner K., Hoitink A. J. F., Torfs P. J. J. F., Deleersnijder E., Ningsih N. S. // *J. Fluid Mech.* – 2019. – Vol. 872. – P. 39–73.

Kinoshita, T. On the motion of floodflow running down through the river / Kinoshita T. // *Trans.soc.civ.enrgs.* – 1959. – No 63.

Knight, D.W. Some field measurements concerned with the behaviour of resistance coefficients in a tidal channel / Knight D.W. // *Estuarine, Coastal and Shelf Science.* – 1981. – V. 2. – Issue 3. – P.303–322.

Kukulka, T. Impacts of Columbia River discharge on salmonid habitat. 1: A nonstationary fluvial tide model / Kukulka T., Jay D.A. // *J. Geophys. Res.* – 2003. – 108(C9). – 3293. doi:10.1029/2002JC001382.

Lanzoni, S. On tide propagation in convergent estuaries / Lanzoni S., Seminara G. // *Journal of Physical Research.* – 1998. – V. 103. – P. 30793–30812.

Le Blond, P.H. Forced fortnightly tides in shallow rivers / Le Blond P.H. // *Atmos. Ocean.* – 1979. – 17(3). – P. 253–264.

Losada, M.A. Tidal-fluvial interaction in the Guadalquivir River Estuary: Spatial and frequency-dependent response of currents and water levels / Losada M.A., Díez-Minguito M., Reyes-Merlo M.A. // *J. Geophys. Res.* – 2017. – 122 (2). – P.847–865. <https://doi.org/10.1002/2016jc011984>.

Matte, P. Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. I: Model Setup, Calibration, and Validation / Matte P., Secretan Y., Morin J. // *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering.* – 2017a. – V. 143(5). doi:10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000397

Matte, P. Hydrodynamic Modeling of the St. Lawrence Fluvial Estuary. II: Reproduction of Spatial and Temporal Patterns / Matte P., Secretan Y., Morin J. // *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering.* – 2017b. – V. 143(5). doi:10.1061/(asce)ww.1943-5460.0000394

Matte, P. Drivers of residual and tidal flow variability in the St. Lawrence fluvial estuary: Influence on tidal wave propagation / Matte P., Secretan Y., Morin J. // *Continental Shelf Research.* – 2019. – V. 174. – P.158-173. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.12.008>

Mike 11. A modeling system for Rivers and Channels: User Guide. – Mike by DHI. Denmark, 2017. – 510 pp.

Panchenko, E. Hydrodynamics of the Onega river tidal estuary as a basis for ecosystem monitoring / Panchenko E., Lebedeva S., Terskii P., Leummens M. // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* – 2019. – 263. – P. 1–6.

Panchenko, E. Hydrodynamic modelling of the Onega river tidal estuary / Panchenko E., Leummens M., Lebedeva S. // *E3S Web Conferences.* – 2020. – V.163. doi:10.1051/e3sconf/202016301008

Panchenko, E. Friction factor evaluation in tidal rivers and estuaries / Panchenko E., Alabyan A // METHODSX. – 2022. – V. 9. – P. 101669.

Prandle, D. Estuaries. Dynamics, Mixing, Sedimentation and Morphology / Prandle D. – New-York: Cambridge University Press, 2009. – 235 p.

Saint-Venant, A.J.-C.B. Théorie du mouvement non-permanent des eaux avec application aux crues des rivières et a l'introduction des marées dans leur lit / Saint-Venant A.J.-C.B. // Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris. – 1871. V. 73. – P. 148-154, 237–240.

Savenije, H.H.G. Analytical expression for tidal damping in alluvial estuaries / Savenije H.H.G. // Journal of Hydraulic Engineering-Asce. – 1998. – V. 124. – P. 615–618.

Savenije H.H.G. Salinity and Tides in Alluvial Estuaries, 2nd completely revised edition, 2012. 163 pp.

SOBEK: User Manual. – Deltares, 2019. – 932 pp.

van Rijn, L.C. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans / van Rijn L.C. – Amsterdam: Aqua Publ., 1990.

van Rijn, L.C. Tidal Phenomena in the Scheldt Estuary: Report of Project 1202016-000 / van Rijn L.C. – Deltares, 2010. – 99 pp.

Vennel, R. ADCP Measurements of Momentum Balance and Dynamic Topography in a Constricted Tidal Channel / Vennel R. // Journal of Physical Oceanography. – 2006. – 36. – P. 177–188. doi:10.1175/JPO2836.1

Приложение 1

Результаты расчета членов уравнения движения (без учета коррективов скорости) и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 04.08.2016 на

Кянде

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
06:00	-0.000003	-0.0000001	-0.000102	0.000106	0.13	16.6	0.05	0.29
06:15	-0.000005	-0.0000001	-0.000104	0.000110	0.06	7.8	0.12	1.28
06:30	-0.000004	-0.0000001	-0.000097	0.000101	0.03	4.3	0.21	0.95
06:45	-0.000007	0.0000001	-0.000062	0.000069	-0.01	-	-	-0.95
07:00	-0.000009	0.0000001	-0.000019	0.000028	-0.08	-	-	-0.20
07:15	-0.000012	0.0000002	0.000041	-0.000032	-0.18	37.1	0.03	0.06
07:30	-0.000016	0.0000003	0.000114	-0.000102	-0.29	32.1	0.03	0.08
07:45	-0.000017	0.0000004	0.000176	-0.000162	-0.45	35.5	0.03	0.06
08:00	-0.000012	0.0000001	0.000194	-0.000184	-0.60	40.5	0.03	0.05
08:15	-0.000004	-0.0000003	0.000163	-0.000156	-0.66	45.0	0.02	0.04
08:30	0.000002	-0.0000004	0.000133	-0.000131	-0.66	46.5	0.02	0.04
08:45	0.000005	-0.0000004	0.000105	-0.000107	-0.63	46.1	0.02	0.04
09:00	0.000007	-0.0000003	0.000079	-0.000083	-0.58	45.9	0.02	0.04
09:15	0.000009	-0.0000002	0.000049	-0.000056	-0.51	47.5	0.02	0.03
09:30	0.000010	-0.0000002	0.000026	-0.000034	-0.41	48.4	0.02	0.03
09:45	0.000010	-0.0000001	0.000018	-0.000027	-0.33	43.7	0.03	0.04
10:00	0.000011	-0.0000001	0.000009	-0.000019	-0.23	35.6	0.03	0.06
10:15	0.000013	-0.0000002	-0.000001	-0.000011	-0.13	26.2	0.04	0.11
10:30	0.000014	0.0000000	-0.000004	-0.000010	-0.01	2.4	0.48	0.95
10:45	0.000013	-0.0000001	-0.000004	-0.000009	0.12	-	-	-0.11
11:00	0.000010	-0.0000002	0.000000	-0.000009	0.21	-	-	-0.03
11:15	0.000006	-0.0000004	0.000002	-0.000008	0.28	-	-	-0.02
11:30	0.000002	-0.0000002	0.000000	-0.000002	0.32	-	-	-0.004
11:45	0.000001	-0.0000003	0.000001	-0.000002	0.32	-	-	-0.003
12:00	0.000001	-0.0000003	0.000002	-0.000003	0.33	-	-	-0.004
12:15	0.000001	-0.0000003	-0.000002	0.000002	0.35	184.5	0.01	0.002

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
12:30	0.000001	-0.0000003	-0.000003	0.000002	0.34	182.5	0.01	0.002
12:45	0.000003	0.0000000	-0.000008	0.000005	0.37	132.5	0.01	0.004
13:00	0.000002	0.0000002	-0.000017	0.000014	0.39	84.7	0.01	0.01
13:15	0.000001	0.0000004	-0.000022	0.000021	0.41	75.0	0.01	0.01
13:30	-0.000001	0.000001	-0.000032	0.000033	0.41	61.8	0.02	0.02
13:45	-0.000002	0.000001	-0.000041	0.000042	0.39	53.7	0.02	0.03
14:00	-0.000002	0.000001	-0.000047	0.000049	0.38	49.6	0.02	0.03
14:15	-0.000003	0.000001	-0.000054	0.000056	0.35	45.2	0.02	0.04
14:30	-0.000003	0.000001	-0.000059	0.000062	0.33	41.6	0.02	0.05
14:45	-0.000004	0.000001	-0.000065	0.000068	0.30	31.0	0.03	0.08
15:00	-0.000002	0.000001	-0.000070	0.000071	0.27	33.4	0.03	0.07
15:15	-0.000002	0.0000004	-0.000073	0.000075	0.26	32.9	0.03	0.07
15:30	-0.000003	0.0000005	-0.000076	0.000079	0.23	28.4	0.03	0.10
15:45	-0.000003	0.0000002	-0.000078	0.000081	0.21	26.1	0.04	0.12
16:00	-0.000001	0.0000003	-0.000082	0.000083	0.17	21.5	0.04	0.17
16:15	0.000000	0.0000001	-0.000084	0.000084	0.18	23.7	0.04	0.14
16:30	-0.000002	0.0000001	-0.000087	0.000089	0.17	22.2	0.04	0.16
16:45	-0.000002	0.0000001	-0.000088	0.000090	0.14	18.3	0.05	0.23
17:00	-	0.0000000	-0.000090	0.000090	0.14	18.6	0.05	0.23

Результаты расчета членов уравнения движения и коррективы скорости по данным измерений 04.08.2016 на Кянде

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>	α_0	α
06:00	-0.000009	-0.000001	-0.000102	0.000112	2.71	6.10
06:15	-0.000018	-0.0000004	-0.000104	0.000122	3.25	7.75
06:30	-0.000011	-0.000001	-0.000097	0.000109	2.75	6.22
06:45	-0.000018	0.000001	-0.000062	0.000080	2.73	6.19
07:00	-0.000026	0.000005	-0.000019	0.000040	2.73	6.18
07:15	-0.000025	0.000011	0.000041	-0.000026	2.15	4.45

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>	α_0	α
07:30	-0.000028	0.000011	0.000114	-0.000098	1.79	3.21
07:45	-0.000027	0.000009	0.000176	-0.000158	1.56	2.68
08:00	-0.000013	0.000002	0.000194	-0.000183	1.09	1.12
08:15	-0.000004	-0.000003	0.000163	-0.000156	1.03	1.11
08:30	0.000002	-0.000005	0.000133	-0.000131	1.04	1.10
08:45	0.000005	-0.000004	0.000105	-0.000106	1.04	1.10
09:00	0.000007	-0.000004	0.000079	-0.000082	1.04	1.12
09:15	0.000010	-0.000003	0.000049	-0.000056	1.04	1.12
09:30	0.000010	-0.000002	0.000026	-0.000035	1.06	1.18
09:45	0.000011	-0.000002	0.000018	-0.000027	1.08	1.23
10:00	0.000014	-0.000001	0.000009	-0.000021	1.21	1.64
10:15	0.000016	-0.0000004	-0.000001	-0.000015	1.28	1.85
10:30	0.000018	0.0000000	-0.000004	-0.000014	1.31	1.94
10:45	0.000017	-0.0000002	-0.000004	-0.000013	1.31	1.92
11:00	0.000012	-0.0000004	0.000000	-0.000011	1.23	1.69
11:15	0.000007	-0.000001	0.000002	-0.000009	1.15	1.42
11:30	0.000003	-0.0000003	0.000000	-0.000003	1.16	1.48
11:45	0.000001	-0.0000004	0.000001	-0.000002	1.12	1.35
12:00	0.000001	-0.0000005	0.000002	-0.000003	1.13	1.37
12:15	0.000001	-0.0000003	-0.000002	0.000002	1.10	1.29
12:30	0.000001	-0.0000004	-0.000003	0.000002	1.10	1.28
12:45	0.000003	0.0000000	-0.000008	0.000004	1.08	1.25
13:00	0.000003	0.0000003	-0.000017	0.000014	1.08	1.23
13:15	0.000001	0.0000005	-0.000022	0.000021	1.07	1.22
13:30	-0.000001	0.000001	-0.000032	0.000033	1.07	1.20
13:45	-0.000002	0.000001	-0.000041	0.000042	1.07	1.19
14:00	-0.000002	0.000001	-0.000047	0.000049	1.06	1.17
14:15	-0.000003	0.000001	-0.000054	0.000056	1.06	1.18
14:30	-0.000004	0.000001	-0.000059	0.000062	1.11	1.32
14:45	-0.000004	0.000001	-0.000065	0.000068	1.11	1.34
15:00	-0.000002	0.000001	-0.000070	0.000071	1.16	1.46
15:15	-0.000003	0.000001	-0.000073	0.000075	1.20	1.65
15:30	-0.000004	0.000001	-0.000076	0.000079	1.22	1.64
15:45	-0.000004	0.000000	-0.000078	0.000081	1.25	1.78

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp	α_0	α
16:00	-0.000002	0.000001	-0.000082	0.000083	1.33	1.96
16:15	0.0000004	0.0000003	-0.000084	0.000084	1.41	2.18
16:30	-0.000004	0.0000003	-0.000087	0.000090	1.70	3.09
16:45	-0.000003	0.0000002	-0.000088	0.000091	1.70	2.99
17:00	-0.000001	-0.0000001	-0.000090	0.000091	2.01	4.04

Результаты расчета членов уравнения движения и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 04.08.2016 на Кянде

Время	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp
06:00	-0.000009	-0.000001	-0.0000037	-0.0000006	-0.000101	0.000115
06:15	-0.000018	0.000000	-0.0000001	-0.0000001	-0.000102	0.000121
06:30	-0.000011	-0.000001	0.0000011	-0.0000001	-0.000104	0.000115
06:45	-0.000018	0.000001	0.0000007	0.0000000	-0.000097	0.000114
07:00	-0.000026	0.000005	0.0000029	0.0000015	-0.000062	0.000078
07:15	-0.000025	0.000011	0.0000014	0.0000061	-0.000019	0.000026
07:30	-0.000028	0.000011	0.0000211	0.0000115	0.000041	-0.000057
07:45	-0.000027	0.000009	0.0000268	0.0000222	0.000114	-0.000146
08:00	-0.000013	0.000002	0.0000039	0.0000001	0.000176	-0.000168
08:15	-0.000004	-0.000003	0.0000002	-0.0000002	0.000194	-0.000187
08:30	0.000002	-0.000005	0.0000000	-0.0000006	0.000163	-0.000159
08:45	0.000005	-0.000004	-0.0000004	-0.0000004	0.000133	-0.000134
09:00	0.000007	-0.000004	-0.0000003	-0.0000009	0.000105	-0.000108
09:15	0.000010	-0.000003	-0.0000001	-0.0000002	0.000079	-0.000086
09:30	0.000010	-0.000002	-0.0000007	-0.0000009	0.000049	-0.000056
09:45	0.000011	-0.000002	-0.0000011	-0.0000009	0.000026	-0.000034
10:00	0.000014	-0.000001	-0.0000035	-0.0000006	0.000018	-0.000027
10:15	0.000016	-0.0000004	-0.0000026	-0.0000001	0.000009	-0.000022
10:30	0.000018	0.0000000	0.0000000	0.0000000	-0.000001	-0.000017
10:45	0.000017	-0.0000002	-0.0000019	0.0000000	-0.000004	-0.000010
11:00	0.000012	-0.0000004	-0.0000011	0.0000006	-0.000004	-0.000007
11:15	0.000007	-0.0000005	-0.0000005	-0.0000001	0.000000	-0.000005
11:30	0.000003	-0.0000003	-0.0000008	-0.0000005	0.000002	-0.000003

Время	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>
11:45	0.000001	-0.0000004	-0.0000004	-0.0000008	0.000000	0.000000
12:00	0.000001	-0.0000005	-0.0000006	-0.0000004	0.000001	-0.000001
12:15	0.000001	-0.0000003	-0.0000005	-0.0000008	0.000002	-0.000001
12:30	0.000001	-0.0000004	-0.0000006	-0.0000006	-0.000002	0.000003
12:45	0.000003	0.0000000	-0.0000001	-0.0000013	-0.000003	0.000001
13:00	0.000003	0.0000003	-0.0000001	-0.0000012	-0.000008	0.000006
13:15	0.000001	0.0000005	-0.0000003	-0.0000012	-0.000017	0.000017
13:30	-0.000001	0.0000001	-0.0000003	-0.0000009	-0.000022	0.000024
13:45	-0.000002	0.0000001	0.0000000	0.0000002	-0.000032	0.000033
14:00	-0.000002	0.0000001	0.0000001	0.0000002	-0.000041	0.000042
14:15	-0.000003	0.0000001	-0.0000002	0.0000006	-0.000047	0.000049
14:30	-0.000004	0.0000001	0.0000017	0.0000017	-0.000054	0.000053
14:45	-0.000004	0.0000001	0.0000019	0.0000011	-0.000059	0.000059
15:00	-0.000002	0.0000001	0.0000000	0.0000009	-0.000065	0.000065
15:15	-0.000003	0.0000001	0.0000009	0.0000014	-0.000070	0.000069
15:30	-0.000004	0.0000001	0.0000017	0.0000005	-0.000073	0.000074
15:45	-0.000004	0.0000000	0.0000004	0.0000003	-0.000076	0.000079
16:00	-					
	0.0000017	0.0000001	0.0000007	0.0000003	-0.000078	0.000078
16:15	0.000000	0.0000003	0.0000030	0.0000001	-0.000082	0.000078
16:30	-0.000004	0.0000003	0.0000066	-0.0000002	-0.000084	0.000082
16:45	-0.000003	0.0000002	0.0000023	-0.0000006	-0.000087	0.000088
17:00	-0.000001	0.0000000	-0.0000003	-0.0000009	-0.000088	0.000090

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$C, \sqrt{m}/c$	$n, c/m^{1/3}$	λ
06:00	15.9	0.06	0.31
06:15	7.5	0.12	1.41
06:30	4.0	0.23	4.82
06:45	-	-	-37.2
07:00	-	-	-0.56
07:15	-	-	-0.05
07:30	43.0	0.02	0.04

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
07:45	37.4	0.03	0.06
08:00	42.3	0.02	0.04
08:15	41.1	0.03	0.05
08:30	42.2	0.03	0.04
08:45	41.2	0.03	0.05
09:00	40.2	0.03	0.05
09:15	38.5	0.03	0.05
09:30	38.0	0.03	0.05
09:45	39.1	0.03	0.05
10:00	30.2	0.04	0.09
10:15	19.0	0.06	0.22
10:30	1.8	0.64	24.4
10:45	-	-	-0.13
11:00	-	-	-0.03
11:15	-	-	-0.01
11:30	-	-	-0.01
11:45	-	-	-0.0001
12:00	-	-	-0.002
12:15	-	-	-0.002
12:30	160.5	0.01	0.003
12:45	261.1	0.004	0.001
13:00	129.4	0.01	0.005
13:15	83.0	0.01	0.01
13:30	72.7	0.01	0.01
13:45	60.5	0.02	0.02
14:00	53.4	0.02	0.03
14:15	48.3	0.02	0.03
14:30	44.8	0.02	0.04
14:45	33.1	0.03	0.07
15:00	34.9	0.03	0.06
15:15	34.1	0.03	0.07
15:30	29.4	0.03	0.09
15:45	26.4	0.04	0.11
16:00	22.2	0.04	0.16

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
16:15	24.6	0.04	0.13
16:30	23.2	0.04	0.15
16:45	18.5	0.05	0.23
17:00	18.6	0.05	0.23

Приложение 2

Результаты расчета членов уравнения движения (без учета коррективов скорости) и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 12.08.2017 на Кянде

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
09:00	0.000000	0.000001	-0.000015	0.000014	0.22	49.4	0.02	0.03
09:15	-0.000003	0.000002	-0.000013	0.000015	0.21	47.7	0.02	0.03
09:30	-0.000016	-0.000001	0.000000	0.000017	0.17	35.7	0.03	0.06
09:45	-0.000023	0.000001	0.000038	-0.000015	-0.07	15.5	0.07	0.33
10:00	-0.000017	0.000003	0.000025	-0.000011	-0.24	58.8	0.02	0.02
10:15	-0.000011	0.000006	0.000048	-0.000043	-0.37	44.0	0.02	0.04
10:30	-0.000002	0.000006	0.000046	-0.000050	-0.44	45.7	0.02	0.04
10:45	0.000003	0.000004	0.000029	-0.000037	-0.41	49.3	0.02	0.03
11:00	0.000003	0.000003	0.000026	-0.000032	-0.38	45.7	0.02	0.04
11:15	0.000004	0.000002	0.000020	-0.000026	-0.35	46.3	0.02	0.04
11:30	0.000006	0.000001	0.000014	-0.000021	-0.30	43.0	0.03	0.04
11:45	0.000009	0.000001	0.000004	-0.000014	-0.24	41.5	0.03	0.05
12:00	0.000012	0.000003	-0.000006	-0.000007	-0.13	34.3	0.03	0.07
12:15	0.000013	0.000000	-0.000013	-0.000001	-0.02	14.8	0.08	0.36
12:30	0.000011	-0.000001	-0.000013	0.000001	0.10	57.2	0.02	0.02
12:45	0.000007	-0.000001	-0.000006	0.000000	0.18	-	-	-0.002
13:00	0.000003	0.000001	0.000000	-0.000003	0.22	-	-	-0.01
13:15	0.000002	0.000004	-0.000013	0.000010	0.23	48.7	0.02	0.03
13:30	0.000003	0.000004	-0.000013	0.000009	0.25	54.5	0.02	0.03
13:45	0.000004	0.000001	-0.000019	0.000014	0.28	49.8	0.02	0.03
14:00	0.000003	0.000001	-0.000019	0.000015	0.32	55.4	0.02	0.03
14:15	0.000002	0.000001	-0.000013	0.000010	0.33	72.2	0.02	0.02
14:30	0.000002	0.000002	-0.000025	0.000022	0.35	51.6	0.02	0.03
14:45	0.000002	0.000002	-0.000019	0.000016	0.36	64.6	0.02	0.02
15:00	0.000002	0.000002	-0.000025	0.000021	0.37	57.2	0.02	0.02
15:15	0.000001	0.000002	-0.000031	0.000028	0.39	52.4	0.02	0.03

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
15:30	0.000000	0.000002	-0.000032	0.000030	0.39	51.7	0.02	0.03
15:45	-0.000001	0.000003	-0.000033	0.000031	0.39	52.1	0.02	0.03
16:00	-0.000002	0.000002	-0.000034	0.000034	0.38	48.4	0.02	0.03
16:15	-0.000002	0.000003	-0.000033	0.000033	0.36	47.8	0.02	0.03
16:30	-0.000002	0.000002	-0.000029	0.000029	0.34	49.2	0.02	0.03

Результаты расчета членов уравнения движения и коррективы скорости по данным измерений 12.08.2017 на Кянде

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{\alpha u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>	α_0	α
09:00	0.0000001	0.000001	-0.000015	0.000014	1.24	1.74
09:15	-0.000003	0.000000	-0.000013	0.000015	1.20	1.59
09:30	-0.000026	-0.000002	0.000000	0.000028	1.58	2.74
09:45	-0.000028	0.000001	0.000038	-0.000010	1.21	1.62
10:00	-0.000024	0.000008	0.000025	-0.000009	1.41	2.23
10:15	-0.000012	0.000007	0.000048	-0.000043	1.06	1.18
10:30	-0.000002	0.000007	0.000046	-0.000051	1.03	1.08
10:45	0.000003	0.000005	0.000029	-0.000037	1.03	1.10
11:00	0.000004	0.000004	0.000026	-0.000033	1.04	1.11
11:15	0.000005	0.000002	0.000020	-0.000027	1.03	1.10
11:30	0.000007	0.000001	0.000014	-0.000022	1.05	1.15
11:45	0.000010	0.000001	0.000004	-0.000015	1.09	1.27
12:00	0.000018	0.000001	-0.000006	-0.000012	1.41	2.21
12:15	0.000015	0.000000	-0.000013	-0.000003	1.16	1.43
12:30	0.000016	-0.0000002	-0.000013	-0.000004	1.44	2.34
12:45	0.000008	-0.0000001	-0.000006	-0.000001	1.14	1.37
13:00	0.000003	0.0000002	0.000000	-0.000003	1.12	1.36
13:15	0.000002	0.000001	-0.000013	0.000010	1.10	1.31
13:30	0.000003	0.000001	-0.000013	0.000009	1.09	1.27
13:45	0.000004	0.000001	-0.000019	0.000014	1.09	1.26
14:00	0.000003	0.000001	-0.000019	0.000015	1.07	1.21

	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp	α_0	α
14:15	0.000002	0.000001	-0.000013	0.000009	1.07	1.22
14:30	0.000002	0.000002	-0.000025	0.000021	1.05	1.14
14:45	0.000002	0.000002	-0.000019	0.000015	1.04	1.13
15:00	0.000002	0.000002	-0.000025	0.000021	1.03	1.08
15:15	0.000001	0.000003	-0.000031	0.000028	1.03	1.08
15:30	0.000000	0.000002	-0.000032	0.000030	1.02	1.07
15:45	-0.000001	0.000003	-0.000033	0.000031	1.02	1.07
16:00	-0.000002	0.000003	-0.000034	0.000034	1.03	1.08
16:15	-0.000002	0.000003	-0.000033	0.000033	1.02	1.07
16:30	-0.000002	0.000003	-0.000029	0.000029	1.03	1.08

Результаты расчета членов уравнения движения и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 12.08.2017 на Кянде

Время	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp
09:00	0.0000001	0.0000011	0.0000030	0.0000035	-0.000015	0.000007
09:15	-0.0000032	0.0000003	0.0000029	0.0000024	-0.000013	0.000010
09:30	-0.0000256	-0.0000008	0.0000041	-0.0000018	0.000000	0.000024
09:45	-0.0000282	0.0000006	0.0000009	-0.0000002	0.000038	-0.000011
10:00	-0.0000240	0.0000070	0.0000106	0.0000073	0.000025	-0.000026
10:15	-0.0000115	0.0000062	0.0000015	0.0000019	0.000048	-0.000046
10:30	-0.0000023	0.0000061	-0.0000001	-0.0000002	0.000046	-0.000050
10:45	0.0000034	0.0000045	-0.0000002	-0.0000001	0.000029	-0.000037
11:00	0.0000036	0.0000036	-0.0000004	-0.0000002	0.000026	-0.000032
11:15	0.0000045	0.0000019	0.0000001	-0.0000002	0.000020	-0.000026
11:30	0.0000067	0.0000013	-0.0000001	-0.0000002	0.000014	-0.000021
11:45	0.0000103	0.0000006	-0.0000016	-0.0000006	0.000004	-0.000013
12:00	0.0000175	0.0000007	-0.0000053	0.0000013	-0.000006	-0.000008
12:15	0.0000153	0.0000000	0.0000000	0.0000000	-0.000013	-0.000003
12:30	0.0000164	-0.0000002	-0.0000035	-0.0000007	-0.000013	0.000000
12:45	0.0000075	-0.0000001	-0.0000005	0.0000003	-0.000006	-0.000001
13:00	0.0000033	0.0000002	-0.0000004	0.0000008	0.000000	-0.000004
13:15	0.0000024	0.0000005	-0.0000004	0.0000008	-0.000013	0.000009

	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp
13:30	0.0000029	0.0000006	-0.0000004	0.0000010	-0.000013	0.000008
13:45	0.0000039	0.0000010	0.0000000	0.0000008	-0.000019	0.000013
14:00	0.0000028	0.0000012	-0.0000003	0.0000011	-0.000019	0.000014
14:15	0.0000017	0.0000014	-0.0000005	0.0000009	-0.000013	0.000009
14:30	0.0000018	0.0000018	-0.0000006	0.0000009	-0.000025	0.000021
14:45	0.0000016	0.0000020	-0.0000006	0.0000004	-0.000019	0.000015
15:00	0.0000017	0.0000022	-0.0000002	0.0000003	-0.000025	0.000021
15:15	0.0000008	0.0000025	-0.0000001	-0.0000002	-0.000031	0.000028
15:30	0.0000002	0.0000024	0.0000000	0.0000000	-0.000032	0.000030
15:45	-0.0000007	0.0000030	-0.0000001	-0.0000001	-0.000033	0.000031
16:00	-0.0000019	0.0000025	0.0000000	0.0000001	-0.000034	0.000034
16:15	-0.0000021	0.0000027	0.0000001	-0.0000002	-0.000033	0.000033
16:30	-0.0000020	0.0000026	0.0000001	0.0000001	-0.000029	0.000029

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$C, \sqrt{m}/c$	$n, c/m^{1/3}$	λ
09:00	69.0	0.02	0.02
09:15	57.8	0.02	0.02
09:30	29.9	0.04	0.09
09:45	18.4	0.06	0.23
10:00	39.0	0.03	0.05
10:15	42.5	0.03	0.04
10:30	45.9	0.02	0.04
10:45	49.3	0.02	0.03
11:00	45.8	0.02	0.04
11:15	46.2	0.02	0.04
11:30	42.8	0.03	0.04
11:45	43.5	0.03	0.04
12:00	30.9	0.04	0.08
12:15	7.4	0.16	1.43
12:30	98.8	0.01	0.01
12:45	-	-	-0.01
13:00	-	-	-0.02

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
13:15	50.6	0.02	0.03
13:30	57.7	0.02	0.02
13:45	52.2	0.02	0.03
14:00	57.6	0.02	0.02
14:15	75.1	0.02	0.01
14:30	52.4	0.02	0.03
14:45	64.9	0.02	0.02
15:00	57.7	0.02	0.02
15:15	52.3	0.02	0.03
15:30	51.8	0.02	0.03
15:45	52.0	0.02	0.03
16:00	48.6	0.02	0.03
16:15	47.8	0.02	0.03
16:30	49.4	0.02	0.03

Приложение 3

Результаты расчета членов уравнения движения (без учета коррективов скорости) и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 14.08.2018 на

Сёмже

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
12:30	-0.000012	-0.000002	-0.000555	0.000570	0.40	17.8	0.06	0.25
12:45	-0.000029	-0.000006	-0.000559	0.000594	0.18	7.0	0.14	1.58
13:00	-0.000057	0.000005	0.000153	-0.000101	-0.12	10.9	0.09	0.66
13:15	-0.000052	0.000041	0.000401	-0.000389	-0.83	33.3	0.03	0.07
13:30	-0.000014	0.000033	0.000309	-0.000329	-1.04	38.8	0.03	0.05
13:45	0.000003	0.000013	0.000280	-0.000296	-1.07	37.9	0.03	0.05
14:00	0.000012	0.000004	0.000163	-0.000178	-0.99	41.6	0.03	0.05
14:15	0.000014	0.000004	0.000147	-0.000165	-0.86	35.1	0.04	0.06
14:30	0.000012	-0.000002	0.000104	-0.000114	-0.75	35.2	0.04	0.06
14:45	0.000009	0.000001	0.000083	-0.000093	-0.65	32.7	0.04	0.07
15:00	0.000011	-0.0000005	0.000061	-0.000071	-0.58	32.7	0.04	0.07
15:15	0.000014	0.000001	0.000044	-0.000058	-0.46	28.2	0.05	0.10
15:30	0.000011	0.0000004	0.000027	-0.000038	-0.34	25.7	0.05	0.12
15:45	0.000013	0.0000003	0.000020	-0.000033	-0.26	21.0	0.06	0.18
16:00	0.000023	-0.0000005	-0.000007	-0.000015	-0.11	13.7	0.09	0.42
16:15	0.000028	0.000001	-0.000026	-0.000003	0.14	-	-	-0.06
16:30	0.000019	0.000004	-0.000041	0.000018	0.38	42.5	0.03	0.04
16:45	0.000009	0.000005	-0.000053	0.000039	0.48	37.3	0.03	0.06
17:00	0.000007	0.000006	-0.000056	0.000043	0.53	41.3	0.03	0.05
17:15	0.000007	0.000007	-0.000073	0.000059	0.59	40.3	0.03	0.05
17:30	0.000006	0.000006	-0.000100	0.000089	0.65	37.2	0.03	0.06
17:45	0.000004	0.000006	-0.000124	0.000114	0.69	36.1	0.03	0.06
18:00	0.000005	0.000007	-0.000171	0.000159	0.72	32.7	0.04	0.07
18:15	0.000004	0.000006	-0.000175	0.000165	0.78	37.1	0.03	0.06
18:30	0.000000	0.000009	-0.000208	0.000199	0.80	36.2	0.03	0.06
18:45	-0.000001	0.000010	-0.000222	0.000213	0.79	36.8	0.03	0.06

Время	Члены уравнения движения				u, м/с	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$\frac{1}{g} \frac{\partial u}{\partial t}$	$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>		C, \sqrt{m}/c	n, $c/m^{1/3}$	λ
19:00	-0.000002	0.000008	-0.000230	0.000225	0.78	38.3	0.03	0.05
19:15	-0.000003	0.000008	-0.000248	0.000243	0.75	35.3	0.03	0.06
19:30	0.000001	0.000011	-0.000286	0.000273	0.73	34.0	0.03	0.07
19:45	0.000002	0.000012	-0.000307	0.000293	0.78	40.0	0.03	0.05
20:00	-0.000002	0.000018	-0.000344	0.000329	0.77	36.5	0.03	0.06
20:15	-0.000003	0.000018	-0.000373	0.000358	0.74	34.9	0.03	0.06
20:30	-0.000006	0.000018	-0.000390	0.000378	0.72	34.6	0.03	0.07

Результаты расчета членов уравнения движения и коррективы скорости по данным измерений 14.08.2018 на Сёмже

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	<i>Imp</i>	α_0	α
12:15	0.0000004	0.0000009	-0.000556	0.000546	1.09	1.25
12:30	-0.000013	-0.000002	-0.000555	0.000571	1.08	1.25
12:45	-0.000032	-0.000007	-0.000559	0.000598	1.08	1.22
13:00	-0.000060	0.000005	0.000153	-0.000098	1.06	1.18
13:15	-0.000055	0.000046	0.000401	-0.000393	1.05	1.14
13:30	-0.000014	0.000036	0.000309	-0.000332	1.03	1.09
13:45	0.000003	0.000014	0.000280	-0.000297	1.03	1.10
14:00	0.000012	0.000004	0.000163	-0.000179	1.04	1.13
14:15	0.000015	0.000005	0.000147	-0.000167	1.07	1.22
14:30	0.000013	-0.000003	0.000104	-0.000114	1.08	1.26
14:45	0.000010	0.000001	0.000083	-0.000094	1.10	1.30
15:00	0.000012	-0.000001	0.000061	-0.000072	1.12	1.37
15:15	0.000015	0.000001	0.000044	-0.000060	1.13	1.39
15:30	0.000013	0.000001	0.000027	-0.000040	1.14	1.43
15:45	0.000015	0.0000004	0.000020	-0.000035	1.18	1.54
16:00	0.000027	-0.000001	-0.000007	-0.000019	1.16	1.49
16:15	0.000032	0.000001	-0.000026	-0.000007	1.14	1.40
16:30	0.000021	0.000005	-0.000041	0.000015	1.12	1.37
16:45	0.000009	0.000007	-0.000053	0.000037	1.07	1.20

Время	Члены уравнения движения				Коррективы скорости	
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp	α_0	α
17:00	0.000007	0.000007	-0.000056	0.000041	1.08	1.24
17:15	0.000007	0.000009	-0.000073	0.000057	1.08	1.23
17:30	0.000006	0.000007	-0.000100	0.000087	1.08	1.24
17:45	0.000004	0.000007	-0.000124	0.000113	1.08	1.23
18:00	0.000006	0.000008	-0.000171	0.000157	1.06	1.18
18:15	0.000005	0.000007	-0.000175	0.000163	1.06	1.18
18:30	0.000000	0.000010	-0.000208	0.000197	1.05	1.15
18:45	-0.000001	0.000011	-0.000222	0.000212	1.04	1.12
19:00	-0.000002	0.000009	-0.000230	0.000224	1.04	1.13
19:15	-0.000003	0.000009	-0.000248	0.000242	1.05	1.15
19:30	0.000001	0.000013	-0.000286	0.000271	1.03	1.11
19:45	0.000002	0.000014	-0.000307	0.000291	1.06	1.19
20:00	-0.000002	0.000019	-0.000344	0.000327	1.03	1.09
20:15	-0.000003	0.000021	-0.000373	0.000356	1.05	1.15
20:30	-0.000006	0.000020	-0.000390	0.000376	1.04	1.10

Результаты расчета членов уравнения движения и коэффициентов гидравлического сопротивления по данным измерений 14.08.2018 на Сёмже

Время	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp
12:15	0.0000004	0.0000089	-0.0000002	0.0000014	-0.000556	0.000545
12:30	-0.0000134	-0.0000017	-0.0000001	0.0000017	-0.000555	0.000569
12:45	-0.0000315	-0.0000054	-0.0000001	-0.0000002	-0.000559	0.000597
13:00	-0.0000602	0.0000153	0.0000003	0.0000000	0.000153	-0.000109
13:15	-0.0000547	0.0000323	0.0000023	-0.0000023	0.000401	-0.000379
13:30	-0.0000141	0.0000330	0.0000008	0.0000089	0.000309	-0.000338
13:45	0.0000029	0.0000132	-0.0000014	-0.0000008	0.000280	-0.000294
14:00	0.0000121	0.0000042	-0.0000023	-0.0000067	0.000163	-0.000170
14:15	0.0000148	0.0000050	-0.0000027	-0.0000035	0.000147	-0.000161
14:30	0.0000133	-0.0000030	-0.0000018	-0.0000105	0.000104	-0.000102
14:45	0.0000103	0.0000009	-0.0000001	-0.0000023	0.000083	-0.000091
15:00	0.0000119	-0.0000006	-0.0000011	-0.0000088	0.000061	-0.000062

Время	Члены уравнения движения					
	$\frac{\alpha_0 \partial u}{g \partial t}$	$\frac{\alpha u \partial u}{g \partial x}$	$\frac{u \partial \alpha_0}{g \partial t}$	$\frac{u^2 \partial \alpha}{g \partial x}$	$\frac{\partial z}{\partial x}$	Imp
15:15	0.0000154	0.0000008	-0.0000015	-0.0000004	0.000044	-0.000058
15:30	0.0000127	0.0000006	-0.0000002	-0.0000005	0.000027	-0.000040
15:45	0.0000153	0.0000003	-0.0000007	0.0000000	0.000020	-0.000035
16:00	0.0000265	-0.0000004	-0.0000002	0.0000003	-0.000007	-0.000019
16:15	0.0000315	0.0000013	-0.0000011	0.0000001	-0.000026	-0.000006
16:30	0.0000213	0.0000041	-0.0000025	-0.0000014	-0.000041	0.000020
16:45	0.0000094	0.0000062	0.0000001	0.0000033	-0.000053	0.000034
17:00	0.0000072	0.0000071	0.0000010	0.0000037	-0.000056	0.000037
17:15	0.0000071	0.0000088	0.0000005	0.0000078	-0.000073	0.000048
17:30	0.0000060	0.0000071	-0.0000011	0.0000093	-0.000100	0.000079
17:45	0.0000044	0.0000071	-0.0000006	0.0000102	-0.000124	0.000103
18:00	0.0000055	0.0000085	-0.0000005	0.0000085	-0.000171	0.000149
18:15	0.0000046	0.0000067	-0.0000009	0.0000070	-0.000175	0.000157
18:30	0.0000004	0.0000100	-0.0000004	0.0000043	-0.000208	0.000193
18:45	-0.0000009	0.0000107	-0.0000006	0.0000031	-0.000222	0.000209
19:00	-0.0000022	0.0000085	-0.0000003	0.0000012	-0.000230	0.000223
19:15	-0.0000031	0.0000089	0.0000013	0.0000065	-0.000248	0.000234
19:30	0.0000015	0.0000133	-0.0000004	0.0000012	-0.000286	0.000270
19:45	0.0000024	0.0000133	-0.0000003	0.0000125	-0.000307	0.000279
20:00	-0.0000021	0.0000188	-0.0000002	-0.0000015	-0.000344	0.000329
20:15	-0.0000031	0.0000206	-0.0000010	0.0000076	-0.000373	0.000349
20:30	-0.0000060	0.0000192	0.0000008	-0.0000008	-0.000390	0.000377

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$C, \sqrt{m}/c$	$n, c/m^{1/3}$	λ
12:15	18.0	0.05	0.24
12:30	17.8	0.06	0.25
12:45	7.0	0.14	1.59
13:00	10.5	0.10	0.71
13:15	33.7	0.03	0.07
13:30	38.3	0.03	0.05
13:45	38.0	0.03	0.05
14:00	42.6	0.03	0.04

Время	Коэффициенты гидравлического сопротивления		
	$C, \sqrt{M}/c$	$n, c/M^{1/3}$	λ
14:15	35.6	0.03	0.06
14:30	37.2	0.03	0.06
14:45	32.9	0.04	0.07
15:00	34.9	0.04	0.06
15:15	28.2	0.05	0.10
15:30	25.3	0.05	0.12
15:45	20.5	0.06	0.19
16:00	12.2	0.11	0.53
16:15	-	-	-0.11
16:30	41.2	0.03	0.05
16:45	39.9	0.03	0.05
17:00	44.8	0.03	0.04
17:15	44.4	0.03	0.04
17:30	39.5	0.03	0.05
17:45	38.0	0.03	0.05
18:00	33.8	0.04	0.07
18:15	37.9	0.03	0.05
18:30	36.7	0.03	0.06
18:45	37.1	0.03	0.06
19:00	38.5	0.03	0.05
19:15	36.0	0.03	0.06
19:30	34.1	0.03	0.07
19:45	41.0	0.03	0.05
20:00	36.5	0.03	0.06
20:15	35.4	0.03	0.06
20:30	34.6	0.03	0.07

Приложение 4

Рассчитанные значения коэффициентов гидравлического сопротивления Дарси-Вейсбаха

λ и возможные ошибки расчета ε_λ

Кянда 2016 г.			Кянда 2017 г.			Сёмжа 2018 г.		
время	λ	ε_λ	время	λ	ε_λ	время	λ	ε_λ
06:00	0.29	0.05	09:00	0.03	0.004	12:30	0.25	0.005
06:15	1.28	0.30	09:15	0.03	0.005	12:45	1.58	0.044
06:30	4.23	1.37	09:30	0.06	0.008	13:00	0.66	0.034
06:45	-22.5	15.2	09:45	0.33	0.06	13:15	0.07	0.001
07:00	-0.20	0.11	10:00	0.02	0.003	13:30	0.05	0.001
07:15	0.06	0.03	10:15	0.04	0.002	13:45	0.05	0.001
07:30	0.08	0.01	10:30	0.04	0.002	14:00	0.05	0.001
07:45	0.06	0.01	10:45	0.03	0.002	14:15	0.06	0.001
08:00	0.05	0.004	11:00	0.04	0.002	14:30	0.06	0.001
08:15	0.04	0.004	11:15	0.04	0.003	14:45	0.07	0.002
08:30	0.04	0.004	11:30	0.04	0.004	15:00	0.07	0.002
08:45	0.04	0.01	11:45	0.05	0.006	15:15	0.10	0.004
09:00	0.04	0.01	12:00	0.07	0.02	15:30	0.12	0.007
09:15	0.03	0.01	12:15	0.36	0.84	15:45	0.18	0.013
09:30	0.03	0.01	12:30	0.02	0.03	16:00	0.42	0.064
09:45	0.04	0.02	12:45	-0.002	0.009	16:15	-0.06	0.036
10:00	0.06	0.05	13:00	-0.01	0.006	16:30	0.04	0.005
10:15	0.11	0.14	13:15	0.03	0.006	16:45	0.06	0.003
10:30	13.9	26.3	13:30	0.03	0.005	17:00	0.05	0.002
10:45	-0.11	0.18	13:45	0.03	0.004	17:15	0.05	0.002
11:00	-0.03	0.05	14:00	0.03	0.003	17:30	0.06	0.002
11:15	-0.02	0.03	14:15	0.02	0.003	17:45	0.06	0.001
11:30	-0.004	0.02	14:30	0.03	0.003	18:00	0.07	0.001
11:45	-0.003	0.02	14:45	0.02	0.002	18:15	0.06	0.001
12:00	-0.004	0.02	15:00	0.02	0.002	18:30	0.06	0.001
12:15	0.002	0.02	15:15	0.03	0.002	18:45	0.06	0.001
12:30	0.002	0.02	15:30	0.03	0.002	19:00	0.05	0.001
12:45	0.004	0.01	15:45	0.03	0.002	19:15	0.06	0.001
13:00	0.01	0.01	16:00	0.03	0.002	19:30	0.07	0.001
13:15	0.01	0.01	16:15	0.03	0.002	19:45	0.05	0.001
13:30	0.02	0.01	16:30	0.03	0.002	20:00	0.06	0.001

Кянда 2016 г.			Кянда 2017 г.			Сёмжа 2018 г.		
время	λ	ε_λ	время	λ	ε_λ	время	λ	ε_λ
13:45	0.03	0.01				20:15	0.06	0.001
14:00	0.03	0.01				20:30	0.07	0.001
14:15	0.04	0.01						
14:30	0.05	0.01						
14:45	0.08	0.02						
15:00	0.07	0.02						
15:15	0.07	0.02						
15:30	0.10	0.02						
15:45	0.12	0.02						
16:00	0.17	0.04						
16:15	0.14	0.03						
16:30	0.16	0.03						
16:45	0.23	0.05						
17:00	0.23	0.05						