

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ВОДНЫХ ПРОБЛЕМ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Федорова Татьяна Александровна

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СПРЯМЛЕНИЯ РЕЧНЫХ ИЗЛУЧИН

Специальность 1.6.16 Гидрология суши, водные ресурсы, гидрохимия

Диссертация на соискание ученой степени кандидата технических наук

Научный руководитель
д.т.н. В.В. Беликов

Москва – 2024

СОДЕРЖАНИЕ

СОДЕРЖАНИЕ	2
Введение	3
1. Речные излуины, их развитие и спрямление	8
1.1 Место меандрирования в типизации речных русел и русловых процессов.....	8
1.2 Морфологические элементы и морфометрические показатели речных излуин при их спрямлении	14
1.3 Особенности динамики потока и рельефа дна на излуинах	17
2. Программный комплекс <i>STREAM 2D CUDA</i> как инструмент решения задачи о спрямлении излуины.....	24
2.1 Математическая основа программного комплекса <i>STREAM 2D CUDA</i>	24
2.2 Верификация модели по данным физического моделирования	31
2.3 Сопоставление возможностей <i>STREAM 2D CUDA</i> с аналогичными программными комплексами	36
3. Ретроспективное моделирование спрямления излуины реки Пёза у с. Бычье.....	41
3.1 Постановка задачи для ретроспективного моделирования.....	41
3.2 Объект моделирования.....	43
3.3 Полевые работы для получения дополнительных данных	46
3.4 Технология моделирования.....	51
3.5 Результаты ретроспективного моделирования.....	55
4. Сценарное моделирование развития излуин в нижнем течении реки Урал.....	86
4.1 Постановка задачи для сценарного моделирования	86
4.2 Объект моделирования.....	90
4.2.1 Гидрологический режим реки Урал	90
4.2.2 Морфодинамика русла.....	93
4.3 Технология сценарного моделирования	96
4.3.1 Построение расчетной сетки	96
4.3.2 Цифровая модель рельефа	97
4.3.3 Гидрологические данные	98
4.3.4 Литологические данные.....	99
4.3.5 Калибровка и верификация модели.....	99
4.4 Результаты моделирования	101
4.4.1 Скоростное поле потока	101
4.4.2 Русловые деформации	102
Список литературы.....	113

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы. Меандрирование – естественный процесс развития речного русла, проявляющийся в его горизонтальных деформациях. Плановое смещение динамической оси руслового потока происходит большей частью времени за счет того, что вогнутые берега на излучинах размываются и отступают, а противоположные (выпуклые) берега нарастают за счет аккумуляции наносов. Со временем аккумулятивные формы у выпуклых берегов зарастают и прилегают к шпорам излучины, превращаясь в сегменты низкой молодой поймы. В зависимости от соотношения гидродинамических факторов и геологических условий территории речные излучины могут принимать различные плановые очертания и развиваться по различным сценариям. При этом прорыв шейки излучины может произойти либо в результате постепенного сближения размываемых вогнутых берегов в ее верхнем и нижнем крыле, либо в результате образования и развития прорыва (спрямляющей протоки), прорезающей шейку излучины, еще не достигшей петлеобразной формы (так называемое «незавершенное меандрирование»).

Спрявление излучины всегда является «стрессовым событием», которое может повлечь за собой изменение направленности и темпов русловых деформаций на смежных участках реки. При активном хозяйственном использовании реки и прилегающей к ее берегам территории такой «стресс» может оказаться источником серьезного риска для населенных пунктов, а также промышленных и инфраструктурных объектов.

Прогноз русловых деформаций обычно выполняется посредством сопоставления разновременных карт, аэрофото- и космических снимков. При этом принимается допущение об «инерционности» русловых деформаций – то есть предполагается, что темпы наблюдаемых смещений меандрирующего русла будут сохраняться и в будущем. Такой подход вполне оправдан при прорыве излучины в результате смыкания подмываемых берегов с учетом эмпирических зависимостей для корректировки темпов их размыва при изменении плановой кривизны русла. Однако, прогнозирование прорыва излучины, не достигшей предельной кривизны, в рамках традиционного подхода является непростой задачей, требующей специальных знаний, опыта и интуиции. Оценка последствий такого «стресса» и перестройки русла на нижележащем участке также выходит за рамки традиционного подхода.

На современном этапе альтернативным подходом к прогнозу русловых деформаций может стать численное гидродинамическое моделирование, основанное на совместном решении уравнений движения воды и наносов в деформируемом русле.

Степень разработанности темы исследований. Современные численные модели русловых деформаций основаны на дифференциальных уравнениях движения водного потока (уравнения Сен-Венана, уравнения мелкой воды) и уравнений, описывающих эрозию, транспорт

и аккумуляцию руслообразующих наносов («уравнение деформации»). Блоки русловых деформаций, реализованные в таких широко известных гидродинамических моделях как серии *DELFT*, *MIKE*, *TELEMAC* и др. ориентированы скорее на расчеты вертикальных деформаций – эрозии дна и аккумуляции наносов в пределах русла. Специальные модели, ориентированные на деформации меандрирующего русла, дополнительно решают задачу об устойчивости надводного или подводного берегового откоса [Mosselman, 1998; Darby et al., 2002; Bosa et al., 2018; Crosato, 2008; Lai et al., 2012; Motta et al., 2012; Kasvi et al., 2015; Asahi et al., 2016; Deng et al., 2019; Farrel et al., 2018; Rousseau et al., 2017; Jang, Shimizu, 2005; Duan, Julien, 2010; Zhao et al., 2021]. Такие модели вполне реалистично воспроизводят зарождение меандрирования относительно прямолинейных русел, их расширения за счет размыва берегов с последующим плавным отступанием вогнутых берегов на излучинах. В то же время они не предназначены для воспроизведения «незавершенного меандрирования» и пока еще весьма ограниченно подходят для практического применения в инженерных расчетах.

Таким образом, наименее разработанным блоком современных моделей русло-пойменных потоков с размываемым ложем является описание условий и механизма прорыва излучины. Эмпирически установлено, что излучины чаще прорываются при прохождении высоких половодий, когда на затопленной пойме продолжительное время проходят водные потоки значительной мощности. В многолетнем плане это связывают с наличием максимумов руслоформирующей активности речного потока при затопленной пойме [Маккавеев, 1955; Чалов, 1976; Чалов и др., 1998; Чернов, 2009, Leopold et al, 1964].

Ввиду того, что образование спрямляющих проток определяется широким спектром природных и антропогенных факторов, в настоящее время говорить о возможности его прогноза следует с большой осторожностью. При этом в инженерном масштабе времени, ключевым моментом являются прогнозы гидрографа высокого половодья или паводка, которые в свою очередь базируются на результатах метеорологических прогнозов. Таким образом, в настоящее время уместнее говорить скорее не о прогнозе прорыва излучины, а об упреждающем моделировании этого процесса при определенных сочетаниях факторов, ему способствующих.

Моделирование русловых деформаций позволяет перейти к многовариантному прогнозу, когда для различных сценариев изменения водности реки и ее гидрологического режима предвычислялись бы возможные варианты развития речного русла и возможные темпы его деформаций на различных участках. При этом также возможен учет техногенного изменения и обустройства речных пойм, включая разные варианты берегоукрепления.

Такому сценарному моделированию должен предшествовать этап ретроспективного моделирования - воспроизведения события, произошедшего ранее при известном сочетании определяющих факторов. Применительно к моделированию развития речного русла фактической

основой для калибровки и верификации модели являются одновременные геоизображения – топографические и навигационные карты, аэрофото- и космические снимки.

Данная концепция моделирования с использованием программного комплекса *STREAM 2D CUDA* [Алексюк, Беликов, 2017] и ее предыдущих версий *RIVER 2D* и *STREAM 2D* [Беликов, Кочетков, 2013] продемонстрировала высокую эффективность при решении широкого круга практических задач, связанных с наводнениями, транспортным использованием рек, проектированием застройки пойменных территорий, регенерацией русловых карьеров и расчетов техногенных паводков, вызванных разрушением грунтовых плотин.

Цель работы - разработка методики описания спрямления речных излучин в процессе незавершенного меандрирования с помощью численной гидродинамической модели, тестирование методики по данным наземного и спутникового мониторинга и исследование возможностей применения разработанных подходов для прогноза развития спрямляющей протоки.

Для достижения поставленной цели с помощью модели *STREAM 2D CUDA* решались следующие **задачи**:

1. Исследование чувствительности численного решения к размеру ячеек расчетной сетки, оценка оптимального соотношения размера ячеек сетки и геометрического размера моделируемого водного объекта. Оптимизация технологии построения расчетных сеток на реальные объекты;
2. Уточнение параметризации транспорта наносов по данным лабораторных экспериментов, воспроизводящих процесс самоотмостки при размыве смеси грунтов различной крупности;
3. Проведение полевых наблюдений и анализ данных спутникового зондирования земной поверхности, для задания параметров и верификации модели спрямления излучины на примере реального события;
4. Моделирование физических механизмов и процесса формирования спрямляющих протоков при линейной и попятной эрозии на излучинах рек Пёза и Урал.

В качестве **объектов исследования** были выбраны участки широкопойменного русла реки Пёза в Архангельской области и реки Урал на границе России и Казахстана. Оба участка этих рек характеризуются меандрирующим руслом, широкой поймой, подвижными наносами, интенсивными русловыми деформациями и рядом нерешенных практических задач, связанных с безопасностью жизнедеятельности на их берегах и рациональным использованием прибрежных территорий. Отдельные блоки модели отрабатывались при воспроизведении лабораторных экспериментов (опыты А.Л. Зуйкова по исследованию перелива через водослив Крампа [Зуйков,

2016], опыты В.С. Кнороза по изучению процесса самоотмостки при размыве смеси грунтов различной крупности [Кнороз, 1962]).

Метод исследования – численное гидродинамическое моделирование. Основным инструментом моделирования являлся программный комплекс *STREAM 2D CUDA* [Алексюк, Беликов, 2017].

Методология исследований состоит в разработке моделей конкретных участков рек, калибровки и верификации моделей на основе лабораторных и натурных данных и их последующем использовании для ретроспективного и сценарного моделирования.

Научная новизна работы состоит в первом опыте применения численной гидродинамической модели для воспроизведения и прогнозирования процессов формирования спрямляющей протоки при незавершенном меандрировании, включая процессы прорыва излучин, линейной попятной эрозии поверхности шейки излучины, а также заиления и отмирания прорванных излучин.

Защищаемые положения

1. Разработанная технология и практические приемы применения программного комплекса *STREAM 2D CUDA* позволяет решать прикладные задачи, связанные с моделированием неблагоприятных и опасных русловых деформаций на меандрирующих реках.
2. Впервые выполнено численное ретроспективное моделирование прорыва реальной излучины на равнинной реке за многолетний период, результаты которого хорошо согласуются с данными натурных наблюдений и дистанционного зондирования
3. Выявлена важность в процессе моделирования деформации излучин учета непрерывного изменения определяющих природных факторов (коэффициентов шероховатости, гидрографов расхода и т.п.), которые, собственно, и приводят к необратимым изменениям.
4. Численное моделирование механизма как линейной, так и попятной эрозии dna спрямляющей протоки демонстрирует определяющее влияние высоких половодий (паводков) на спрямление излучины как в историческом, так и в инженерном масштабе времени.

Степень достоверности и апробация результатов исследований. Исследование базировалось на фундаментальных законах гидродинамики, были использованы реальные натурные и экспериментальные данные о гидравлических параметрах речного потока, морфологии, морфометрии и строении речного русла на моделируемых участках. Для калибровки и верификации моделей и их отдельных блоков использовались данные лабораторных экспериментов и геоизображений, а также гидрологические данные, находящиеся в свободном доступе.

Апробация работы. Основные положения диссертации были представлены на научных и научно-практических конференциях: *4th International Conference on the Status and Future of the World's Large Rivers* (online, 2021); *EGU General Assembly* (online, 2021); Семинар НИ лаборатории эрозии почв и русловых процессов и кафедры гидрологии суши МГУ (Москва, 2021); Всероссийская научная конференция с международным участием «Научные проблемы оздоровления российских рек и пути их решения» (Нижний Новгород, 2019); *27th General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics* (Монреаль, 2019); II Всероссийский научно-практический семинар "Современные проблемы гидравлики и гидротехнического строительства" (Москва, 2019)

Публикации. По теме диссертации опубликовано 10 работ, в том числе 8 в научных изданиях, рекомендованных ВАК РФ.

Личный вклад автора. Разработка численных моделей объектов исследования - подготовка исходных данных и выполнение расчетов в среде программного комплекса *STREAM 2D CUDA*, разработка сценариев моделирования, анализ результатов. Планирование, организация и выполнение полевых исследований на реке Пёза, направленных на получение исходных данных для моделирования прорыва излучины в районе Быченского сельского поселения в Мезенском районе Архангельской области.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав и заключения. Список литературы включает в себя 103 наименования, из которых 44 на иностранных языках. Работа изложена на 124 страницах, иллюстрирована 113 рисунками и содержит 14 таблиц.

1. РЕЧНЫЕ ИЗЛУЧИНЫ, ИХ РАЗВИТИЕ И СПРЯМЛЕНИЕ

1.1 Место меандрирования в типизации речных русел и русловых процессов

Согласно постулату В. М. Лохтина «Всякая река, если рассматривать ее не на отдельных лишь пунктах, а во всем целом, образуется сочетанием трех основных, друг от друга независимых элементов, а именно: 1) многоводности, определяемой атмосферными и почвенными условиями выпадения осадков на речную область и стока их в реку из притоков, 2) ската или крутизны, обуславливаемой рельефом пересекаемой рекой местности, и 3) большей или меньшей размываемости ложа реки, соответствующей свойствам прорезываемых ее течением слоев земли. Эти три элемента определяют характер реки, придают ей те гидравлические факторы, которые мы можем наблюдать на каждом отдельном поперечном сечении» [Лохтин, 1897].

Речное русло и пойма формируются в результате взаимодействия водного потока с подстилающими горными породами. Исключительное многообразие сочетаний гидравлических параметров водного потока с геологическим строением местности, по которой они протекают, а также свойств материала, транспортируемого реками, и ландшафтных особенностей их бассейнов является причиной формирования широкого спектра морфодинамических типов речного русла – извилистых и прямолинейных, неразветвленных и многорукавных.

По признаку плановых очертаний и преобладающих горизонтальных деформаций К. И. Россинским и И. А. Кузьминым [1947, 1958] были выделены три типа речных русел: периодически расширяющиеся, меандрирующие и блуждающие. Примерно в то же время О. В. Андреев и И. А. Ярославцев [1958] применительно к проблеме проектирования мостов подразделили русла рек на меандрирующие, немеандрирующие и блуждающие. Наиболее популярная и считающаяся классической в англоязычной литературе классификация Л. Леопольда и М. Вольмана [*Leopold, Wolman, 1957*] также предусматривает различия русел на прямолинейные (*straight*), меандрирующие (*meandering*) и разветвленные (*braided*, дословно – «заплетенные»).

Считается [Чалов и др., 2004], что в отечественной литературе термин «меандрирование» применительно к извилистым руслам, состоящим из серий сопряженных друг с другом излучин, был впервые применен геоморфологом А. Н. Красновым [1897]. Сравнивая плановые очертания рек со «змееобразными извивами», он анализировал механизм их развития в зависимости от ландшафтно-геологических условий: «если река, извиваясь, вместе с тем быстро углубляет свое русло, получая все более и более высокие берега, извилины теряют возможность перемещаться, они делаются постоянными, закрепленными *eighsecnte Maander*» [1897, стр. 185].

Франкоязычная транскрипция *Maander* (аналогичная англоязычной *Meander*) соответствует греческому названию небольшой, но чрезвычайно извилистой реки в Малой Азии Μαίανδρος (Меандрос). Эта река получила всемирную известность благодаря уроженцу тех мест Страбону (рис. 1.1), который в I в. н.э. в своем классическом труде «География» (книга 12, глава 8, параграф 15) [Jones, 1917] написал, что «она настолько причудливо изгибается, что так называют всё извилистое». После перевода Географии Страбона на латинский язык, выполненного в начале XVI в. Исааком де Казобоном, название реки вошло в современные европейские языки. В настоящее время эта река находится на территории современной Турции и по-турецки называется Буюк (Большой) Мендерес (рис. 1.2).

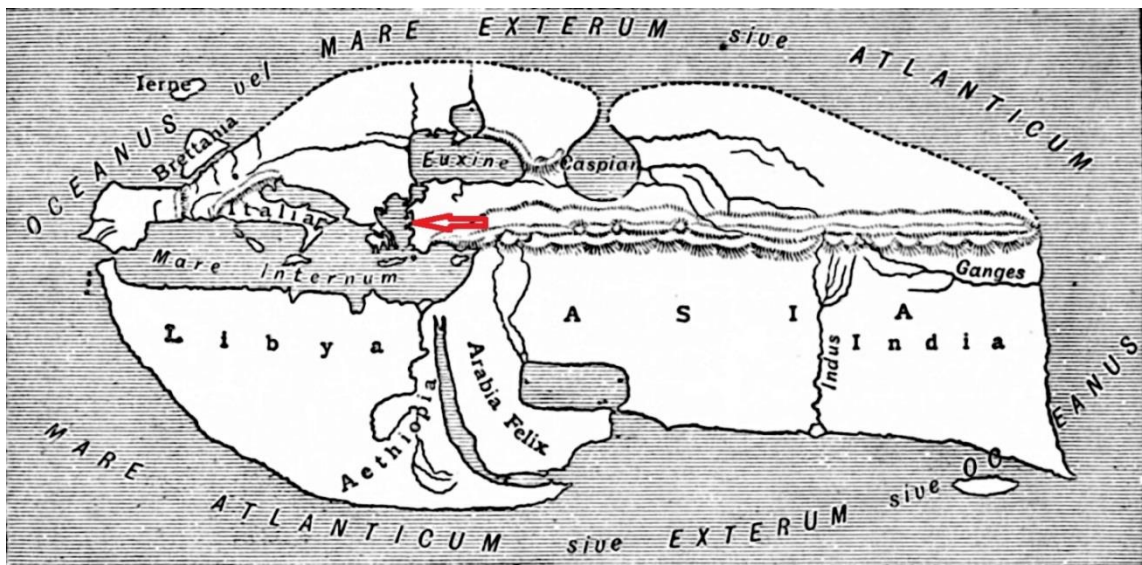


Рисунок 1.1 – Местоположение реки Μαίανδρος на карте Страбона.



Рисунок 1.2 – Река Буюк (Большой) Мендерес в Турции в районе пос. Гелинёрм и Дайылар (Яндекс-Карты)

Справедливости ради можно заметить, что Большой Мендерес является далеко не самой выдающейся рекой в смысле разнообразия причудливых извилин русла (см. рис. 1.2 и 1.3), и если бы Страбон и его современники обладали более обширными географическими познаниями, то процесс меандрирования мог бы сейчас называться как-то иначе.

По мере развития отечественной геоморфологии учения о русловых процессах термины «излучины» и «меандры» постепенно стал практически синонимами [Щукин, 1933; Маккавеев, 1955]. При этом «меандрирование» стало обозначать широкий спектр плановых деформаций извилистого русла, происходящих либо с преобладанием смещения пологих излучин вниз по днищу долины, либо с их преимущественно горизонтальным развитием с последующим прорывом перешейка и образованием прорв и стариц.



Рисунок 1.3 – Река Урал на границе России и Казахстана в районе г. Бурлин (Гугл-карты)

Развитие классификационных схем речных русел, в которых бы фигурировали речные излучины разных плановых очертаний и находящиеся на разных стадиях развития, выполнялось в отечественной литературе в основном исследователями из Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова (МГУ) [Маккавеев, 1955; Чалов, 1979; Маккавеев, Чалов, 1986] (рис. 1.4, 1.5) и Государственного гидрологического института (ГГИ) [Попов, 1956; Кондратьев и др., 1959, 1982] (рис. 1.6). Подробный анализ и сопоставление терминологических аспектов в классификационных схемах этих школ представлен в монографиях Р.С. Чалов и др. [2004] и А.В. Чернов [2009] (рис. 1.7).



Рисунок 1.4 – Морфодинамические типы речных излучин в классификации Р.С. Чалова (Чалов и др., 2004)

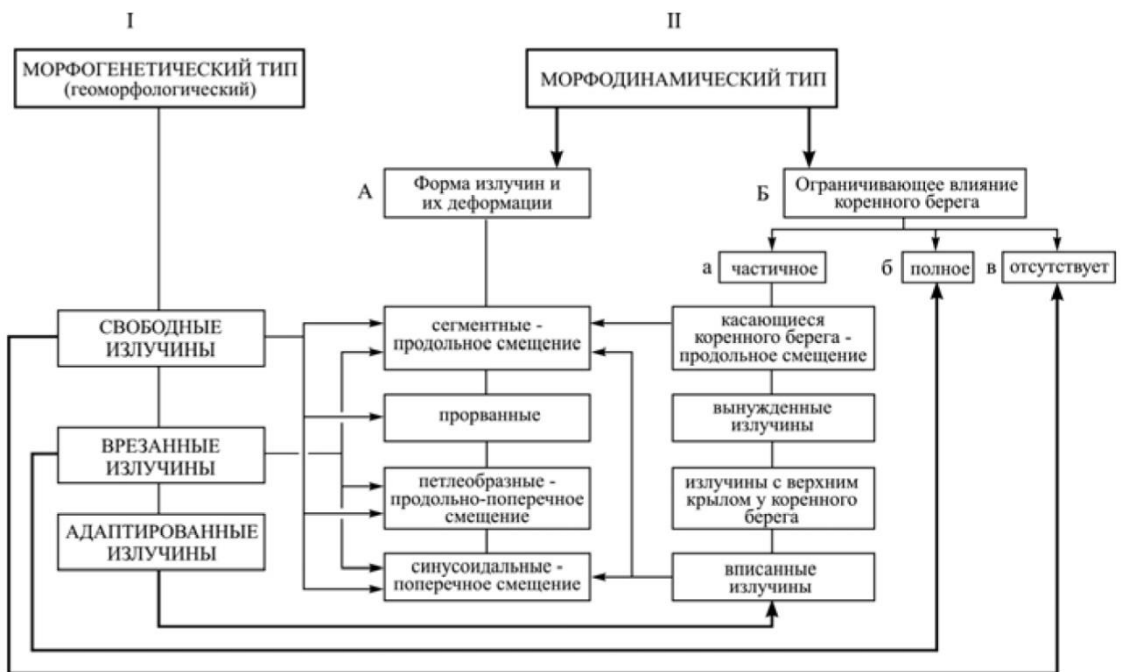


Рисунок 1.5 – Схема морфогенетической и морфодинамической классификаций речных излучин по Р.С. Чалову [Чалов и др., 1998]

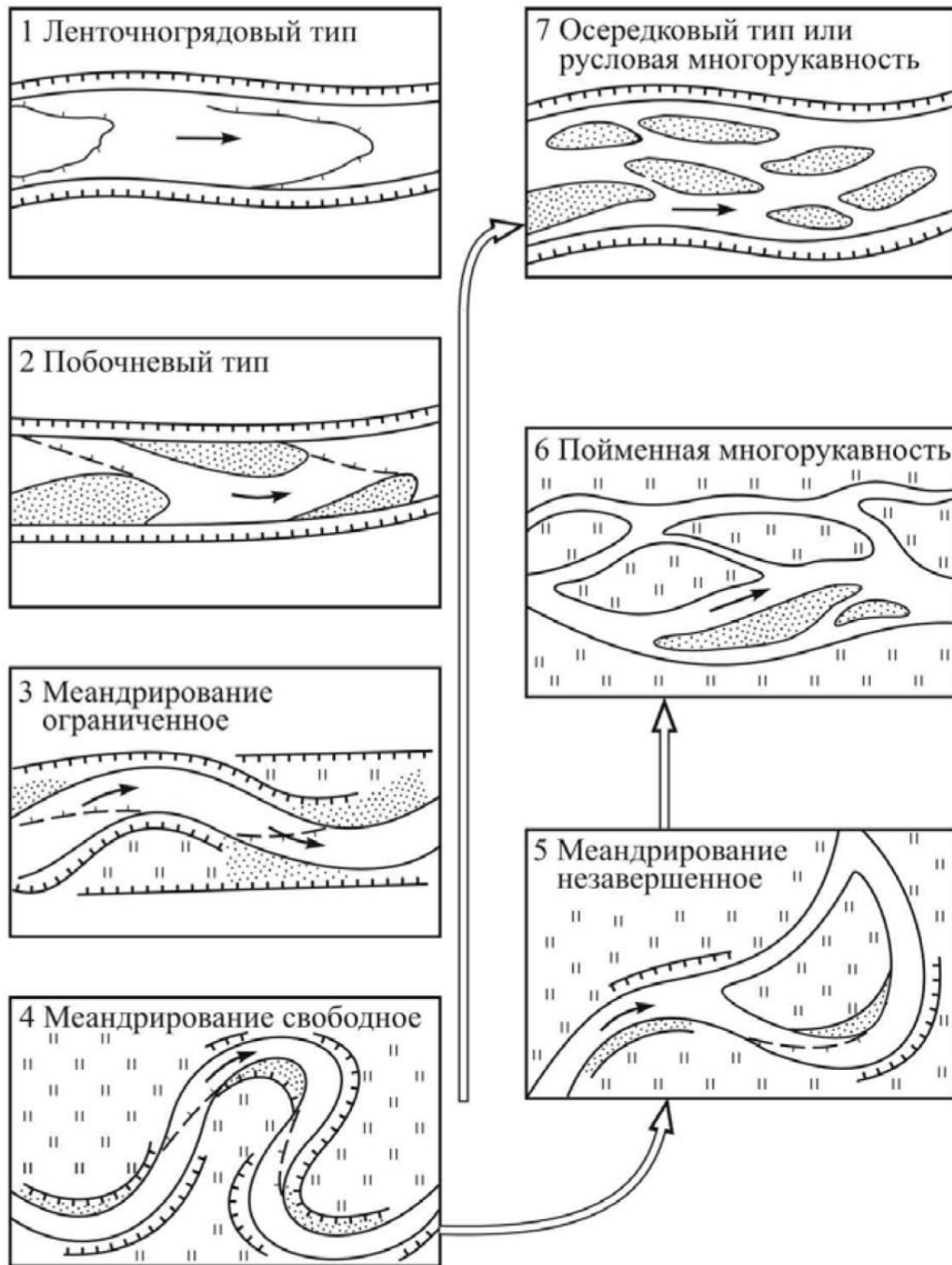


Рисунок 1.6 – Типы руслового процесса по ГГИ [Кондратьев и др., 1982]

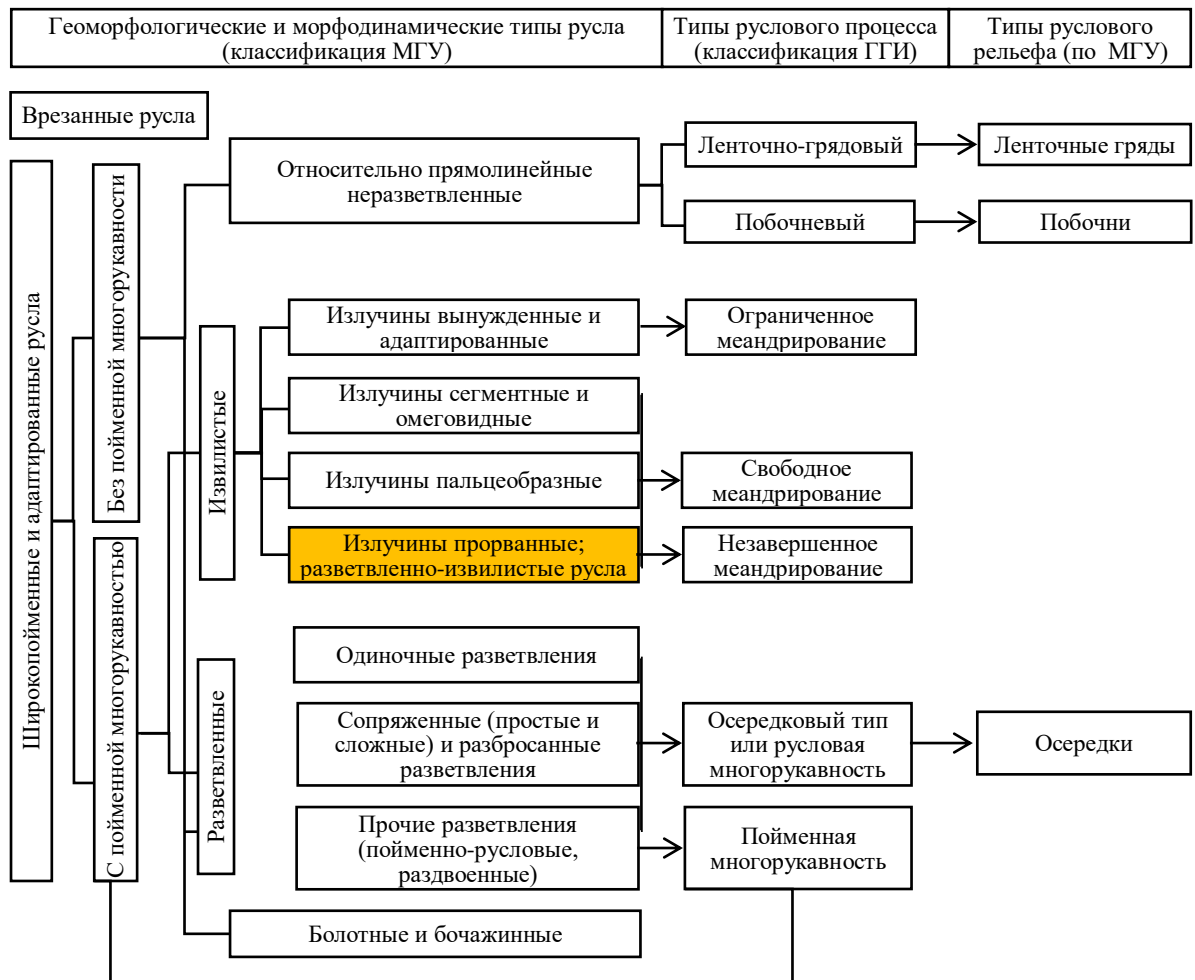


Рисунок 1.7 – Сопоставление морфодинамических типов речного русла и аккумулятивных русловых форм в классификациях Р.С. Чалова (МГУ) и ГГИ по А.В. Чернову [2009] (для равнинных рек)

Основным концептуальным различием является то, что школа ГГИ считает меандрирование «типом руслового процесса», а школа МГУ трактует понятие «русловые процессы» значительно шире, и относит извилистые (меандрирующие) русла к различным его морфодинамическим типам в зависимости от геоморфологической ситуации (врезанные и широкопойменные реки) и доминирующих процессов на различных структурных уровнях руслового рельефа. Трактовка понятия «незавершенное меандрирование» также несколько различается у представителей разных отечественных школ. Если в классификации ГГИ незавершенное меандрирование выделяется как самостоятельный «тип руслового процесса» (рис. 1.6), то в типизациях МГУ «прорванные излучины» являются одним из типов излучин извилистого русла при свободном меандрировании широкопойменных рек (рис. 1.4, 1.5). При этом на некотором участке реки могут находиться как прорванные излучины, не достигшие предельной стадии развития, так и петлеобразные излучины, прорыв которых происходит при смыкании подмываемых берегов. Таким образом термин «незавершенное меандрирование» в дальнейшем будет использоваться применительно к спрямлению излучины, не достигшей

предельной стадии своего развития, в том числе и в случаях, когда на смежных участках реки происходит свободное меандрирование, и большинство излучин может достигать петлеобразной формы.

1.2 Морфологические элементы и морфометрические показатели речных излучин при их спрямлении

Излучина (в англоязычной литературе – *river bend, meander*) представляет собой изгиб речного русла, где согласно плановому очертанию один из берегов – внешний называют «вогнутым» (*concave*), а противоположный внутренний – выпуклым (*convex*). В научной литературе к настоящему моменту не выработана согласованная методика выделения и обозначения элементов меандрирующего русла (рис. 1.8), и в дальнейшем анализе будет использоваться, главным образом, терминология МГУ [Маккавеев, 1955; Маккавеев, Чалов, 1986; Чалов и др., 1998; Чалов и др., 2004; Чернов, 2009].

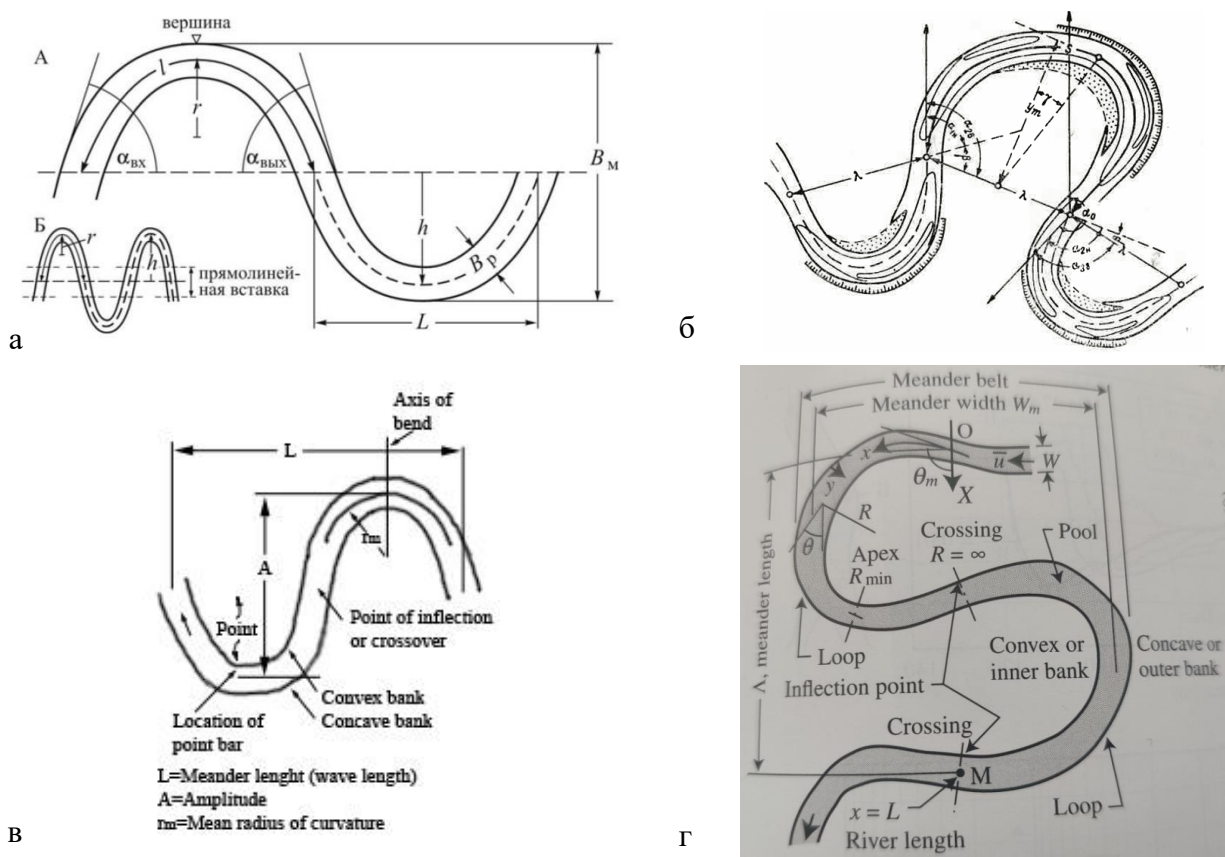


Рисунок 1.8 – Различные варианты выделения и обозначения элементов меандрирующего русла: а – по МГУ [Чалов и др., 2004]; б - по ГГИ [Учет руслового процесса..., 2009]; в – по Леополду и др. [Leopold, Wolman, Miller, 1964]; г – по Жульену [Julien, 2018]

Обычно в пределах излучины выделяют верхнее и нижнее крыло, между которыми находится ее вершина. В последовательно расположенных излучинах нижнее крыло верхней излучины плавно переходит в верхнее крыло нижней, иногда при наличии между ними

небольшого участка относительно прямолинейного русла, его называют «прямолинейной вставкой». В пределах дна долины выделяют пояс меандрирования с шириной B_m , соответствующей расстоянию между вершинами смежных излучин по ширине долины. Он формируется в результате поперечного развития излучин, их периодического спрямления и характеризует область долины, в пределах которой могут наиболее интенсивно происходить горизонтальные деформации.

Форма и размеры излучин характеризуются такими показателями как: длина излучины по оси русла l , плановый радиус кривизны r , ширина русла B , шаг излучины L (расстояние между точками перегиба на соседних излучинах), стрела прогиба h (расстояние по перпендикуляру от оси пояса меандрирования до вершины излучины). Степень развитости излучины характеризуется отношением l/L (которое на коротких участках близко по значению к коэффициенту извилистости), а также показателем r/h (формы излучины). Совокупность этих характеристик позволяет комплексно охарактеризовать плановые очертания меандрирующего русла. При детальном морфологическом исследовании она может быть дополнена величинами углов входа потока в излучину и выхода из нее: угол входа $\alpha_{вх}$, угол выхода $\alpha_{вых}$, угол разворота излучины, равный их сумме $\alpha = \alpha_{вх} + \alpha_{вых}$, а также угол сопряжения соседних излучин, равный разности углов выхода верхней излучины и входа нижней излучины. Если излучины образуют серии, следуя друг за другом, границы каждой из них определяются по точкам перегиба (смены знака кривизны русла в плане).

По мнению Н.И. Маккавеева, условием прорыва излучины являются отношения $l/L=1,58$ и $r/h<1,0$, при таких значениях транспортирующая способность потока в спрямляющей протоке становится больше, чем в старом русле, что обеспечивает ее развитие и отмирание излучины. В результате обобщения более обширного материала Р.С. Чаловым [2011] была предложена схема стадийного развития излучин (рис. 1.9), в которой диапазон возможности прорыва излучины увеличен до $1,4<l/L<1,7$.

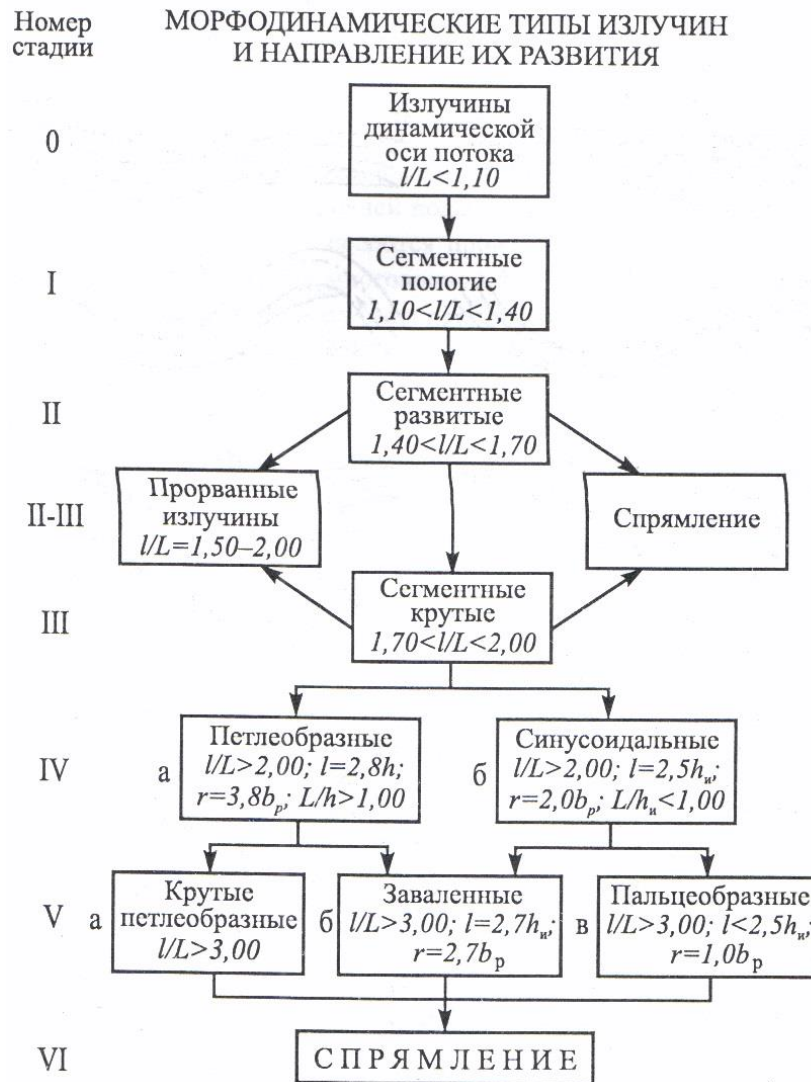


Рисунок 1.9 – Стадии развития свободных излучин по Р.С. Чалову [2011]

По его мнению, спрямление сегментной излучины возможен при значении критерия l/L лишь немногим более 1,4, «когда еще нет гидравлических предпосылок для спрямления излучины через ее шпору (руслоформирующий расход проходит в бровках поймы), речной поток может уменьшать уже невыгодную для него в гидравлическом плане степень развитости путем отчленения от выпуклого берега побочня. Особенно типично это для рек со слабоустойчивым руслом» [Чалов, 2011, стр. 160]. Аналогично происходит формирование разветвлено-извилистых русел (рис. 1.10), когда спрямление динамической оси потока происходит за счет ее перемещения в сторону выпуклого берега между островами в вершине излучины.

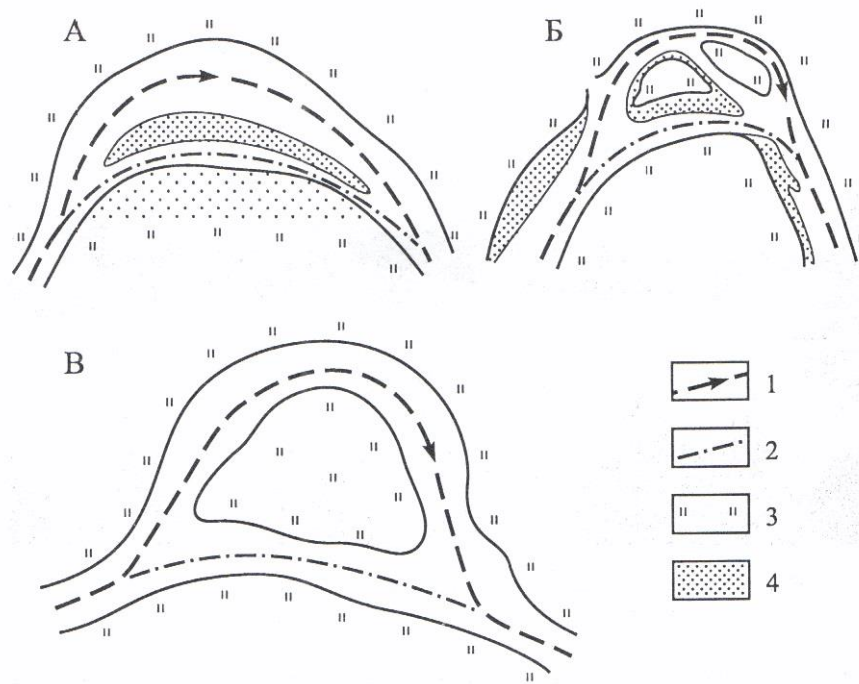


Рисунок 1.10 – Спряmlение сегментных излучин (А) и излучин разветвлено-извилистого русла (Б) и образование прорванных излучин (В). 1 – первоначальное положение динамической оси потока; 2 – ее положение после спряmlения; 3 – пойма; 4 – прирусловые отмели [Чалов, 2011].

1.3 Особенности динамики потока и рельефа дна на излучинах

Отличительными особенностями движения потока на изгибе русла является поперечный перекоc его водной поверхности из-за центробежной силы и возникающая из-за этого неравномерность скоростного поля течений. Согласно наиболее общей схеме, течение на поверхности идет от вогнутого к выпуклому берегу излучины, а у дна - наоборот, от выпуклого к вогнутому. Это определяет вынос наносов из русловой части у подмываемых вогнутых берегов с последующей аккумуляцией на нижележащих участках реки у выпуклых берегов излучин, закреплением аккумулятивных форм растительностью и их дальнейшее превращению в элементы поймы с характерной сегментно-гвивистой структурой.

Особенности движения потока на изгибе русла стали наиболее активно изучаться в конце XIX – начале XX века как в лабораторных условиях, так и на реках, главным образом в целях регулирования их русел для нужд судоходства. К концу XIX века уже были понятны основные гидродинамические черты криволинейных потоков и особенности взаимодействия потока с размываемым руслом на его изгибе.

Выполняя натурные исследования на Днепре Н.С. Лелявский [1893] описывал «сбойное» течение на плесах и «веерообразное» на перекатах. Это, по его мнению, было следствием того, что основное течение реки переходит на излучине от выпуклого берега к вогнутому, там струи опускаются ко дну и производят размыв, продукты которого переносятся на нижележащий

перекат. Поступающие таким образом в поток наносы перемещаются до следующей излучины, где аккумулируются у выпуклого берега.

Примерно в те же годы французский инженер Л. Фарж [Fargue, 1908] в результате исследования русловых процессов на р. Гаронне обратил внимание на закономерное изменение глубин по длине излучин, в результате чего им были сформулированы зависимости, получившие в последствии «законы Фаржа» [цитируется по Чалов и др., 2004, стр. 252]:

- «1. Линия наибольших глубин на излучине стремится прижаться к вогнутому берегу, тогда как у противоположного выпуклого аккумулируются наносы, образуя широкие отмели;
2. Плесовая ложина и самая мелкая часть переката сдвинуты по отношению к створам с наибольшей и наименьшей кривизной, соответственно, вниз по течению приблизительно на $\frac{1}{4}$ длины системы «плес-перекат»;
3. Плавное изменение кривизны русла сопровождается плавным изменением глубин; резкое изменение кривизны сопровождается резким изменением глубин;
4. Чем больше кривизна русла на излучине, тем больше глубина плесовой ложины;
5. При увеличении длины кривой русла (длины излучины) данной кривизны происходит сначала увеличение глубины, а затем ее уменьшение, причем для каждого участка реки существует некоторое среднее значение длины кривой, при котором глубина максимальна при данных характеристиках реки.»

Большинство сформулированных Л. Фаржем закономерностей нашли подтверждение в ходе дальнейших натурных исследований, однако при схожести основных черт (рис. 1.11) было выявлено значительные вариации в зависимости от подвижности наносов, гидрологического режима реки, степени устойчивости русла и других природных и техногенных факторов.

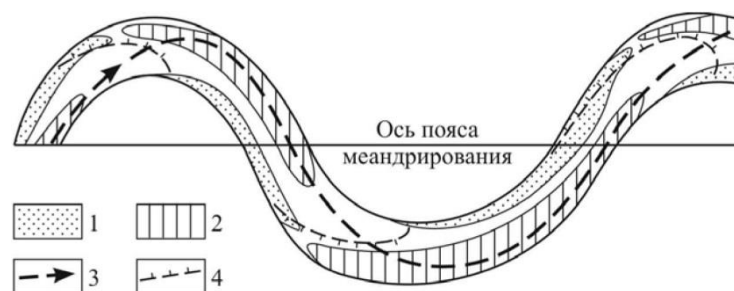


Рисунок 1.11 – Типичное расположение плесов, перекатов и прирусловых отмелей на излучинах: 1 –отмели; 2 – плесы; 3 – динамическая ось потока; 4 – подвалья перекатов [Чалов и др., 2004].

К аналогичным выводам приходили исследователи, пытавшиеся воссоздать движение русловых потоков в лабораторных условиях. Наиболее ранние эксперименты такого рода выполнялись на моделях с недеформируемым ложем [Милович, 1914; Лосиевский, 1934; Потапов, 1936; Федоров, 1954]. Анализируя полученные в ходе этих экспериментов результаты

в комплексе с собственными теоретическими построениями, лабораторными и натурными данными И.Л. Розовский [1957] сформулировал пять основных особенностей движения потока на повороте русла (цитируется по [Чалов и др., 2004]):

- «1. Возникновение поперечного уклона водной поверхности: у выпуклого берега уровень ее понижается, у вогнутого – повышается;
2. Движение поверхностных струй к вогнутому, придонных – к выпуклому берегу как следствие поперечного уклона. Ввиду неразрывности потока, наряду с радиальными составляющими появляются вертикальные составляющие скорости. В результате на основной поток накладывается вращение винтового характера, называемое поперечной циркуляцией;
3. Перераспределение скоростей течения как по вертикали, так и по ширине потока благодаря наличию поперечного уклона (по закону Бернулли в местах повышения свободной поверхности скорости должны уменьшаться, в местах понижения – увеличиваться) и поперечной циркуляции (обмен количеством движения между плановыми струями). В результате в начале закругления происходит увеличение скоростей у выпуклого берега и уменьшение их у вогнутого, ниже по течению максимум скорости постепенно передвигается к вогнутому берегу закругления;
4. Явление отжима (отрыва) потока от стенок и образование водоворотных зон при очень резком плановом искривлении;
5. Наличие дополнительных потерь энергии потока на закруглении, вызываемых увеличением неравномерности скоростей по живому сечению, удлинением пути отдельных частиц благодаря винтовому характеру движения, усилению обмена количеством движения между отдельными струйками.»

По мере совершенствования лабораторного оборудования опыты ставились более разнообразными: исследовалось движение наносов и русловые деформации [*Friedkin*, 1945; Власенко, 1966; Великанова, 1968; *Hooke*, 1975], а также взаимодействие русловых и пойменных потоков [Гончаров, 1962]. Лабораторные эксперименты В.Н. Гончарова [1962], выполненные в лотке сложной формы, имитирующей затопленную излучину при разных уровнях воды на пойме, выявили следующие особенности (рис. 1.12).

В основном русле, как и в случае незатопленной излучины, наблюдается повышение уровня у вогнутого берега и его понижение у выпуклого. Это вызывает появление местных поперечных уклонов на участках поймы, прилегающих к бровкам русла. Продольные скорости течения увеличиваются в поперечном сечении русла от вогнутого берега к выпуклому, но с увеличением глубины воды на затопленной пойме распределение скоростей выравнивается.

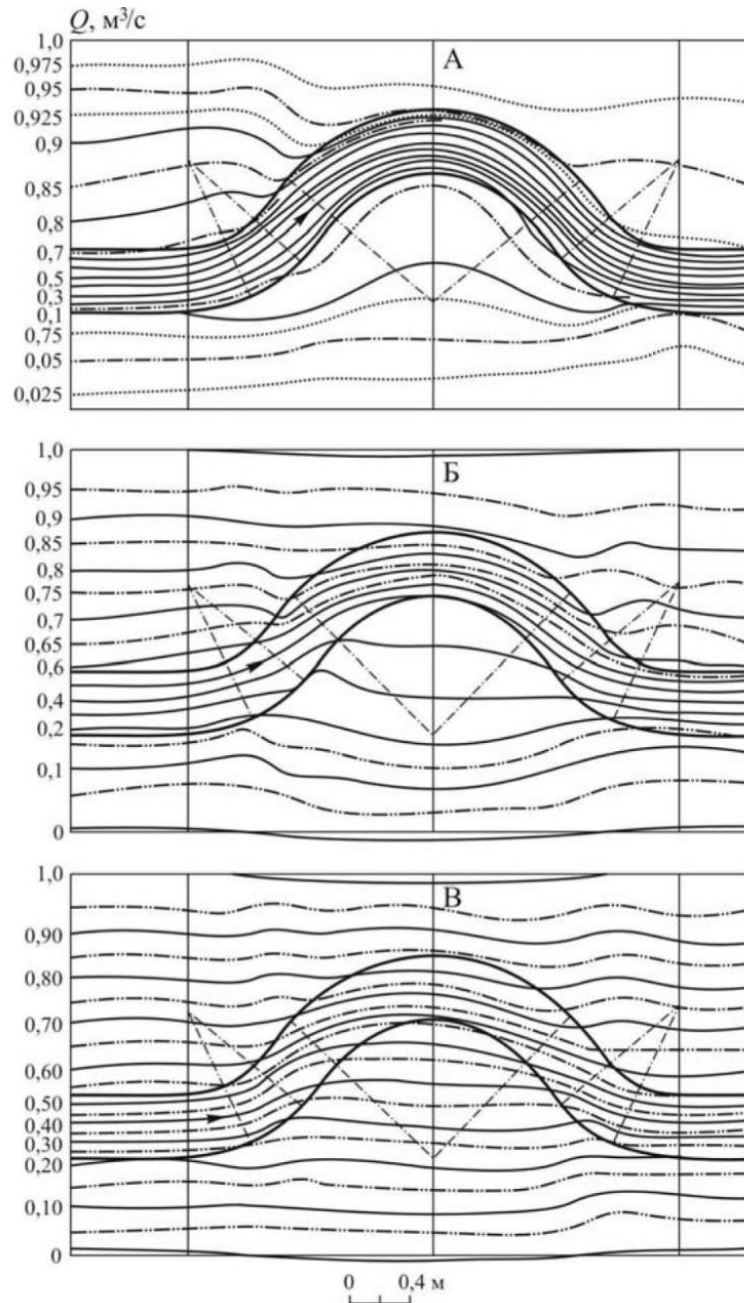


Рисунок 1.12 – Планы течения русло-пойменного потока в лотке с затопленной пологой излучиной при различных уровнях затопления поймы [Гончаров, 1962]: А – глубина в русле – 6,4 см, на пойме – 1,4 см; Б - в русле – 8,0 см, на пойме – 3,0 см; В - в русле – 9,7 см, на пойме – 4,7 см.

При незначительном наполнении поймы области значительного увеличения скоростей пойменного потока концентрируются в местах выхода воды из русла на пойму, в результате чего расход воды в русловой части потока на излучине уменьшается, а в пойменной - увеличивается вниз по течению. Так, при отношении глубины на пойме к глубине в русле, равном 1,4:6,4, на верхнем прямолинейном участке в русле проходило 74% общего расхода воды, а в нижнем крыле излучины лишь 40%. При увеличении глубины затопления поймы (отношение глубин 4,7:9,7) транзитная часть расхода, проходящая непосредственно по руслу через излучину, уменьшалась

практически до нуля за счет того, что перелив воды из русла на пойму и обратно превышал исходный расход воды в русле. Такой характер взаимодействия русловых и пойменных потоков имеет важное значение при анализе русловых деформаций меандрирующих рек в период повышенного стока.

Теоретические разработки, лабораторные эксперименты и натурные измерения к середине XX века показали, что не менее важным фактором, определяющим направленность и темпы русловых деформаций на меандрирующих реках, является возникающая на изгибе русла поперечная циркуляция [Thompson, 1876; Жуковский, 1925; Friedkin, 1945; Розовский, 1957; Hooke, 1975]. Ввиду того, что в придонных струях концентрация руслообразующих наносов значительно больше, чем в среднем по толще потока, направление движения наносов не совпадает с направлением динамической оси потока. Размыв дна и углубление русла у вогнутого берега с одновременным нарастанием побочня на противоположной стороне реки вызвано поперечной составляющей скорости придонного течения, направленной в сторону выпуклого берега (рис. 1.13, 1.14).

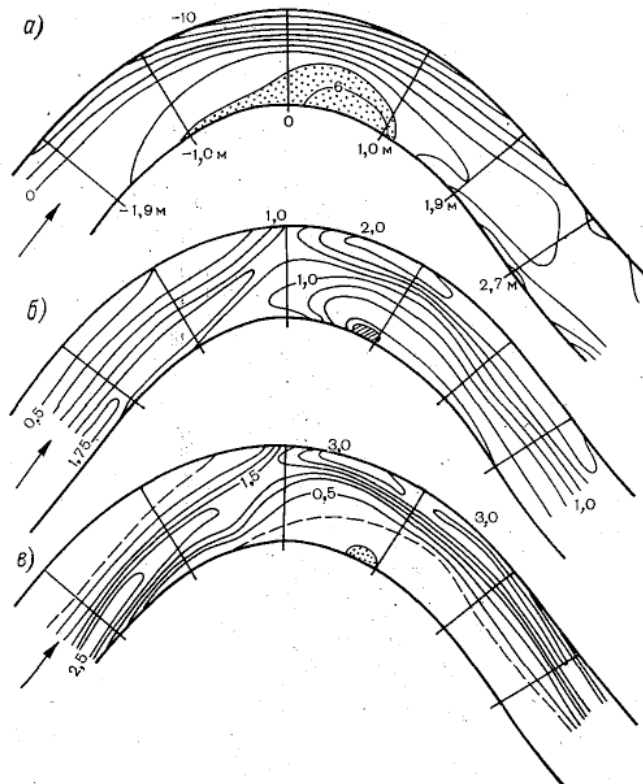


Рисунок 1.13 – Результаты лабораторных экспериментов изогнутом лотке с размываемым дном [Hooke, 1975]: а — рельеф дна, б — изолинии безразмерных касательных напряжений, в — изолинии безразмерных элементарных расходов наносов.

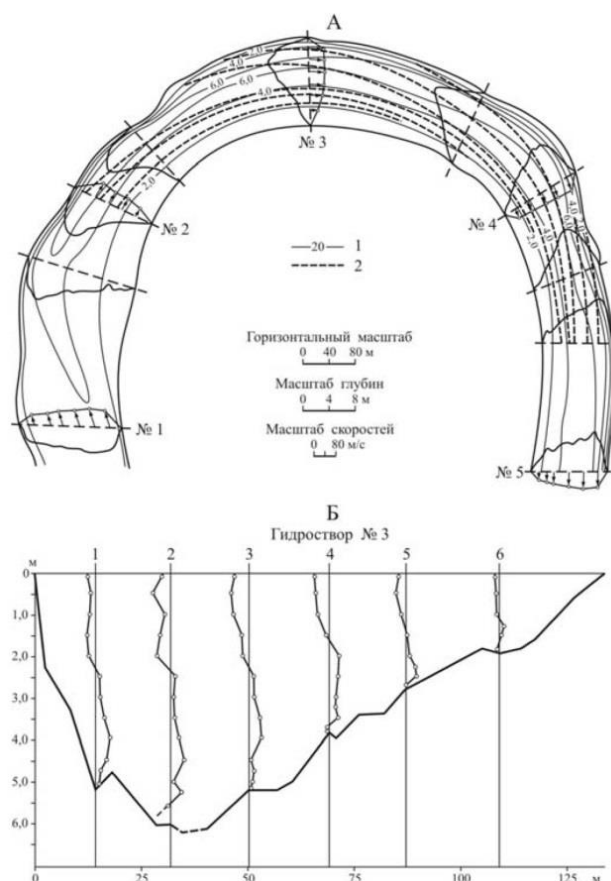


Рисунок 1.14 – Схема траекторий донных струй на излучине р. Десны с вертикальными эпюрами продольных компонент скорости течения (А) и эпюры поперечной компоненты скорости в створе на вершине излучины (Б) по измерениям И.Л.Розовского [1957].

Опыт лабораторного моделирования в комплексе с анализом натуральных измерений скорости поперечной циркуляции и траекторий движения наносов [Matthes, 1941; Friedkin, 1945; Розовский, 1957; Виноградов, 1970, 1973; Зайцев, 1979] показал, что из-за масштабных эффектов возможности физического моделирования для имитации движения русловых потоков на излучинах весьма ограничено. Соблюдение геометрического подобия потоков в лабораторных условиях без искажения масштаба возможно только для малых рек, отношения ширины русла которых к глубине не превышает одного порядка. Для крупных рек, поток которых значительно более распластан, достоверность результатов гидравлического моделирования и возможность его применения в практических целях до сих пор является весьма дискуссионным вопросом.

Альтернативной технологией исследования транспорта наносов и русловых деформаций на реках является математическое моделирование.

Выводы:

1. Прорывы излучин могут происходить при свободном меандрировании реки как за счет смыкания подмываемых берегов петлеобразной излучины, так и в результате образования спрямляющей протоки (прорвы) через шейку излучины, еще не достигшей предельной стадии своего развития («незавершенное меандрирование»).
2. Прорыву излучин, не достигших предельного развития, способствует прохождение половодий и паводков при затопленной пойме и легкая размываемость грунтов, слагающих шпору излучины.
3. В период повышенного стока наибольшую важность представляют процессы взаимодействия водного потока, проходящего по излучине в пределах затопленного русла с пойменным потоком.

2. ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС *STREAM 2D CUDA* КАК ИНСТРУМЕНТ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧИ О СПРЯМЛЕНИИ ИЗЛУЧИНЫ

2.1 Математическая основа программного комплекса *STREAM 2D CUDA*

Программный комплекс *STREAM 2D CUDA* [Алексюк, Беликов, 2017] является позднейшей версией программных комплексов *FLOOD*, *RIVER* и *STREAM 2D* [Беликов, Кочетков, 2013]. Эти комплексы продемонстрировали высокую эффективность при решении широкого круга практических задач, связанных с наводнениями, транспортным использованием рек, проектированием застройки пойменных территорий, регенерацией русловых карьеров и расчетов гидрографов паводков, возникающих при разрушении грунтовых плотин [Беликов, Алексюк, 2020; Лебедева и др., 2015; *Alabyan et al.*, 2018, *Belikov et al.*, 2010, 2019; *Krylenko, et al.*, 2018].

Программный комплекс *STREAM 2D CUDA* ориентирован на решение широкого круга гидрологических и гидродинамических задач, связанных с движением русловых и пойменных потоков, транспорта наносов и загрязнителей, русловых деформаций в условиях применимости приближения «мелкой воды», когда горизонтальные размеры расчетных ячеек на порядок и более превышают глубину потока. Применение новейших алгоритмов вычислений с использованием графических процессоров типа *NVIDIA* и технологии *Compute Unified Device Architecture (CUDA)* обеспечили существенное расширение спектра решаемых задач за счет ускорения расчета и возможности использования более густых сеток с охватом значительных территорий и акваторий.

В приближении «мелкой воды» движение жидкости может быть описано системой двумерных уравнений движения и неразрывности в декартовой системе координат при осреднении компонент скорости по вертикали, которую по аналогии с системой одномерных уравнений часто называют «двумерными уравнениями Сен-Венана» [Вольцингер, и др., 1977; Гладышев, 1968; Годунов, и др., 1976; Стокер, 1959; Куликовский, и др., 2001]:

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2 \right) + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = f_x - gh \frac{\partial b}{\partial x}, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(hv^2 + \frac{1}{2}gh^2 \right) = f_y - gh \frac{\partial b}{\partial y}, \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = 0, \quad (2.3)$$

где t – время, x , y – декартовы координаты на горизонтальной плоскости, перпендикулярной направлению действия силы тяжести; g – ускорение свободного падения; $h = h(x, y, t)$ – глубина водного потока; u и v – компоненты вектора скорости течения $u = u(x, y, t)$, осредненной по

глубине потока; $b(x, y)$ – высотные отметки рельефа дна; f_x и f_y – «фрикционные члены», которые характеризуют гидравлическое сопротивление вдоль осей x и y соответственно и могут быть рассчитаны исходя из формулы Шези-Маннинга: $f_x = \frac{gn^2u|u|}{h^{1/3}}$, $f_y = \frac{gn^2v|v|}{h^{1/3}}$, где n – коэффициент шероховатости.

Калибровочным параметром гидродинамического блока модели является коэффициент шероховатости n (коэффициент Маннинга), значения которого при решении практических задач для каждой части расчетной области могут быть подобраны исходя из наилучшего соответствия расчетных данных измеренным значениям. В первом приближении его значения могут быть назначены исходя из характера русла и поймы на моделируемом участке с использованием таблиц М.Ф. Срибного (табл. 2.1), В.Т. Чоу (табл. 2.2), И.Ф. Карасева (табл. 2.2) и т.п.

Таблица 2.1 – Значения коэффициентов шероховатости для естественных потоков (по М.Ф. Срибному, с сокращениями, цитируется по [Караушев, 1969])

№	Описание водотока	n
1	Естественные русла в весьма благоприятных условиях (чистое, прямое в плане, совершенно незасоренное земляное русло со свободным течением)	0,025
2	Русло постоянных водотоков равнинного типа преимущественно больших и средних рек в благоприятных условиях состояния ложа и течения воды	0,033
3	Сравнительно чистые русла постоянных равнинных водотоков в обычных условиях, извилистые, с некоторыми неправильностями в направлении струй, или же прямые, но с неправильностями в рельефе дна (отмели, промоины, местами камни)	0,040
4	Русла (больших и средних рек) значительно засоренные, извилистые и частично заросшие, каменистые с беспокойным течением. Периодические (ливневые и весенние) водотоки, несущие во время паводка значительное количество наносов с крупногалечным или покрытым растительностью, травой и прочим ложем. Поймы больших и средних рек, сравнительно разработанные, покрытые растительностью (травой, кустарниками)	0,050
5	Русла периодических водотоков, сильно заросшие и извилистые. Значительно заросшие, неровные, плохо разработанные поймы рек (промоины, кустарники, деревья) с наличием заводей. Порожистые участки рек. Галечно-валунные русла горного типа с неправильной поверхностью водного зеркала	0,067
6	Реки и поймы, весьма значительно заросшие (со слабым течением), с большими глубокими промоинами. Валунные, горного типа русла с бурным пенным течением с изрытой поверхностью водного зеркала (с летящими вверх брызгами воды)	0,080
7	Поймы такие же, как и предыдущей категории, но с сильно неправильным косоструйным течением, заводями и пр. Горно-водорезного типа русла с крупновалунным извилистым строением ложа, перепады ярко выражены, пенность настолько сильна, что вода, потеряв прозрачность, имеет белый цвет, шум потока доминирует над всеми остальными звуками, делает разговор затруднительным	0,100
8	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода и пр.). Поймы лесистые, с очень большими мертвыми пространствами, с местными углублениями, озерами и пр.	0,133
9	Потоки типа селевых, состоящие из грязи, камней и пр. Глухие поймы, сплошь лесные, таежного типа. Склоны бассейнов в естественном состоянии	0,200

Таблица 2.2 – Значения коэффициента шероховатости n по В.Т. Чоу [1969]

Описание водотока	n		
	мин.	норм.	макс.
1. Малые водотоки, ширина паводкового уровня меньше 100 футов (30,48 м)			
а) Равнинные:			
чистые прямолинейные с полным заполнением, без перекатов или глубоких омутов	0,025	0,03	0,033
То же, при наличии водорослей и камней	0,03	0,035	0,04
чистые извилистые, с омутами и отмели	0,033	0,04	0,045
то же, при наличии водорослей и камней	0,035	0,045	0,05
то же, при низком уровне и более неправильным уклоне и сечении	0,04	0,048	0,055
чистые извилистые, с омутами, водорослями и большим количеством камней	0,045	0,05	0,06
заросшие, с глубокими омутами при медленном движении	0,05	0,07	0,08
очень заросшие, с глубокими омутами или каналы для пропуска паводочных вод с застрявшими тяжелыми стволами и порослью	0,075	0,1	0,15
б) Водотоки с хорошим обслуживанием, без растительности, берега обычно крутые, кусты и деревья по берегам заливаются при высоком уровне воды:			
дно сложено из гравия, булыжника и редких валунов	0,03	0,04	0,05
дно сложено из булыжника с крупными валунами	0,04	0,05	0,07
2. Пойменные водотоки			
а) Пастбища без кустарника:			
низкая трава	0,025	0,03	0,035
высокая трава	0,03	0,035	0,05
б) Возделываемые площади:			
без посевов	0,02	0,03	0,04
созревшие рядовые посевы	0,025	0,035	0,045
созревшие сплошные посевы	0,03	0,04	0,05
в) Кустарники:			
отдельные кусты, обильная растительность	0,035	0,05	0,07
редкие кусты и деревья зимой	0,035	0,05	0,06
то же, летом	0,04	0,06	0,08
кустарник средней и большой густоты зимой	0,045	0,07	0,11
то же летом	0,07	0,1	0,16
г) Деревья:			
густой ивняк летом	0,11	0,15	0,2
очищенная территория с древесными пнями без поросли	0,03	0,04	0,05
то же, с развивающейся порослью	0,05	0,06	0,08
тяжелые застрявшие стволы отдельных поваленных деревьев, небольшой подлесок, уровень воды в паводок ниже ветвей	0,08	0,1	0,12
то же, но уровень воды в паводок достигает ветвей	0,1	0,12	0,16
3. Большие водотоки, ширина в паводок больше 100 футов (30,48 м); значение n меньше, чем для малых потоков в идентичных условиях, поскольку эффективное сопротивление берегов при этом меняется			
а) Однородное сечение без валунов и кустарника	0,025	-	0,06
б) Неоднородное и шероховатое сечение	0,035	-	0,10

Таблица 2.3 – Значения коэффициента шероховатости n по И.Ф. Карасеву [1980]

n	Равнинные реки	Поймы
0,020	Прямолинейные русла канализированных рек в плотных грунтах с тонким слоем илистых отложений	-
0,025	Естественные земляные русла в благоприятных условиях, чистые, прямые, со спокойным течением	Ровная чистая пойма с низкой травой без сельскохозяйственного использования
0,030	Гравийно-галечные русла в тех же условиях	Ровная пойма под пашней без посевов и пастбищем с низкой травой
0,040	Сравнительно чистые русла постоянных водотоков с некоторыми неправильностями в направлениях струй, неровностями дна и берегов и влечением донных наносов	Ровная пойма, занятая зрелыми полевыми культурами, пастбищем с высокой травой и вырубками без побегов, небольшое количество староречий и мелких просек
0,050	Значительно засоренные русла больших и средних рек, частично заросшие или каменистые, с беспокойным течением. Чистые русла периодических водотоков	Пойма, поросшая редким кустарником и деревьями (весной без листвы), изрезанная староречьями
0,065	Скалистые русла больших и средних рек. Русла периодических водотоков, засоренные и заросшие	Пойма под редким кустарником и деревьями с листвой или вырубками с развивающейся порослью
0,080	Речные русла, значительно заросшие, с промоинами и неровностями дна и берегов	Поймы, покрытые кустарником средней и большой густоты (весной без листвы)
0,100	Русла рек, сильно заросшие, загроможденные стволами деревьев и валунами	Поймы, занятые лесом при уровне ниже ветвей и кустарником средней и большой густоты с листвой
0,140	Реки болотного типа (заросли, кочки, во многих местах почти стоячая вода)	Поймы, покрытые лесом при затоплении ветвей и густым ивняком
0,200	-	Глухие, сплошь заросшие, труднопроходимые поймы таежного типа

Система уравнений (2.1) – (2.3) решается численно на гибридной нерегулярной сетке, состоящей из элементов треугольной и четырехугольной формы. При этом применяется алгоритм решения задачи о распаде гидродинамического разрыва над скачком дна [Aleksyuk, Belikov, 2017, 2019; Aleksyuk et al., 2022]. Это также позволяет обойтись без использования трехмерных моделей для описания гидродинамики прибрежных областей. Новейшая версия программного комплекса *STREAM 2D* использует технологию *CUDA (Compute Unified Device Architecture)*, задействующую для вычисления графические процессоры. Вычислительная эффективность данного метода особо актуальна при расчете взаимодействия русловых и пойменных потоков над затопленными бровками русла, что позволяет избежать чрезмерного сгущения сетки.

Процессы взаимодействия потока и русла рассматриваются в соответствии с послойной дифференциацией наносонесущего водного потока и подстилающей толщи руслообразующих

наносов с учетом всего многообразия форм и механизмов перемещения твердых частиц (рис. 2.1). Пофракционное описание взмучивания, перемещения и аккумуляции наносов позволяет моделировать самоотмостку русла – концентрацию в поверхностном слое донного грунта более крупных частиц за счет вымывания из него мелких фракций.



Рисунок 2.1 – Формы транспорта руслообразующих наносов, рассматриваемые в программном комплексе *STREAM 2D CUDA*

Транспорт наносов и деформации дна и описываются трехслойной моделью [Aleksyuk et al., 2019], в которой границы слоев описываются следующими поверхностями (рис. 2.2): $\zeta(x, y, t)$ – свободная поверхность водного потока, насыщенного взвешенными наносами; $b(x, y, t)$ – поверхность «подвижного дна», потенциально подверженного русловым деформациям; $B(x, y, t)$ – нижняя граница тонкого поверхностного слоя донных отложений, в котором происходит массообмен с наносонесущим потоком и может формироваться отмостка; $b_0(x, y)$ – поверхность «недеформируемого дна» (базальный горизонт, скала, глина). Поверхность неразмываемого дна $b_0(x, y)$ задается, а положение остальных поверхностей может изменяться на каждом шаге по времени.

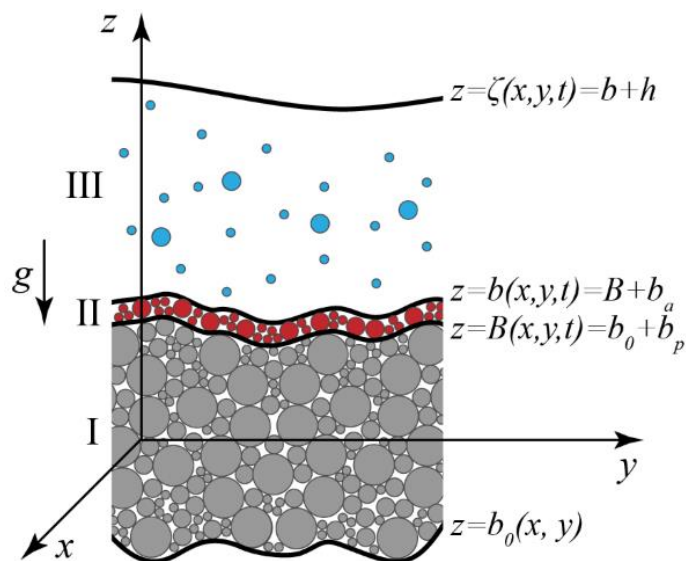


Рисунок 2.2 – Схема трехслойной модели транспорта наносов и деформаций дна

Состав взвешенных наносов и донных отложений (влекомых наносов) в каждом слое задается пофракционно [Aleksuyk et al., 2018], каждой фракции соответствуют объемные концентрации S_I^f , S_{II}^f и S_{III}^f , где $f = 1, \dots, N$ – номер фракции. В начале расчета принимается, что фракции влекомых наносов равномерно перемешаны. Толщина II слоя определяется по формуле

$$b_a = \begin{cases} \max(k_D D_{50}^{\max}, k_U (|u| - U_N^{\max})^2), & \text{если } |u| \geq U_N^{\max} \\ k_D D_{50}^{\max}, & \text{если } |u| < U_N^{\max} \end{cases} \quad (2.4)$$

где D_{50}^{\max} – диаметр частиц наиболее крупной фракции обеспеченностью 50%; U_N^{\max} – несдвигающая скорость для этих частиц, k_D , k_U – коэффициенты. Второе условие ($|u| < U_N^{\max}$) соответствует ситуации, когда самая крупная фракция неподвижна, и толщина движущегося слоя определяется средним диаметром частиц наиболее крупной фракции. Это позволяет моделировать самоотмостку русла.

Мелкие фракции слоя II могут взмучиваться до тех пор, пока их концентрация в слое не сократится до нуля. Однако при этом в нижележащем слое I мелкие фракции остаются, так как процессу их взмучивания будет препятствовать слой II, в котором останутся более крупные частицы.

При больших скоростях течения ($|u| > U_N^{\max}$) реализуется зависимость толщины слоя II от величины касательного напряжения на его поверхности, которая принимается пропорционально квадрату разности фактической и несдвигающей скорости потока для наиболее крупной фракции $k_U (|u| - U_N^{\max})^2$.

Несдвигающая скорость, при которой частицы наносов начинают движение, для каждой фракции определяется по формуле Гончарова, которая была модифицирована для обеспечения возможности вычислений при h , стремящейся к нулю [Aleksuyk et al., 2019] (под знаком логарифма в числителе к глубине h добавлен диаметр частиц 90% обеспеченности D_{90}^f):

$$U_N^f = \lg \left[8.8 \left(\frac{h + D_{90}^f}{D_{90}^f} \right) \right] \sqrt{\frac{4}{7} \left(\frac{\rho_s^f}{\rho_w} - 1 \right) g D_{50}^f}, \quad (2.5)$$

где ρ_s^f – плотность частиц фракции f , ρ_w – плотность воды.

В результате взмыва или осаждения частиц на границе дна и водной толщ (слоев II и III) происходит массообмен с потоком массы, который для каждой фракции моделируется как

$$F_w^f = \frac{b_a^f}{b_a} K^f (S_{III}^f - S_H^f), \quad (2.6)$$

где S_H^f – равновесная концентрация фракции f в условиях насыщения; отношение $\frac{b_a^f}{b_a}$ соответствует вкладу фракции f в толщину слоя II; K^f – коэффициент, характеризующий интенсивность вертикального обмена наносами (массообмена) между потоком и руслом:

$$K^f = \begin{cases} [W^f - \alpha^f (0.52U_* + 0.5W^f)] \left(\frac{W^f}{U_*} - 1 \right) + W^f, & \text{если } U_* > W^f, \\ W^f, & \text{если } U_* \leq W^f. \end{cases} \quad (2.7)$$

где W^f – гидравлическая крупность частиц фракции f ; U_* – динамическая скорость течения; α^f – коэффициент, определяющий значения K^f при больших значениях U_* [Беликов, 1987].

Равновесной концентрации S_H^f рассчитывается по формуле

$$S_H^f = \begin{cases} \alpha_1^f \frac{\rho_w \lambda (|\mathbf{u}| - U_N^f)^2}{2\rho_s^f gh} \left(\frac{0.13}{\text{tg}\varphi^f} + \frac{0.01|\mathbf{u}|}{W^f} \right), & \text{при } |\mathbf{u}| > U_N^f; \\ 0, & \text{при } |\mathbf{u}| \leq U_N^f \end{cases} \quad (2.8)$$

где $\text{tg}\varphi^f$ – тангенс угла естественного откоса в воде для грунта, состоящего из частиц фракции f ; α_1^f – коэффициент, зависящий от числа Фруда [Belikov et al, 2019].

Транспорт наносов, взмыв и осаждение частиц, а также «диффузия» отметок дна [Беликов, Алексюк, 2020] описываются $2N$ (N – число фракций) уравнениями вида

$$\frac{\partial(hS_{III}^f)}{\partial t} + \frac{\partial(huS_{III}^f)}{\partial x} + \frac{\partial(hvS_{III}^f)}{\partial y} = -F_w^f, \quad (2.9)$$

$$(1-p) \frac{\partial b^f}{\partial t} = F_w^f + \frac{\partial}{\partial x} \left(D^f \frac{\partial b}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D^f \frac{\partial b}{\partial y} \right), \quad (2.10)$$

где b^f – вклад фракции f в толщины слоев I и II (суммарно).

Процесс «диффузии» дна описывают два последних члена в уравнении (2.10), при этом коэффициент диффузии D^f для каждой фракции рассчитывается по формуле

$$D^f = \frac{b_a^f}{b_a} \begin{cases} [D_1^f + D_2^f + D_3^f], & \gamma \neq 0, \\ 0, & \gamma = 0. \end{cases} \quad (2.11)$$

где γ – угол откоса.

Значения «частных» коэффициентов диффузии D_1^f , D_2^f , D_3^f определяются исходя из интенсивности трех основных физических механизмов изменения отметок дна:

1. за счет «сползания» грунта в воде (стремлению к формированию угла откоса γ , который не больше естественного φ^f):

$$D_2^f = \beta_1^f \begin{cases} \sqrt[4]{15}, & \text{tg } \gamma > 4 \text{tg } \varphi^f; \\ \sqrt[4]{\left(\frac{\text{tg } \gamma}{\text{tg } \varphi^f}\right)^2 - 1}, & \gamma > \varphi^f; \\ 0, & \gamma < \varphi^f. \end{cases} \quad (2.12)$$

2. за счет “сползания” грунта на суше (стремлению к формированию угла откоса γ , который не больше естественного φ_0^f):

$$D_3^f = \beta_2^f \begin{cases} \sqrt[4]{15}, & \text{tg } \gamma > 4 \text{tg } \varphi_0^f; \\ \sqrt[4]{\left(\frac{\text{tg } \gamma}{\text{tg } \varphi_0^f}\right)^2 - 1}, & \gamma > \varphi_0^f; \\ 0, & \text{иначе.} \end{cases} \quad (2.13)$$

Здесь β_1^f и β_2^f – эмпирические коэффициенты.

3. за счет концентрации наносов в придонном слое потока:

$$D_1^f = \beta_0^f S_B^f W^f h. \quad (2.14)$$

Придонная концентрация S_B^f фракции f вычисляется исходя из соотношения

$$S_B^f = \begin{cases} \frac{\rho_w \lambda (|\mathbf{u}| - U_N^{f*})^2}{2 \rho_s^f g h} \left(\frac{0.13}{\text{tg } \varphi^f}\right), & \text{при } |\mathbf{u}| > U_N^f; \\ 0, & \text{при } |\mathbf{u}| \leq U_N^f \end{cases} \quad (2.15)$$

где для несдвигающей скорости вводится коррекция U_N^{f*} , учитывающая фактический угол откоса:

$$U_N^{f*} = \begin{cases} U_N^f \sqrt[4]{1 - \left(\frac{\text{tg } \gamma}{\text{tg } \varphi}\right)^2}, & \text{при } |\text{tg } \gamma| < |\text{tg } \varphi^f|; \\ 0, & \text{при } |\text{tg } \gamma| \geq |\text{tg } \varphi^f|. \end{cases} \quad (2.16)$$

Когда возникает поток массы на границе I-II, концентрации S_I^f , S_{II}^f пересчитываются из условия сохранения массы.

2.2 Верификация модели по данным физического моделирования

Как было отмечено выше, вычислительная эффективность алгоритма решения задачи о распаде разрыва над скачком дна особо актуальна при расчете гидродинамического взаимодействия русловых и пойменных потоков над затопленными бровками русла, что позволяет избежать чрезмерного сгущения там расчетной сетки. В то же время, соотношение крупности ячеек сетки и геометрических размеров области моделирования в местах резкого

изменения характера течения (таких как затопленные пойменные береговые откосы) представляло собой важную задачу с точки зрения отработки технологии моделирования.

Исследование чувствительности численного решения к размеру ячеек расчетной сетки, оценка оптимального соотношения размера ячеек сетки и геометрического размера моделируемого водного объекта было выполнено исходя из результатов численного воспроизведения высокоточных экспериментов А.Л. Зуйкова [2016] в лаборатории Московского государственного строительного университета (МГСУ) с водосливом Крампа, имеющего треугольный продольный профиль и следующие геометрические размеры:

- высота гребня – 0,07 м;
- ширина гребня – 0,311 м;
- отношение высоты гребня к длине верхового откоса – 1:2;
- расстояние от начала верхового откоса до гребня – 0,120 м;
- отношение высоты гребня к длине низового откоса – 1:5;
- расстояние от гребня до конца низового откоса – 0,3 м;
- высота конструкции водослива от дна лотка – 0,01 м;
- расстояние от начала конструкции водослива до начала верхового откоса и от конца низового откоса до конца конструкции водослива – по 0,055 м.

Водослив был установлен в гидравлическом лотке *НМ162* с горизонтальным дном и размерами:

- ширина – 0,311 м;
- длина – 15,5 м;
- высота стенок – 0,45 м;
- расстояние от начала лотка до гребня водослива – 4,52 м;
- коэффициент шероховатости дна и стенок 0,009 (стекло, нержавеющая сталь, ПВХ).

В лоток подавался постоянный расход воды, и после стабилизации перелива через гребень водослива проводились не менее 100 измерения глубин в характерных точках продольного профиля, после чего рассчитывались их средние значения:

- в верхнем бьефе на расстоянии 0,44 м от гребня водослива – геометрический напор над дном лотка T ;
- на гребне водослива $h_{гр}$;
- в нижнем бьефе на расстоянии 0,49 м от гребня водослива – глубина потока в сжатом сечении h_c .

Использование высокоточных датчиков уровня позволило получать итоговые значения с точностью до 0,01 мм.

Воспроизведение лабораторных экспериментов численным моделированием с использованием программного комплекса *STREAM 2D CUDA* было выполнено для трех расчетных сеток, состоящих из четырехугольных ячеек различной крупности: 1 см (мелкая), 3 см (средняя), 12 см (крупная) (рис. 2.3). Численное моделирование выполнялось для тех же значений расходов воды, что и в лабораторных экспериментах.

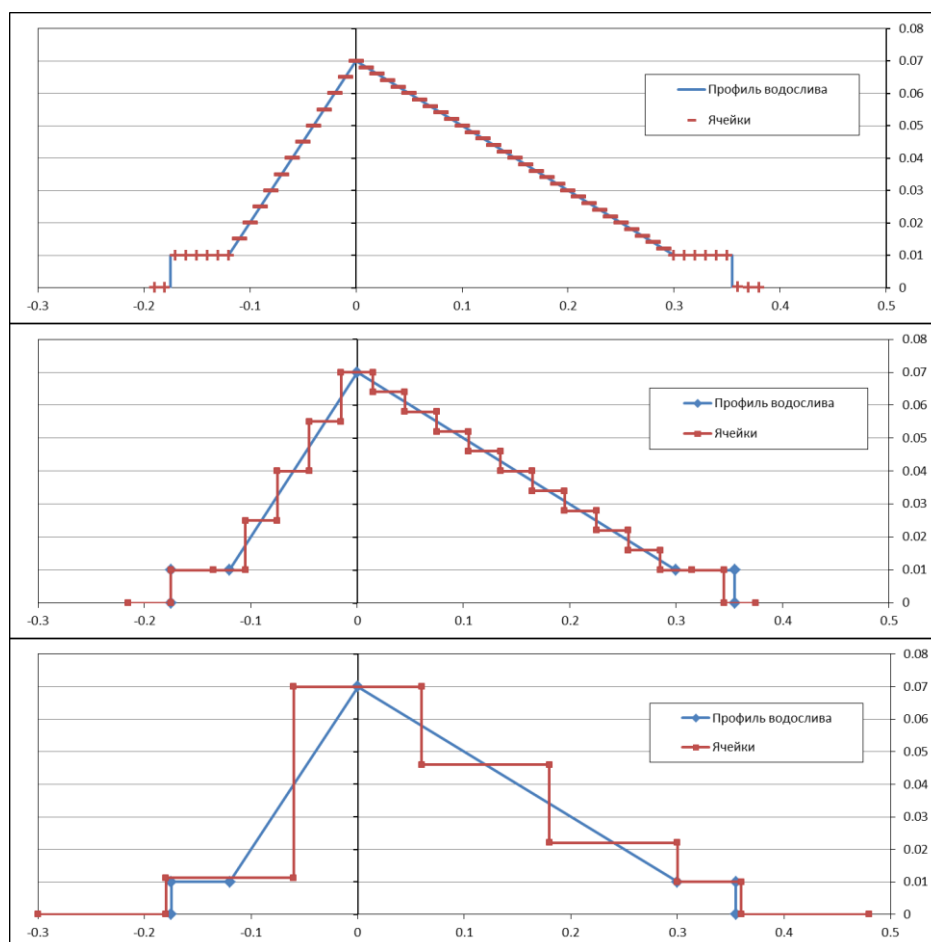


Рисунок 2.3 – Аппроксимация продольного профиля водослива Крампа в опытах А.Л. Зуйкова [2016] сетками с ячейками различной крупности [Федорова, 2020].

Сопоставление результатов моделирования на мелкой сетке с данными лабораторных измерений (табл. 2.4) показало, что при расчете глубины на гребне водослива, погрешность не превышает 1.5%, в верхнем бьефе в среднем составляет 12%, а в нижнем – 7% [Федорова и др., 2020].

Таблица 2.4 – Сопоставление результатов расчета и экспериментальных данных при моделировании водослива Крампа на сетке с крупностью ячеек 1 см [Федорова, 2020]

$Q, \text{ м}^3/\text{ч}$	Экспериментальные данные			Результаты расчета		
	$T, \text{ м}$	$h_{\text{гр}}, \text{ м}$	$h_{\text{с}}, \text{ м}$	$T, \text{ м}$	$h_{\text{гр}}, \text{ м}$	$h_{\text{с}}, \text{ м}$
5,23	0,08708	0,01372	0,00649	0,089454	0,013536	0,005007
10,11	0,09627	0,0211	0,00998	0,099985	0,020821	0,007929
15,04	0,10414	0,02722	0,0124	0,108845	0,027021	0,010777
19,95	0,11066	0,03291	0,01568	0,116644	0,032536	0,013521
25,18	0,1178	0,0383	0,0188	0,124192	0,037923	0,016357
29,87	0,12283	0,04251	0,02113	0,130469	0,04244	0,018835
35,00	0,12858	0,04736	0,02428	0,13692	0,047116	0,021483
39,98	0,13409	0,05167	0,0269	0,142847	0,051441	0,023999
44,95	0,13883	0,05565	0,02979	0,14848	0,055577	0,026458
50,17	0,14372	0,05987	0,03257	0,154146	0,05976	0,028995
54,86	0,14808	0,0633	0,03479	0,159046	0,063396	0,031236
60,12	0,15248	0,06722	0,03775	0,164351	0,067351	0,03371
64,97	0,15633	0,07086	0,0401	0,169084	0,070895	0,035956
69,92	0,16076	0,07449	0,0425	0,173777	0,074423	0,038218
75,17	0,16483	0,07776	0,04545	0,178617	0,078076	0,040585
80,17	0,16871	0,08123	0,04825	0,1831	0,081472	0,042808
85,15	0,17257	0,08426	0,05018	0,187464	0,084789	0,044999
90,15	0,17599	0,08747	0,05273	0,191744	0,088053	0,047172
95,11	0,17929	0,09079	0,05523	0,195897	0,09123	0,049303
100,30	0,183	0,09433	0,05757	0,200156	0,094497	0,051511
105,26	0,18653	0,09709	0,05998	0,204147	0,097567	0,0536
109,97	0,18953	0,10015	0,06204	0,207867	0,100436	0,055564
114,54	0,19299	0,10269	0,06424	0,21142	0,103182	0,057454

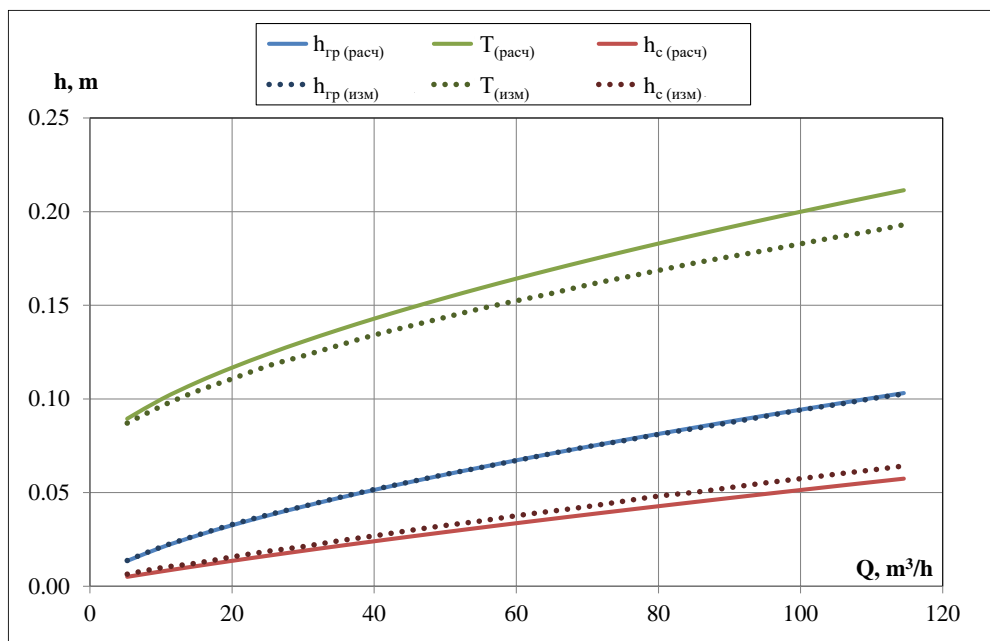


Рисунок 2.4 – График связи расхода и уровня воды для различных точек на водосливе Крампа по экспериментальным данным (пунктирные линии) и результатам расчета на сетке с крупностью ячеек 1 см (сплошные линии)

Сопоставление погрешностей расчета глубин в характерных точках, нормированные по высоте гребня водослива $\Delta h/H_{пл}$ для сеток различной крупности (рис. 2.5) показывает, что сгущение с 3 до 1 см практически не приводит к снижению точности моделирования, а ее разрежение до 12 см приводит лишь к незначительному увеличению ошибки только для глубины на гребне водослива [Vail'eva et al., 2019]. При этом весь верховой откос водослива умещается в одном ряде ячеек (см. рис. 2.3).

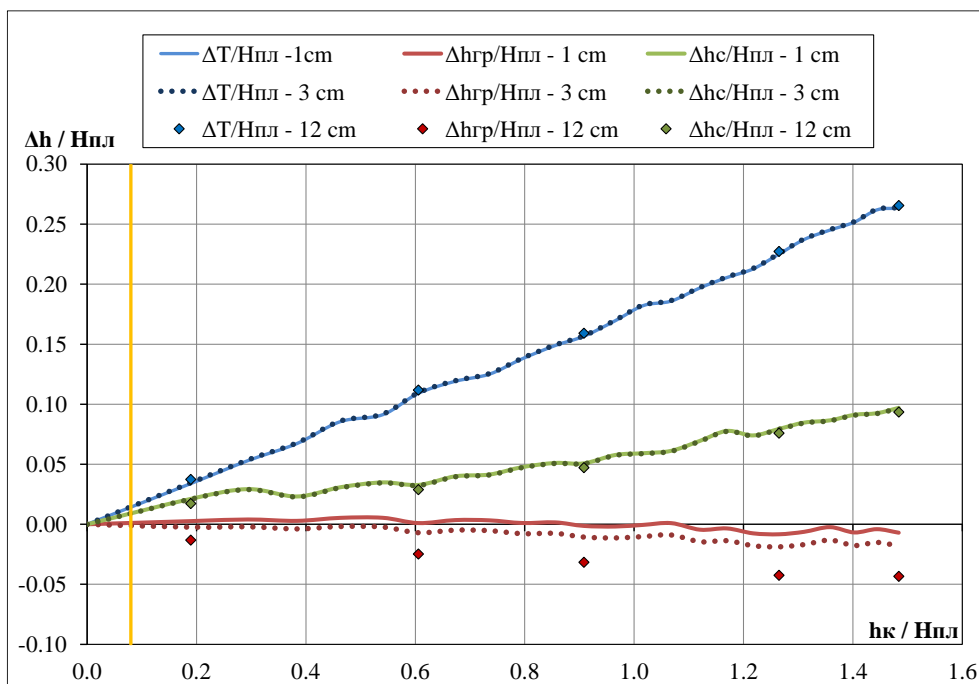


Рисунок 2.5 – Сравнение рассчитанных глубин (нормированных по высоте гребня водослива) в различных точках водослива Крампа при использовании сеток с различным размером ячейки

Таким образом, для задач перелива воды через бровку пойменного берега и последующего стекания ее в русло даже при малом отношении глубины потока на затопленной пойме и в русле можно пользоваться довольно грубыми расчетными сетками (с размерами ячеек, сопоставимыми с геометрическими размерами препятствий), что значительно сокращает время расчетов.

Проверка блока модели, воспроизводящего русловые деформации в условиях самоотмостки дна при размыве водным потоком смеси грунтов различной крупности, проводилась путем численного моделирования лабораторных экспериментов В.С. Кнороза [1962]. Данные эксперименты были выполнены в гидравлическом лотке длиной 9,8 м и шириной 0,63 м (рис. 2.6), при этом был исследован широкий диапазон состава грунтов, скоростей и глубин потока, а также чисел Фруда. Значения диаметров наиболее крупной и наиболее мелкой фракций наносов варьировали от 6,0 до 27,4 мм, при этом процентное содержание крупной фракции в смеси составляло от 10% до 40%. Вариации скорости течения и глубин потока позволили исследовать изменение числа Фруда более, чем на порядок - от 0,08 до 0,93. Численные эксперименты (также как и лабораторные) проводились до полной стабилизации

основаны на решении уравнений Сен-Венана (или Навье-Стокса при трехмерной схематизации процесса) и уравнений, описывающих эрозию, транспорт и аккумуляцию руслообразующих наносов («уравнение деформации»).

Все модели такого рода в отношении моделирования меандрирующих рек можно условно подразделить на модели «общего» и «специального назначения» (табл. Таблица 2.5).

Таблица 2.5 – Программные комплексы для расчета русловых деформаций

	Численный метод	Взаимодействие руслового и пойменного потока	Вертикальные деформации	Горизонтальные деформации	Циркуляционные течения	Формирование отмостки	Развитие проток на пойме (прорывы излучин)	Заиление старого русла
Модели «общего назначения»								
<i>Delft</i> (Нидерланды)	КР	—	+	—	—	—	—	+
<i>Mike</i> (Дания)	КР	—	+	—	—	—	—	+
<i>Telemac</i> (Франция)	КР	—	+	—	—	—	—	+
<i>Flo</i> (Канада)	КЭ	—	+	—	—	+	—	+
<i>RiverFlow</i> (Англия)	КЭ	—	+	—	—	—	—	—
Модели «специального назначения»								
<i>Meandras</i> (Нидерланды, Италия)	КР	—	+	+	+	—	—	—
<i>Ripa</i> (Нидерланды, Англия, Россия)	КР	—	+	+	+	—	—	—
<i>C.-L. Jang & Y. Shimizu</i> (Корея, Япония)	КЭ	—	+	+	+	—	+	+
<i>J.G. Duan & P.Y. Julien</i> (США, Канада)	КР	—	+	+	+	—	—	—
<i>K. Zhao et al.</i> (Китай)	КР	—	+	+	—	—	—	—
<i>Stream 2D Cuda</i> (Россия)	КЭ, РГР	+	+	+	+	+	+	+

Блоки русловых деформаций, реализованные в таких широко известных гидродинамических моделях «общего назначения» как серии *DELFT* [*Delft Hydraulics*, 2018], *MIKE* [*Mike 21*, 2017], *TELEMAC* [*TELEMAC-2D*, 2022], *FLO* [*FLO-2D*, 2022], *RiverFlow* [*RiverFlow2D Overview*, 2022] и др. ориентированы скорее на расчеты вертикальных деформаций

– эрозии дна и аккумуляции наносов в пределах русла. Попытки их использования для воспроизведения прорыва излучин позволяют сделать лишь общие выводы о возможном характере протекания процесса на основе численных экспериментов (рис. 2.8) [Li, García, 2020].

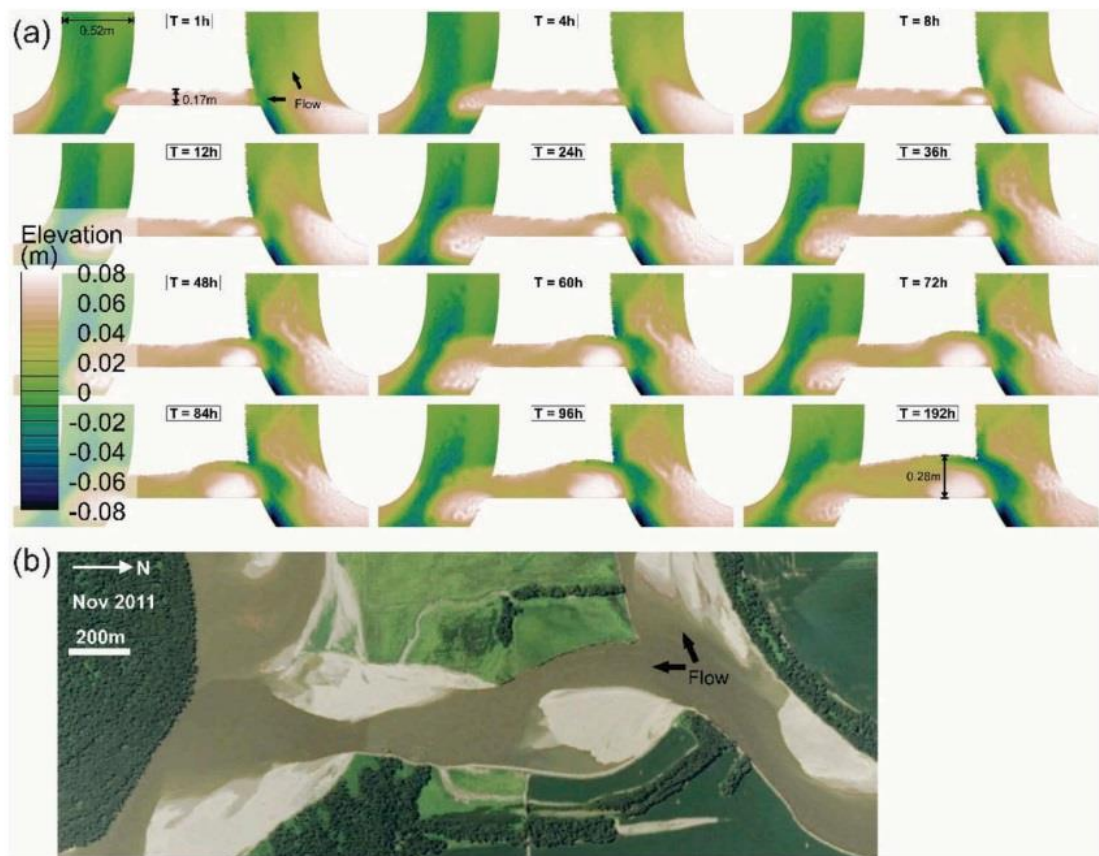


Рисунок 2.8 – Численные эксперименты с использованием модели *TELEMAC 2D* для воспроизведения прорыва излучины реки *Wabash* (Иллинойс, США) [Li, García, 2020].

С технической точки зрения важным обстоятельством, затрудняющим применение моделей «общего назначения» для русло-пойменных потоков на затопленной пойме, является затруднительность использования «гибридных» сетки, состоящие как из четырехугольных, так и из треугольных элементов. Гибридные сетки позволяют с одной стороны более четко локализовать потоки в русловой сети (четырёхугольные ячейки), а с другой стороны наиболее точно охватить треугольными элементами пойменные массивы, имеющие, как правило, сложные плановые очертания. Кроме того, существенную трудность представляет реализация алгоритмов «затопления-обсыхания» для ячеек, в которых происходят существенные русловые деформации [Bates, Horritt, 2005].

«Специальные модели», ориентированные на деформации меандрирующего русла, в комплексе с гидродинамическим блоком решают задачу об устойчивости надводного и подводного берегового откоса при изменении отметки дна в прибрежной зоне [Crosato, 2008; Duan & Julien, 2010; Lai et al., 2012; Motta et al., 2012; Kasvi et al., 2015; Asahi et al., 2016; Bosa et al., 2018; Deng et al., 2019; Farrel et al., 2018; Rousseau et al., 2017; Jang & Shimizu, Zhao et al.,

2021]. Границы моделируемой области определяются текущим положением русловых бровок, прилегающие к руслу массивы поймы или коренного берега вовлекаются в расчет по мере их размыва. При этом для схематизации области моделирования обычно используются криволинейные сетки четырехугольных элементов с возможностью их перестроения по мере выполнения расчета (рис. 2.9). Неортогональность расчетной сетки учитывается введением в уравнения движения и деформации дополнительных членов [Mosselman, 1998; Darby et al., 2002].

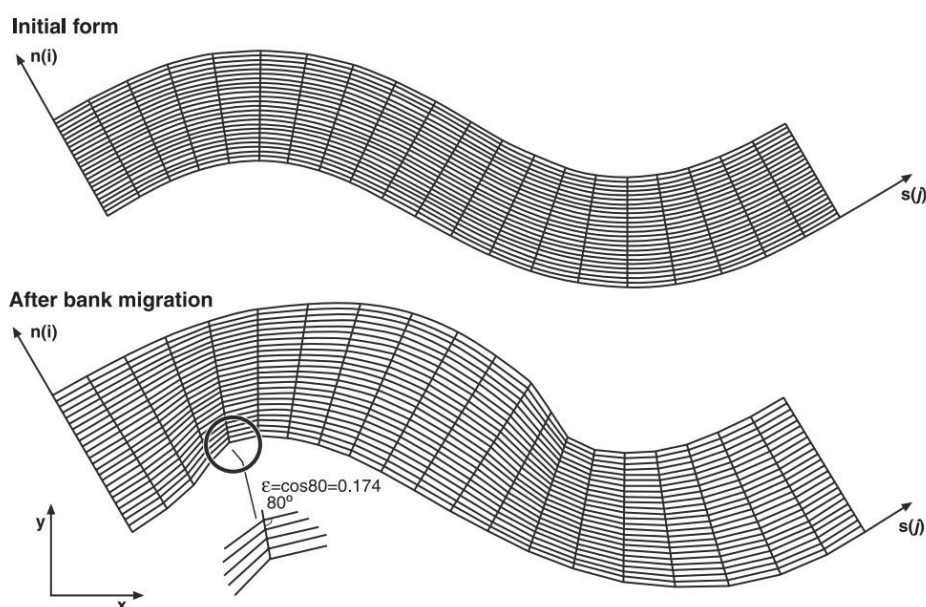


Рисунок 2.9 – Пример трансформации «подвижной» криволинейной сетки в модели *RIPA* по мере развития меандрирования в результате отступления подмываемого берега [Darby et al., 2002].

Такие модели довольно реалистично воспроизводят плавное отступление вогнутых берегов на излучинах, а также способны моделировать расширение относительно прямолинейных русел и инициализацию их меандрирования. Преимуществом этих моделей по сравнению с *STREAM 2D CUDA* является возможность перестраивать сетку в ходе расчета, и за счет этого моделировать отступление коренных и террасовых берегов в результате гравитационных процессов, инициированных неустойчивостью берегового откоса, возникающей при формировании областей размыва дна в прибрежной зоне. В то же время такого рода модели не предназначены для воспроизведения «незавершенного меандрирования» и пока еще весьма ограниченно подходят для практического применения в инженерных расчетах для случаев, когда возможна кардинальная перестройка речного русла. В этом отношении является весьма показательной иллюстрация одной из наиболее детально разработанных «специальных» моделей [Duan & Julien, 2010], работа которой как раз завершается на шаге, предшествующем спрямлению излучин (рис. 2.10).

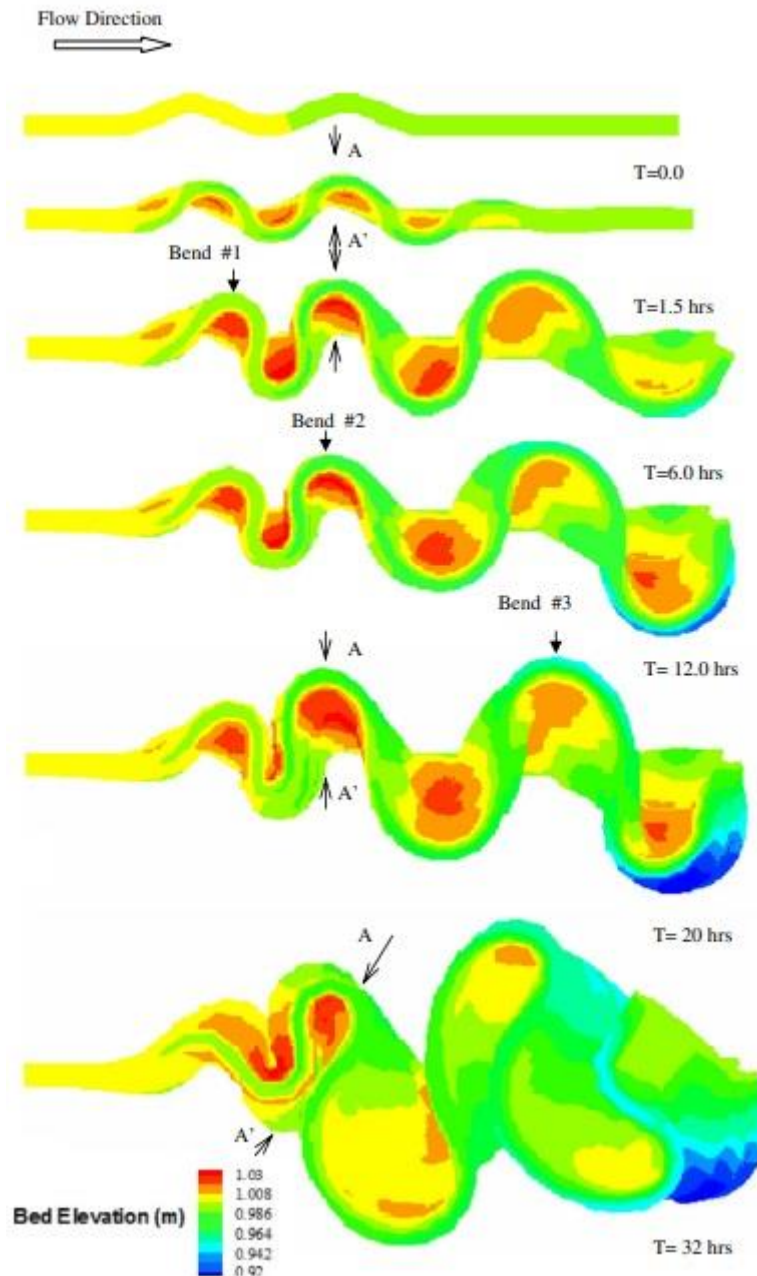


Рисунок 2.10 – Моделирование развития излучин изначально слабоизвилистого русла [Duan, Julien, 2010].

Выводы:

1. Программный комплекс *STREAM 2D CUDA* является эффективным инструментом для моделирования течений при значительных и резких изменениях уклона дна.
2. Программный комплекс *STREAM 2D CUDA* позволяет моделировать самоотмостку русла при разнофракционном составе руслообразующих наносов.

3. РЕТРОСПЕКТИВНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СПРЯМЛЕНИЯ ИЗЛУЧИНЫ РЕКИ ПЁЗА У С. БЫЧЬЕ

3.1 Постановка задачи для ретроспективного моделирования

Ретроспективное моделирование должно предшествовать сценарному моделированию, ориентированному на воспроизведение различных вариантов развития моделируемого процесса при различных сочетаниях определяющих природных факторов и характера техногенного воздействия при различной его интенсивности. В ходе ретроспективного моделирования воспроизводится событие, произошедшее ранее в результате воздействия известного сочетания определяющих факторов при понятном механизме развития изучаемого процесса. Применительно к незавершенному меандрированию таким процессом является образование и развитие спрямляющей протоки через шейку излучины.

Для ретроспективного моделирования в качестве объекта исследования был выбран участок реки Пёза в Архангельской области (рис. 3.1), где в начале XXI в. произошел прорыва шейки излучины, в результате которого крупное сельское поселение оказалось отрезано от автодорожной сети региона. Спрямляющая протока со временем стала основным руслом реки (рис. 3.2), через которое в настоящее время организована паромной переправа (рис. 3.3).

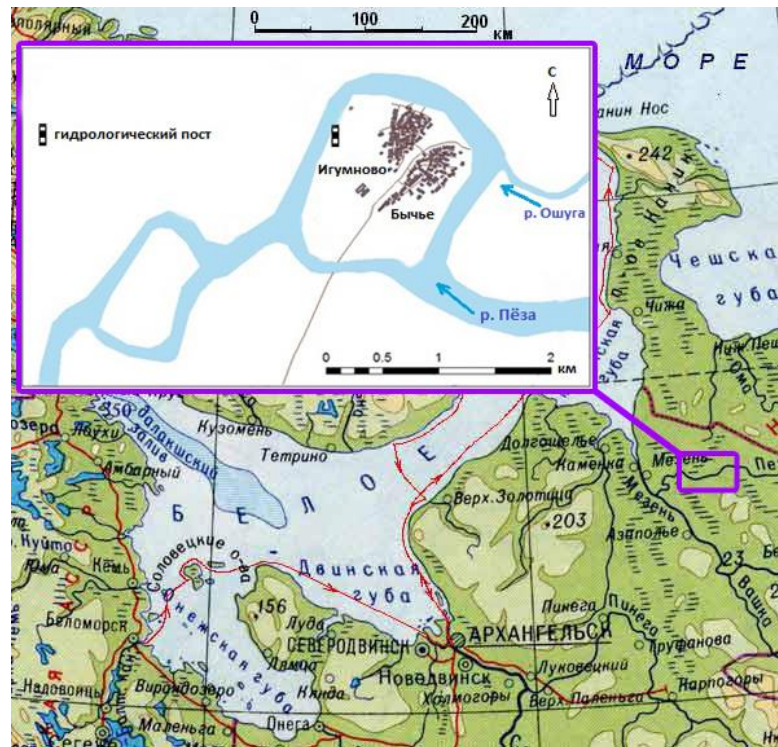


Рисунок 3.1 – Схема моделируемого участка реки и его местонахождение.

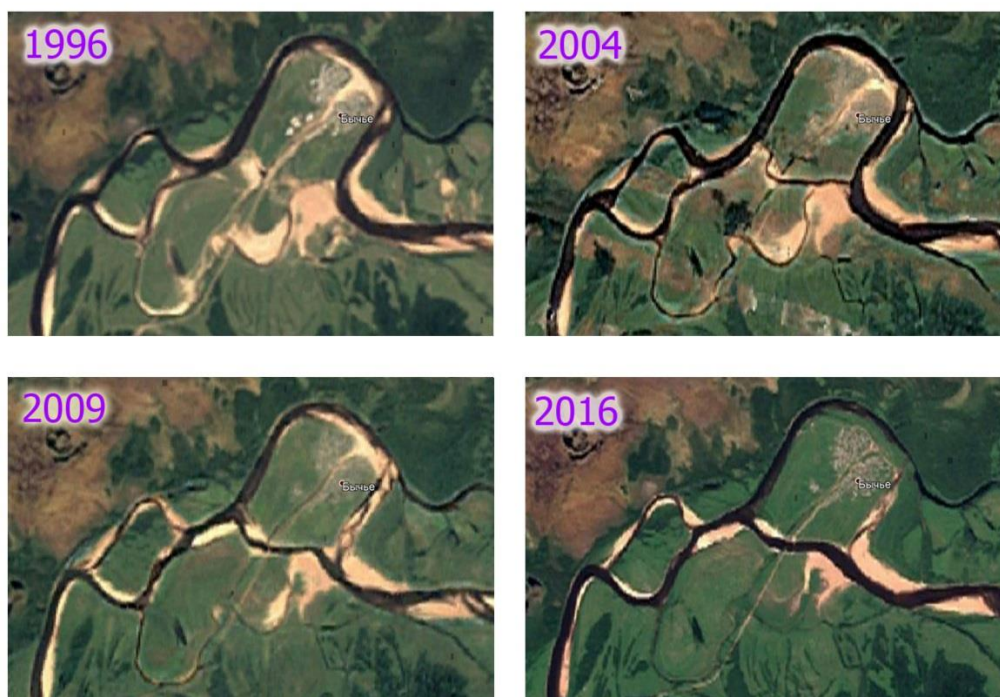


Рисунок 3.2 – Космические снимки участка реки Пёза у Быченского сельского поселения в разные годы. Источник изображений – Google Earth.



Рисунок 3.3 – Новое русло реки Пёза в месте прорыва Быченской излучины.

Река Пёза является самым нижним крупным притоком Мезени, впадая в нее справа в 5 км выше с. Дорогорское. Моделируемый участок р. Пёза находится в 66 км выше места ее впадения в Мезень ($65,80^{\circ}$ с.ш., $45,00^{\circ}$ в.д.). В центральной части моделируемого участка речной долины на левом пойменном берегу располагаются деревни Бычьё и Игумново, которые в настоящее время административно объединены в единое Быченское сельское поселение. На территории поселения в нижнем крыле излучины старого русла находится опорный гидрологический пост (рис. 3.4), на котором до 2007 г. выполнялись наблюдения за уровнем и измерялись расходы воды. В связи с уходом основного русла от створа гидрометрических измерений с февраля 2008 г. они были прекращены ввиду нарушения установленной ранее связи расходов и уровней воды.



Рисунок 3.4 – Старое русло Пёзы у гидрологического поста в д. Игумново (ивовые шесты обозначают местоположение свай)

Выбранный для отработки технологии ретроспективного моделирования участок речной долины, помимо того, что представляет практический интерес, был удобен тем, что на период кардинальной перестройки русла имелся подробный набор гидрологических данных, который в совокупности с одновременными космическими снимками давал возможность воспроизвести реальные русловые деформации на основании реальных сведений о расходах и уровнях воды, наблюдавшихся между съемками русла.

Для сбора дополнительных натуральных данных, необходимых для ретроспективного моделирования выбранного объекта (уклоны водной поверхности, скоростное поле потока, состав наносов) в сентябре 2019 г. на участке долины р. Пёза в районе Быченского поселения был выполнен комплекс полевых работ, специально ориентированных на разработку, калибровку и верификацию численной гидродинамической модели [Федорова и др., 2021, *Fedorova et al*, 2021].

3.2 Объект моделирования

Река Пёза образуется в результате слияния рек Блудная и Рочуга, которые берут начало на Тиманском кряже. Площадь бассейна реки составляет 15 100 км², длина (с р. Рочуга) – 515 км. Средний годовой расход воды у д. Игумново составляет 123 м³/с, максимальный расход наблюдался в 2005 г. и составил 1940 м³/с, а минимальный в 1947 г. и составил 0,4 м³/с при практически полном перемерзании русла [Ресурсы поверхностных вод..., 1974].

Для водного режима Пёзы, как и всех рек региона, характерна значительная неравномерность внутригодового распределения стока. Основной сток формируется в результате снеготаяния, половодье начинается в конце апреля – начале мая, максимальные расходы воды обычно проходят во второй половине мая. Уровень воды в половодье обычно поднимается на 3-4 м над меженным урезом, а при экстремально высоких половодьях - на 5-6 м. В летнюю межень река имеет преимущественно подземное питание, а осенью обложные дожди вызывают паводки, значительно уступающие по водности весенне-летнему половодью. Минимальный сток отмечается ближе к концу зимы и в марте.

Долина реки врезана на 20-30 м в пологоволнистую равнину, сложенную ледниковыми отложениями. В нижнем течении реки ее долина ориентирована в широтном направлении, ее ширина обычно не превышает 1 км. В районе Быченского поселения на участках длиной 10-15 км выше и ниже него долина расширяется до 3-6 км, при этом русло свободно меандрирует, образуя крутые излучины и формируя сегментно-гривистую пойму высотой 3-4 м, изобилующую старичными понижениями и озерами. Ширина русла изменяется в пределах 180-310 м, максимальная глубина плесовых лощин в межень редко превышает 1,5-2,0 м. Пойменные берега покрыты луговой и кустарниковой растительностью, коренные берега имеют высоту 15-20 м и заняты тайгой и верховыми болотами (рис. 3.5). Из крупных аккумулятивных форм преобладают побочни, находящиеся, как правило, у выпуклым берегов излучин и в расширениях русла.



Рисунок 3.5 – Типичный характер берегов р. Пёза в районе Быченского сельского поселения
а) пойменный берег, б – коренной берег

Берега реки сложены легко размываемыми песками и супесями, побочни – песками с мелким гравием, дно реки также песчаное с незначительной примесью гравия. Высокая подвижность руслообразующих наносов способствует интенсивному проявлению русловых процессов, основная направленность которых характерна для свободного меандрирования - размыв вогнутых берегов излучин, увеличение их кривизны и последующее спрямление.

Именно такой процесс произошел в начале столетия с Быченской излучиной. В настоящее время старое изогнутое русло длиной 4,5 км отмирает, превращаясь в старичное озеро, и не заливается окончательно благодаря стоку из правобережного притока реки Ошуга. Спрямяющая протока, превратившееся в основное русло реки, имеет длину 1,4 км. В межень она забирает весь сток реки, а в половодье и паводки – более 90% от него. Заход в старое русло почти полностью блокирован побочнем, его верхняя часть интенсивно зарастает травянистой растительностью и ивой (рис. 3.6-3.8).



Рисунок 3.6 – Современный космический снимок исследуемого участка р.Пёза (Яндекс-карты)



Рисунок 3.7 – Блокирование захода в старое русло р. Пёзы правобережным побочнем.



Рисунок 3.8 – Зарастающий заход в старое русло р. Пёза. На заднем плане р. Ошуга, впадающая в старое русло Пёзы.

3.3 Полевые работы для получения дополнительных данных

Для выполнения моделирования русловых деформаций исследуемого участка помимо гидрологических данных с поста д. Игумново, топографических карт и разновременных космических снимков, необходимо было дополнительно получить сведения о гранулометрическом составе наносов, слагающих дно и берега реки, а также о шероховатости русла и поймы. Кроме того, на ключевых участках было необходимо уточнение современного руслового и пойменного рельефа.

Полевые исследования были выполнены в сентябре 2019 г., они включали в себя промерные работы в старом и новом русле, измерение расходов воды и уклонов водной поверхности, а также отбор проб руслообразующих наносов и пойменного аллювия (рис. 3.9, табл. 3.1 и 3.2).

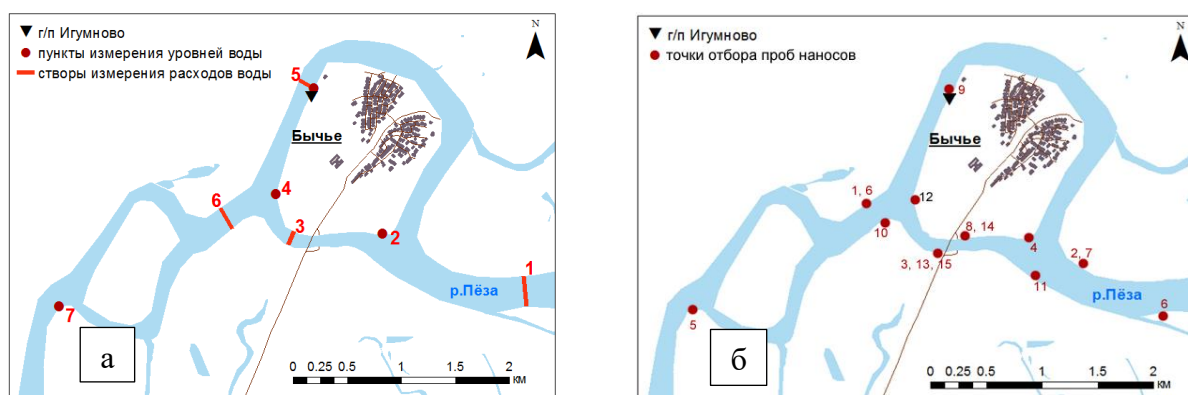


Рисунок 3.9 – Схема фактического материала, собранного в ходе полевых работ 2019 г. на р. Пёза в районе Быченского сельского поселения: а – места измерения расходов и уровней воды, б – места отбора проб наносов

Таблица 3.1 – Отметки уровня воды в р. Пёзе 22.09.2019

Номер пункта (рис. 3.9а)	2	4	5	7
Отметка уровня, м	14,63	14,28	14,28	13,78

Таблица 3.2 – Измеренные расходы воды в р. Пёзе 22.09.2019

Номер створа (рис. 3.9а)	Расход воды, м³/с	Площадь поперечного сечения, м²	Ширина, м	Средняя глубина, м	Средняя скорость течения, м/с
1	244	308	183	1,68	0,791
3	236	266	150	1,77	0,886
5	5.30	222	140	1,59	0,024
6	241	259	136	1,91	0,927

Отметки уровня воды были измерены 22 сентября 2019 г. в четырех створах: в месте разветвления русла Пёзы (№2 на рис. 3.9а), в месте слияния двух рукавов (№4), в створе водомерного поста (№5) и в 2,5 км ниже слияния нового и старого русел (№7). Полученные отметки уровней были привязаны к системе высот, принятой на гидрологическом посту д. Игумново [Ресурсы поверхностных вод..., 1972]. Измерения выполнялись методом дифференциального спутникового позиционирования, с использованием системы приемников *Javad Triumph-VS* и *Javad Triumph-1* в режиме «Статика» (рис. 3.10). Обработка результатов производилась в программе *Jastin*, с обеспечением точности по высоте 1 см. Было установлено, что уклон водной поверхности в новом русле между точками 2 и 4 (на рис. 3.9а и табл. 3.1) составил 0,000295 (29,5 см на 1 км), в то время как в нижней части старого русла (между точками 4 и 5 на рис. 3.9а) водная поверхность была практически горизонтальной.



Рисунок 3.10 – Измерения уровней воды методом дифференциального спутникового позиционирования с установкой приемника *Javad Triumph-VS* на временном репере (а) и *Javad Triumph-1* на урезе (б)

Расходы воды измерялись в тот же день, что и уровни воды, что обеспечило корректность последующих расчетов шероховатости русла. Измерения выполнялись в четырех створах (см.

рис. 3.9а и табл. 3.2) акустическим доплеровским профилографом *RiverRay* (рис. 3.11) при оперативном контроле данных и постобработкой измерений в программе *WinRiver II* (рис. 3.12).



Рисунок 3.11 – Измерение расходов воды и скоростного поля потока акустическим доплеровским профилографом *RiverRay*

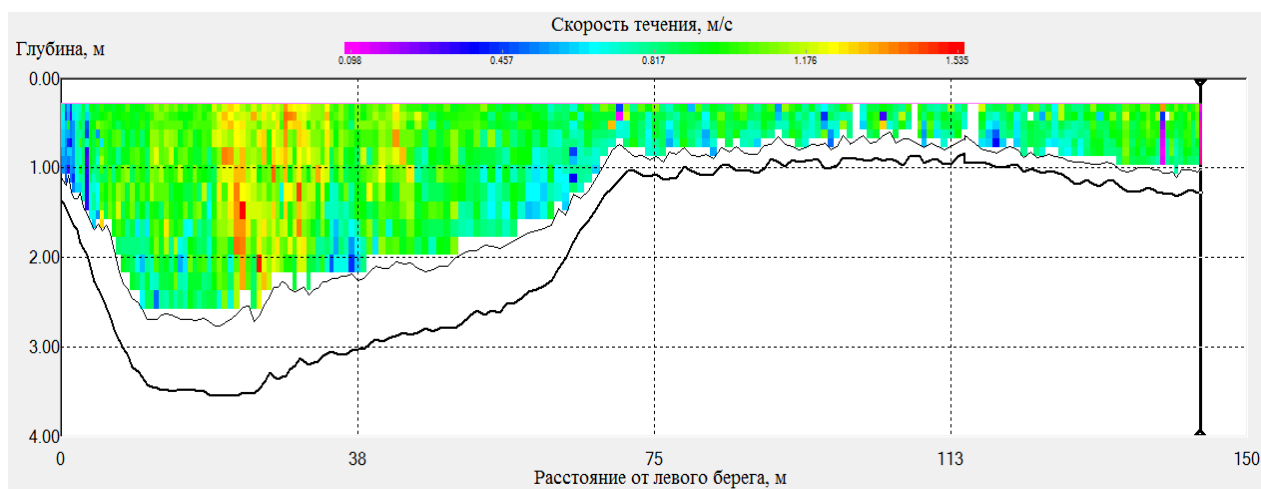


Рисунок 3.12 – Поле скоростей течения в р.Пёзе в створе №3 22 сентября 2019 г. по данным измерений *ADCP RiverRay*

Гидрометрические измерения подтвердили, что в настоящее время при меженных уровнях практически весь сток проходит по новому руслу Пёзы, а в старое русло приходит около 2% расхода воды. Максимальные скорости течения наблюдаются в новом русле поблизости от паромной переправы, где они достигают 1,3-1,5 м/с. Расходы воды, измеренные 22 сентября выше и ниже разветвления р. Пёзы, отличаются на 3 м³/с (1,2%), что находится в пределах точности гидрометрических измерений на государственных гидрологических постах.

Пробы русловых и пойменных отложений отбирались (рис. 3.13) из поверхностного слоя донных наносов в русле реки и из разных горизонтов толщи пойменных отложений на подмываемых берегах реки (табл. 3.3).

Таблица 3.3 – Точки отбора проб наносов (см. рис. 3.9б)

Номер пробы	Берег	Описание	Горизонт
1	пб	ниже д. Игумново,	верхний горизонт (до 1 м)
2	пб	выше д. Бычье	верхний горизонт (до 1 м)
3	лб	новое русло	средний слой (0.3 – 2 м)
4		Заход в старое русло	
5	лб	побочень на нижней границе участка	
6	лб	побочень на верхней границе участка	
7	пб	выше д. Бычье	нижний горизонт (ниже 1.5 м)
8	пб	новое русло у парома	верхний горизонт (до 1.5 м)
9		старое русло у гидростоа	
10	лб	побочень ниже слияния старого и нового русла	
11	лб	побочень напротив захода в старое русло	
12		стрелка при слиянии старого и нового русла	
13	лб	новое русло	нижний горизонт (ниже 1.5 м)
14	пб	новое русло у парома	нижний горизонт (ниже 1.5 м)
15	лб	новое русло	верхний горизонт (до 0.3 м)
16	пб	ниже д. Игумново	нижний горизонт (ниже 1 м)

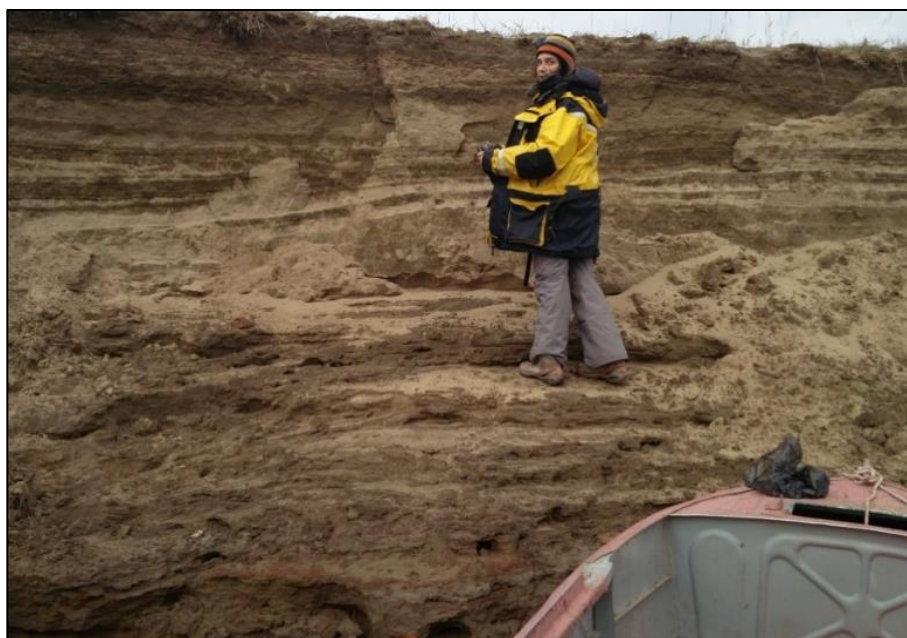


Рисунок 3.13 – Отбор образца грунта на месте прорыва излуцины из обрыва правого берега спрямляющей протоки

Гранулометрический анализ наносов был выполнен методом ситования с последующим построением кумулятивных кривых гранулометрического состава наносов (рис. 3.14), которые

дают достаточное представление о средних и крайних значениях крупности русловых и пойменных отложений.

Промеры глубин выполнялись косыми галсами с использованием эхолота *LMS* в старом и новом русле Пёзы, а также продольником вдоль нижнего участка реки Ошуга. Высота берегов фиксировалась визуальным-инструментальным способом с использованием нивелирной рейки длиной 5 м.

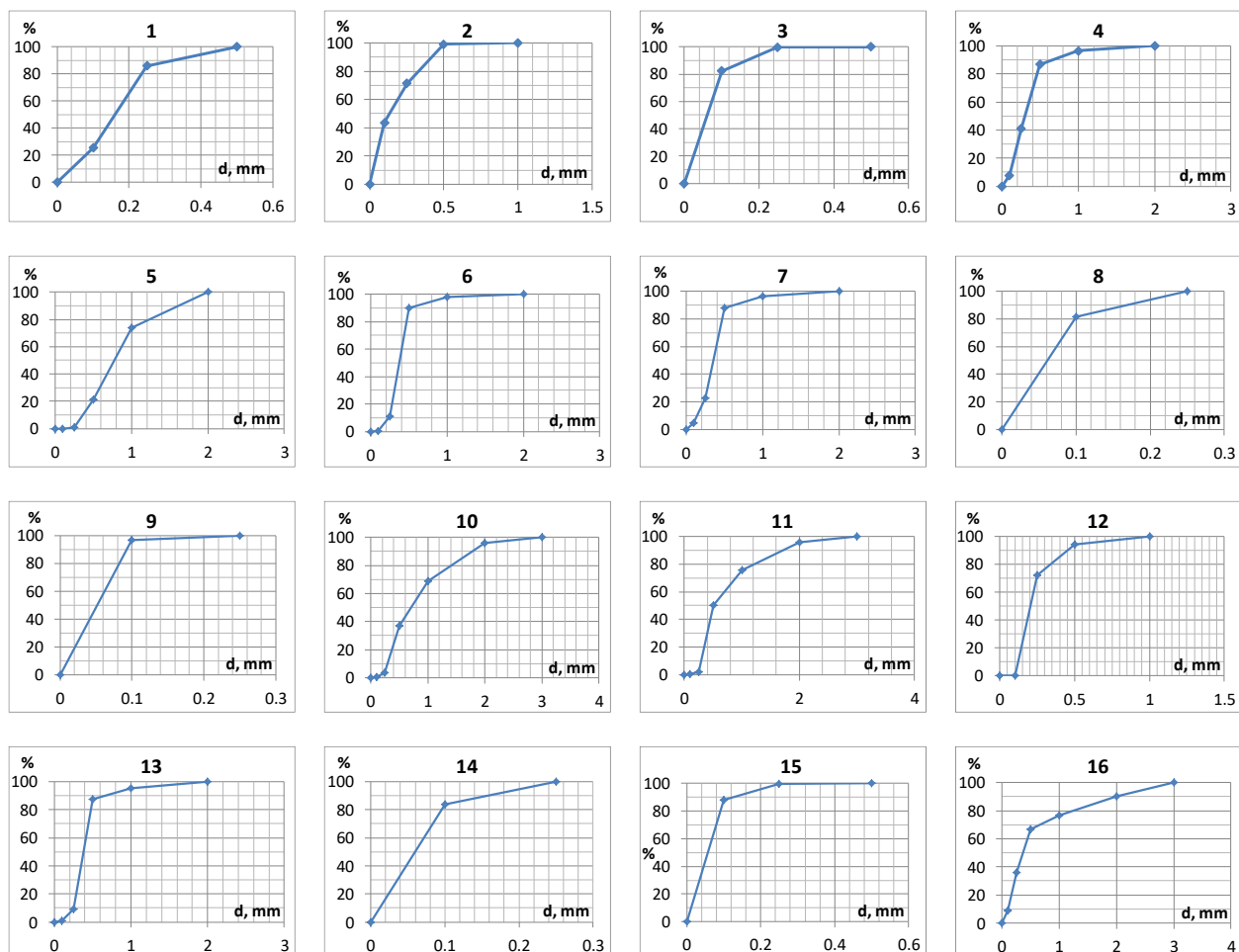


Рисунок 3.14 – Кумулятивные кривые грансостава наносов.
Нумерация проб соответствует рис. 3.9б.

3.4 Технология моделирования

Верхняя граница области моделирования была назначена в 6,5 км выше по течению от верхнего крыла спрямленной Быченской излучины. У верхней границы модели долина реки сужается до 2 км, и русло проходит параллельно динамической оси потока при затопленной пойме. В верхней (по течению) части моделируемого участка изначально сконцентрированный половодный поток постепенно растекается по расширяющемуся до 6-7 км пойменному массиву, заполняя хорошо выраженные староречья, самое северное из которых принимает сток Ошуги.

В верхней части области моделирования пятикилометровый участок относительно узкой долины (до 3-3,5 км шириной) с простым рельефом и плавными очертаниями может рассматриваться как «участок разгона модели», где вычислительные эффекты, связанные с неточностью задаваемого моделью распределения скоростей течения вдоль верхней границы должны затухать.

Нижняя граница модели была отнесена к месту сосредоточенного выхода пойменного потока из левобережных староречий в 6 км ниже соединения старого и нового русла в нижнем крыле Быченской излучины. В нижней части моделируемой области должны были затухать вычислительные эффекты, связанные с заданием единого уровня вдоль нижней границы.

Таким образом, Быченская излучина оказывалась в центральной части моделируемой области, что обеспечивало адаптацию моделируемого скоростного поля потока к задаваемому рельефу и полям шероховатости при минимальной зависимости от неточности задания граничных условий. Боковые границы области моделирования проходили по подножью уступа коренного берега и крайне редко затапливаемой высокой поймы (7-9 м над меженным урезом). При такой схематизации днища долины длина области моделирования составила 8,7 км по прямой или 12,5 км по руслу реки при максимальной ширине 7,0 км.

На область моделирования с помощью генератора сеток «*TRIANA*» [Беликов, 1984] была построена гибридная (состоящая из ячеек треугольной и четырехугольной формы) сетка нерегулярной структуры (рис. 3.15), включающая 37 329 ячеек. Прямоугольные ячейки покрывали русловую сеть, староречья и трассы возможного прорыва излучин, их длина составляла 20-25 м, ширина - 10-12 м. Треугольными ячейками была покрыта пойма, причем длины сторон треугольников постепенно увеличивались от 20-25 м у бровок русла до 100-200 м вдоль тыловых швов долины.

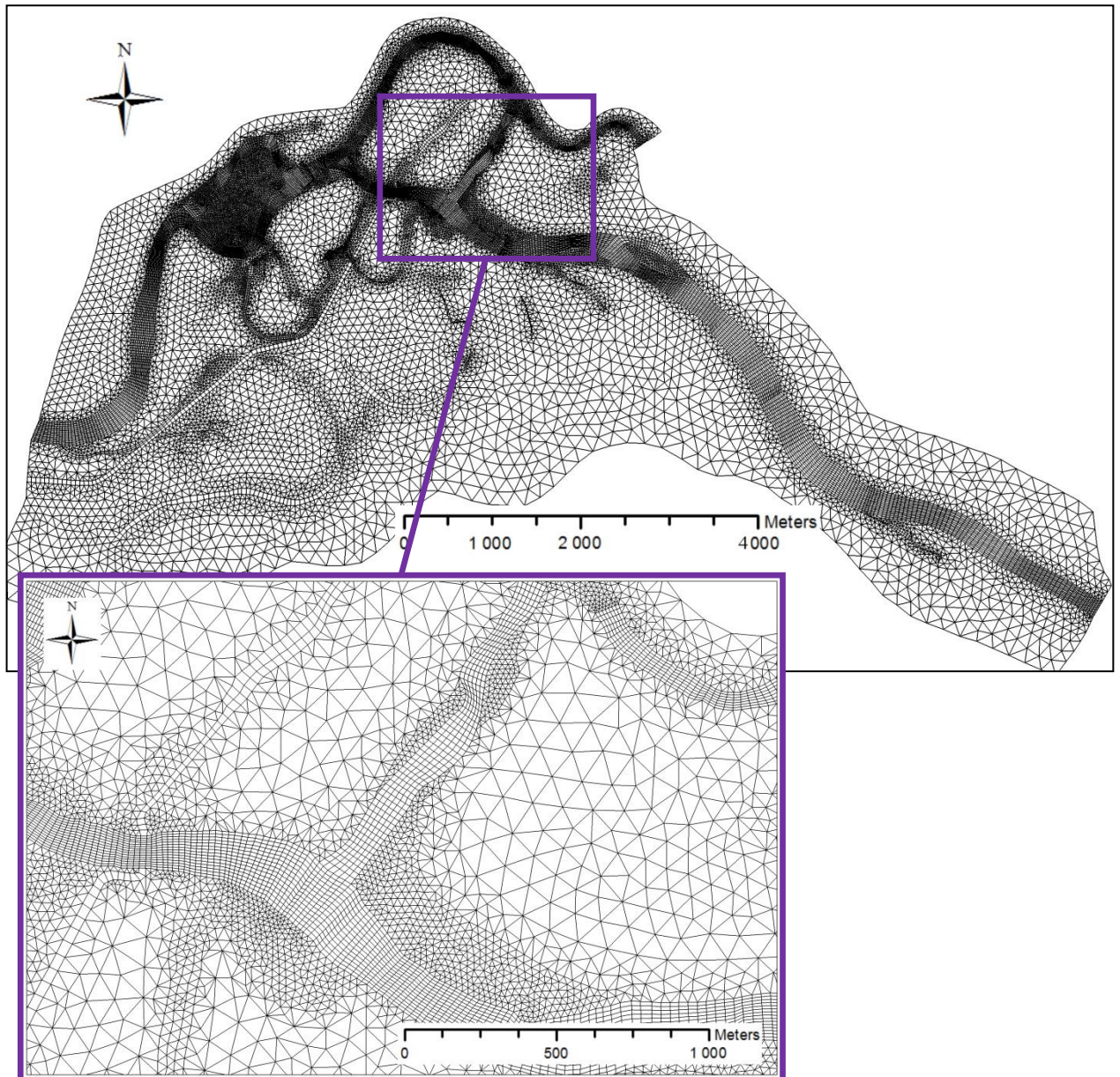


Рисунок 3.15 – Сетка на моделируемый участок долины реки Пеза с укрупненным фрагментом на место разделения русла на Быченской излучине

Цифровая модель рельефа (рис. 3.16) строилась в программе *ArcMap* по материалам промерных работ 2019 г. для русла, а для поймы - по данным с крупномасштабных топографических карт, уточненным по сведениям о высоте пойменных берегов над меженным урезом, также полученным в ходе полевых работ. Высотные отметки интерполировались в центры ячеек расчетной сетки при помощи программы *RED_KOMAR_76*.

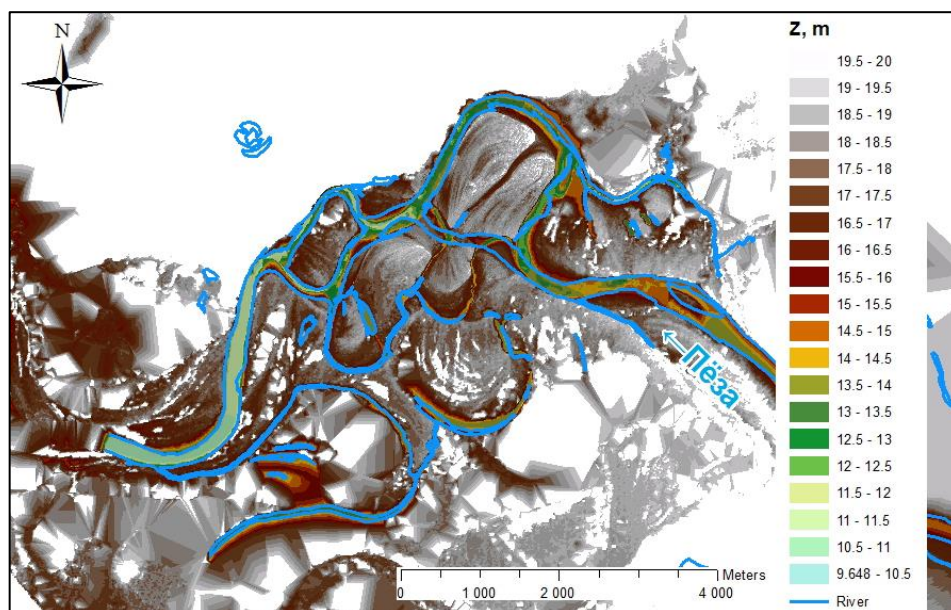


Рисунок 3.16 – Схема цифровой модели рельефа на область моделирования и прилегающую территорию

Для задания значений коэффициента шероховатости область моделирования была подразделена на полигоны, каждый из которых характеризовался едиными ландшафтно-геоморфологическими условиями: активное русло, зарастающее русло, луговая пойма, кустарниковая пойма, старичное понижение и т.п. (рис. 3.17). Всем ячейкам внутри полигона присваивалось единое значение коэффициента шероховатости Маннинга, исходя из диапазонов, наиболее подходящих для данного типа русла или участка поймы (табл. 2.1 – 2.3)

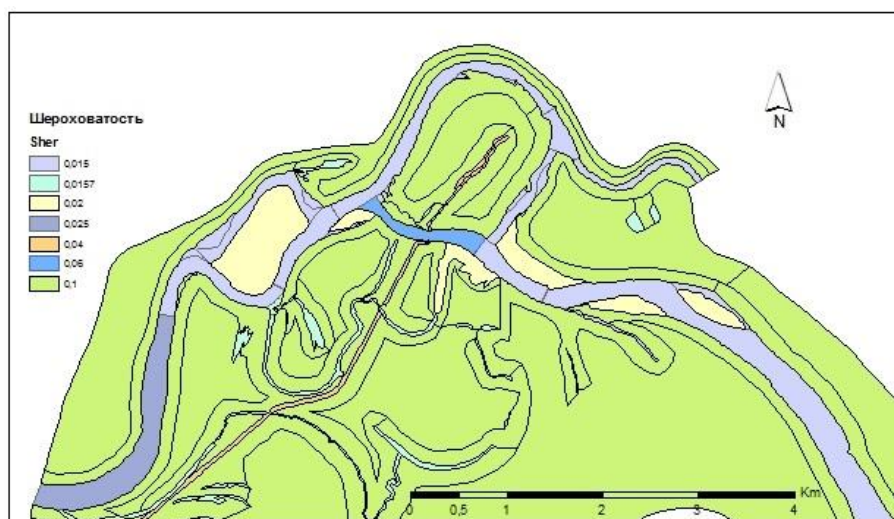


Рисунок 3.17 – Схема разбиения области моделирования на полигоны равной шероховатости (значения коэффициентов шероховатости в легенде указаны для первого приближения калибровочного расчета)

Калибровка модели выполнялась на первом этапе для гидрологической ситуации, соответствующей условиям выполнения полевых работ 22 сентября 2019 г., которые

характеризовали высокую межень. Во время работ существенная часть русловых форм была затоплена, однако вода не заходила на пойму даже через старичные понижения. В этих условиях основной задачей был подбор коэффициентов шероховатости в пределах русловой сети, обеспечивающих соответствие моделируемых уровней и уклонов водной поверхности их реальным значениям. На верхней (входной) границе был задан расход 236 м³/с для Пёзы и 5 м³/с для Ошуги, на нижней границе был задан единый уровень воды 11,93 м. По результатам калибровки модели полученная водная поверхность в точках измерения уровня воды соответствовала натурным данным с точностью до 2 см (при общем перепаде уровней более 1 м), это было достигнуто при значениях шероховатости 0,015 для активного русла и 0,020 для побочней и массивов молодой слабо заросшей поймы.

Дальнейшая калибровка модели была ориентирована на определение шероховатости поймы. В условиях отсутствия натуральных данных о ситуации с затопленной поймой принималось допущение (Алабян и др., 2014), что глубина потока в верхней и нижней части моделируемой области над морфологически однородными элементами пойменного рельефа будет одинаковой. С этой целью выполнялся подбор сочетаний входного расхода воды и поля шероховатости поймы (шероховатость русла задавалась по результатам первого этапа калибровки), при котором глубина затопления основного массива поймы соответствовала бы глубине затопления поймы у нижней границы области моделирования, а уровни воды у д. Игумново соответствовали бы кривой связи расхода и уровня по гидрологическому посту (рис. 3.18) [Государственный водный кадастр..., 1996 – 2007]. Принимая во внимание, что изменение положения русла существенно сказалось лишь на нижней части кривой, были промоделированы расходы Пёзы 500, 800, 1000, 5000 м³/с (при этом расходы воды Ошуги задавались равными 2% расхода Пёзы).

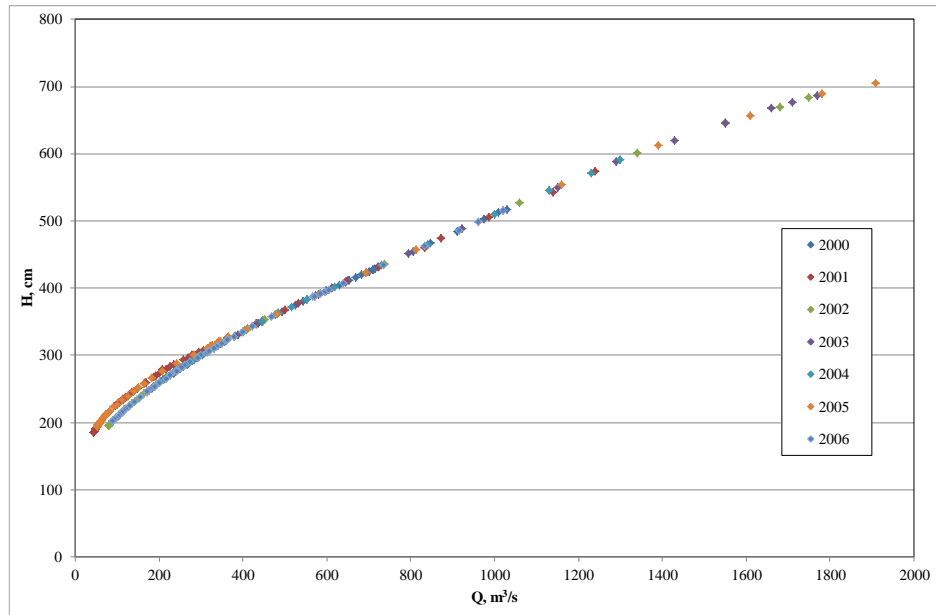


Рисунок 3.18 – Кривая связи расходов и уровней воды р. Пёзы по гидрологическому посту д.Игумново

При этом выполнялся визуальный контроль результатов моделируемых полей скорости и глубины потока с использованием программы визуализации *TECPLOT* (рис. 3.19).

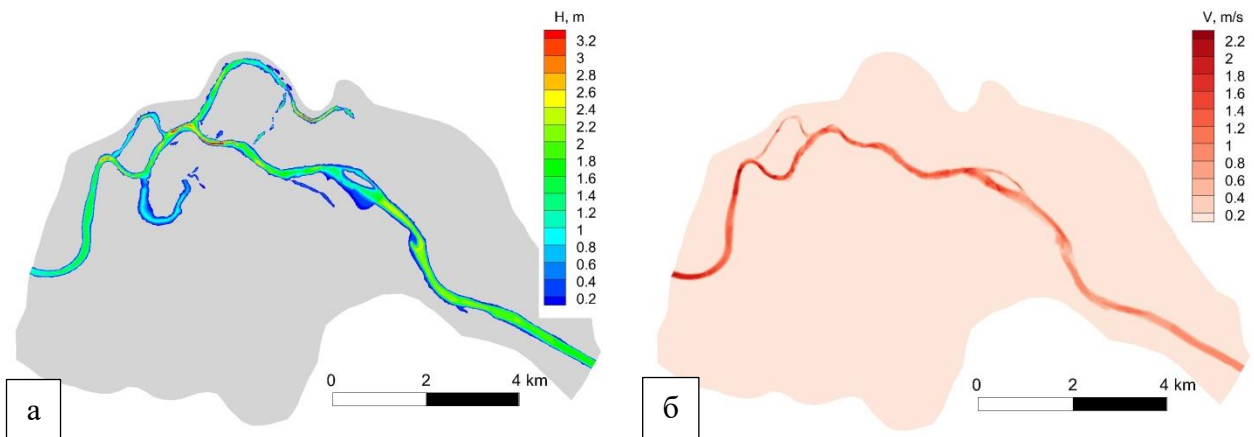


Рисунок 3.19 – Пример визуализации полей глубины (а) и скорости течения (б), получаемых в результате моделирования

3.5 Результаты ретроспективного моделирования

В ходе ретроспективного моделирования задавались реальные гидрографы половодий по посту д. Игумново с 1996 по 2007 г. (до прекращения измерений расходов воды на посту), а с 2008 г. гидрографы стока р. Пёзы, восстановленные по уровням в створе поста и результатам моделирования предшествующих лет [Fedorova et al, 2021].

За исходное состояние русла р. Пёзы была принята ситуация 1996-1997 гг., когда спрямляющая протока Быченской излучины еще не начала развиваться (рис. 3.20 и 3.21), несмотря на то, что в эти годы были отмечены наиболее высокие уровни весеннего половодья

(рис. 3.22). Сопоставление снимков летних периодов 1996 и 1997 гг. показывает, что за высокое половодье 1997 г. заметных русловых деформаций не произошло. Однако прохождение двух высоких половодий подряд подготовило почву для начала развития спрямляющей протоки, что отчетливо видно по нарушению растительного покрова в шейке излучины.



Рисунок 3.20 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 1996 г. (источник – Google-Earth)



Рисунок 3.21 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 1997 г. (источник – Google-Earth). Голубые стрелки обозначают трассы возможного спрямления излучин.

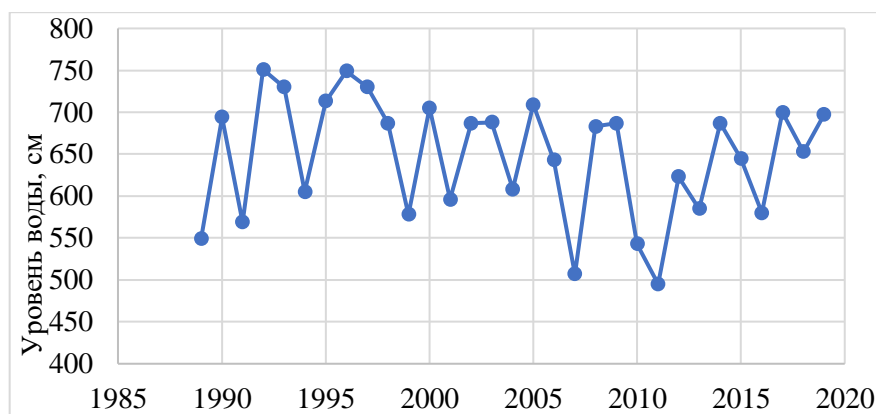


Рисунок 3.22 – Максимальные уровни весеннего половодья р. Пёзы по гидрологическому посту д. Игумново

В соответствии с характером растительного покрова (кустарник, луг, песок) на поверхности поймы в пределах шейки Быченской излучины были назначены значения коэффициентов шероховатости в диапазоне 0,02-0,10 (рис. 3.23). На основании анализа степени нарушения растительного покрова можно было бы ожидать либо спрямление Быченской излучины у основания ее шейки (по трассе 1 на рис. 3.21), либо одновременное спрямление Быченской и нижележащей излучины (по трассе 2 на рис. 3.21).

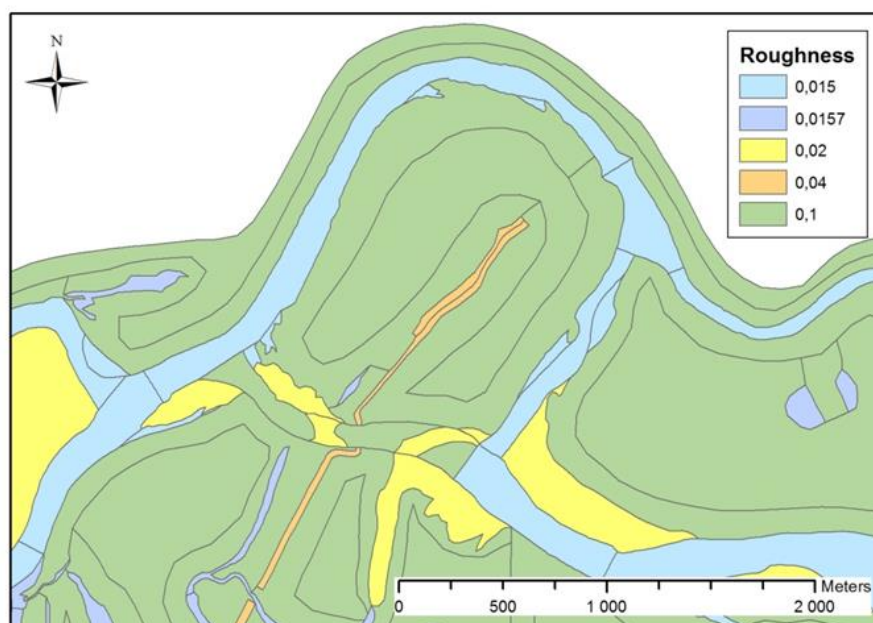


Рисунок 3.23 – Полигоны различной шероховатости в районе Быченской излучины, принятой на начало периода ретроспективного моделирования (1996 г.)

Анализ скоростного поля на пике половодья 1997 г. (рис. 3.24) показал значительно более высокую мощность водного потока по более короткой трассе 1, по которой, в конечном счете, и произошло спрямление Бычинской излучины до ее современного состояния.

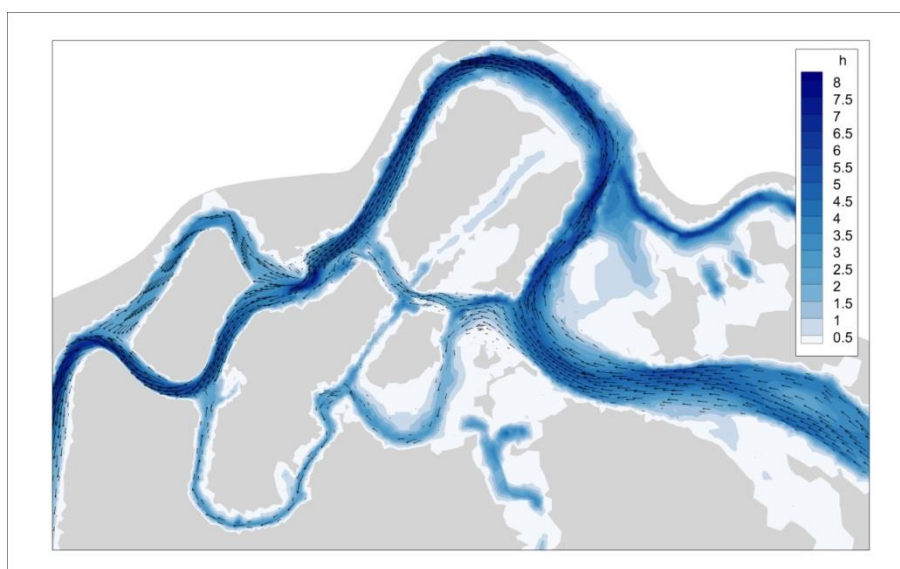


Рисунок 3.24 – Глубина и скорость потока на пике половодья 1997 г.

Первые признаки развития спрямляющей протоки через шейку Быченской излучины появились в половодье 1998 г. (рис. 3.25). Оно было хоть и не столь высоким, как в два предшествующих (см. рис. 3.22), однако значительно выше среднего - максимальный расход составлял $1780 \text{ м}^3/\text{с}$. В результате прохождения этого половодья произошло дальнейшее нарушение растительного покрова поймы и развитие свежей бороздины вдоль динамической оси паводного потока через шейку Быченской излучины, наиболее четко выраженной ниже пересечения грунтовой автодороги (рис. 3.26).

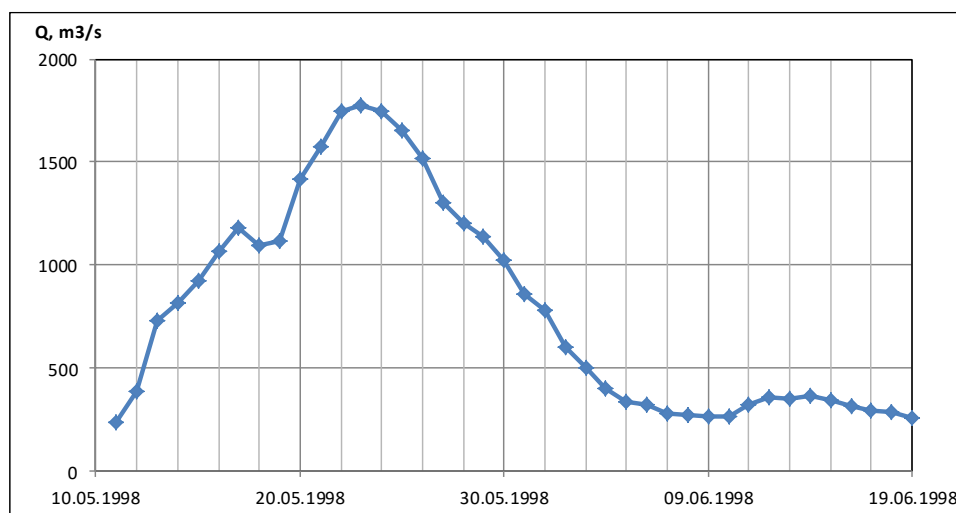


Рисунок 3.25 – Схематизированный гидрограф половодья 1998 г.



Рисунок 3.26 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 1998 г. (источник – Google-Earth)

Моделирование течений и русловых деформаций в половодье 1998 г. (рис. 3.27) показало, что половодный поток у Быченского поселения пока концентрируется в старом изогнутом русле, и эрозионные процессы там еще преобладают над аккумулятивными в центральной и нижней части, однако в верхней части старого русла начинает преобладать аккумуляция наносов, поступающих в него в результате размыва вышележащего обширного правобережного побочня.

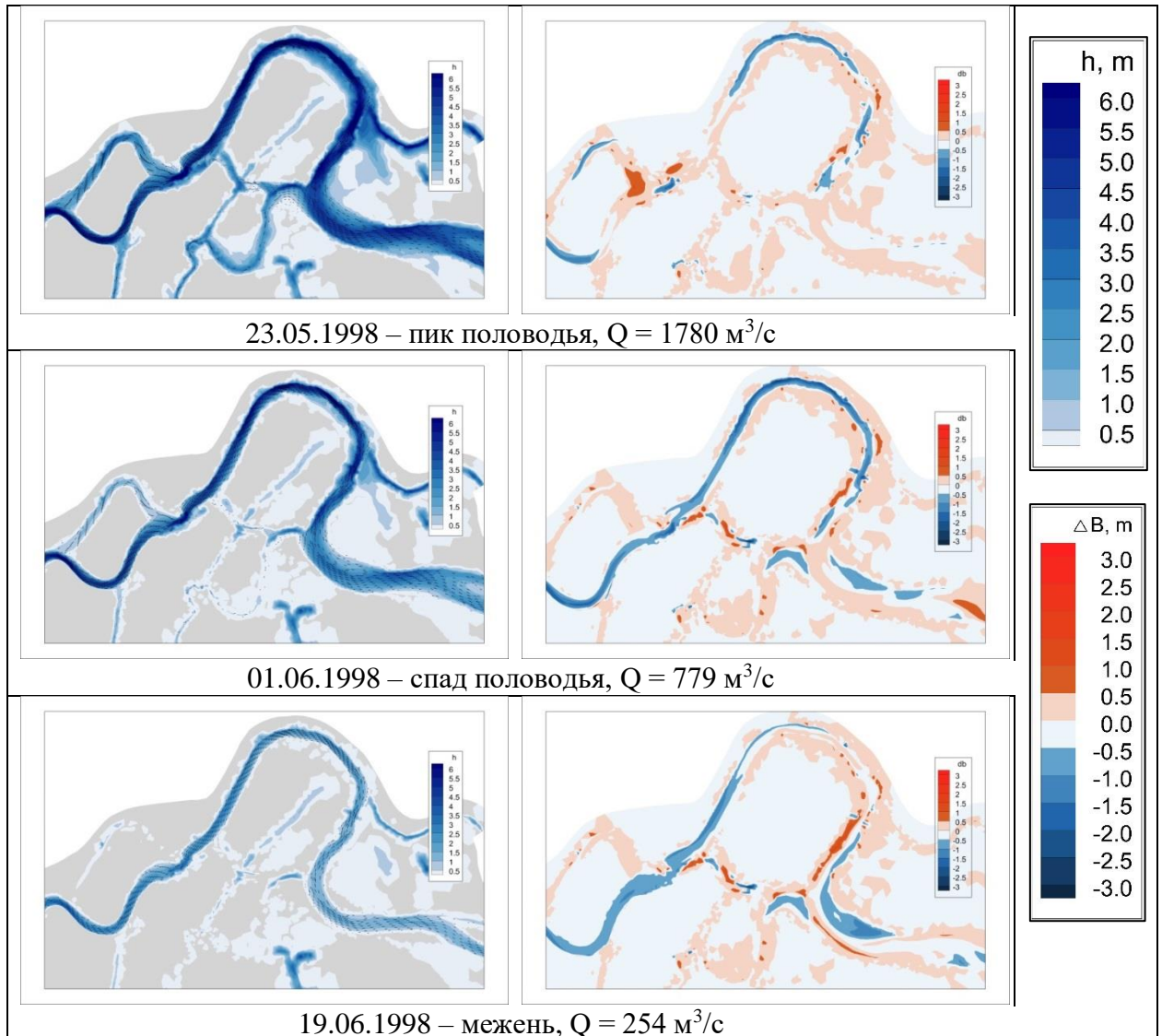


Рисунок 3.27 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования 1998 г.

При этом на спаде половодья начали активизироваться эрозионно-аккумулятивные процессы на месте образования спрямляющей протоки, что обусловило необходимость при дальнейшем моделировании уменьшить значения шероховатости русла в местах заметного нарушения растительного покрова (рис. 3.28). Наиболее обширная область размыва оказалась расположенной в верхнем крыле излучины, а наиболее концентрированный размыв произошел непосредственно ниже автодороги, как это и было зафиксировано космическим снимком. Следует заметить, что тенденция к эрозии здесь пока не является однонаправленной, и значительная часть материала аккумуляровалась в непосредственной близости от мест размыва, что также отражается в мозаичном характере поверхности на снимке (см. рис. 3.26).

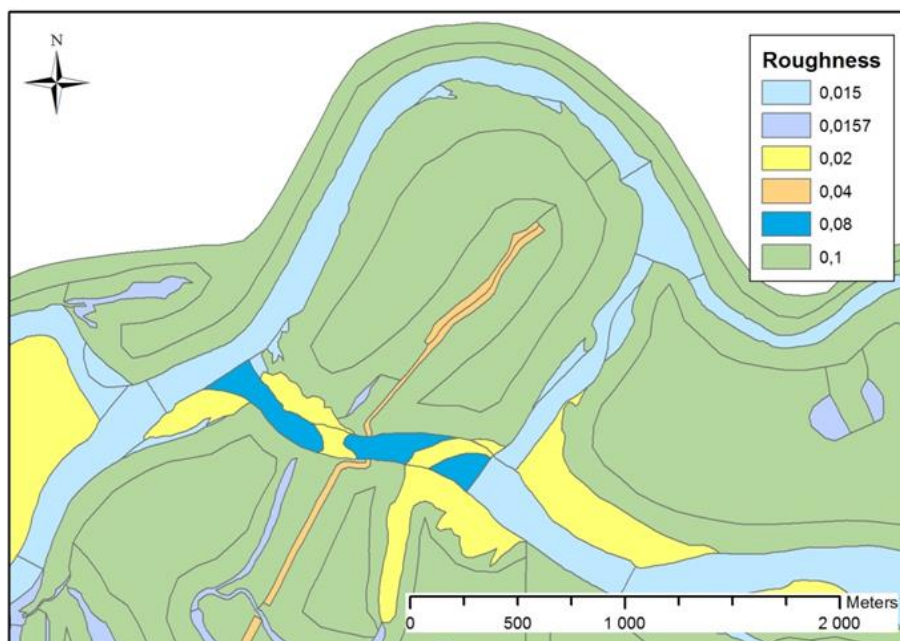


Рисунок 3.28 – Полигоны шероховатости в районе Быченской излучины, принятые после прохождения половодья 1998 г.

Следующее половодье 1999 г. было низким, его максимальный расход составил $1300 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 3.29), существенного затопления поймы не происходило. Моделирование этого года не показало заметных изменений пойменного рельефа, однако обнаружилась тенденция «промывки» верхней части старого русла при невысоком половодье и заиления его нижней части (рис. 3.30).

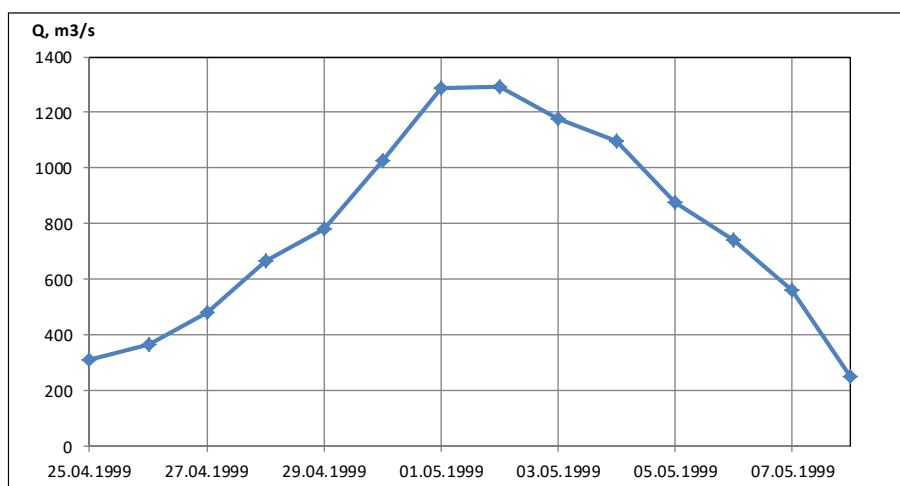


Рисунок 3.29 – Схематизированный гидрограф половодья 1999 г.

Последующий 2000-й год был многоводным с высоким и продолжительным двухпиковым половодьем при максимальном расходе воды первого пика $1760 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 3.31).

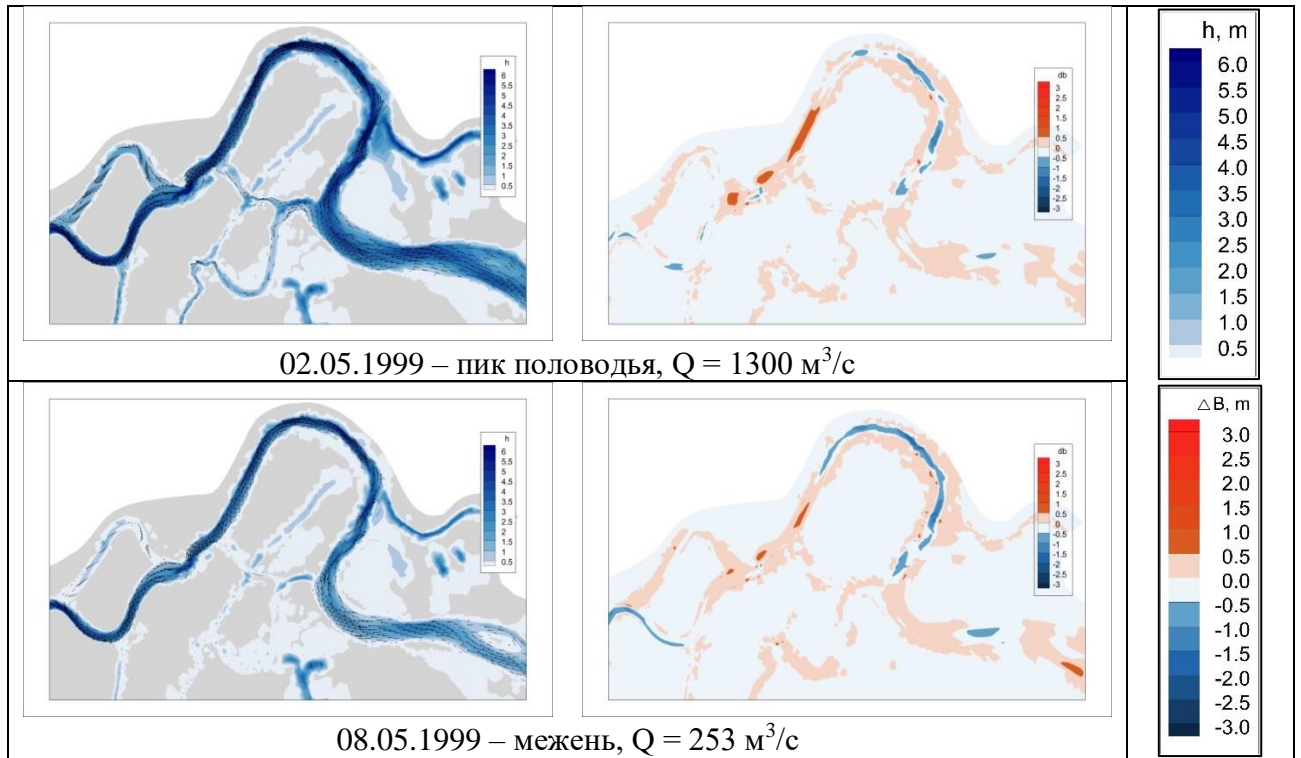


Рисунок 3.30 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

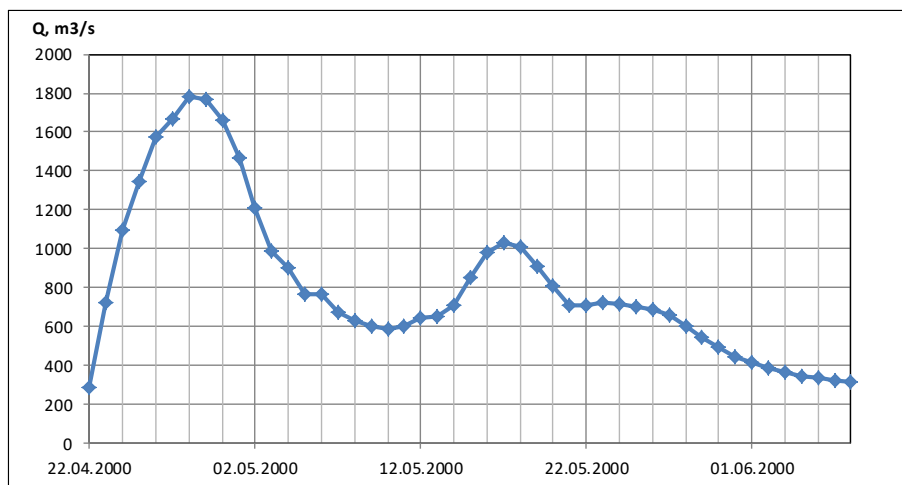


Рисунок 3.31 – Схематизированный гидрограф половодья 2000 г.

На подъеме половодья продолжился процесс занесения русла в нижнем крыле Быченской излучины наносами, поступающими с вышележащих размываемых участков у вершины излучины и в ее верхнем крыле (рис. 3.32). Однако после прохождения первого пика половодья интенсивность эрозионно-аккумулятивных процессов в нижнем крыле излучины и на нижележащем участке русла заметно уменьшилась. При этом на вышележащем участке крупный правобережный побочень начал интенсивно размываться русловым потоком с одновременной аккумуляцией наносов в левобережной плесовой лощине. В результате этого динамическая ось потока сместилась правее, и спрямляющая протока стала ее продолжением. Таким образом, к

моменту наступления второй волны половодья (обусловленной наложением на него дождевого паводка) поток сконцентрировался по кратчайшему пути через шейку излучины. Это привело к интенсификации там размыва поверхности поймы и формированию отчетливо видной на космическом снимке непрерывной бороздины (рис. 3.33).

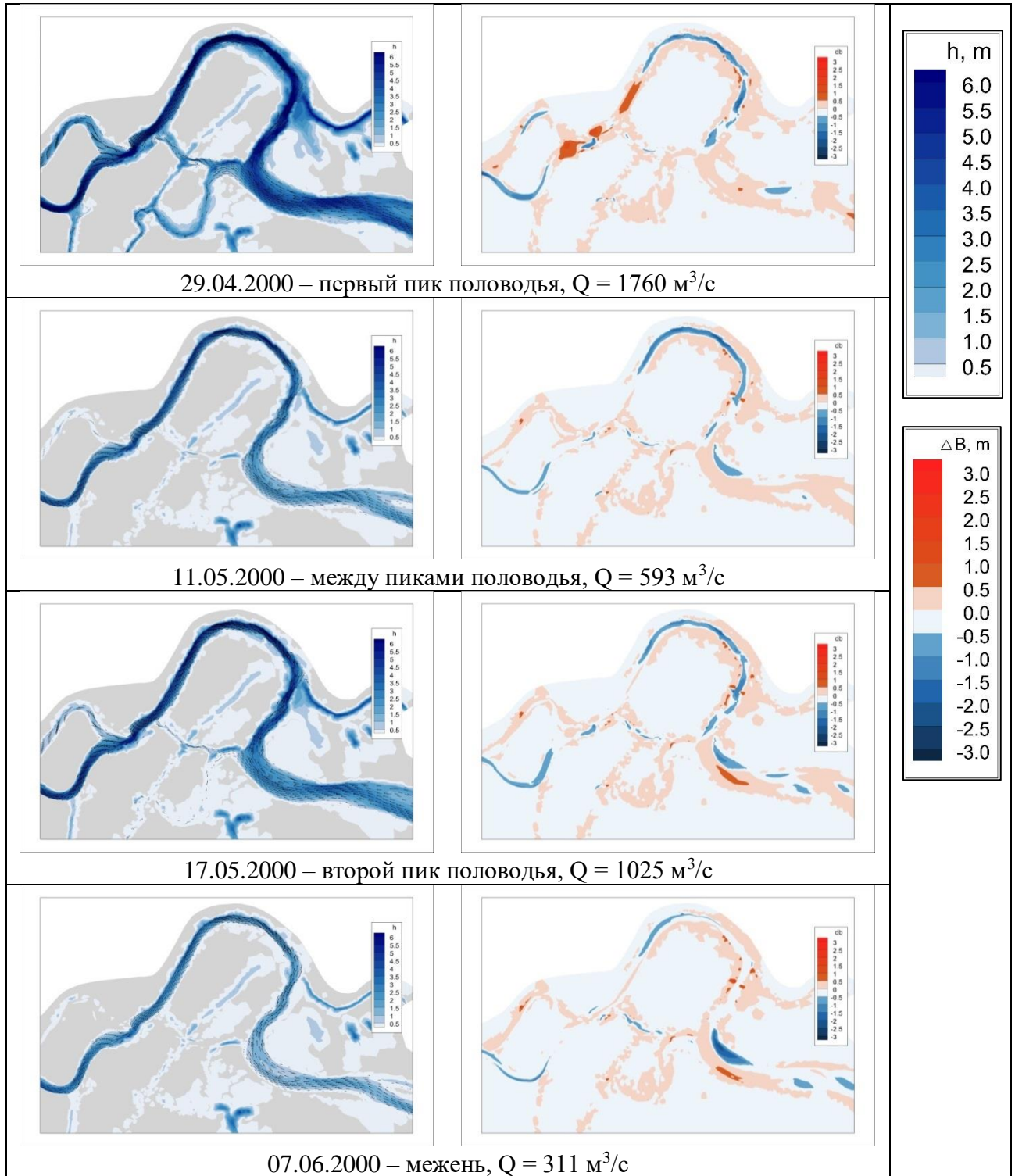


Рисунок 3.32 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.33 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2000 г. (источник – Google-Earth)

Половодье 2001 г. было невысоким с максимальным расходом $1320 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 3.34), однако вода на его пике и спаде уже текла по бороздине, спрямляющей Быченскую излучину (рис. 3.35). Заметного ее углубления за этот год ни по модели, ни в натуре не произошло. Во время последующего за весенним половодьем высокого дождевого паводка с максимальным расходом $607 \text{ м}^3/\text{с}$ вода на пойму не выходила. Однако за время продолжительного периода повышенного стока произошли видимые русловые деформации в верхнем крыле излучины, где начали формироваться побочни. Кроме того, на неразветвленном участке реки, находящемся непосредственно выше Быченской излучины, тенденция размыва обширного правобережного побочня сменилась аккумуляцией наносов на его поверхности. В связи с этим, а также учитывая разработку спрямляющей бороздины через шейку Быченской излучины, значения коэффициентов шероховатости в районе излучины были изменены в сторону увеличения в русле и уменьшения на пойме (рис. 3.36).

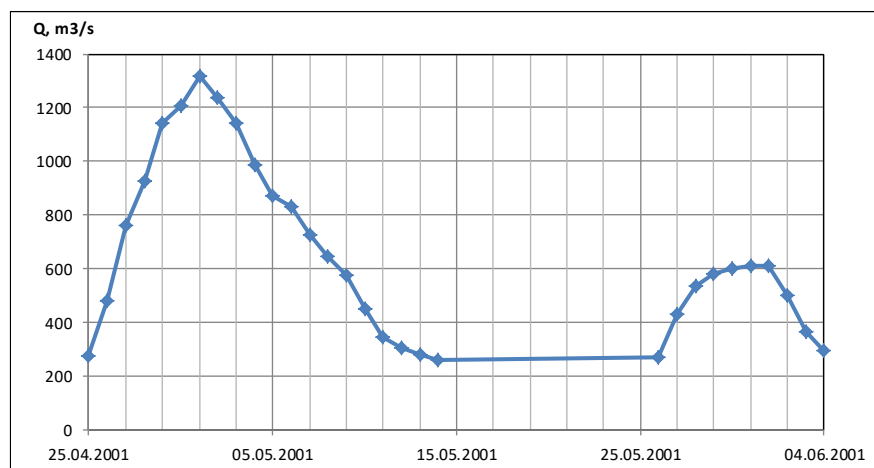


Рисунок 3.34 – Схематизированный гидрограф половодья 2001 г.

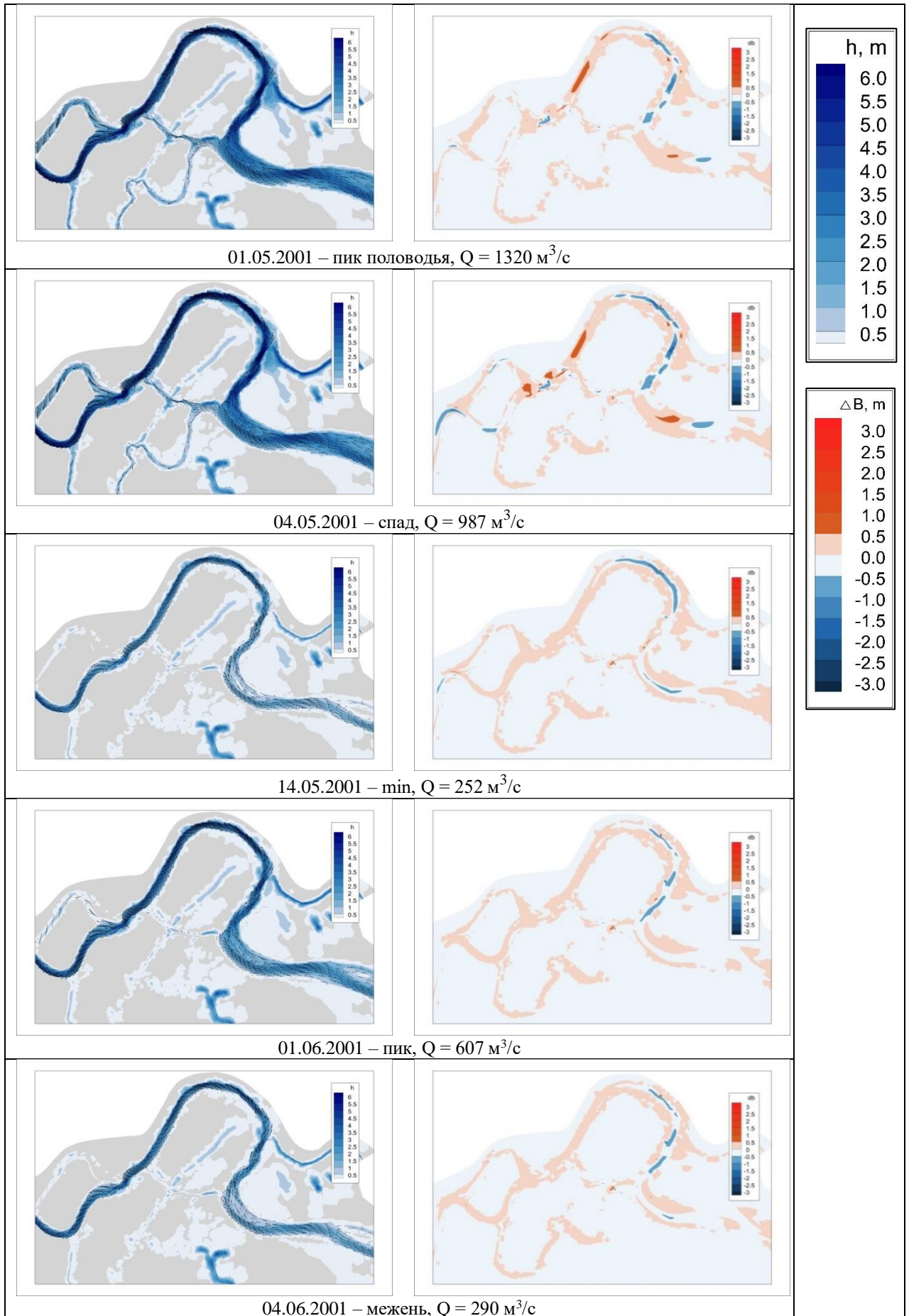


Рисунок 3.35 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

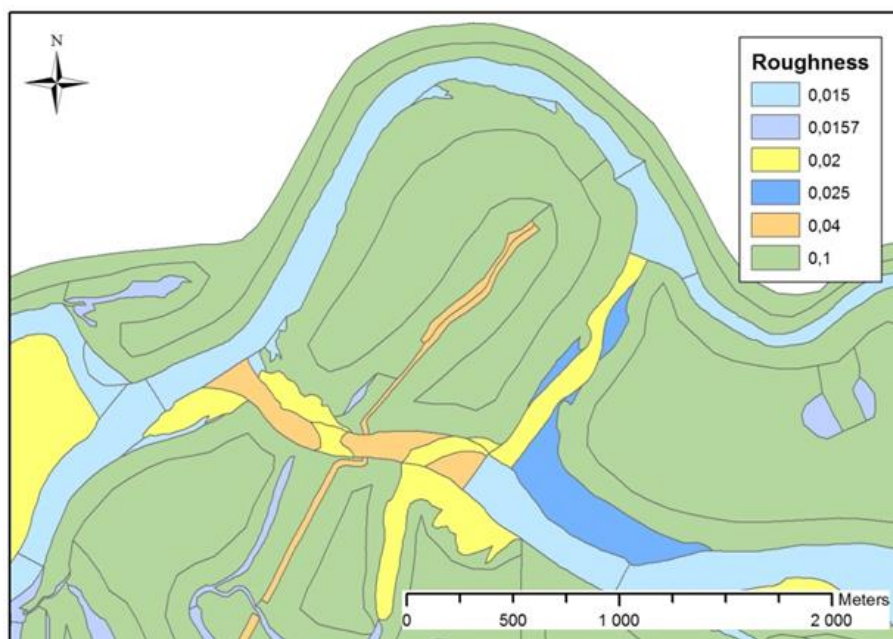


Рисунок 3.36 – Полигоны шероховатости в районе Быченской излуины после прохождения половодья 2001 г.

Половодье 2002 г. было высоким и продолжительным (рис. 3.37). При подходе к Быченской излуине половодный поток стал еще сильнее концентрироваться у левого берега, и значительная его часть по инерции устремилась на пойму через шейку излуины (рис. 3.38). На спаде половодья пойменный поток сконцентрировался в спрямляющей бороздине, в то время как по левобережному староречью течение прекратилось. Вместе с этим продолжился размыв аккумулятивной формы на выходе спрямляющей бороздины в основное русло. Признаки этих процессов отчетливо видны на космическом снимке (рис. 3.39), и в дальнейших расчетах участок спрямления русла моделировался как не имеющий растительного покрова, в то время как при заходе в излуину шероховатость русла была увеличена на одну градацию ввиду дальнейшей аккумуляции там наносов (рис. 3.40).

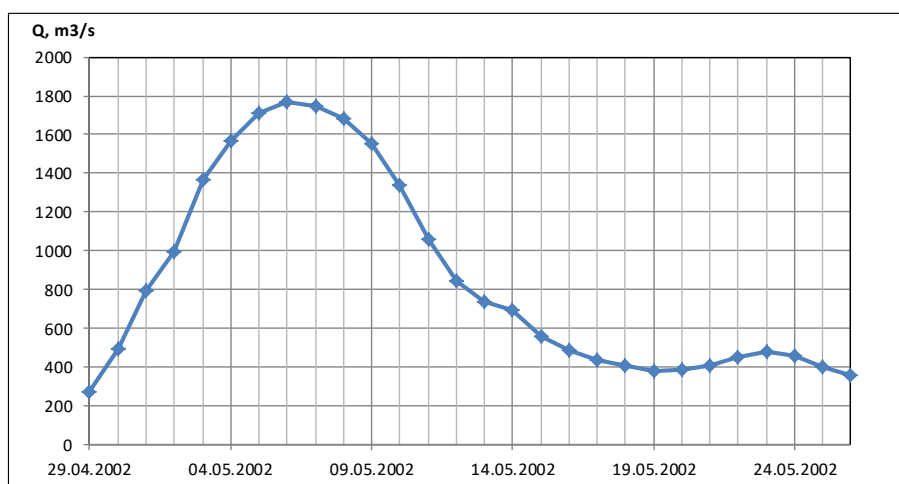


Рисунок 3.37 – Схематизированный гидрограф половодья 2002 г.

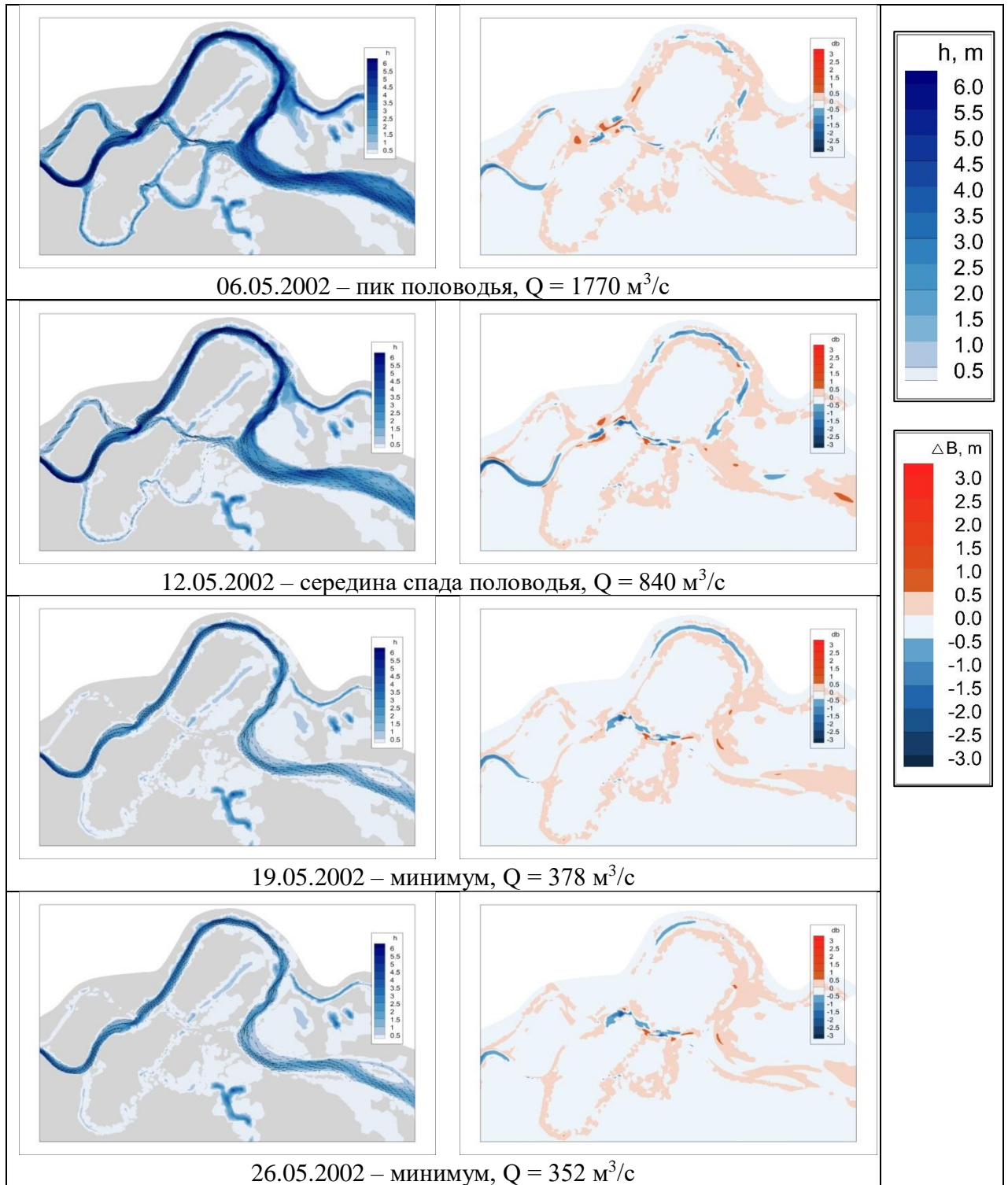


Рисунок 3.38 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

Половодье 2003 г. по форме гидрографа и максимальному расходу ($1780 \text{ м}^3/\text{с}$) было сходно с предыдущим половодьем 2002 г. (рис. 3.41), также аналогичными были и тенденции развития русла как на модели (рис. 3.42), так и в натуре (рис. 3.43).



Рисунок 3.39 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2002 г. (источник – Google-Earth)

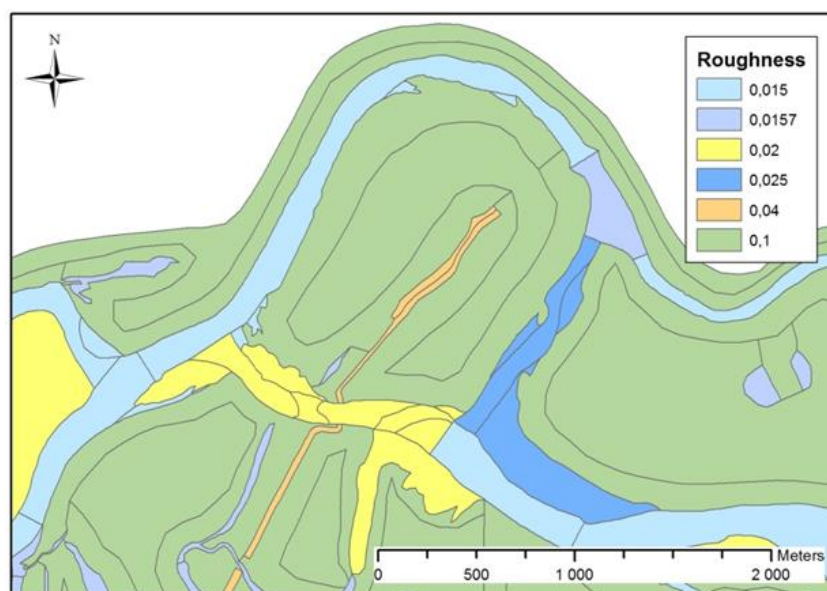


Рисунок 3.40 – Полигоны шероховатости в районе Быченской излучины после прохождения половодья 2002 г.

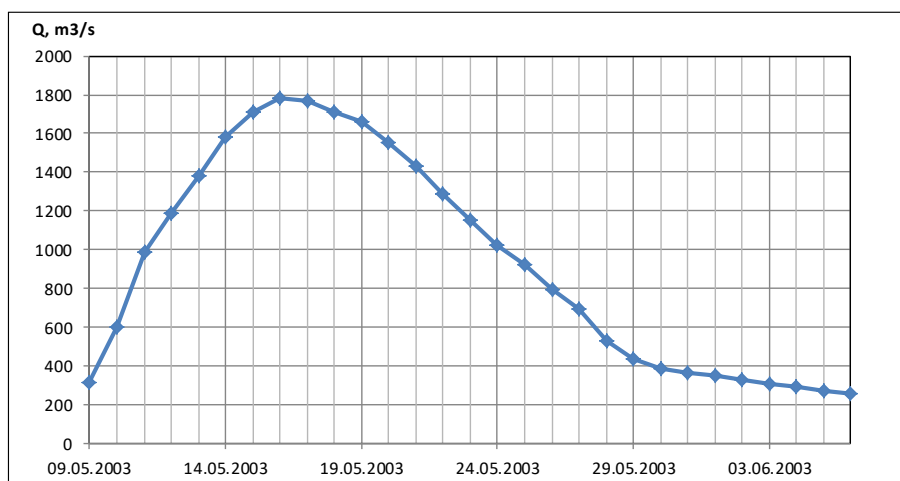


Рисунок 3.41 – Схематизированный гидрограф половодья 2003 г

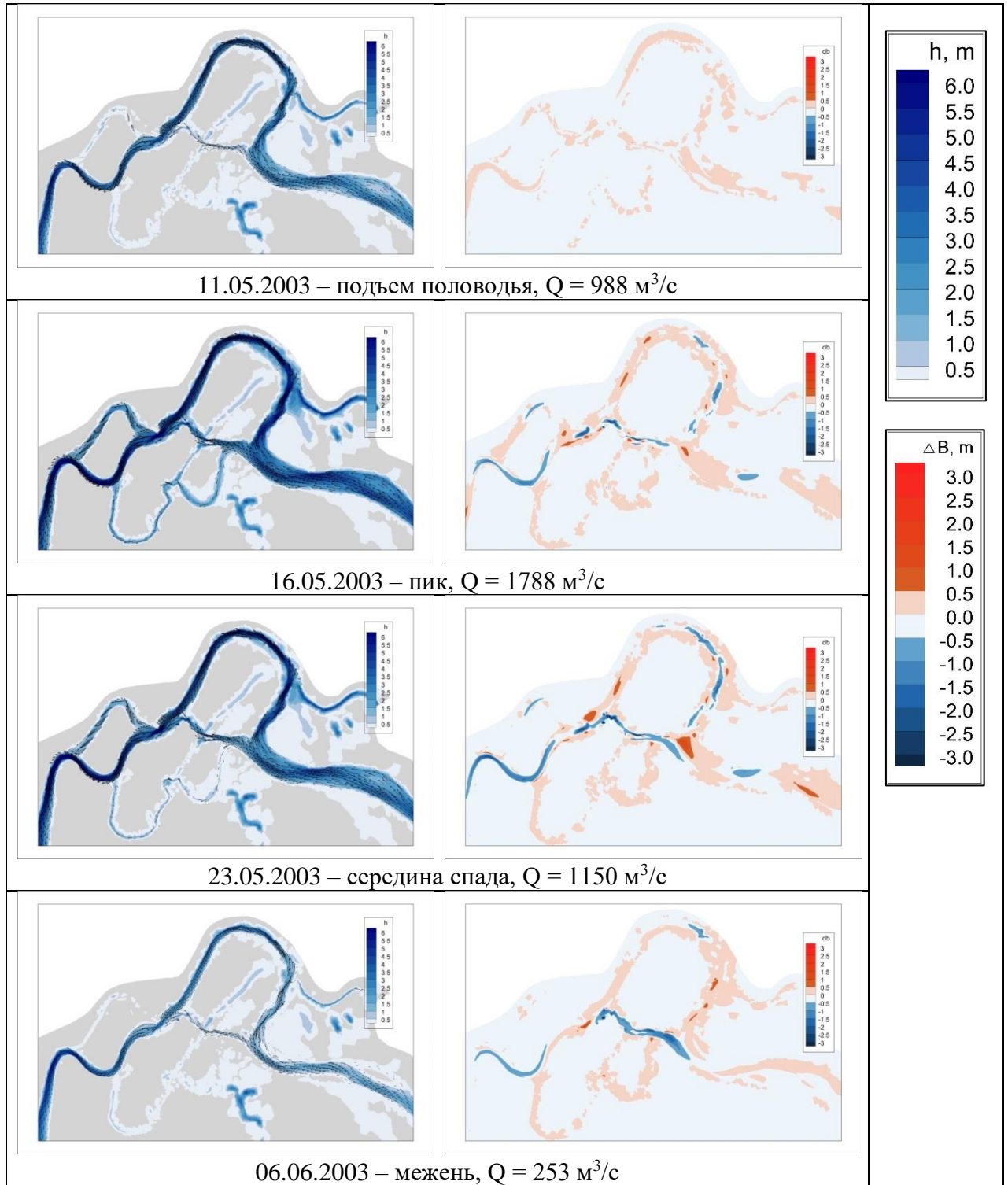


Рисунок 3.42 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.43 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2003 г. (источник – Google-Earth)

Половодье 2004 г. было поздним, невысоким и продолжительным, максимальный расход составил $1355 \text{ м}^3/\text{с}$ (рис. 3.44), однако в отличие от предыдущего маловодного 2001 г. течение по спрямляющей бороздине началось сразу же после начала весеннего подъема уровня воды и продолжалось вплоть до наступления межени (рис. 3.45). К этому времени бороздина уже превратилась в отчетливо различимую спрямляющую протоку. При заходе в старое русло Быченской излучины продолжил развиваться правобережный побочень, который начал блокировать заход в него, уменьшив меженную ширину почти вдвое (рис. 3.46). Формирование русла спрямляющей протоки послужило обоснованием дальнейшего уменьшения шероховатости по трассе спрямления излучины до значений, характерных для остальных русел, а занесение верховьев старого русла – напротив, к увеличению шероховатости в нем (рис. 3.47).

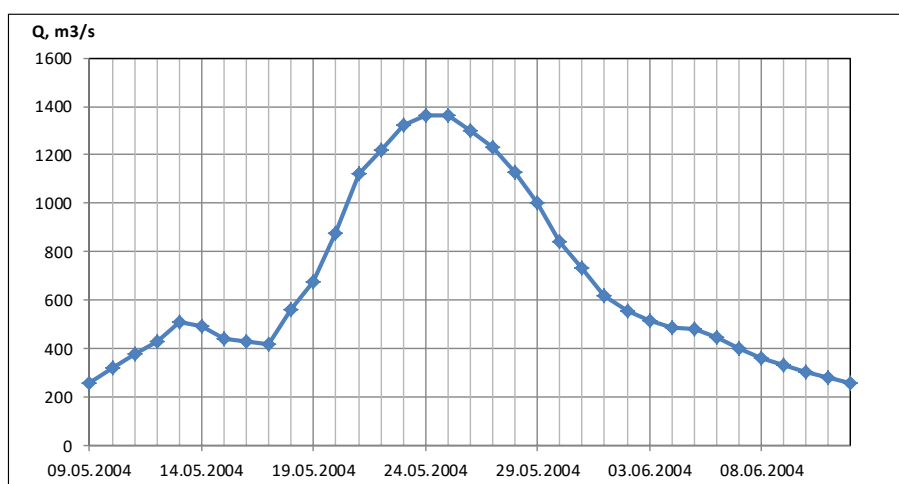


Рисунок 3.44 – Схематизированный гидрограф половодья 2004 г.

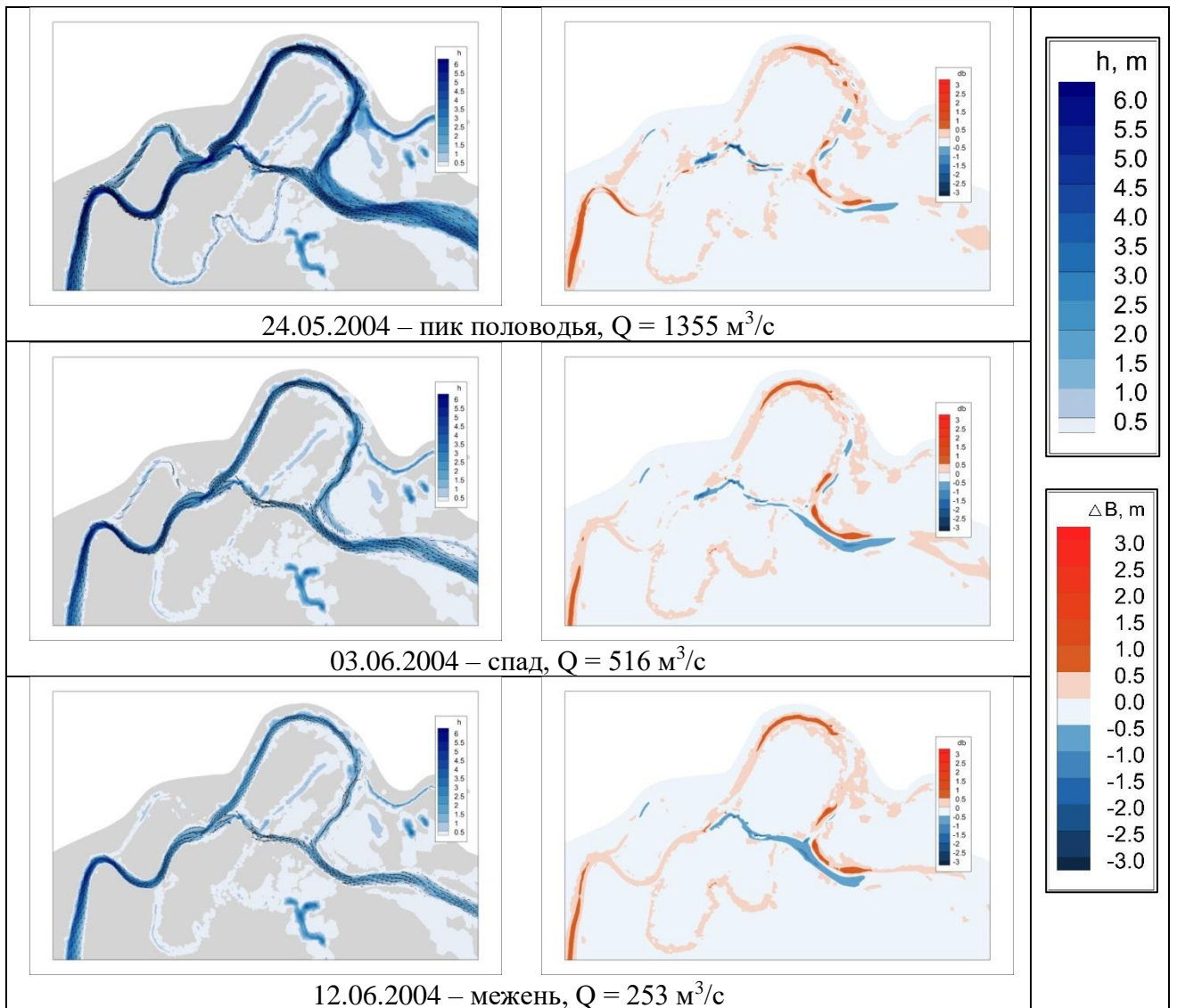


Рисунок 3.45 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.46 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2004 г. (источник – Google-Earth)

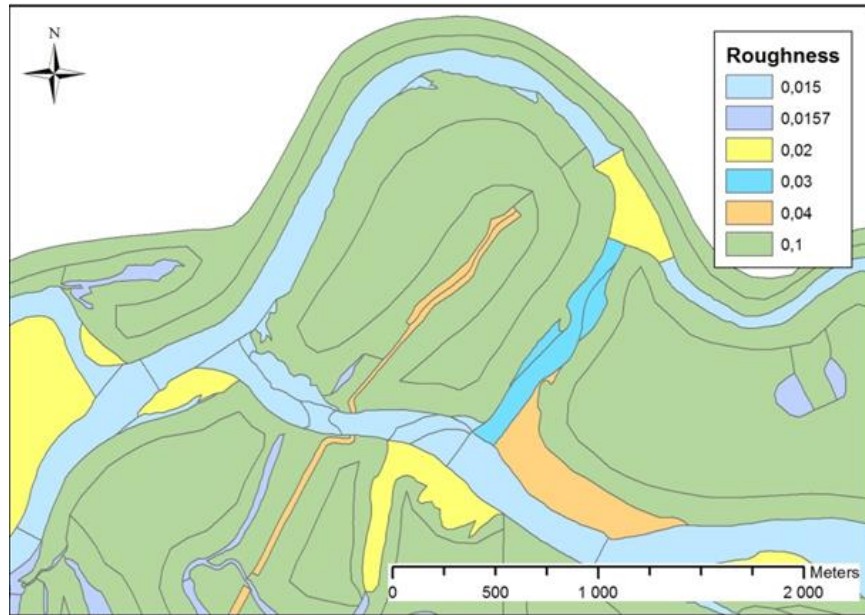


Рисунок 3.47 – Полигоны шероховатости в районе Быченской излучины после прохождения половодья 2004 г.

За последующие три года (2005-2007) вне зависимости от водности года и формы гидрографа половодья (рис. 3.48, 3.50, 3.52) происходило дальнейшее развитие спрямляющей протоки за счет размыва пойменных берегов с формированием в ее русле подвижных аккумулятивных форм (рис. 3.49, 3.51, 3.53). Признаки аккумуляции наносов в верхнем крыле Быченской излучины, обмеления и зарастания старого русла стали проявляться на космических снимках всё отчетливей, и к летней межени 2007 г. основное течение реки окончательно переместилось в спрямляющую протоку (рис. 3.54), в то время как гидрометрический пост остался в старом русле, что и стало причиной прекращения там измерений стока воды.

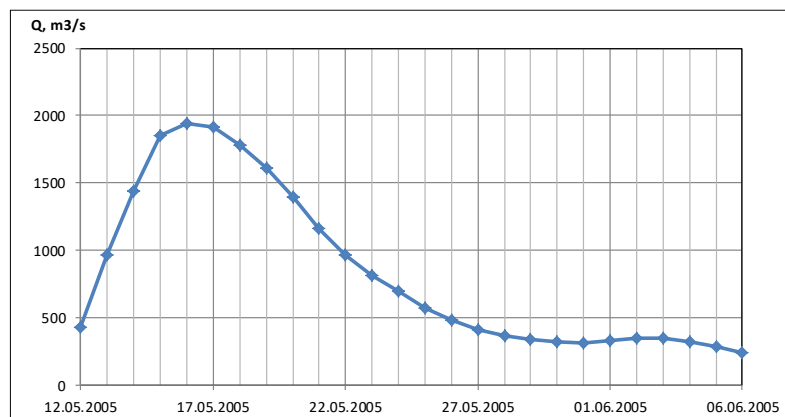


Рисунок 3.48 – Схематизированный гидрограф половодья 2005 г

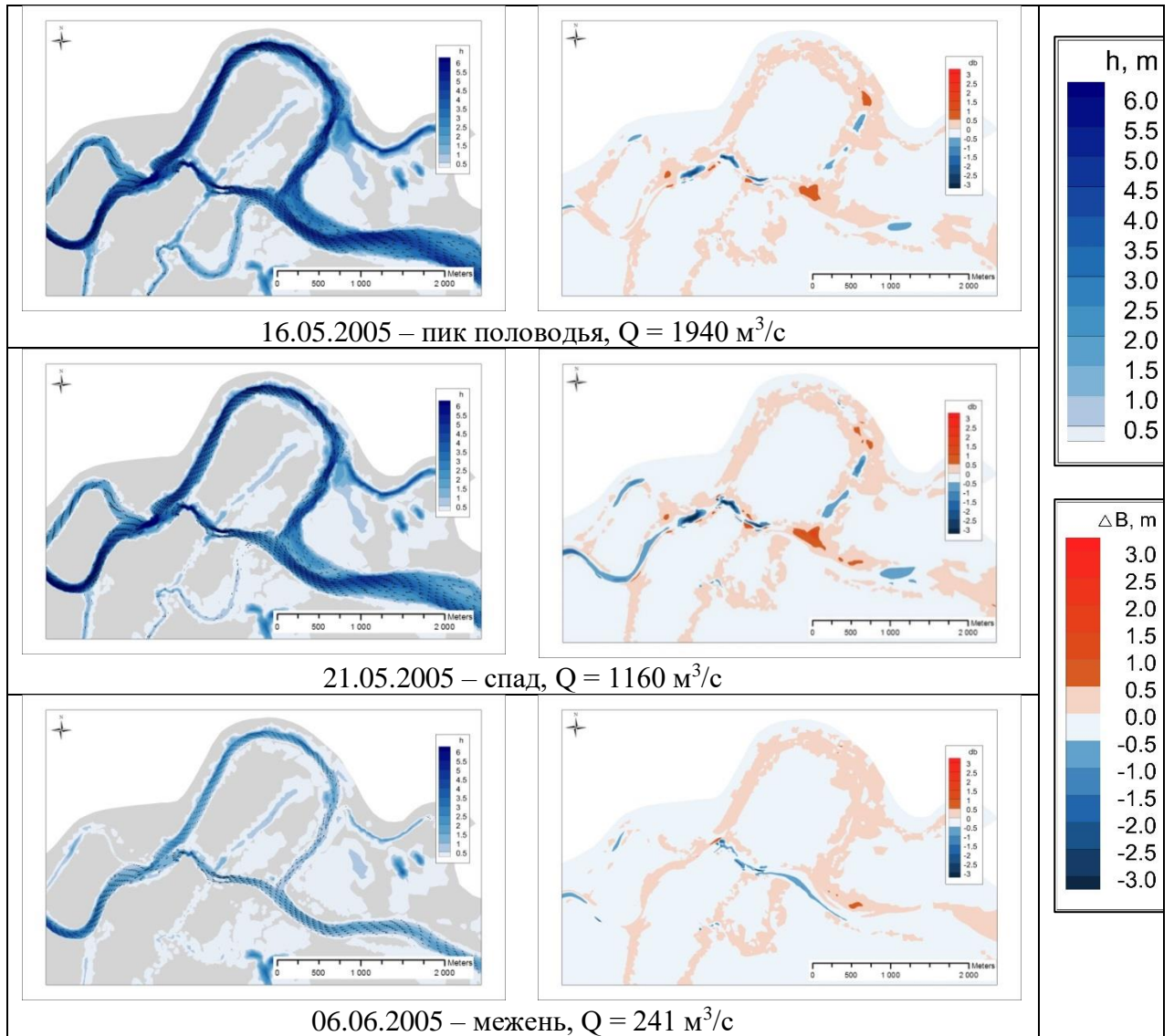


Рисунок 3.49 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

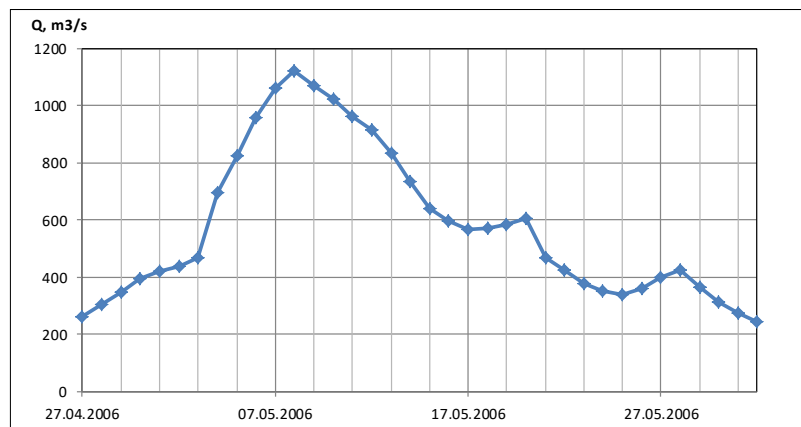


Рисунок 3.50 – Схематизированный гидрограф половодья 2006 г.

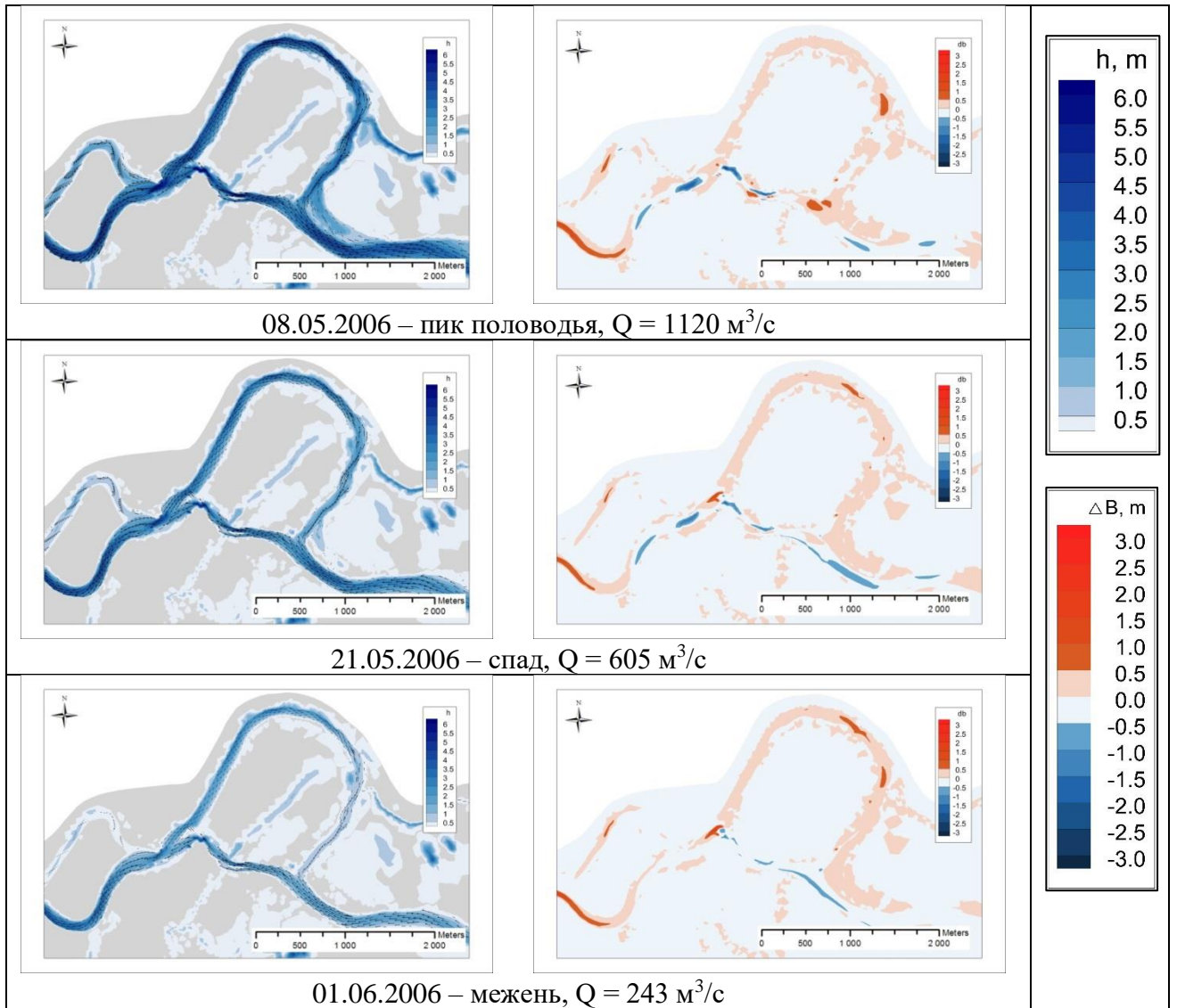


Рисунок 3.51 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

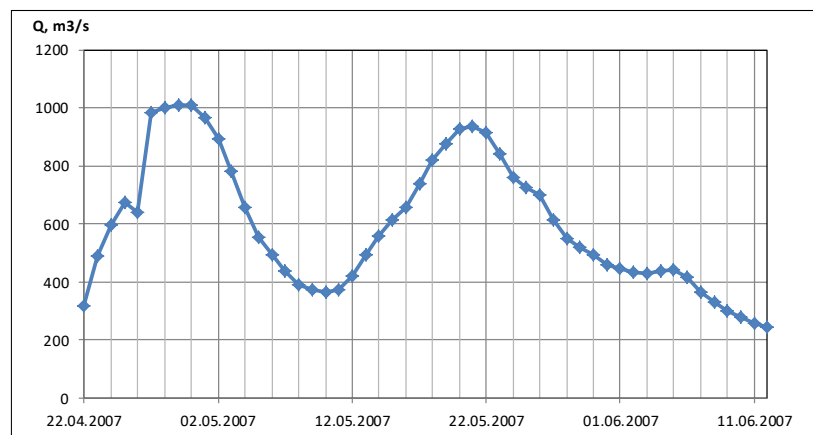


Рисунок 3.52 – Схематизированный гидрограф половодья 2007 г

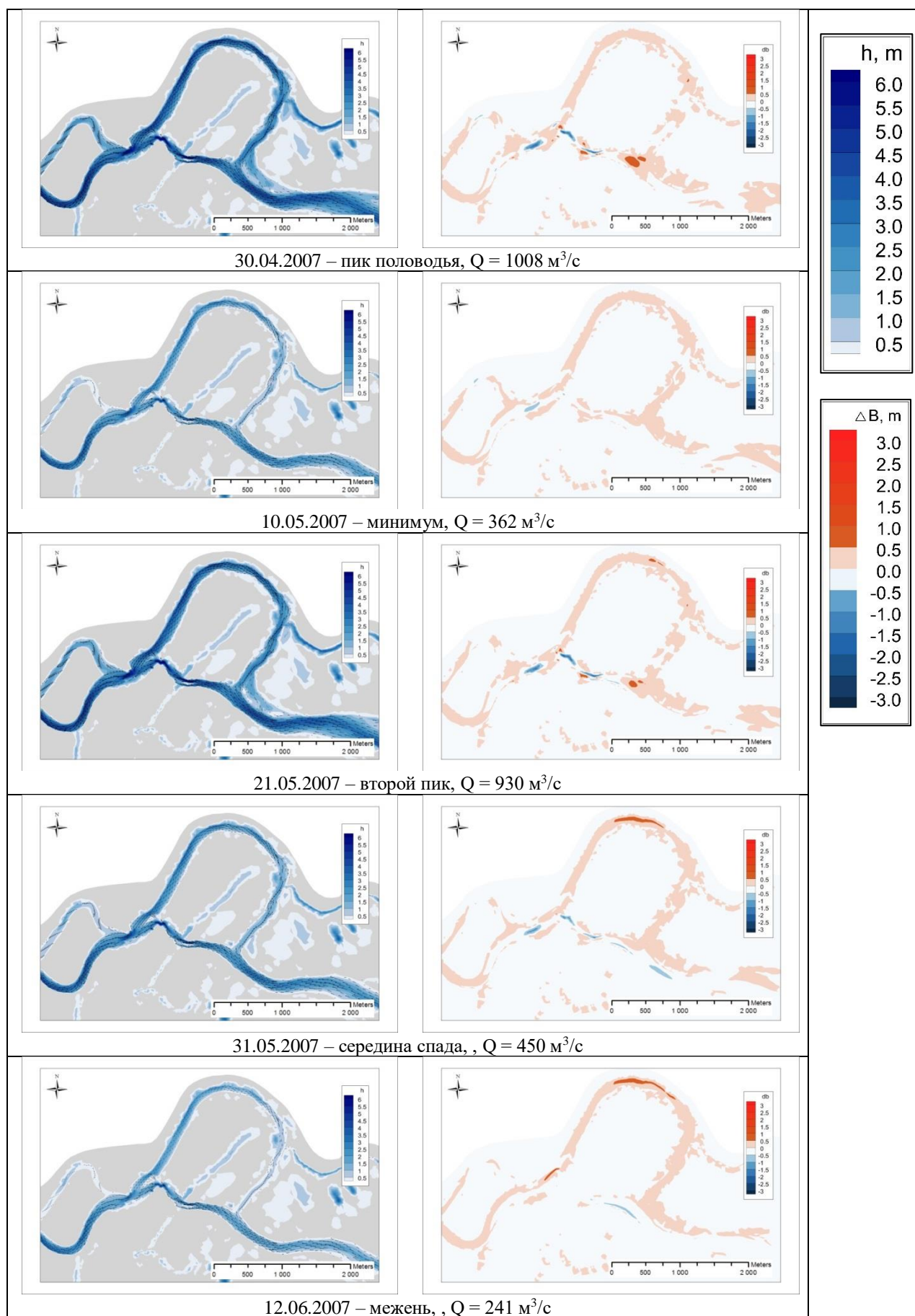


Рисунок 3.53 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.54 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2007 г. (источник – Google-Earth)

Ввиду того, что начиная с 2008 г. наблюдения за стоком р. Пёзы на гидрологическом посту д. Игумново не производились, а максимальные уровни воды продолжали регистрировать, то при моделировании русловых деформаций в последующие годы были использованы гидрографы реальных лет предыдущего периода с максимальным уровнем весеннего половодья, наиболее близким к максимальным уровням моделируемого года. Так при моделировании 2008 г., когда максимальный уровень половодья составил 683 см над нулем поста, использовался гидрограф 1998 г. (см. рис. 3.25), имевшего максимум уровня 687 см. При этом по возможности использовались гидрографы разных лет, например, для моделирования последующего 2009 г. с максимальным уровнем 687 см был использован уже другой гидрограф – 2002 г. (см. рис. 3.37), имевшего такой же максимальный уровень весеннего половодья.

В многоводный период 2008-2009 г. произошло расширение спрямляющей протоки с углублением ее нижней части и формированием там правобережного побочня (рис. 3.55 и 3.56). При этом аккумуляция наносов в старом русле, откуда ушла значительная часть половодного потока, существенно интенсифицировалась, и к межени течение воды в нем практически прекратилось. Основные черты рельефа русла и поймы в районе Быченской излучины стали близок к современным, однако зарастания захода в старое русло еще не произошло (рис. 3.57).

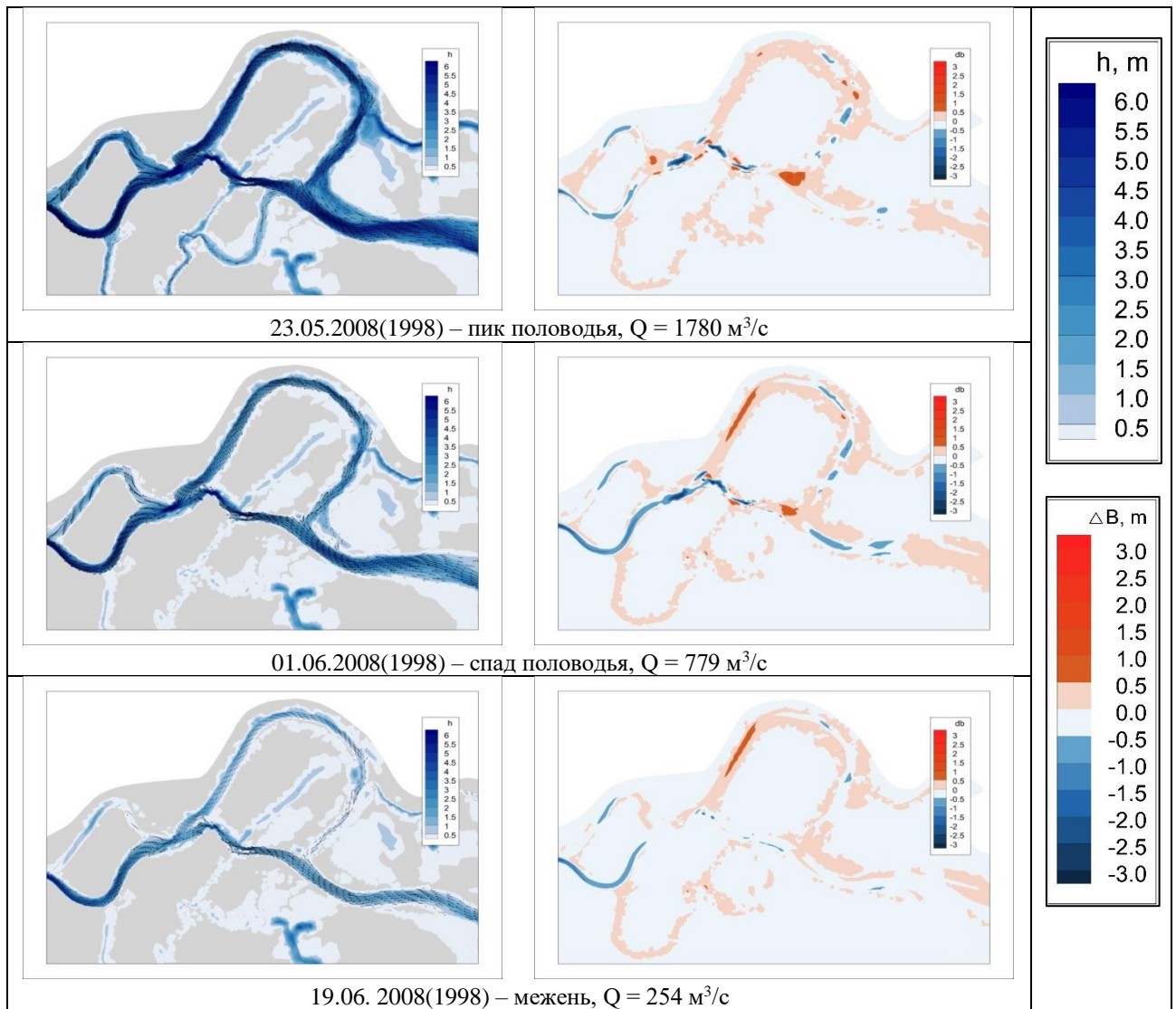


Рисунок 3.55 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

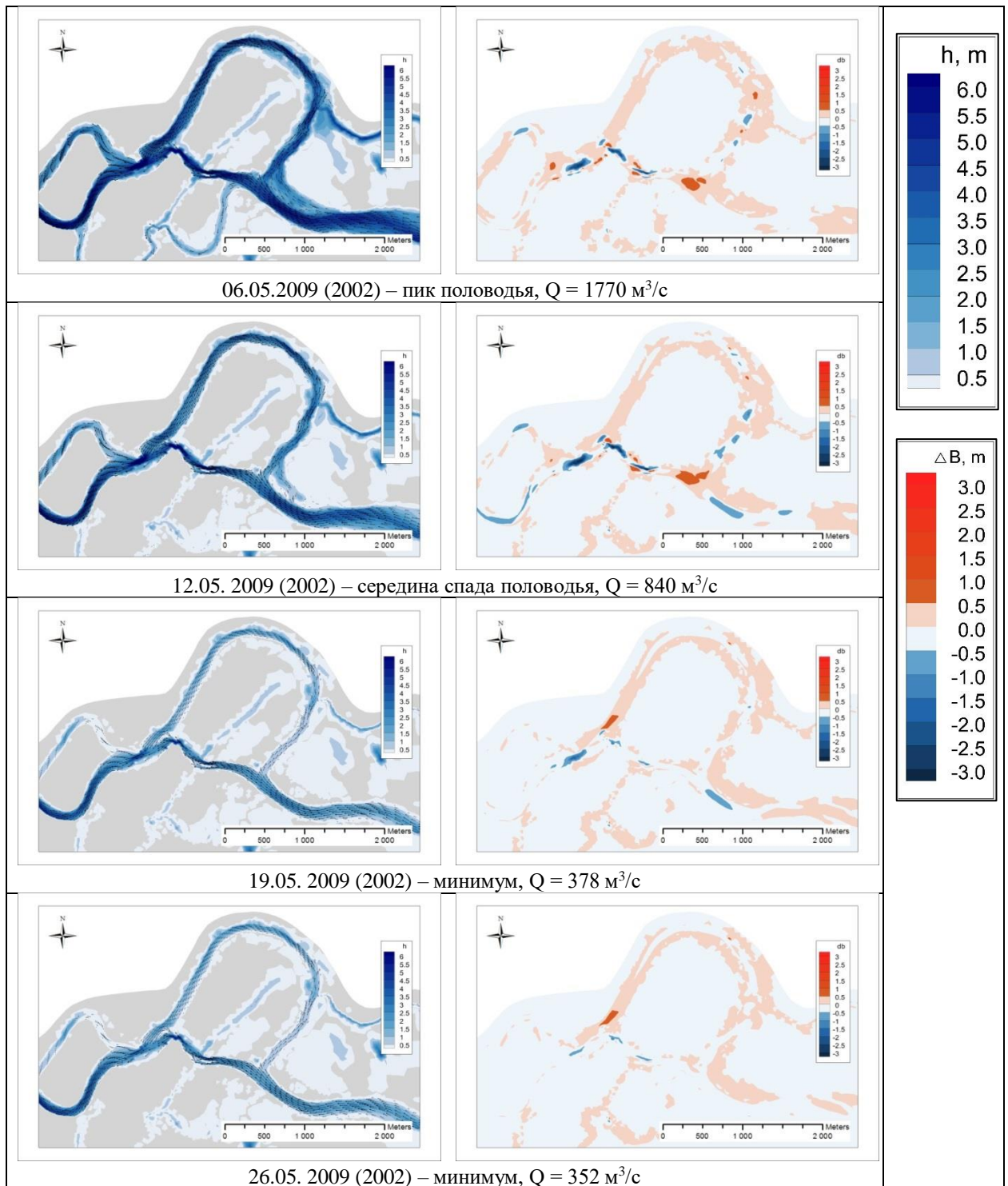


Рисунок 3.56 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.57 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2009 г. (источник – Google-Earth)

В последующий маловодный период 2010-2012 г. направленность развития Быченской излучины сохранилась (рис. 3.58-3.60), причем спрямляющая протока приобрела современные очертания и ширину (рис. 3.60), а последующие изменения в старом русле происходили за счет его зарастания и сужения. Открытая водная поверхность в межень там сохраняется только вдоль правого берега за счет промывки потоком р. Ошуги (рис. 3.61, 3.62).

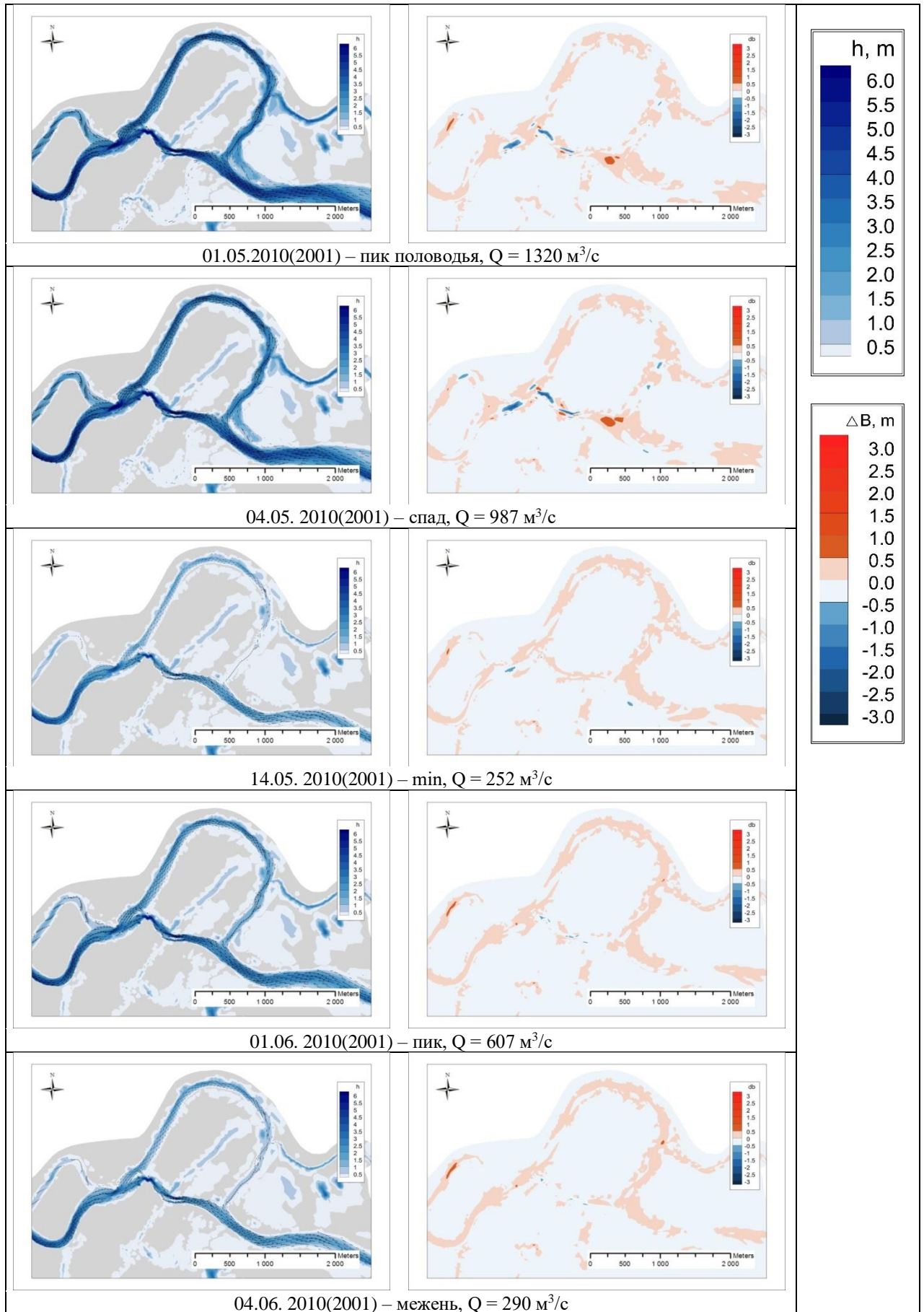


Рисунок 3.58 – Глубина потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

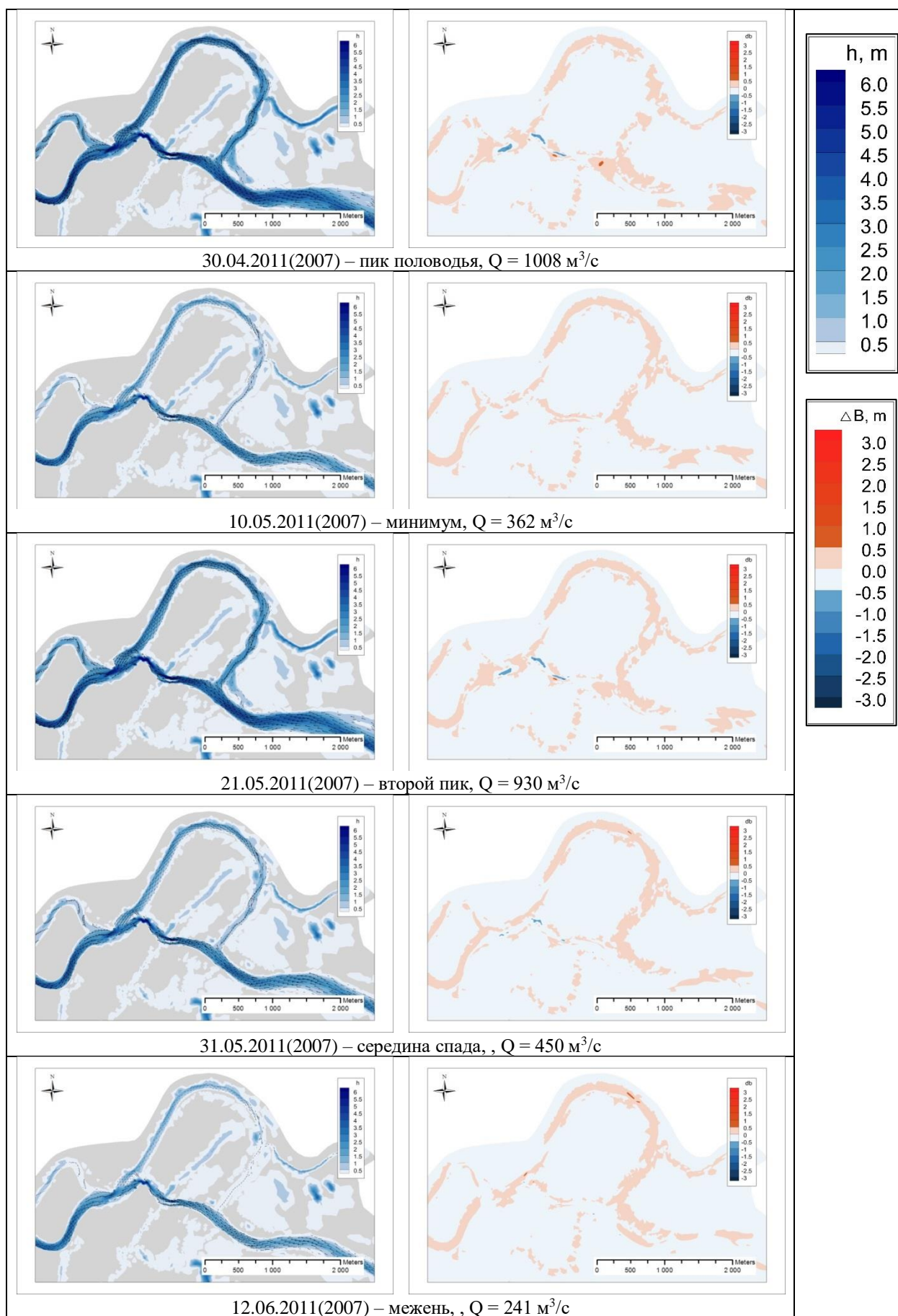


Рисунок 3.59 – Глубины потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования

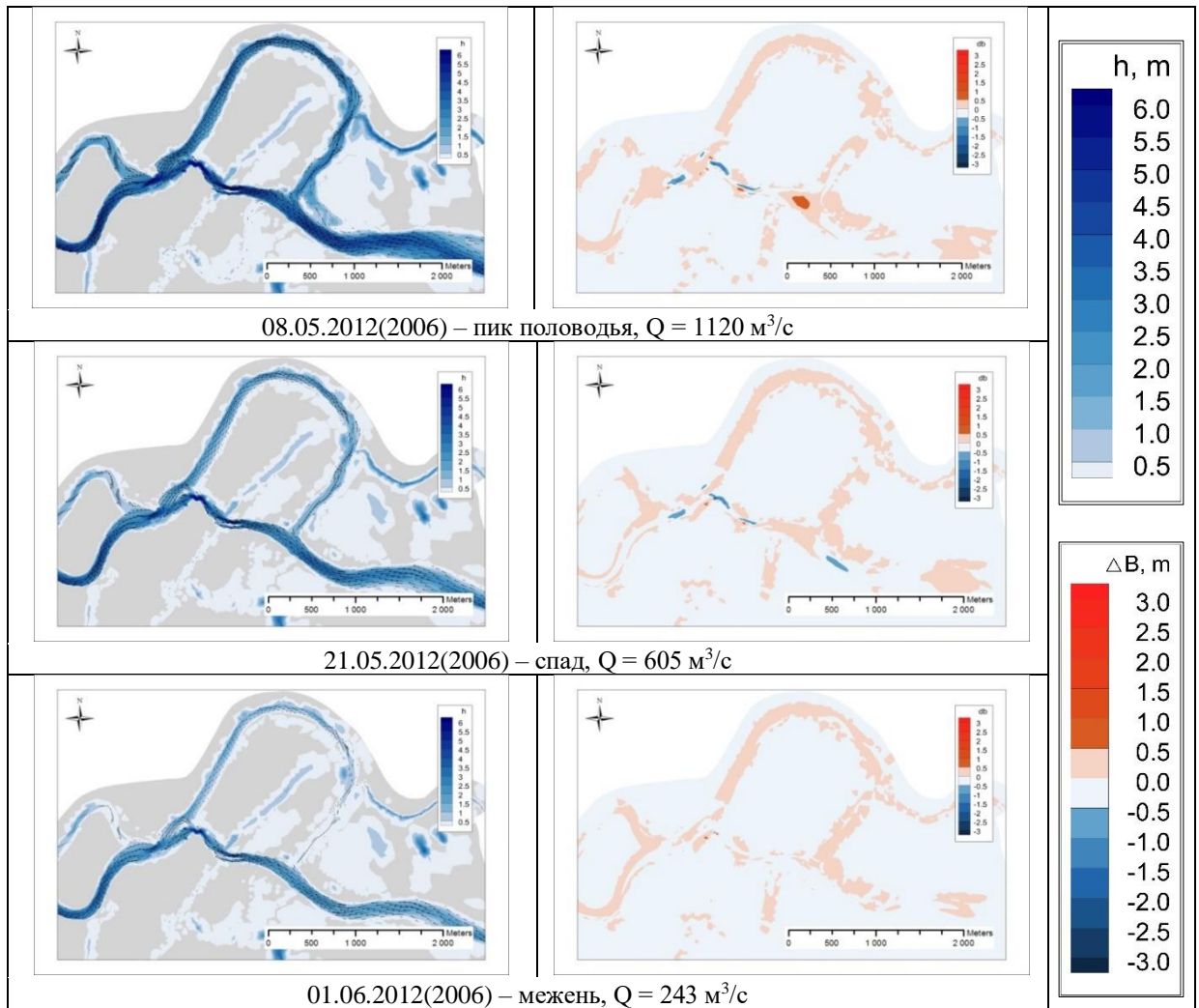


Рисунок 3.60 – Глубины потока (в левой колонке) и русловые деформации (в правой колонке) в районе Быченской излучины р. Пёзы в различные моменты времени по результатам моделирования



Рисунок 3.61 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2012 г. (источник – Google-Earth)



Рисунок 3.62 – Космический снимок района Быченского сельского поселения 2016 г. (источник – Google-Earth)

Суммируя результаты ретроспективного моделирования развития русла реки Пёза в районе Быченского сельского поселения можно сделать следующие **выводы**:

1. Ретроспективное моделирование, выполненное на основе программного комплекса STREAM 2D CUDA, продемонстрировало принципиальную возможность прямого численного моделирования развития излучин (включая их спрямление) на основе двумерных физико-математических моделей.

2. Изменение значений коэффициентов шероховатости в диапазонах, характерных для соответствующих типов русел и пойм позволяет адекватно воспроизвести основные этапы и механизмы прорыва излучины, такие как образование пионерной спрямляющей протоки, ее

последующее расширение и углубление, а также блокирование побочнем, заиление и зарастание старого русла (рис. 3.63 табл. 3.4).

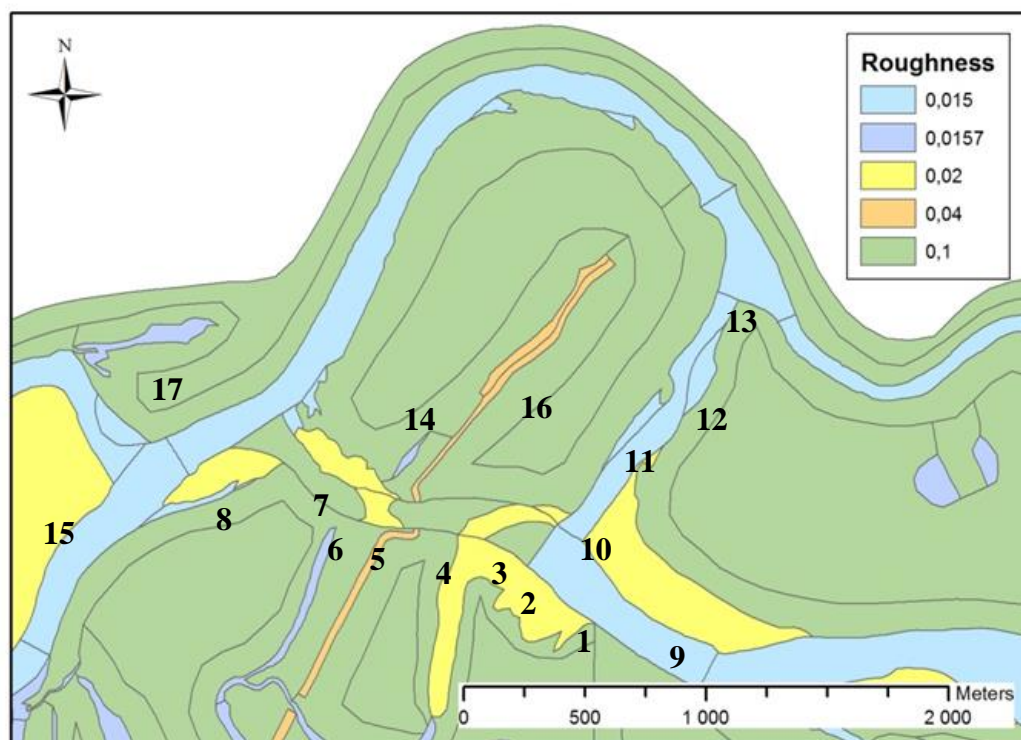


Рисунок 3.63 – Полигоны различной шероховатости в районе Быченской излучины, принятой на начало периода ретроспективного моделирования (1996 г.)

Таблица 3.4 – Изменение коэффициентов шероховатости по полигонам

	Номер на схеме	1996	2001	2003	2004	2006
Основное русло реки	1	0,015	0,015	0,015	0,015	0,015
Пойма	14	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Песчаные побочни, острова	15	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Дороги	16	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04
Старицы	17	0,0157	0,0157	0,0157	0,0157	0,0157
Участок нового русла реки	2	0,1	0,07	0,02	0,0157	0,015
	3	0,02	0,02	0,02	0,0157	0,015
	4	0,1	0,05	0,02	0,0157	0,015
	5	0,02	0,02	0,02	0,02	0,015
	6	0,1	0,07	0,02	0,02	0,015
Участок старого русла реки	10	0,015	0,0157	0,025	0,03	0,03
	13	0,015	0,015	0,0157	0,02	0,02
Песчаные побочни	9	0,2	0,025	0,025	0,04	0,04
	11	0,015	0,02	0,025	0,03	0,03
	12	0,015	0,02	0,025	0,03	0,03
	8	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
	7	0,02	0,02	0,02	0,02	0,015

3. Концепция использования метода численного моделирования русловых процессов в комплексе с полевыми исследованиями и анализом данных дистанционного зондирования может быть реализована в масштабе времени, пригодном для решения инженерных задач. Предложенная технология ретроспективного может рассматриваться как первый шаг к использованию численного моделирования для сценарного прогноза русловых деформаций и минимизации риска опасных русловых процессов на реках России.

4. Дальнейшее совершенствование технологии моделирования горизонтальных русловых деформаций может осуществляться посредством автоматизации процедуры изменения параметров шероховатости русла и поймы. Существует принципиальная возможность разработки соответствующего алгоритма на основе анализа направленности и темпов эрозии или аккумуляции за предыдущие временные интервалы.

4. СЦЕНАРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАЗВИТИЯ ИЗЛУЧИН В НИЖНЕМ ТЕЧЕНИИ РЕКИ УРАЛ

4.1 Постановка задачи для сценарного моделирования

В отличие от ретроспективного моделирования, задачей которого является воспроизведение ранее произошедших событий, сценарное (или упреждающее) моделирование является основой для разработки прогноза возможного развития событий при различных вариантах проявления природных и техногенных факторов, определяющих направление и интенсивность исследуемых процессов.

Применительно к русловым деформациям наиболее важным из активных определяющих факторов является водный режим реки, а также меры инженерного воздействия на речное русло с целью его регулирования. Водность реки в половодье и паводки, когда происходят наиболее интенсивные русловые процессы, может быть количественно охарактеризована значениями максимальных расходов воды, а также продолжительностью их прохождения. Помимо внутригодового распределения стока имеют значение и вариации параметров половодья от года к году, чередования серий многоводных и маловодных лет.

Весьма важным обстоятельством является положение уровня воды при прохождении пика половодья относительно поверхности поймы: если пойма не затоплена, основная руслоформирующая деятельность водного потока концентрируется в бровках русла. Скорости течения в русле при этом максимальны («кинематический эффект» Железнякова еще не проявляется), происходит интенсивный размыв вогнутых берегов излучин как за счет непосредственного контакта береговых откосов с движущейся водной массой, так и ввиду углубления плесовых лощин поблизости от вершины и нижнего крыла излучины за счет развития там поперечной циркуляции. Именно в эту фазу водного режима, когда максимальные скорости водного потока сочетаются с максимальными глубинами, происходит наиболее интенсивный вынос наносов в сторону выпуклых берегов излучин придонными струями циркуляционных течений.

Если же половодье проходит при затопленной пойме, то существенное значение приобретают процессы взаимодействия русловых и пойменных потоков, наиболее активные проявления которых происходит в областях с наиболее контрастным донным рельефом, приуроченных к затопленным бровкам меженного русла, а также старичным понижениям затопленной поймы. Как показало ретроспективное моделирование развития русла реки Пёза (см. главу 3), старичные понижения и озера, а также луговые участки поймы в условиях преобладания легкоразмываемых песчаных и супесчаных грунтов могут представлять собой «трассу» для

спрямления отдельных излучин или даже их серий. При этом наличие слабо защищенных растительностью участков поймы при достаточной мощности половодного потока может привести к коренной перестройке русловой сети и началу развития новых излучин в спрямляющих протоках.

Одной из многочисленных рек, русло которых развивается по схеме свободного меандрирования, является река Урал в нижнем течении. Здесь на многих участках гривисто-западинный рельеф поймы с многочисленными старичными понижениями иллюстрирует активность переформирований речного русла. Анализ пойменного рельефа показывает, что меандрирующее русло реки развивается проходя стадии от слабоизвилистого до крутых и петлеобразных излучин. В зависимости от сочетания гидрологических и геоморфологических факторов русло на излучинах периодически спрямляется. Происходит это либо за счет постепенного смыкания вогнутых берегов соседних излучин, либо в результате прорыва излучин или их серий при прохождении выдающихся половодий.

При том, что процессы размыва вогнутых берегов и периодическое спрямление излучин является ординарным природным явлением, его проявление в определенных локациях и с повышенной интенсивностью может рассматриваться как неблагоприятный и даже опасный процесс. Так, интенсивный размыв левого берега р. Урал у с. Облавка, находящегося в Республике Казахстан на пограничном с Россией участке (рис. 4.1), привел к ситуации чрезвычайного характера, угрожающей сохранности памятников культуры и инфраструктурных объектов. Здесь в ходе развития крутой излучины в зоне разрушения берегового откоса оказался уникальный курганный археологический комплекс IV II века до н.э., возникла угроза обрушения в реку жилых и хозяйственных построек, а также участка республиканской автодороги Подстепное - Федоровка - граница Российской Федерации (рис. 4.2). Для предотвращения разрушения берега и стабилизации береговой линии начиная с 2015 г. были начаты работы по проектированию укрепления берега габионами и строительства защитных шпор, которые были частично реализованы к 2019 г. (рис. 4.3).

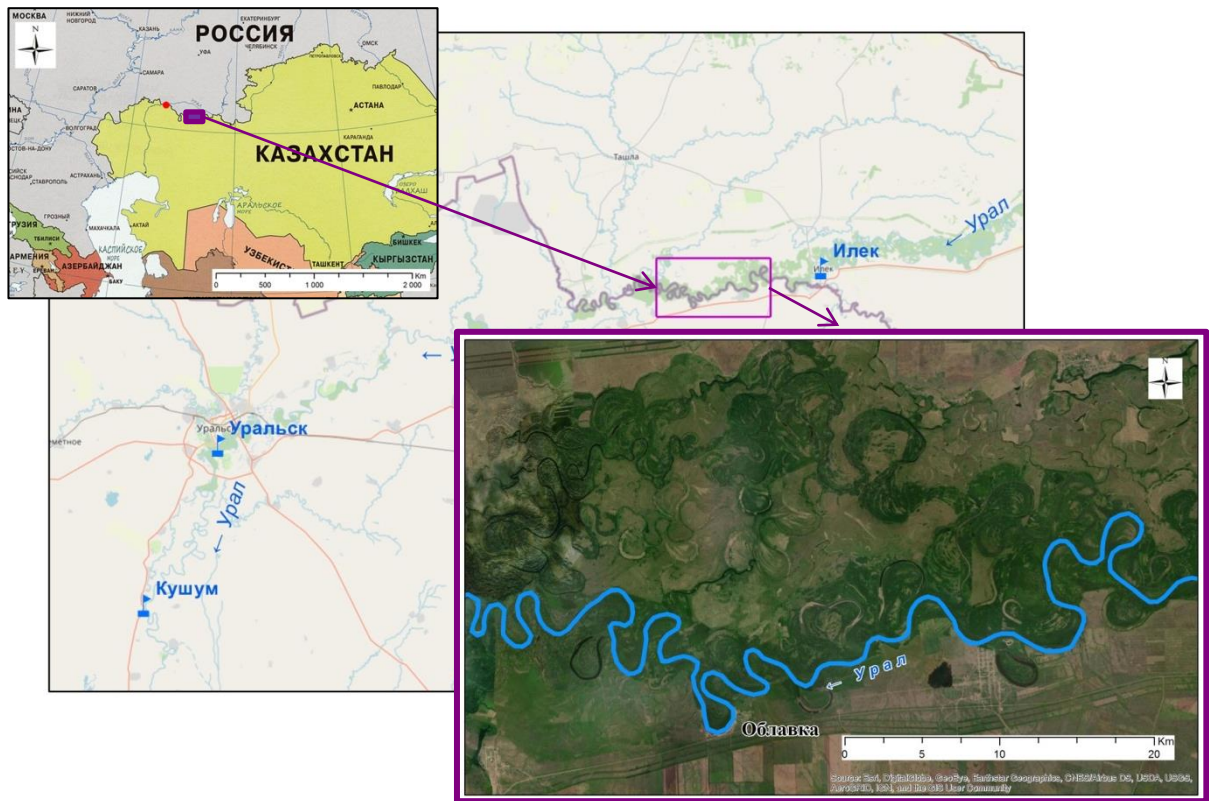


Рисунок 4.1 – Участок широкопойменного русла р. Урал на космическом снимке (космический снимок из Google Earth 2006 г.)

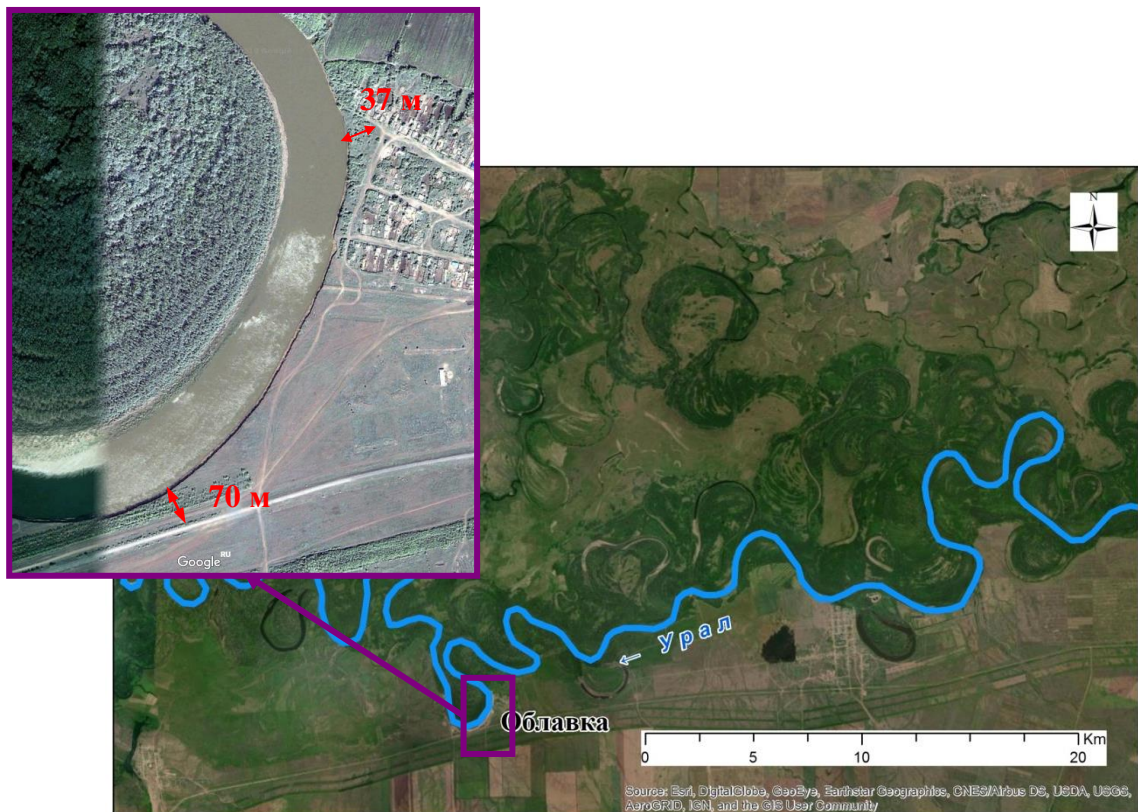


Рисунок 4.2 – Река Урал в районе с. Облавка с укрупненным фрагментом на размываемый участок берега на излучине (космический снимок из Google Earth 2016 г.)



Рисунок 4.3 – Берегоукрепление у с. Облавка. Карта World Imagery – ESRI.

Искусственная стабилизация положения левого берега дала возможность сохранить уникальный объект культурного наследия, а также хозяйственные и инфраструктурные объекты с. Облавка и примыкающей территории вдоль левого казахстанского берега реки. В то же время нарушение естественного хода развития русла и его горизонтальных смещений на правобережной российской пойменной территории может вызвать ряд потенциально нежелательных последствий, связанных с некоторыми специфическими аспектами регулирования режима Российско-Казахстанской границы.

Договор о государственной границе между Российской Федерацией и Республикой Казахстан предусматривает, что между Оренбургской областью России и Северо-Казахстанской областью Казахстана граница проходит по реке Урал. Статья 4 Договора содержит положение, что «Любые естественные изменения русел пограничных рек, ручьев, а также береговой линии водоемов не влекут за собой изменений в положении определенной настоящим Договором государственной границы, если Стороны не договорятся об ином» [Договор ..., 2005]. Таким образом, существует потенциальная опасность возникновения весьма неприятной ситуации, когда в случае прорыва шейки излучины напротив с. Облавки, а при наиболее неблагоприятном сценарии – всей серии прилегающих излучин (рис. 4.4), пойменные земли, расположенные на современном правом берегу р. Урал, могут оказаться отторгнуты от территории России новым руслом реки. При этом даже если применительно к данному участку положение Договора о государственной границе будет реализовано (что потребует затраты дополнительных усилий),

условия землепользования на отторгнутой территории для российских хозяйствующих субъектов могут существенно ухудшиться.

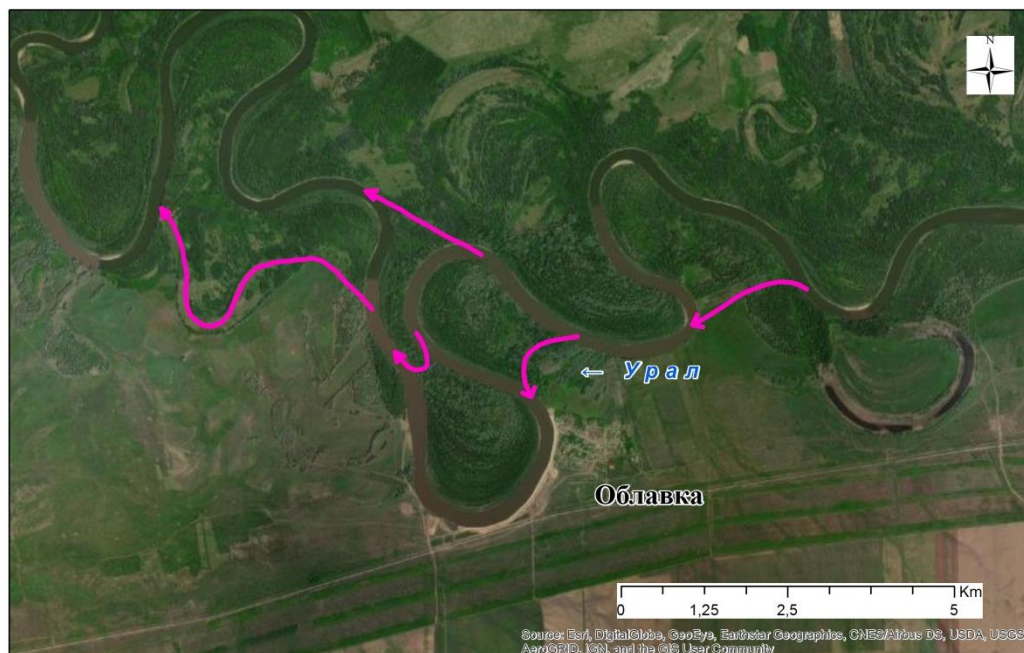


Рисунок 4.4 – Схема возможных прорывов излучин р. Урал вдоль границы России и Казахстана в районе с.Облавка.

4.2 Объект моделирования

4.2.1 Гидрологический режим реки Урал

Река Урал берет свое начало на Южном Урале в горном массиве Уралтау на высоте 640 м и впадает в Каспийское море. Длина реки составляет 2428 км, площадь ее водосбора 237 тыс. км² [Реки и озера, 2012]. Реку принято подразделять на верхнее течение от истока до г. Орска, среднее течение между Орском и Уральском и нижнее течение от Уральска до впадения в Каспийское море. Исследуемый участок находится в нижней части среднего течения реки.

Основным источником питания (более 80%) р. Урал является снежный покров и в меньшей степени дожди (главным образом в бассейне р. Сакмары). Роль грунтового питания незначительна. Водные ресурсы реки формируются в ее верховьях, в горной части бассейна, а также на равнинном участке между городами Орск и Уральск. В нижнем течении, на Прикаспийской низменности, река не только не получает, но и теряет часть стока на испарение и фильтрацию в берега.

Ближайший к исследуемому участку гидрологический пост, на котором выполняются измерения стока р. Урал, – с. Кушум, на постах с. Илек и г. Уральск ведутся наблюдения за уровнем воды (рис. 4.5, табл. 4.1).

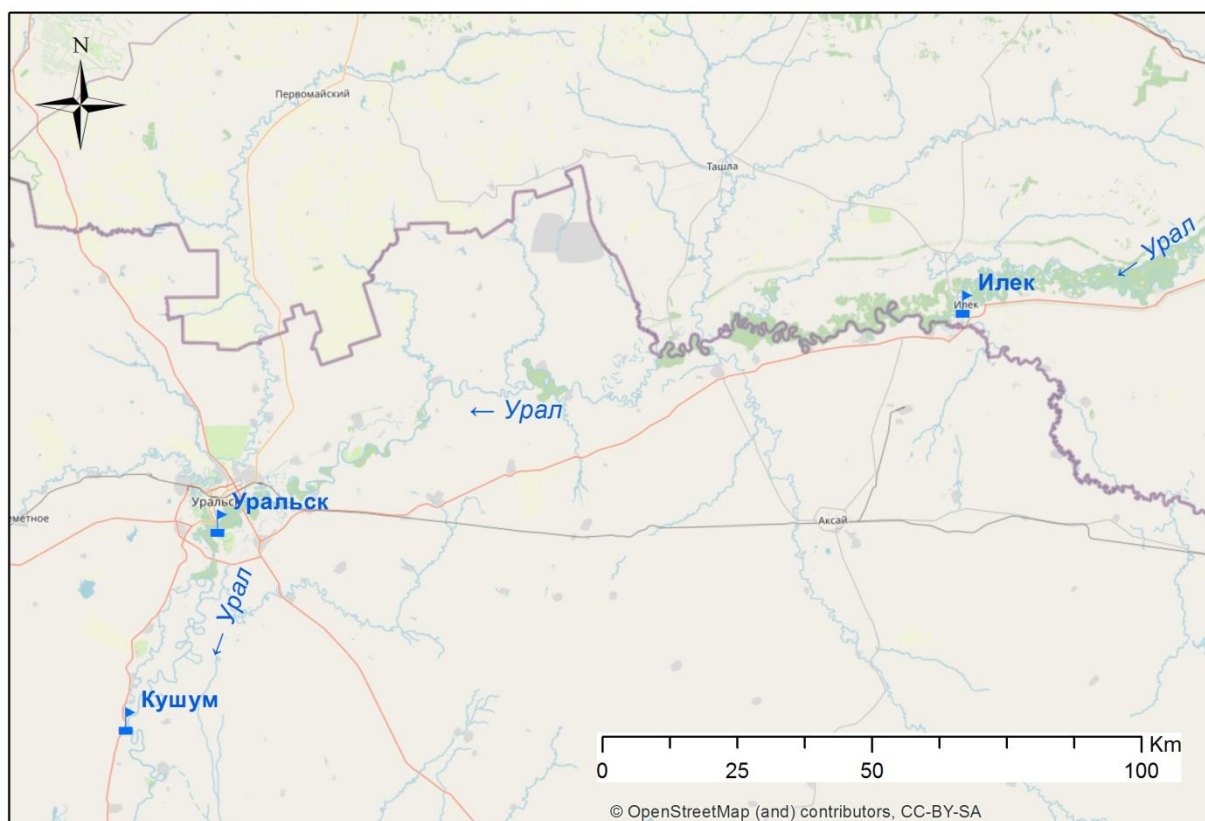


Рисунок 4.5 – Схема расположения гидрологических постов на р. Урал. Посты Илек и Уральск – уровенные, Кушум - расходный

Таблица 4.1 – Основные гидрологические характеристики реки Урал в створах гидрологических постов [Ресурсы ..., 1980]

Пост	Период наблюдений	Расстояние от устья км	Площадь водосбора, км ²	Отметка "0" графика, м БС	Уровни воды, см		Расходы воды, м ³ /с	
					H_{\max} / дата	H_{\min} / дата	Q_{\max} / дата	Q_{\min} / дата
с. Илек (уровенный)	открыт 1926 г. (действует)	1089	11 900	50,45	897 (9/IV 1970)	119 (29/XI 1967)	-	-
г. Уральск (уровенный)	открыт 1937 г. (действует)	799	18 000	22,46	945 (9/V 1942)	8 (5-9/X 1975)	-	-
с. Кушум	открыт 1912 г. (действует)	732	19 000	15,79	953 (9/V 1942)	-7 (2/XII 1955)	13700 (27-28/IV 1957)	13.6 (6-8/II 1938)

Водный режим реки Урал и ее притоков характеризуется казахстанским типом с четко выраженной однопиковой волной весеннего половодья и низкой меженью (рис. 4.6), которая лишь в отдельные годы может прерываться дождевыми паводками летом и осенью.

Распределение стока Урала в течение года крайне неравномерно. На весенний период приходится более 80% годового стока, сток лета составляет около 10%, осени – меньше 8% и зимний – всего лишь 1 – 3% годового стока [Реки и озера, 2012].

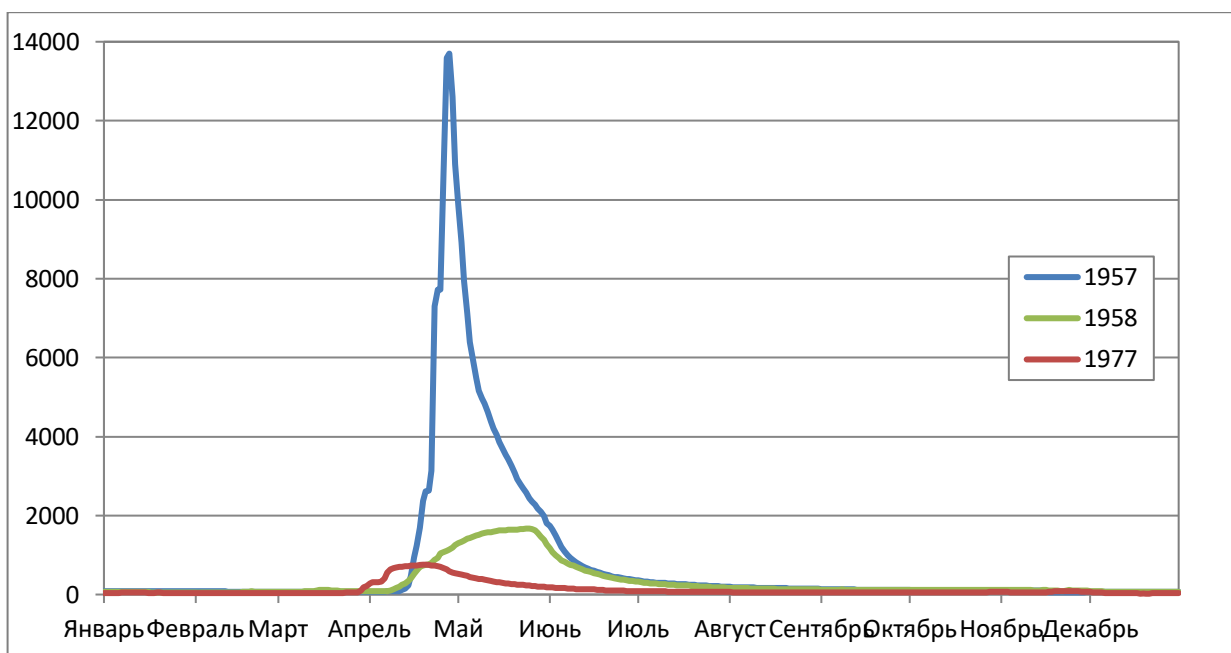


Рисунок 4.6 – Характерные гидрографы р.Урал в многоводные и маловодные годы (с. Кушум)

Весеннее половодье обычно начинается в апреле, в очень ранние весны - в конце марта, в поздние - во второй половине апреля. Максимальные темпы подъема уровня варьируют от 0,7-2,5 м до 3,0-4,0 м в сутки. Максимальные уровни держатся 1-3 дня, относительно высокие - 20-40 дней.

Спад уровней, как правило, происходит значительно медленнее, чем подъем. Наибольшая интенсивность спада обычно колеблется в пределах 0,3-1,3 м в сутки, иногда достигая 1,5-3,3 м. В затяжные холодные весны спад может происходить с интенсивностью 0,03-0,10 м в сутки. Обычно до конца мая уровень воды в реке понижается сравнительно быстро, а с мая по август - значительно медленнее, скорость снижения при этом зависит от интенсивности испарения и режима подземного стока.

Норма стока реки Урал у с. Кушум составляет 309 м³/с. В наиболее многоводные годы (1942, 1957) среднегодовые расходы были близки к 800 м³/с. Ввиду высокой неравномерности внутригодового распределения стока максимальные расходы на порядок превышают среднегодовые значения (табл. 4.2) при максимальном зарегистрированном расходе 13 700 м³/с, наблюдавшемся 27-28 апреля 1957 г. (см. табл. 4.1).

Таблица 4.2 – Максимальные расходы воды р. Урал – с. Кушум различной обеспеченности

Вероятность превышения %	1	2	5	10	25
Расход воды, м ³ /с	19 000	13 500	11 800	9 000	3 000

При средней высоте половодья 6–7 м над меженным уровнем воды реки не выходят за пределы поймы, но при подъеме на 9–10 м, затапливаются пойменные участки окрестных степей, мощный речной поток разливается на несколько километров и интенсивно размывает берега.

Продолжительность летне-осенней межени в нижнем течении Урала составляет 90-120 дней. В меженный период река сильно мелеет. Чаще всего минимальные за период открытого русла уровни воды наблюдаются в конце сентября и в октябре. Минимальные расходы наблюдаются в период зимней межени и находятся в диапазоне 13,6-89,0 м³/с. Русловые деформации в меженный период незначительны по сравнению с половодьем, несмотря на существенное различие продолжительности этих фаз водного режима реки.

Ледовый режим реки Урал определяется резко континентальным климатом и характеризуется малой водностью реки в осенне-зимний период. Ледовые явления обычно начинаются в ноябре с появлением заберегов, сала, а затем шуги и ледохода. В первые месяцы зимы нарастание льда происходит довольно быстро и к весне может достигать 0,5-0,9 м, чему обычно способствует низкая температура воздуха и незначительная высота снежного покрова, а в отдельные годы – полное отсутствие снега на льду. Начиная со второй декады марта обычно происходит уменьшение толщины льда, а во второй декаде апреля – его полное разрушение.

Весенний ледоход обычно проходит при подъеме уровня в половодье на 3–4 м. Его продолжительность составляет в среднем 4-5 суток, в отдельные годы лед может таять на месте, приобретая рыхлую структуру. Весенние заторы, как правило, незначительны и быстро разрушаются.

Сток наносов р. Урал еще более неравномерен, чем сток воды. Около 90% стока взвешенных наносов приходится на период весеннего половодья, когда вместе с увеличением водности реки эрозионные процессы в ее бассейне и русле происходят к весьма сильному увеличению мутности воды. При этом среднегодовая концентрация взвешенных наносов у с. Кушум составляет 290 г/м³. Грунт дна реки песчаный, с содержанием гравия и гальки.

Вода реки Урал пресная, ее минерализация колеблется от 0,2 г/л в половодье и паводки до 0,5-0,6 г/л в межень. В периоды повышенного стока вода имеет гидрокарбонатно-кальциевый химический состав, в межень – хлоридно-гидрокарбонатный натриево-магниевый. Температура воды колеблется от 0,3°C до 20,4°C в зависимости от сезона.

4.2.2 Морфодинамика русла

Участок русла р. Урал, по которому проходит государственная граница России и Казахстана, имеет протяженность 130 км, при том, что расстояние по прямой между ее крайними точками – с. Илек в его верхней части и с. Раннее в нижней составляет 55 км. Таким образом, коэффициент извилистости основного русла здесь превышает 2,3. Река имеет типично

равнинный характер, ее средний уклон составляет порядка 0,0001 (10 см/км). Ширина русла в межень составляет 120-170 м, глубина от 3 до 6 м на плесах и 0,5 – 1,5 м на перекатах, средняя скорость течения - 0,5-0,7 м/с.

Русло интенсивно меандрирует, изобилуя мелями и перекатами, в местах прорывов излучин и их серий проявляется многорукавность. Широкопойменное русло часто образует петлеобразные и сундучные излучины, имеющие шаг от 0,5 до 2-3 км. Ширина поймы совпадает с шириной пояса меандрирования и составляет 8-12 км. Вогнутые берега излучин в половодья интенсивно размываются, темпы размыва даже в маловодные годы могут достигать 5–6 м/год, а в многоводные годы даже 10–12 м/год. Протяженность подмываемых берегов составляет от 300 до 510 м на 1 км длины русла [Русловой режим ..., 1994]. На исследуемом участке реки в настоящее время ее основное русло тяготеет к левому (казахстанскому) борту долины, на котором помимо с. Облавки расположены крупные поселения Бурлинского района Северо-Казахстанской области: Жарсуат, Приуральное, Бумаколь, Бурлин. Вдоль правого (российского) борта долины Урала населенные пункты Яман, Раздольное, Заживный, Студеное, Крестовка, Кинделя, Бородинск, Иртель располагаются на высоком коренном берегу.

Излучины в районе с. Облавка активно развиваются, вызывая обрушение яров и приводя к нарушению безопасности расположенных по берегам реки хозяйственных объектов. Сопоставление топографических карт 1957 и 1972 гг. и космического снимка 2005 г. показало, что средняя скорость отступления берега у с. Облавка составляет 3–4 м/год, причем в вершине излучины темпы отступления берега выше – до 6–7 м/год у автодороги и курганного комплекса (рис. 4.7). Ширина шейки излучины, в вершине которой располагается с. Облавка, сократилась в наиболее узком месте с 300 м в 1957 г. до 150 м в 2005 г. (рис. 4.8). При сохранении таких темпов разрушения берега в случае постепенного его размыва речным потоком, проходящим в бровках меженного русла, полное разрушение пойменной перемычки здесь можно было бы ожидать примерно к 2050 г. Однако прорыв шейки излучины также возможен непосредственно у ее, где ширина пойменного массива составляет около 400 м (рис. 4.8). Такой сценарий развития русла возможен в любой момент при прохождении экстремально высокого половодья.

Аналогичные темпы горизонтальных русловых деформаций наблюдаются и на смежных участках русла. При этом темпы разрушения берегов зависят от стадии развития излучины, так в период с 2005 по 2018 гг. темпы размыва вогнутого правого берега крутой вышележащей излучины сократились – за 13 лет берег отступил немногим более чем на 5 м. Таким образом, задачей сценарного моделирования возможного развития русла реки Урал на исследуемом участке является изучение возможных схем дальнейшего развития свободного или же незавершенного меандрирования при различных вариантах последовательности прохождения половодий различной водности и продолжительности.

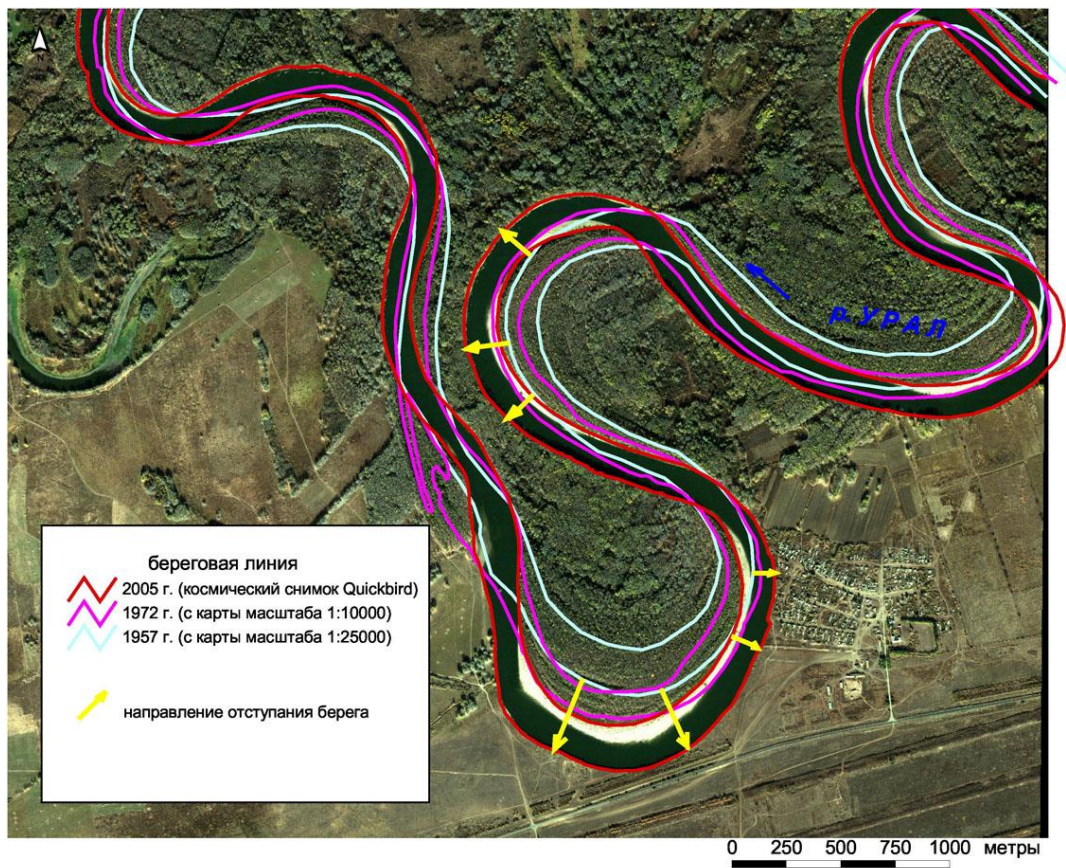


Рисунок 4.7 – Схема деформаций излучин р.Урал у с. Облавка за 1957 – 2005 гг.

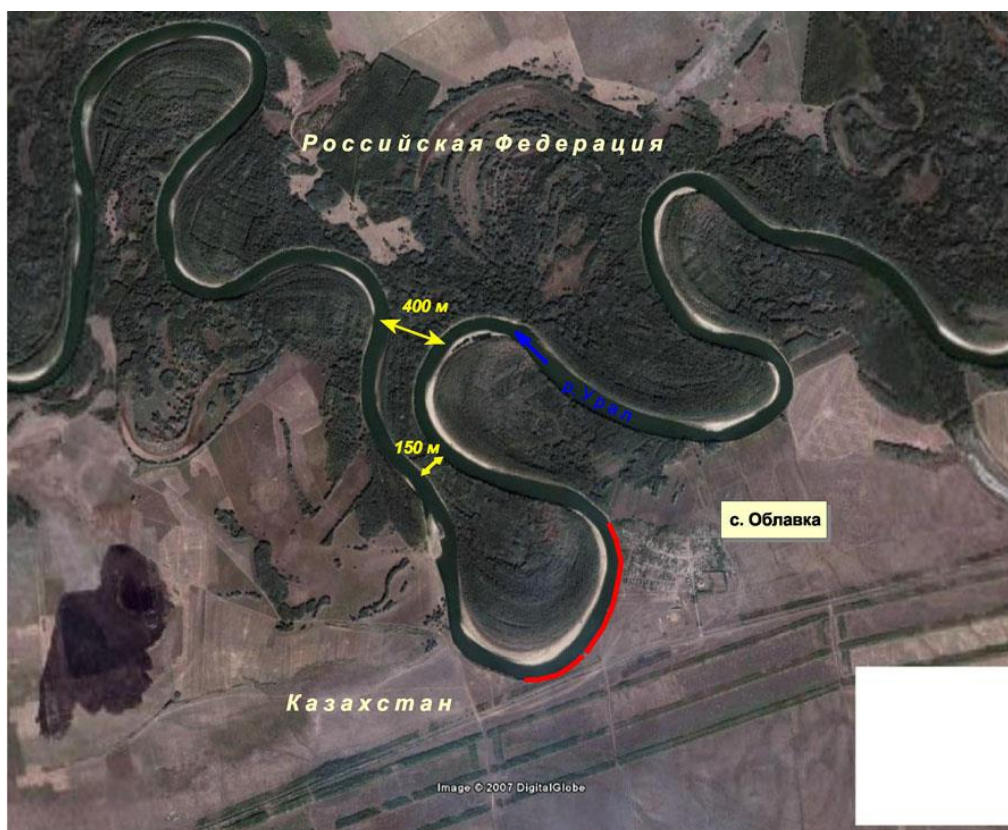


Рисунок 4.8 – Излучина р. Урал у с. Облавка (космический снимок из Google Earth 2006 г.)

4.3 Технология сценарного моделирования

4.3.1 Построение расчетной сетки

Схематизация расчетной области выполнялась таким образом, чтобы обеспечить возможность решения поставленной задачи - прогноза развития русла р. Урал на участке, примыкающем к укрепленной излучине у с. Облавка при различных вариантах повторяемости многоводных и маловодных лет.

Для расчетов была построена нерегулярная гибридная сетка (по тем же принципам, что и для Пёзы, см. 3.4) на область длиной 50 км и шириной до 20 км, включающей всю пойму и прилегающие участки бортов долины р. Урала на участке от с. Студеное до с. Бородинск (рис. 4.9). Четырехугольные ячейки в русле имели ширину 10-12 м и длину 15-20 м, а пойма была покрыта ячейками треугольной формы с длинами сторон от 20 до 90 м в зависимости от степени близости к бровкам русла и возможному положению динамической оси половодного потока.

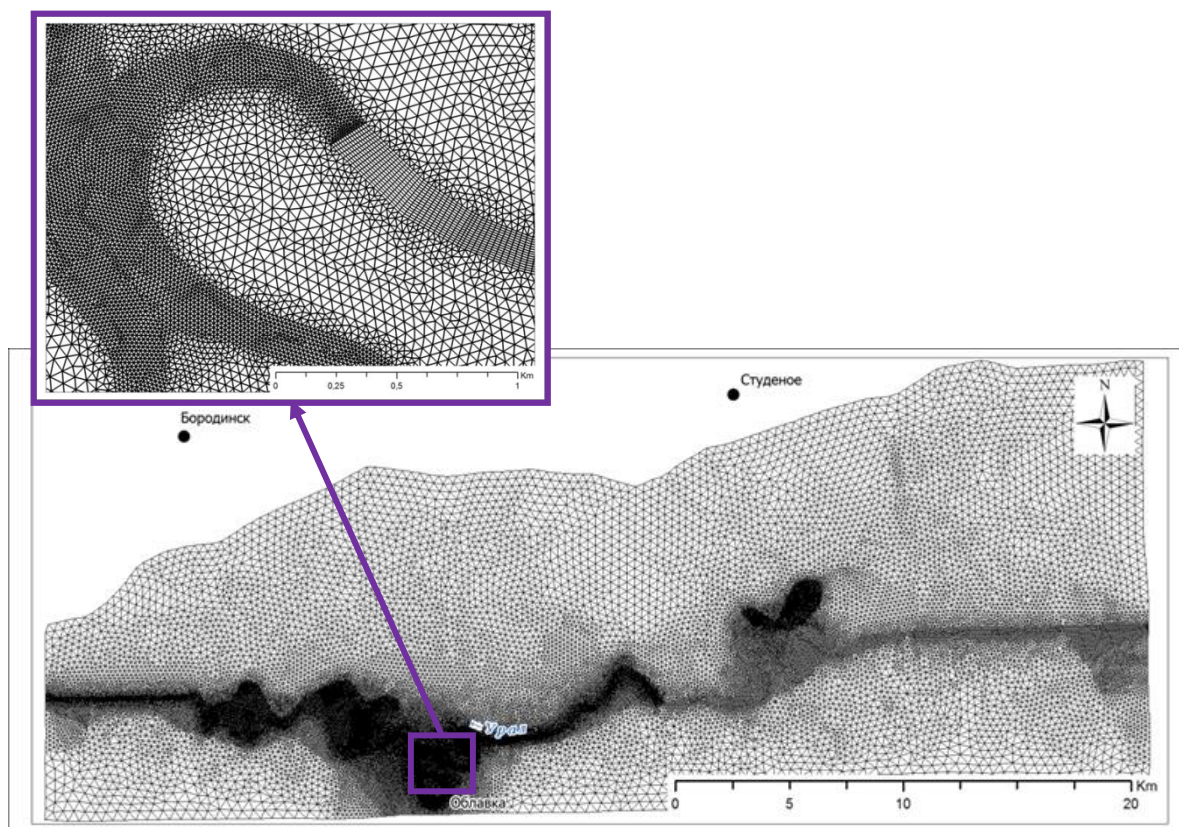


Рисунок 4.9 – Расчетная сетка на моделируемый участок русла и поймы реки Урал в районе с. Облавка

Помимо излучины, в вершине которой находится с. Облавка область моделирования включала в себя всю серию излучин, на которые потенциально могло бы распространиться влияние берегоукрепления. Также, как и при моделировании Пёзы, к верхней части области был добавлен участок «разгона» модели, а к нижней «компенсационный» участок для сглаживания

возможных вычислительных неточностей при задании нижнего граничного условия. Общее количество ячеек сетки - 96 289.

4.3.2 Цифровая модель рельефа

Для построения цифровой модели рельефа исследуемой области производилась оцифровка растровых топографических карт (горизонтали и отметки поверхности поймы) и спутниковых снимков *Quickbird* 2005 и 2006 гг. (линии меженного уреза на дату снимков) с использованием геоинформационной системы *ArcGIS*. Отметки дна реки Урал были заданы на основании результатов промеров глубин, выполненных при проектировании берегоукрепления у с. Облавка [Отчет..., 2007]. В результате был сформирован файл рельефа, содержащий множество точек с произвольными декартовыми координатами, после чего высотные отметки точек интерполировались в центры ячеек расчетной сетки с использованием программы *RED_KOMAR* и визуализировалась в двумерном и трехмерном виде для контроля (рис. 4.10).

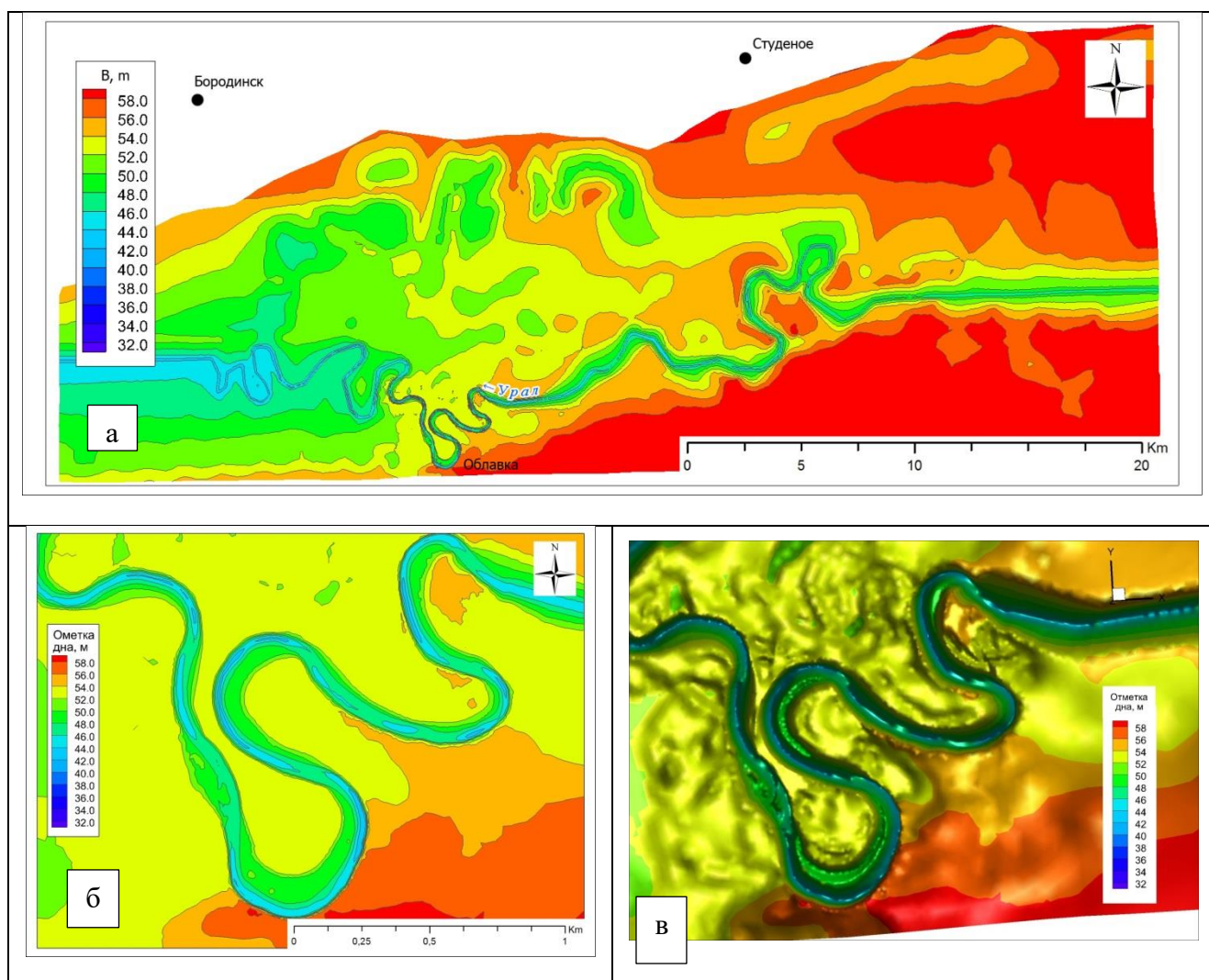


Рисунок 4.10 – Исходный рельеф моделируемого участка р. Урал: область моделирования (а) и ее укрупненный фрагмент на участок у с. Облавка в двумерном (б) и трехмерном (в) изображении

4.3.3 Гидрологические данные

Граничные условия модели (расходы воды на верхней границе и уровни на нижней) формировались на основании данных о расходах и уровнях воды по гидрологическим постам с. Илек и с. Кушум (см. рис. 4.5). Пересчет уровней воды по посту с. Илек в абсолютные отметки на нижней границе моделируемого участка выполнялся исходя из среднего значения уклона 10 см/км (табл. 4.3).

Таблица 4.3 – Исходные данные для задания граничных условий модели р. Урал у с. Облавка

Расход воды, м ³ /с	9000	5000	3000	2000	1000	500
Уровень воды по посту с. Илек, м	57.97	57.57	57.17	56.17	54.67	52.97
Уровень воды на нижней границе области моделирования, м	52.85	52.6	52.2	52.0	49.15	47.2

Исходя из того, что на участке между с. Жарсуат и с. Кушум Урал не принимает крупных притоков, а поступление воды из малых рек вполне сопоставимо с потерями стока, расходы воды на верхней границе области моделирования задавались на основе данных по гидрологическому посту с. Кушум, расположенному в 340 км ниже по течению.

Для увязки верхнего и нижнего граничного условия была использована кривая связи расходов воды у с. Кушум и уровней воды у с. Илек (рис. 4.11), построенная по ежедневным данным с учетом времени добегания для фазы спада половодья, когда эта связь наиболее устойчива.

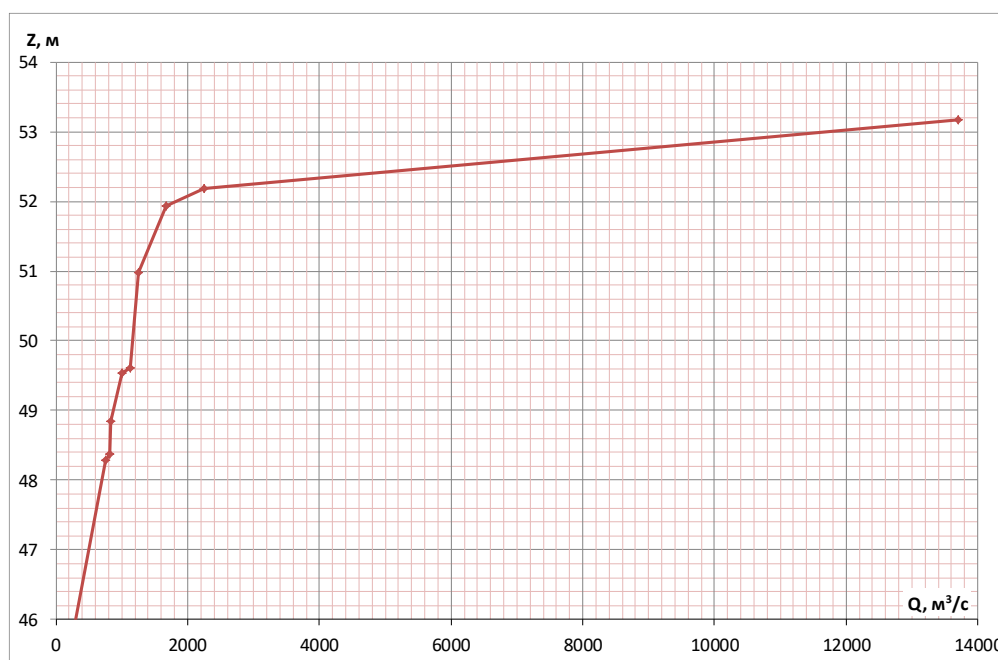


Рисунок 4.11 – Кривая связи расходов воды р.Урал – с. Кушум и уровней воды р.Урал – с. Илек на спаде половодья

Резкий изгиб кривой связи расходов и уровней, соответствует затоплению поймы при расходах около 2 000 м³/с, а последующий медленный рост уровней воды при существенном нарастании расхода (когда при увеличении расхода более чем в шесть раз с 3 000 до 19 000 м³/с уровень воды поднимается менее чем на 1,5 м) - резкому увеличению площади живого сечения русло-пойменного потока.

4.3.4 Литологические данные

В качестве исходных данных о литологии русла и берегов использовались результаты гранулометрического анализа грунта, полученного при бурении долины р.Урал у с. Облавка [(отчет по Облавке)]. Толща поймы и надпойменной террасы до глубины 8 м сложена мелкодисперсным пылеватым и глинистым материалом, подстилаемым русловым аллювием в составе которого преобладает среднезернистый песок и гравий (табл. 4.4).

Таблица 4.4 – Физико-механические свойства грунтов на различных горизонтах по результатам бурения у с. Облавка

Глубина отбора пробы, м.	Гранулометрический состав в %, Размеры фракций в мм.											
	Гравийная				Песчаная					Пылеватая		Глинистая
	10 - 7	7 - 5	5 - 3	3 - 2	2 - 1	1 - 0,5	0,5 - 0,25	0,25 - 0,10	0,10 - 0,05	0,05 - 0,01	0,01 - 0,005	< 0,005
1,5	-	-	-	-	-	-	5,3	15,3	22,1	31,8	10,6	14,9
3,0	-	-	-	-	-	-	3,7	8,3	27,0	37,1	10,6	13,3
4,5	-	-	-	-	-	0,3	2,7	12,7	25,4	27,1	11,6	20,2
6,0	-	-	-	-	-	-	-	9,3	32,7	29,2	14,3	14,9
8,0	-	-	-	-	-	5,3	13,3	28,7	15,6	13,7	9,1	14,3
10,0	5,5	2,2	6,5	9,7	7,4	16,5	12,7	28,5	8,6	2,4	-	-
12,0	5,9	9,5	5,2	6,8	4,7	11,8	15,0	30,5	10,0	0,6	-	-
14,0	6,1	2,7	7,2	10,1	7,3	16,7	13,0	28,9	6,7	1,3	-	-
16,0	6,3	9,1	4,4	7,7	5,0	12,4	15,2	32,7	6,5	0,3	-	-
18,0	4,2	4,5	5,6	8,7	4,7	11,1	14,3	31,0	11,7	4,2	-	-
20,0	5,0	3,7	6,2	9,3	4,5	12,1	14,0	29,8	12,1	3,3	-	-

4.3.5 Калибровка и верификация модели

Калибровка и верификация модели выполняются на этапе, предшествующем выполнению сценарных расчетов, на основании имеющейся информации об уровненом режиме и характере течений в различные фазы гидрологического режима. Наиболее надежным источником такого

рода информации являются полевые измерения уровней воды на границах исследуемого участка и в характерных точках внутри него, а также скоростное поле потока на затопленной пойме и распределение стока по рукавам на участках разветвлений. На практике получить весь оптимальный комплекс полевых данных удастся редко ввиду причин как природного, так и организационно-финансового характера. Часто провести измерения на пике высокого половодья бывает невозможно по техническим причинам и по соображениям безопасности.

При отсутствии данных непосредственных полевых измерений возможно использование разного рода косвенных методов оценки гидрологических параметров с применением некоторых допущений. Погрешность, вызываемая тем или иным допущением, должна быть соизмерима с точностью определения исследуемых гидрологических характеристик в контексте решаемой задачи. Наиболее обоснованным и часто используемым допущением [Krylenko et al., 2018], является предположение об одинаковом изменении уровней воды на границах исследуемого участка при изменении расхода при квазиустановившемся движении воды. Такое допущение представляется вполне оправданным при соблюдении условия сходности геоморфологического строения долины и морфометрических характеристик русла и поймы на верхней и нижней границе моделируемой области.

Исходя из значения среднего уклона р. Урал на участке у с. Облавка [Отчет ..., 2007], составляющего 5,2 см/км, была выполнена серия расчетов для различных расходов воды и различных значений коэффициента шероховатости русла и поймы, при которых бы выполнялось принятое допущение. В результате коэффициенты шероховатости составили для русла 0,03, для поймы – 0,10.

Для верификации принятых параметров было выполнено моделирование прохождения расходов 20, 100, 200, 500, 1000, 1500, 2000, 5000, 8000 м³/с при установившемся режиме течения, а также максимального зарегистрированного расхода воды 13 700 м³/с. При этом глубина потока на морфологически однородных уровнях затопленной поймы в начале и конце моделируемого участка должна была быть одинаковой и соответствовать нижнему граничному условию (рис. 4.12).

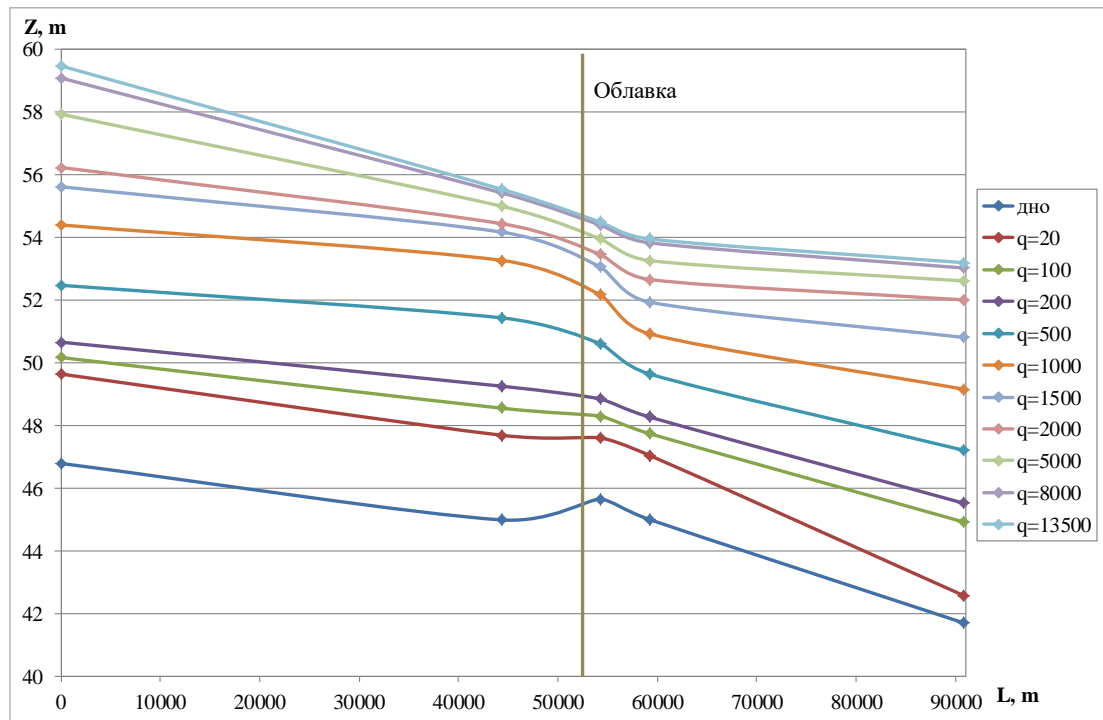


Рисунок 4.12 – Продольные профили дна и водной поверхности р.Урал по данным моделирования при различных расходах воды (указаны в легенде в $\text{м}^3/\text{с}$)

4.4 Результаты моделирования

4.4.1 Скоростное поле потока

Расчеты установившегося течения при различных значениях расхода воды показали, что максимальные скорости течения в районе размываемых берегов наблюдались непосредственно перед выходом воды на пойму при расходах воды от 1000 до 2000 $\text{м}^3/\text{с}$. При таких расходах будут наблюдаться наиболее интенсивные размывы берега исключительно русловым потоком. Так, у размываемого берега в районе с. Облавка наибольшие скорости течения, наблюдающиеся при прохождении расходов данного диапазона, составляют 1,0–1,2 м/с непосредственно у села и 0,8–1,0 м/с у автодороги и курганного комплекса. Расходы воды данного диапазона в период половодья на р. Урал наблюдаются практически ежегодно, и отступление береговой линии на вогнутых берегах излучин происходит в каждое половодье.

При расходах воды более 2000 $\text{м}^3/\text{с}$ скорости течения у размываемого берега уменьшаются из-за тормозящего действия водных масс, проникающих в пойменные понижения и стекающих из них обратно в русло. Соответственно не увеличиваются и темпы размыва берегов. При расходе 5000 $\text{м}^3/\text{с}$ непосредственно у села скорости течения составляют 0,8–1 м/с и лишь 0,6–0,8 м/с в вершине Облавской излучины.

При таких расходах основной водный поток движется по пойме в соответствии с направлением продольного уклона речной долины, за счет чего происходит спрямление динамической оси потока. Часть водной массы, заходящая по затопленному руслу в излучину, движется в направлении, перпендикулярном направлению пойменного потока, что снижает

скорости течения как в основном русле, так и на пойме. Однако, по мере роста уровней воды скорости течения на затопленной пойме начинают достигать значений, вполне сопоставимых со значениями неразмывающей скорости для грунтов, слагающих поверхность поймы. В этом случае становятся возможными размывы поверхностей, не защищенных растительностью, что может привести к формированию пионерных спрямляющих протоков.

4.4.2 Русловые деформации

При моделировании русловых процессов к гидродинамическому блоку модели подключался блок расчета русловых деформаций. На начальном этапе моделирования предполагалось, что взвешенные и руслообразующие наносы имеют одинаковый однородный состав при $d_{50} = 0,35$ мм и $d_{90} = 0,48$ мм [Отчет ..., 2007].

При этом ставилась и решалась нестационарная гидродинамическая задача, в которой на верхней границе задавалась последовательность схематизированных гидрографов реальных половодий. Исходя из допущения, что в условиях водного режима казахстанского типа основные деформации происходят в фазу повышенной водности, расчетный гидрограф компоновался из десяти случайным образом выбранных половодий (без меженных периодов между ними) (рис. 4.13).

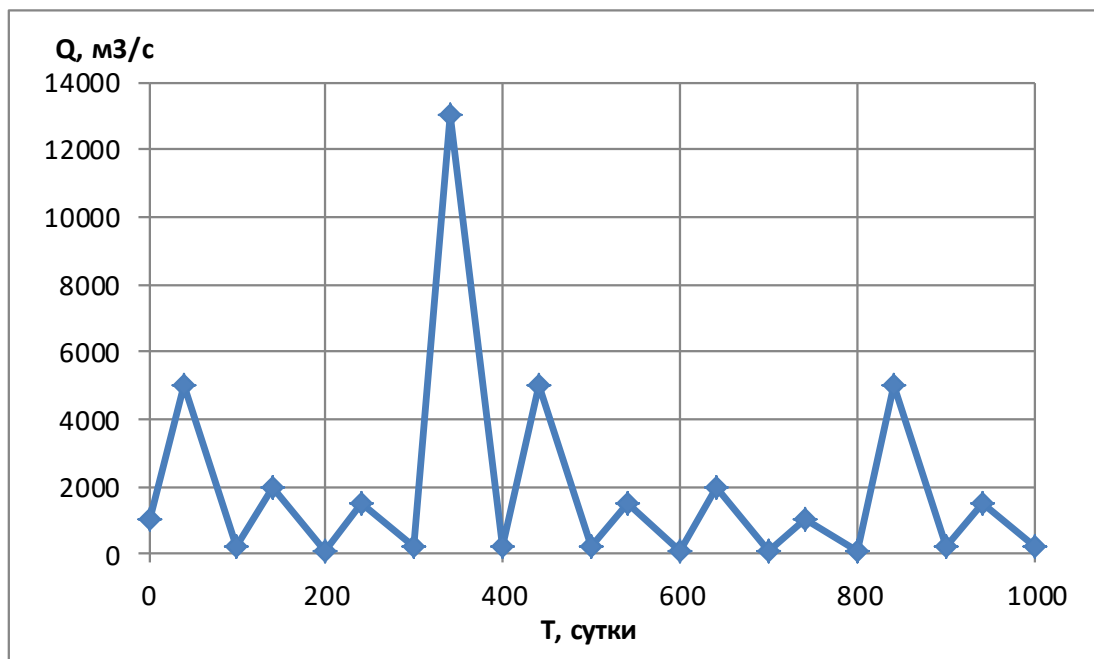


Рисунок 4.13 – Схематизированный расчетный гидрограф р. Урал для расчета русловых деформаций

Расчеты выполнялись для всей области моделирования (см. рис. 4.10 а), однако все дальнейшие результаты приводятся для серии излучин, непосредственно примыкающих к участку с. Облавка, перестройка русла в пределах которого представляла наибольший интерес в контексте решаемой задачи (см. рис. 4.10).

Моделирование показало, что за три первых половодья с максимальными расходами менее $5\,500\text{ м}^3/\text{с}$ существенных русловых деформаций не происходит ($t=300$, здесь и далее время указано в сутках от начала расчета, рис. 4.14).

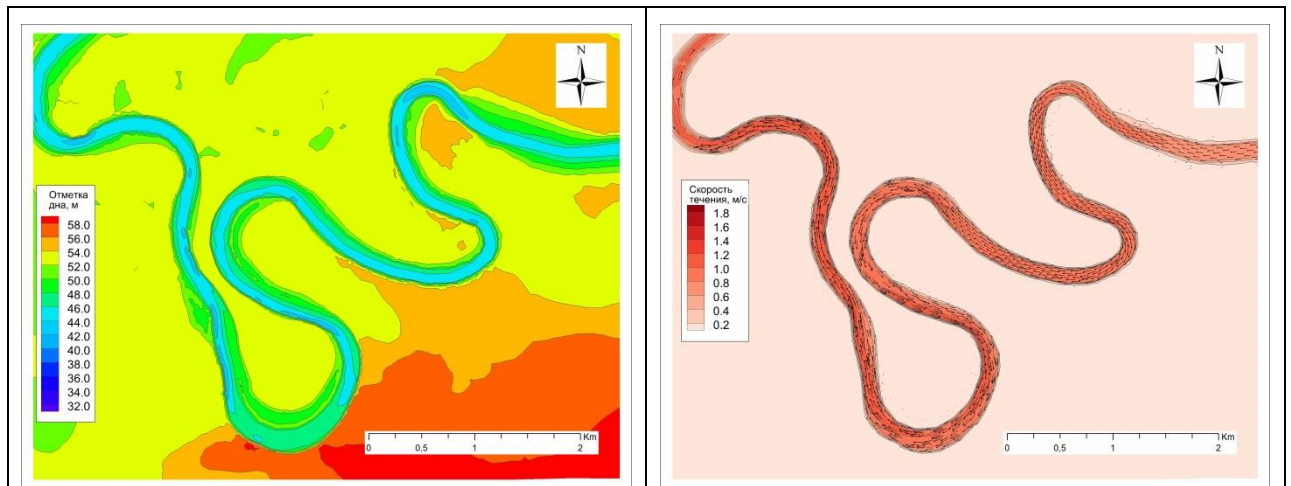


Рисунок 4.14 – Рельеф дна и скоростное поле моделируемого участка р. Урал $t=300$ перед началом четвертого половодья $Q=200\text{ м}^3/\text{с}$

При расходах половодья менее $3\,500\text{ м}^3/\text{с}$ затоплялись только сегменты низкой поймы, расположенной главным образом на выпуклых берегах излучин, а при достижении данного значения расхода начиналось затопление массива правобережной поймы, начиная с вершины излучины, находящейся выше с. Облавка (рис. 4.15 а). По достижении максимального расхода, равного в первом половодье моделируемой серии $5\,000\text{ м}^3/\text{с}$, практически весь правобережный пойменный массив оказывался затопленным (рис. 4.15 б), причем наибольшая концентрация пойменного потока происходила у самого основания шейки излучины, в вершине которой находится с. Облавка, по направлению динамической оси потока на вышележащем прямолинейном участке русла. Скорости течения на затопленной пойме при этом составляли $0,2-0,3\text{ м/с}$, и только при подходе к нижнему крылу излучины увеличивались до $0,5-0,7\text{ м/с}$ за счет локального увеличения уклона потока, сливающегося с поймы в русло.

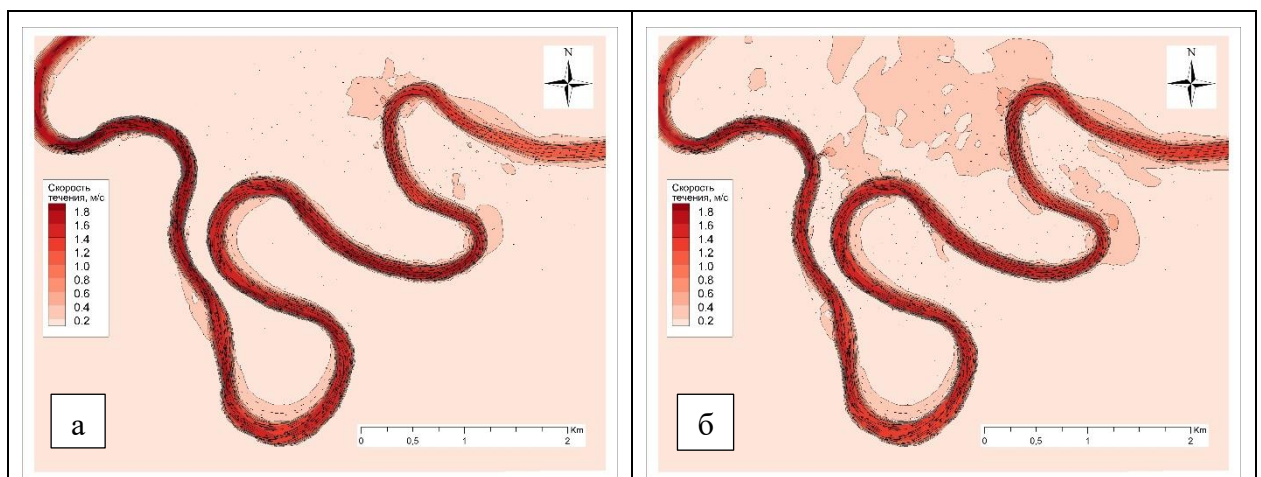


Рисунок 4.15 – Скоростное поле потока на моделируемом участке р. Урал, при а) $t=23$ $Q=3\,500\text{ м}^3/\text{с}$ и б) $t=65$ $Q=5\,000\text{ м}^3/\text{с}$

Развитие спрямляющей протоки через шпору излучины, в вершине которой находится с. Облавка, стало возможным лишь в ходе четвертого, экстремально высокого половодья ($Q_{\max}=13\,000\text{ м}^3/\text{с}$, что соответствует повторяемости около 1 раза в 50 лет), когда произошел после выхода воды на пойму при расходе $10\,000\text{ м}^3/\text{с}$, т.е. еще до наступления пика половодья ($t=340$, рис. 4.16).

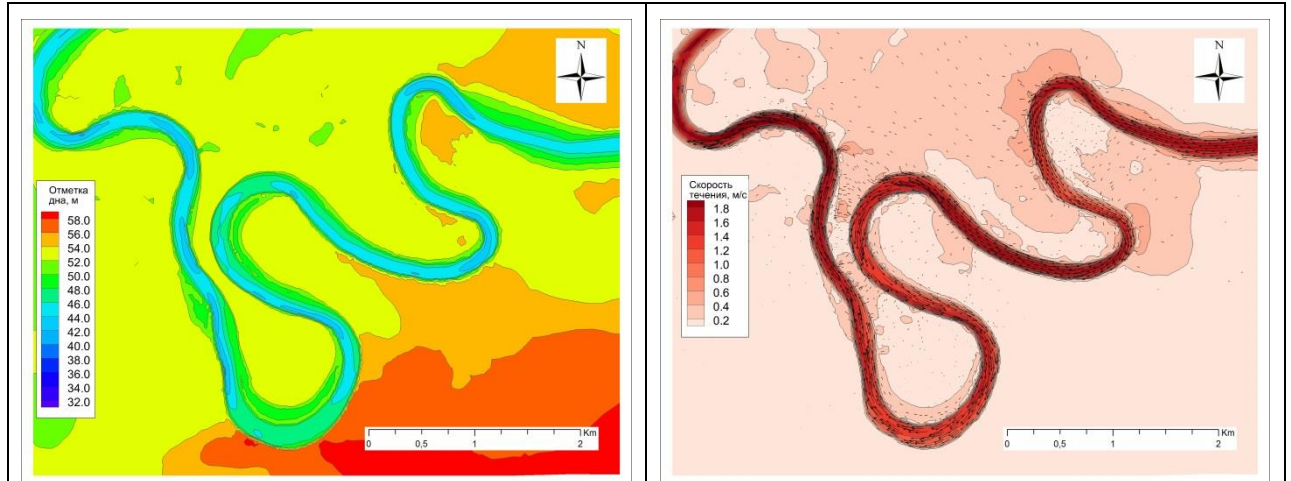


Рисунок 4.16 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=340$ максимальный расход воды ($13000\text{ м}^3/\text{с}$) на верхней границе участка

По мере дальнейшего нарастания расхода воды и увеличение глубины затопления поймы скорость водного потока на ее поверхности составляла $0,4\text{--}0,5\text{ м/с}$, в местах концентрации в понижениях достигала $0,6\text{--}0,8\text{ м/с}$, в результате чего на спаде половодья на пойме начались эрозионно-аккумулятивные процессы ($t=355$, рис. 4.17). Формирование первичных бороздин наиболее отчетливо видно к моменту окончания половодья, когда после падения уровня воды течение по ним продолжалось ($t=400$, рис. 4.18). Следует заметить, что основной прорыв произошел не в самом узком месте и не вдоль динамической оси потока на вышележащем участке, а приблизительно в промежуточном положении между ними, в месте наибольшей концентрации потока, переливающегося через шейку излучины со скоростью $0,85\text{ м/с}$.

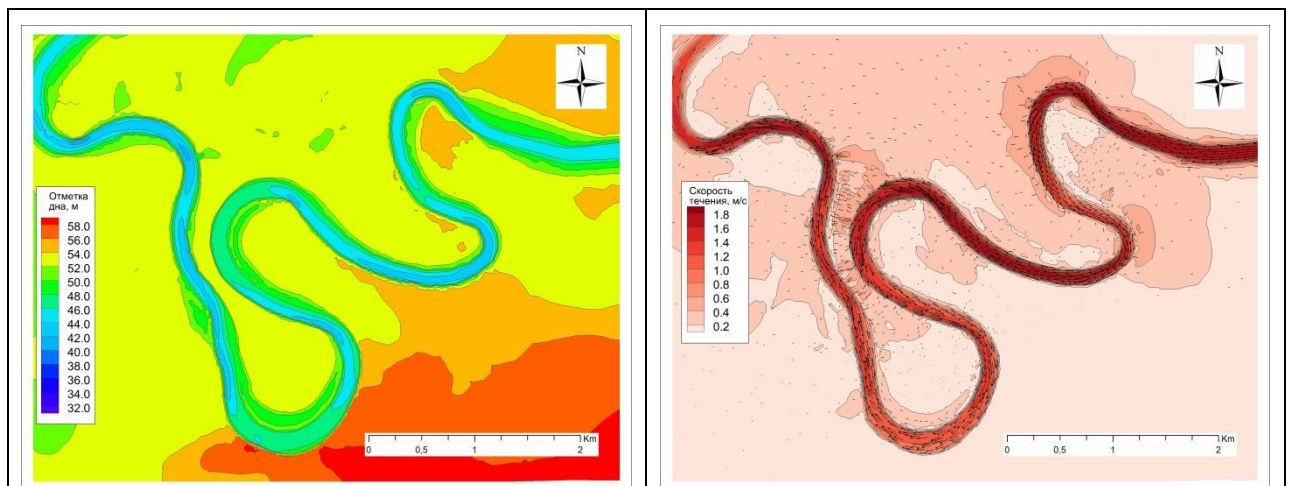


Рисунок 4.17 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=355$ максимальный расход воды

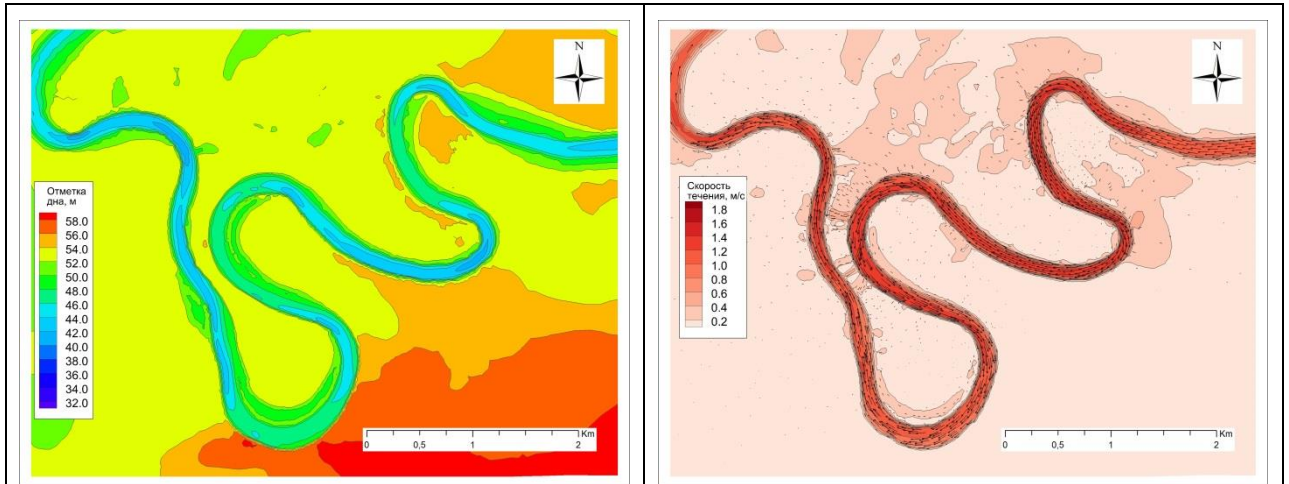


Рисунок 4.18 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=400$ Окончание спада четвертого половодья

В последующее (пятое) половодье с максимальным расходом $5000 \text{ м}^3/\text{с}$ первичная бороздина существенно расширилась и углубилась, став заметной в масштабе рисунка ($t=460$, рис. 4.19), скорость течения в ней составляла $0,5-0,6 \text{ м/с}$.

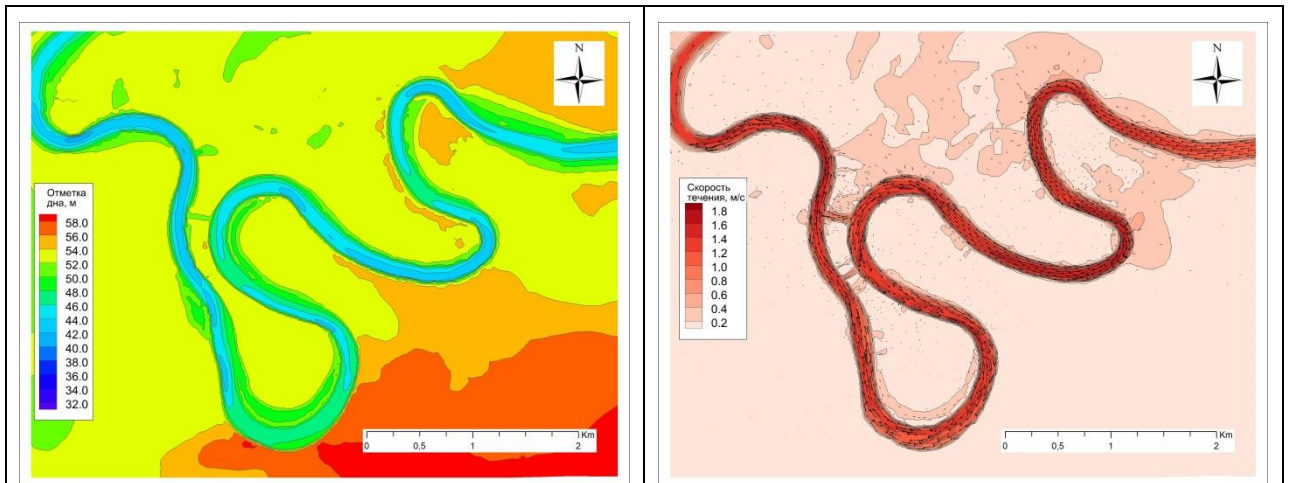


Рисунок 4.19 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=460$ Спад пятого половодья, начало образования первой прорвы

Помимо нее начала формироваться вторая бороздина в наиболее узком месте шейки излучины, скорости течения в которой были несколько меньше - $0,4-0,5 \text{ м/с}$. Принимая во внимание, что максимальный расход первого в серии и пятого половодья был одинаковым, можно заключить, что для начала кардинальной перестройки русла необходим первичный импульс в виде экстремально высокого половодья, обеспечивающего течение на пойме со скоростью, превышающей неразмываемые значения для материала, слагающего ее поверхность.

В ходе моделирования дальнейшей серии пяти половодий, из которых три были низкими, а два – средними, произошло существенное расширение и углубление верхней по течению (более ранней) бороздины и ее превращение в новое русло реки ($t=1000$, рис. 4.20), куда переместилась основная часть как половодного, так и меженного потока. По мере прохождения каждого

половодья прорва постепенно углублялась, и к концу расчетного периода минимальная отметка ее дна снизилась на 11 м (составив 41,8 м, при том, что начале расчета отметка поверхности поймы на этом месте составляла 52,9 м. Вторая (нижняя по течению) бороздина, проходящая через наиболее узкое место шейки излучины, дальнейшего развития не получила, так как основной поток перехватывался при заходе в спрямляющую протоку.

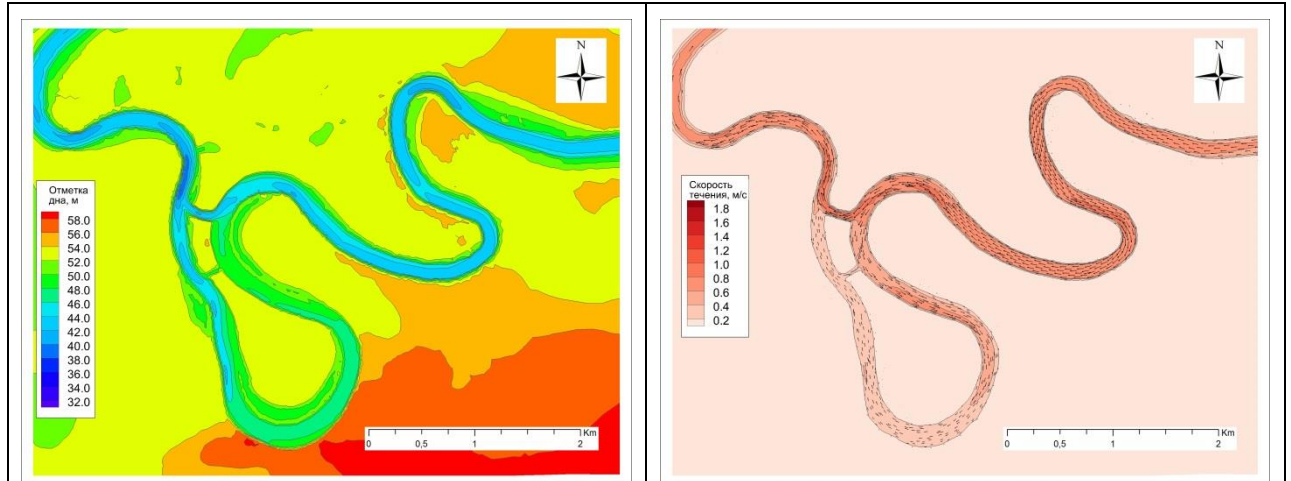


Рисунок 4.20 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=1000$ Конец расчетного периода

На следующем этапе условия моделирования была усложнены за счет задания разного и разнородного по крупности состава взвешенных наносов, а также донных русловых и пойменных отложений (табл. 4.5). Параметры расчетных формул для неоднородного грунта были приняты исходя из результатов воспроизведения лабораторных экспериментов В.С.Кнороза с размывом наносов разнородного состава [см. 2.2]. Характерные диаметры наносов задавались исходя из данных ОГХ [Ресурсы ..., 1980]. Всего в составе наносов было выделено шесть гранулометрических фракций (табл. 4.5). Здесь следует оговориться, что принималось допущение о том, что растительность на поверхности поймы не оказывает существенное противозерозионное воздействие, и ее наличие не влияет на значения неразмывающих скоростей.

Таблица 4.5 – Фракционный состав наносов р.Урал, задаваемый при второй серии моделирования (скомпанован на основании данных [Ресурсы ... , 1980; Отчет ..., 2007])

фракция	d_{50} , мм	d_{90} , мм	взвешенные наносы, %	пойменные отложения, %	донные наносы, %
1	5,0	9,0	0	0	10,5
2	0,75	0,95	0	0,4	16,1
3	0,35	0,48	0	2,6	57,9
4	0,15	0,19	18,4	8,6	11,7
5	0,075	0,095	39,6	55,3	1,2
6	0,03	0,048	42,0	33,1	2,6

Граничные условия модели оставались прежними: использовался тот же схематизированный гидрограф, состоящий из десяти случайным образом скомпанованных

половодий без меженных промежутков между ними (см. рис. 4.13), однако результаты оказались существенно отличающимися. Одной из наиболее вероятных причин этого является задание более мелкого гранулометрического состава отложений на поверхности поймы, для начала размыва которой необходима меньшая энергия водного потока, определяемая его глубиной и скоростью течения.

Прорыв излучины, в вершине которой расположено с. Облавка, произошел в первое же половодье, максимальный расход которого был задан равным $5\,000\text{ м}^3/\text{с}$, что не является экстремальным значением и соответствует повторяемости 1 раз в 5-6 лет. При таком половодье вода выходит на пойму (см. рис. 4.15 б) и движется со скоростью $0,3\text{-}0,5\text{ м/с}$, однако если в случае задания однородного грунта это не привело к активизации на ее поверхности эрозионно-аккумулятивных процессов, то в случае задания более мелкого многофракционного состава материала, слагающего поверхность поймы, к окончанию половодья на ней сформировалась отчетливая сеть эрозионных бороздин ($t=85$, рис. 4.21).

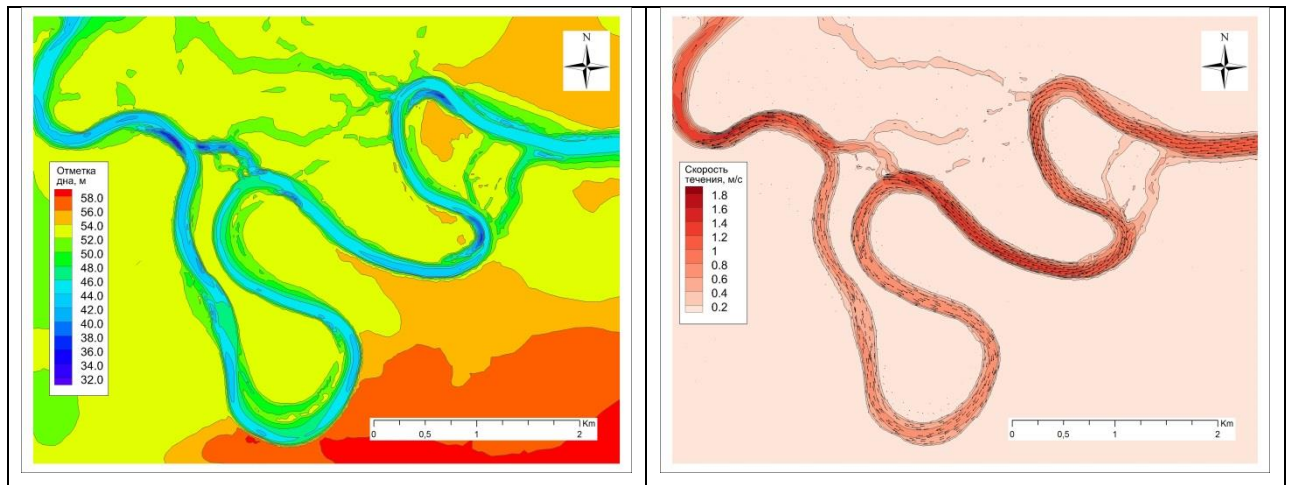


Рисунок 4.21 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=85$ Спад первого половодья при $Q=1800\text{ м}^3/\text{с}$

Структура первичной эрозионной сети, сформировавшейся как на левобережном, так и правобережном пойменном массиве к окончанию первого половодья указывает на возможность спрямления как всех трех излучин (у Облавки и две вышележащие) по отдельности, так и всей серией. Наибольшее развитие получила спрямляющая протока (прорва), проходящая у самого основания шейки излучины, в вершине которой находится с. Облавка, чему способствовало стекание полых вод справа, с вышележащего правобережного пойменного массива и локальное увеличение там уклона водной поверхности и скорости течения $0,8\text{-}0,9\text{ м/с}$. Отметка дна в прорве к концу половодья составила $31,5\text{ м}$, при том, что начальная отметка поймы там была $52,9\text{ м}$. Энергия пойменного потока в этом месте была наибольшей, по сравнению с другими местами, где была возможной кардинальная перестройка русловой сети. Так, на вышележащей излучине

скорости течения в первичной бороздине, сформировавшейся через шейку достигали 0,5-0,6 м/с, а по трассе возможного спрямления серии излучин вдоль правого борта долины – 0,3-0,4 м/с.

Следует отметить, что прорвы начинают развиваться снизу, на участке слива воды с поймы в русло (рис. 4.22). Сначала начинает развиваться промоина в окончании прорвы, затем она ползет вверх. При расходе воды половодья 5000 м³/с промыв всей шейки произошел за 5 суток.

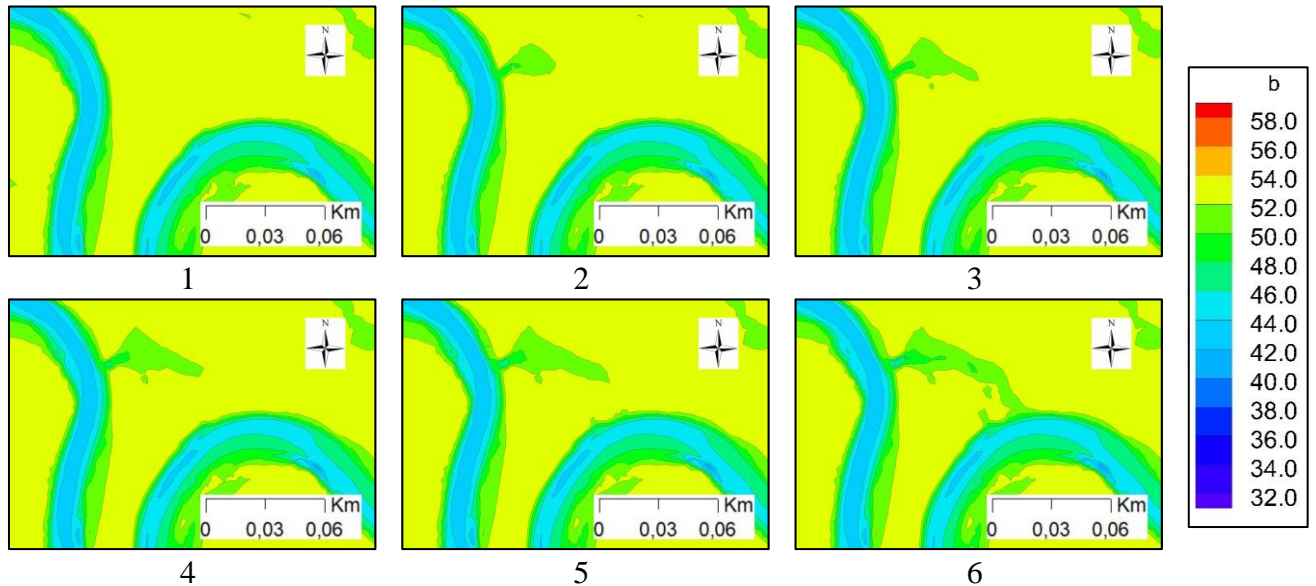


Рисунок 4.22 – Процесс образования прорвы в первое расчетное половодье с шагом одни сутки. Моменты времени t от 57 (1) до $t=62$ (6)

Также это свидетельствует о том, что задернованность и корневая система не сильно влияют на процесс прорыва излучины, поскольку они просто обваливаются в яму размыва, которая начинается от бровки русла.

В последующие два низких половодья существенных изменений как в рельефе дна основного русла, так и структуре пионерной эрозионной сети на поверхности правобережной поймы не происходило (рис. 4.23), однако произошло некоторое увеличение ширины и глубины вреза прорвы, спрямляющей вышележащую излучину с поддержанием там течения со скоростью около 0,3 м/с. Таким образом, к началу четвертого, экстремально высокого половодья за счет развития спрямляющих протоков пропускная способность русловой сети у с. Облавка существенно увеличилась.

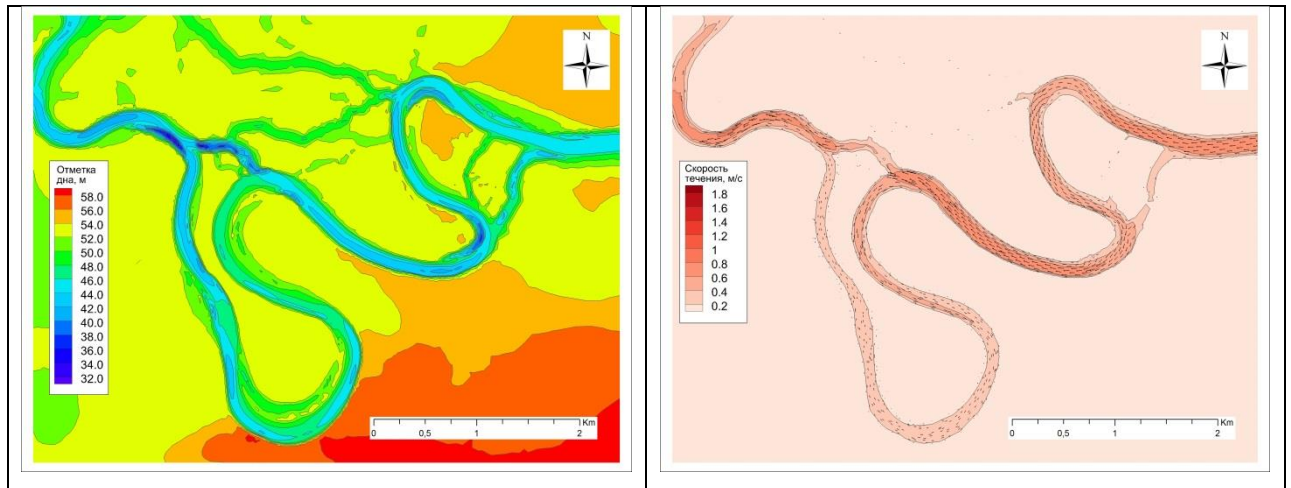


Рисунок 4.23 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=300$ перед началом экстремального четвертого

В результате этого на пике экстремального половодья (рис. 4.24) наибольшее развитие получила прорва, находящаяся у основания шейки излучины напротив с. Облавки, в то время как спрямляющая протока вышележащей излучины дальнейшего развития практически не получила. Это объясняется тем, что при прохождении высокого половодья наибольшие скорости течения наблюдаются на участках русла, направление течения в которых совпадает (или близко с) направлением потока на затопленной пойме. При подходе к верхней излучине скорость течения в русле составляла 2,0-2,2 м/с, а в спрямляющей протоке, отходящей от него влево почти под прямым углом всего 0,7-0,8 м/с. Спрямляющая протока излучины напротив с. Облавка, являлась продолжением динамической оси руслового потока, движущегося со скоростью 1,7-1,8 м/с. При его разделении в верхней части старого и нового русла скорость течения на стрежне была примерно одинаковой – 1,0-1,1 м/с, однако из-за существенно разного уклона в старом русле она уменьшилась до 0,5 м/с у с. Облавки, в то время как в спрямляющей протоке увеличилась до 1,5 м/с при подходе к старому руслу на нижележащей излучине.

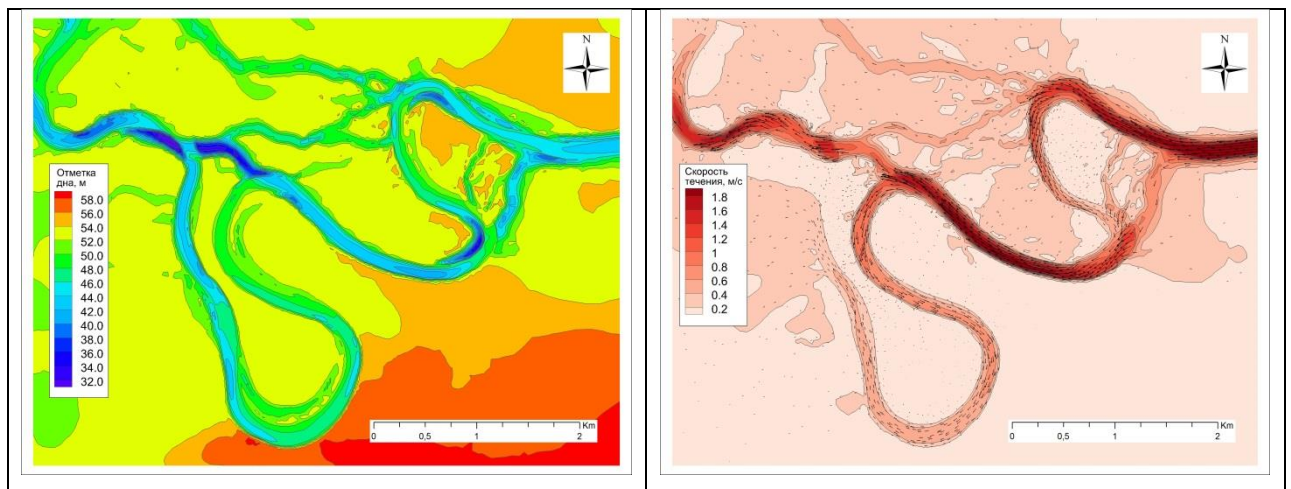


Рисунок 4.24 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=355$ максимальный расход воды $13700 \text{ м}^3/\text{с}$

После окончания половодья течение воды в старом изогнутом русле у с. Облавки практически прекратилось (рис. 4.25), на вышележащей излучине старое и новое русло продолжали функционировать одновременно. Однако к концу расчетного периода после прохождения четырех половодий верхняя излучина тоже окончательно спрямилась (рис. 4.26).

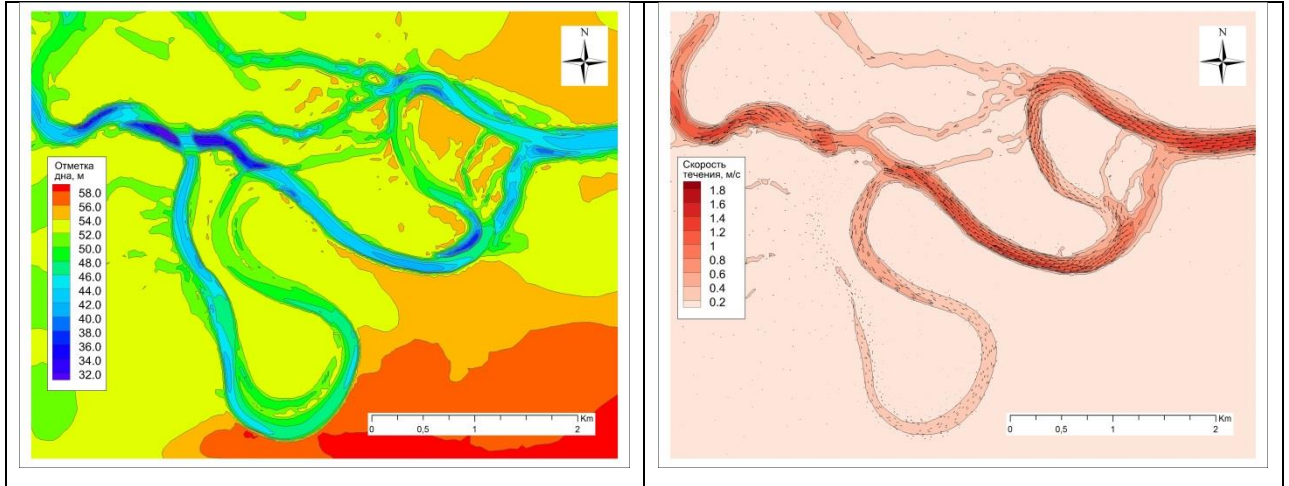


Рисунок 4.25 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=400$ Окончание спада четвертого половодья

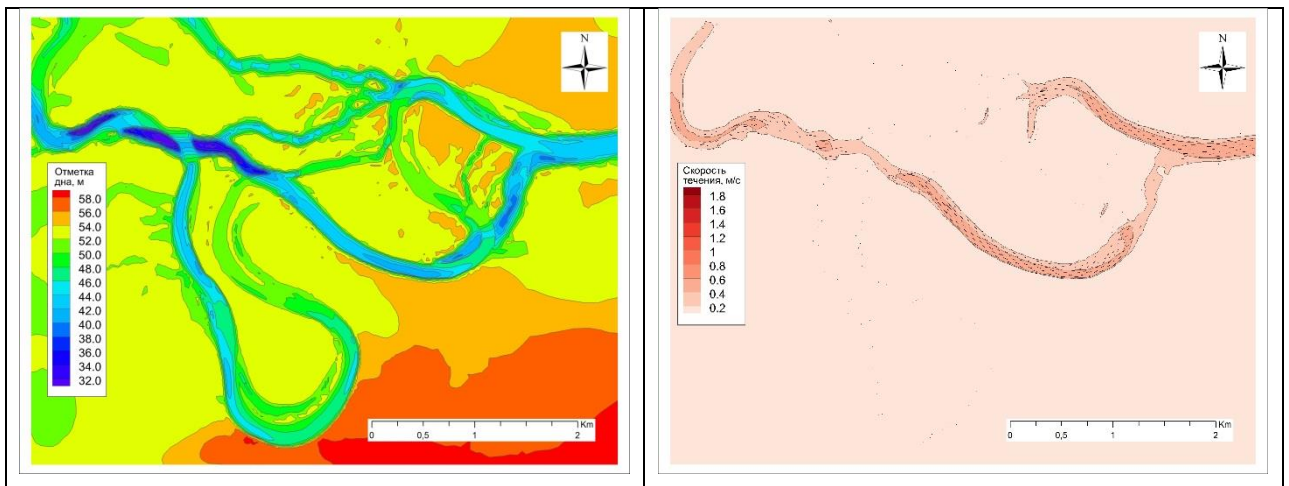


Рисунок 4.26 – Рельеф дна и скоростное поле на моделируемом участке р. Урал $t=980$ Конец расчетного периода

Анализ скоростных полей, формирующихся после развития спрямляющей протоки показал, что при расходах в диапазоне от 1000 до 5000 м³/с скорости течения в ней могут достигать 2 м/с, в то время как в старом русле у вогнутого берега излучины они снизятся до 0,2-0,4 м/с при расходах около 1000 м³/с и до 0,4–0,6 м/с при больших расходах воды. В дальнейшем при таких скоростях течения будет наблюдаться постепенное заиливание участка русла у с. Облавка и превращение его в пойменную протоку или старицу.

Не допустить столь негативного развития русловых процессов можно только за счет берегоукрепления и недопущения нарушения целостности растительного покрова на поверхности поймы вдоль трассы возможного прорыва излучины.

При этом не меньшее внимание надо уделить нижнему (а не верхнему) крылу излуины, где в результате попятной эрозии процесс разрушения берега, в результате которого интенсифицируется развитие спрямляющей протоки, наиболее активно.

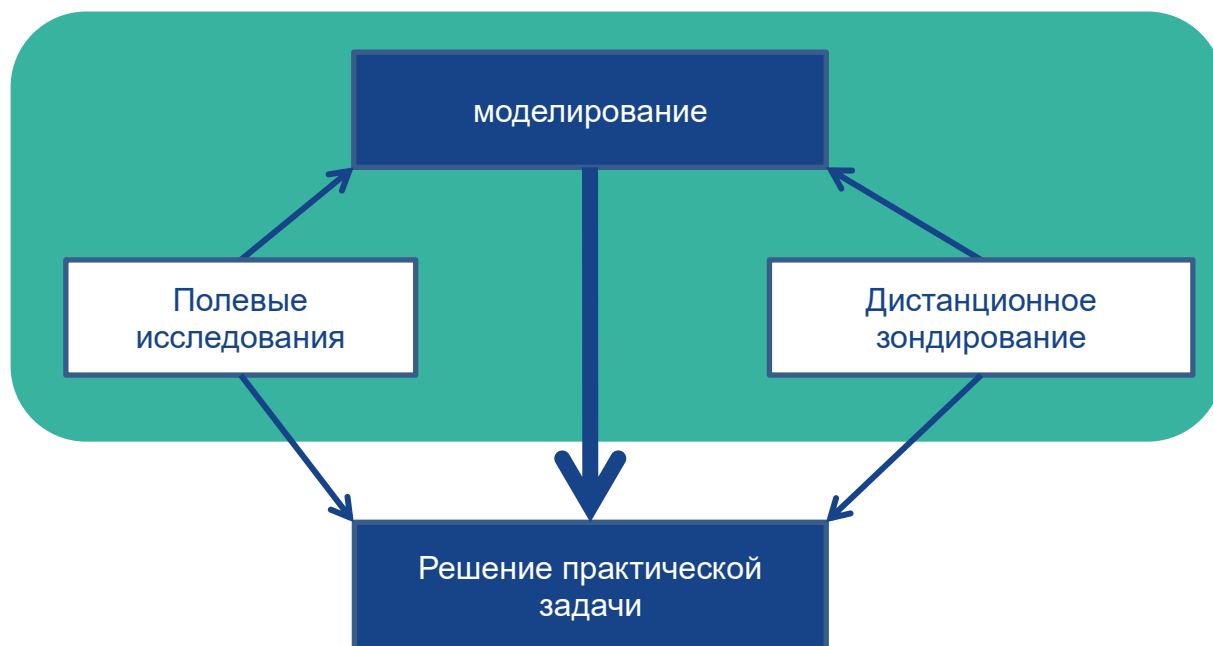
Выводы:

1. Численное моделирование механизма как линейной, так и попятной эрозии дна спрямляющей протоки демонстрирует определяющее влияние высоких половодий (паводков) на спрямление излуины как в историческом, так и в инженерном масштабе времени.
2. Учет неоднородности грунта позволяет воспроизводить различные механизмы образования спрямляющей протоки через шпору излуины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя результаты моделирования лабораторных экспериментов и реальных водных объектов можно сделать следующие выводы:

1. Концепция применения численного моделирования в совокупности с полевыми исследованиями и анализом данных дистанционного зондирования для исследования русловых процессов реализована в масштабе времени, соответствующем решению инженерных задач.



Разработанная технология и практические приемы применения программного комплекса *STREAM 2D CUDA* позволяет решать прикладные задачи, связанные с моделированием неблагоприятных и опасных русловых процессов.

2. Ретроспективное моделирование с использованием программного комплекса *STREAM 2D CUDA* продемонстрировало принципиальную возможность прямого численного моделирования развития излучин равнинных рек на основе двумерных физико-математических моделей. Моделирование позволило воспроизвести основные этапы и механизмы прорыва излучины – образование спрямляющей протоки, ее расширение и углубление, блокирование побочном и заиление старого русла.

3. Технологию моделирования в комплексе со специальными полевыми исследованиями можно рассматривать как первый шаг к сценарному прогнозу русловых деформаций, что в свою очередь позволяет разрабатывать практические меры регулирования использования пойменных земель и минимизацию неблагоприятных проявлений русловых процессов.

4. Дальнейшее совершенствование технологии моделирования горизонтальных русловых деформаций может осуществляться посредством автоматизации процедуры изменения параметров шероховатости русла и поймы в результате русловых деформаций, а также сезонных и многолетних вариаций растительного покрова поймы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Alabyan, A. Retrospective simulation of an extreme flood on the Oka river at the city of Ryazan and impact assessment of urban and transport infrastructure / A. Alabyan, V. Belikov, I. Krylenko, E. Fingert, T. Fedorova. // *Water Resources*. –2018. – Vol. 45. № 1. – P. 1–10. [DOI: 10.1134/S0097807818050263]
2. Alekseyuk A.I. Numerical Modeling of Channel Deformation Taking into Account Sediment Fractions Distribution. / A.I. Alekseyuk, V.V. Belikov, N.M. Borisova, T.A. Fedorova. // *Climate Change Impacts on Hydrological Processes and Sediment Dynamics: Measurement, Modelling and Management*, серия Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. – Switzerland: Springer Nature Switzerland AG Cham. – 2019. – P. 29–33.
3. Alekseyuk A.I. Simulation of shallow water flows with shoaling areas and bottom discontinuities / A.I. Alekseyuk, V.V. Belikov. // *Comput. Math. Math. Phys.* – 2017. – Vol. 57. no 2. – P. 318–339. [DOI: 10.1134/S0965542517020026]
4. Alekseyuk, A.I. Numerical modeling of non-uniform sediment transport in river channels. / A.I. Alekseyuk, V.V. Belikov, N.M. Borisova, T.A. Fedorova. // *Water Resources*. – 2018. – Vol. 45, no S1. – P. 11–17. [DOI: 10.1134/S0097807818050275]
5. Alekseyuk, A.I. The exact Riemann solver for the shallow water equations with a discontinuous bottom. / A.I. Alekseyuk, M.A. Malakhov, V.V. Belikov // *Journal of Computational Physics*. – 2022. – Vol. 450. – P. 110801. [DOI: 10.1016/j.jcp.2021.110801]
6. Alekseyuk, A.I. The uniqueness of the exact solution of the Riemann problem for the shallow water equations with discontinuous bottom / A.I. Alekseyuk, V.V. Belikov. // *Journal of Computational Physics*. – 2019. – Vol. 390. – P. 232–248. [DOI: 10.1016/j.jcp.2019.04.001]
7. Asahi K. Numerical simulation of river meandering with self-evolving banks / K. Asahi, Y. Shimizu, J. Nelson, G. Parker // *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. – 2013. – Vol. 118, Issue 4. – P. 2208–2229. [DOI:10.1002/jgrf.20150]
8. Bates, P.D. Modelling wetting and drying processes in hydraulic models / P.D. Bates, M.S. Horritt // *Computational Fluid Dynamics. Applications in Environmental Hydraulics*. Ed by P.D. Bates, S.N. Lane, R.I. Ferguson. – John Wiley & Sons, Inc, 2005. – P. 121-146
9. Belikov V.V. On the effect of the Froude number and hydromorphometric parameters on sediment transport in rivers / V.V. Belikov, N.M. Borisova, T.A. Fedorova, O.A. Petrovskaya, V.M. Katolikov // *Water Resources*. –2019. – Vol. 46 Suppl. 1. – P. 20–28. [DOI: 10.1134/S0097807819070029]

10. Belikov, V.V. Numerical modeling of a breach wave through the dam at the Krasnodar reservoir. / V.V. Belikov, E.S. Vasil'eva, A.M. Prudovskii. // *Power Technology and Engineering*. – 2010. – Vol. 44. Issue 4. P. 269-278. [DOI:10.1007/s10749-010-0176-2].
11. Belikov, V.V. On the Effect of the Froude Number and Hydromorphometric Parameters on Sediment Transport in Rivers / V.V. Belikov, N.M. Borisova, T.A. Fedorova, O.A. Petrovskaya, V.M. Katolikov. // *Water Resources*. – 2019. – Vol. 46. Suppl. 1. – P. S20–S28. – [DOI: 10.1134/S0097807819070029].
12. Bosa S. Numerical modelling of cohesive bank migration / S. Bosa, M. Petti, S. Pascolo // *Water*. – 2018. – Vol. 10. No. 7. P. 961 [DOI: 10.3390/w10070961]
13. Crosato A. Analysis and modelling of river meandering. – Amsterdam: IOS Press, 2008. – 251 p.
14. Darby S.E. Numerical simulation of bank erosion and channel migration in meandering rivers. / S.E. Darby, A.M. Alabyan, M.J. Van de Wiel // *Water Resources Research*. 2002. – Vol. 38, Issue 9. – P. 21–221. [DOI 10.1029/2001WR000602]
15. Delft Hydraulics. Delft3D-FLOW User Manual. – Delft, 2018. – 710 p.
16. Deng S. Coupled modeling of bed deformation and bank erosion in the Jingjiang Reach of the middle Yangtze River / S. Deng, J. Xia, M. Zhou, F. Lin // *Journal of Hydrology*. – 2019. – Vol. 568. – P. 221–233. [DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.065>]
17. Deng S.S. Two-dimensional modeling of bank erosion process in the lower Jingjiang Reach of the middle Yangtze River. / S.S. Deng, J.Q. Xia, M.R. Zhou // *In River Flow 2020 - Proceedings of the 10th Conference on Fluvial Hydraulics*. Ed. By W. Uijtewaal, M. J. Franca, D. Valero, V. Chavarrias, C.Y. Arbós, R. Schielen, A. Crosato. – 2020. – P. 667-674
18. Duan J. G. Numerical simulation of meandering evolution / J. G. Duan, P.Y. Julien. // *Journal of Hydrology*. – 2010. – Vol. 391. No. 1-2. – P. 34-46. [DOI:10.1016/J.JHYDROL.2010.07.005]
19. Fargue, L. *Hydraulique Fluviale. La Forme du Lit des Rivieres a Fond Mobiles*. – Paris: Gauthiers-Villars, 1908. – 187 p.
20. Fedorova T. Simulation of the meander cut-off by 2D hydrodynamic model for erodible bed. / T. Fedorova, V. Belikov, A. Alabyan // *European Geosciences Union General Assembly 2021, Geophysical Research Abstracts*. – Copernicus GmbH on behalf of the European Geosciences Union (Germany). – 2021. – Vol. 23. Thesis. – P. 6016, 2021. [DOI: 10.5194/egusphere-egu21-6016]
21. Ferrel K.R.A. Coupled model of bank erosion and meander evolution for cohesive riverbanks. / K.R.A. Ferrel, S. Patsinghasanee, I. Kimura, Y. Shimizu // *Geosciences*. – 2018. – Vol. 8. Issue 10. – P. 359. [DOI: 10.3390/geosciences8100359]

22. FLO-2D [Электронный ресурс] – 2022 – Режим доступа: <https://flo-2d.com>
23. Friedkin J.F. A laboratory study of the meandering of alluvial rivers. – Vicksburg, Mississippi: US Waterways Experimental Station. – 1945. – 113 p.
24. Hooke R. LeB. Distribution of Sediment Transport and Shear Stress in a Meander Bend // *The Journal of Geology*. – 1975. – Vol. 83. No. 5. – P. 543-565. [DOI: 10.1086/628140]
25. Jang C.L. Numerical simulations of the behavior of alternate bars with different bank strengths / C.L. Jang, Y. Shimizu // *Journal of Hydraulic Research*. – 2005. – Vol. 43, №. 6. – P. 596-612. [DOI: 10.1080/00221680509500380]
26. Jones H. L. transl. *The Geography of Strabo*. – London: Heinemann. – 1917. – 566 p.
27. Julien P.Y. *River Mechanics*. – Cambridge: Cambridge University Press. – 2018. – 456 p.
28. Kasvi E. Two-dimensional and three-dimensional models in hydrodynamic and morphodynamic reconstructions of a river bend: sensitivity and functionality / E. Kasvi, P. Alho, E. Lotsari, Y. Wang, A. Kukko, H. Hyypä, J. Hyypä // *Hydrological Processes*. – 2015. – Vol. 29. Issue 6. – P. 1604–1629. [DOI: 10.1002/hyp.10277].
29. Krylenko I. Analysis of the Impact of Hydrotechnical Construction on the Amur River near Blagoveshchensk and Heihe Cities Using a Two-Dimensional Hydrodynamic Model. / I. Krylenko, V. Belikov, E. Fingert, P. Golovlyov, A. Glotko, A. Zavadskii, M. Samokhin and S. Borovkov // ISSN 0097-8078, *Water Resources*. – 2018. – Vol. 45. Suppl. 1. – P. S112–S121 [DOI: 10.1134/S0097807818050378]
30. Krylenko I. Modeling Ice-Jam Floods in the Frameworks of an Intelligent System for River Monitoring / I.N. Krylenko, A.M. Alabyan, A.I. Alekseyuk, V.V. Belikov, A.A. Sazonov, E. Zavyalova, I.Y. Pimanov, S.A. Potryasaev, V.S. Zelentsov // *Water Resources*. – 2020. – Vol. 47. – P. 387–398. [DOI: 10.1134/S0097807820030069]
31. Lai Y.G. Coupling a two-dimensional model with a deterministic bank stability / Y.G. Lai, R.E. Thomas, Y. Ozeren, A. Simon, B.P. Greimann, K. Wu // *Crossing Boundaries, Proceedings of the world environmental and water resources Congress*. – 2012. – Albuquerque, NM, USA. – P. 1290–1300.
32. Leopold L. *Fluvial processes in geomorphology* / L. Leopold, M. Wolman, J. Miller // San Francisco: Freeman. – 1964. – 522 p.
33. Leopold L.B. River – channel patterns: braided, meandering and straight / L.B. Leopold, M.G. Wolman // *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*. – 1957. – N 282-B. – P. 1-85. [DOI:10.3133/PP282B]
34. Li, Z. 2D numerical modeling on meander chute cutoffs. / Z. Li, M.H. García // *In River Flow 2020 - Proceedings of the 10th Conference on Fluvial Hydraulics*. Ed. By W. Uijttewaals, M. J.

- Franca, D. Valero, V. Chavarrias, C.Y. Arbós, R. Schielen, A. Crosato. – 2020. P. 524-529. [Doi: 10.1201/b22619-74]
35. Matthes G.H. Basic aspects of stream meanders. – Eos, Transactions American Geophysical Union. – Vol. 22 No. 3. – 1941. P. 632 - 636
 36. Mike 21. A modeling system for Rivers and Channels: User Guide. – Mike by DHI. Denmark. – 2017. – 510 p.
 37. Mosselman. Morphological modelling of rivers with erodible banks. – Hydrological Processes. – 1998. – Vol. 12, Issue 8. – pp. 1357–1370, [DOI: 10.1002/(SICI)1099-1085(19980630)12:83.0.CO;2-7].
 38. Motta D. A simplified 2D model for meander migration with physically-based bank evolution. / D. Motta, J.D. Abad, E.J. Langendoen, M.N. Garcia // *Geomorphology*. – 2012. – Vol. 163–164, P. 10–25, [DOI: 10.1016/j.geomorph.2011.06.036].
 39. RiverFlow2D Overview [Электронный ресурс] – 2022 – Режим доступа: <http://www.hydronia.com/riverflow2d>
 40. Rousseau Y.Y. Simulating bank erosion over an extended natural sinuous river reach using a universal slope stability algorithm coupled with a morphodynamic model. / Y.Y. Rousseau, M.J. Van de Wiel, P.M. Biron // *Geomorphology*. – 2017. – Vol. 295. – P. 690–704, [DOI: 10.1016/j.geomorph.2017.08.008].
 41. TELEMAC-2D User Manual [Электронный ресурс] – 2022 – Режим доступа: <http://www.opentelemac.org>
 42. Thompson J. On the origin of windings of rivers in alluvial plains, with remarks on the flow of water round bends in pipes // *Proceedings of the Royal Society of London*. – Vol. 25 (1876 - 1877). – P. 5-8
 43. Vasil'eva E.S. Numerical modeling of the behavior of a destructive rain flood on a mountain river. / E.S. Vasil'eva, P.A. Belyakova, T.A. Fedorova, V.V. Belikov // *Water Resources*. – 2019. – Vol.46(1). – P. 43–55. [DOI: 10.1134/S0097807819070169]
 44. Zhao K. A numerical model of bank collapse and river meandering / K. Zhao, S. Lanzoni, Z. Gong, G. Coco // *Geophysical Research Letters*. – 2021. – Vol. 48. Issue. 12. – P. e2021GL093516. [DOI: 10.1029/2021GL093516]
 45. Алабян А.М. Применение двумерных гидродинамических моделей для решения проблем регулирования стока Нижней Волги в условиях дефицита данных гидрологических изысканий. / А.М. Алабян, В.В. Беликов, Н.И. Крыленко, С.В. Лебедева // *Инженерные изыскания*. – 2014.– №2. С. 24–34 [DOI: 10.25296/1997-8650-2014-2-24-34]
 46. Алексюк, А.И. и Беликов, В.В. Программный комплекс STREAM 2D CUDA для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках с использованием

- технологий Compute Unified Device Architecture (на графических процессорах NVIDIA) / А.И. Алексюк, В.В. Беликов. // Свидетельство о государственной регистрации программ для ЭВМ № 2017660266 от 20.09.2017. 2017.
47. Андреев О.В. Руслловые деформации на участках рек с мостовыми переходами / Андреев О.В., Ярославцев И.А // в сб. Руслловые процессы. – М.: Изд-во АН СССР. – 1958. – С. 352-372.
 48. Беликов, В.В. Вычислительный комплекс «TRIANA» – генератор сеток треугольных конечных элементов в произвольных плоских областях / В.В. Беликов. // ГосФАП СССР, П007705. Москва: 1984.
 49. Беликов, В.В. и Кочетков, В.В. Программный комплекс STREAM_2D для расчета течений, деформаций дна и переноса загрязнений в открытых потоках / В.В. Беликов, В.В. Кочетков. // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014612181. М.: 2014.
 50. Беликов, В.В. Модели мелкой воды в задачах речной гидродинамики: монография / В.В. Беликов, А.И. Алексюк. // М.: РАН. – 2020. – 346 с. ISBN 978-5-907036-22-2.
 51. Беликов, В.В. Применение ям-ловушек для уменьшения заиления водохранилищ ГЭС на горных реках. / В.В. Беликов, А.И. Алексюк, Н.М. Борисова, Т.А. Федорова // Гидротехническое строительство. – 2019. – №6. – С. 12–24. [Belikov V.V. Using of accumulation basins to reduse silting of reservoirs of hydroelectric power plants located on mountain rivers. / V.V. Belikov, A.I. Alekseyuk, N.M. Borisova, T.A. Fedorova. // Power Technol. Engineering – Vol. 53(4). - 2019. – P. 429-439 [DOI: 10.1007/s10749-019-01095-9]]
 52. Беликов, В.В. Численное моделирование течений жидкости со свободной поверхностью и деформируемым дном: дис. ... канд. физико-математических наук. – М. – 1987. – 132 с.
 53. Великанова З.М. Лабораторные исследования речной излучины // Труды ГГИ. – 1968. – Вып. 147 - С. 40-51.
 54. Виноградов В.А. Натурные исследования морфологии и гидравлики излучин свободного меандрирования // Труды ГГИ. 1970. – вып. 183. - С. 119-137.
 55. Виноградов В.А. Некоторые особенности структуры потока и морфологии излучин при свободном меандрировании // Труды ГГИ. – 1973. – вып 209. - С. 39-59.
 56. Вольцингер, Н.Е. Теория мелкой воды. Океанологические задачи и численные методы / Н.Е. Вольцингер, Р.В. Пясковский. // Л.: Гидрометеиздат. – 1977. – 207 с.
 57. Гладышев, М.Т. К задаче о распаде начального разрыва в открытых руслах // Изв. Вузов, Энергетика. – 1968. – №4. – С. 81 – 88.
 58. Годунов, С.К. Численное решение многомерных задач газовой динамики / С.К. Годунов, А.В. Забродин, М.Я. Иванов и др. // М.: Наука – 1976. – 400 с.

59. Гончаров, В.Н. Динамика русловых потоков. // Л.: Гидрометеиздат. – 1962. – 373 с.
60. Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. – Том 1. Выпуск 8. Бассейны Северной Двины, Онеги и Мезени. – Архангельск. – 1996 – 2007.
61. Договор между Российской Федерацией и Республикой Казахстан о Российско-Казахстанской государственной границе. – Москва, 18 января 2005 года.
62. Жуковский, Н.Н. Обзор основных явлений естественного формирования речного русла (выдержки из труда «Об организации и системе землечерпания на транзите рек с подвижным ложем», опубликованного в сборнике «Волжское землечерпание и его достижения», 1925) // Вопросы гидротехники свободных рек. – М.: Речиздат. – 1948. – с. 329 – 363.
63. Зайцев, А.А. Формирование свободных излучин на равнинных реках. Диссертация ... кандидата географических наук: 11.00.04. – Москва. – 1979. – 184 с.
64. Зуйков, А.Л. Особенности гидравлики классического водослива-водомера Крампа. // Гидротехническое строительство. – 2016. – №10. – с. 50-59.
65. Карасев, И.Ф. Речная гидрометрия и учет водных ресурсов. // Л.: Гидрометеиздат. – 1980. – 310 с.
66. Караушев, А.В. Речная гидравлика. // Л.: Гидрометеиздат - 1969. - 416 с.
67. Кнороз, В.С. Естественная отмостка русел, образованных материалами неоднородной крупности. // Л.: Известия ВНИИГ. – 1962. - Т. 70. - С. 21-51.
68. Кондратьев, Н.Е. Основы гидроморфологической теории руслового процесса. / Н.Е. Кондратьев, И.В. Попов, Б.Ф. Снисченко // Л.: Гидрометеиздат. – 1982 – 272 с.
69. Кондратьев, Н.Е. Русловой процесс. / Н.Е. Кондратьев, А.М. Ляпин, И.В. Попов, С.И. Пиньковский, Н.Н. Федоров, И.И. Якунин // Л.: Гидрометеиздат. - 1959. – 371 с.
70. Краснов, А.Н. Формы поверхности суши и деятели, их создающие // Харьков. - Основы земледения. - 1897. - Вып. III.
71. Куликовский, А.Г. Математические вопросы численного решения гиперболических систем уравнений / А.Г. Куликовский, Н.В. Погорелов, А.Ю. Семенов. // М.: Физматлит. - 2001. - 607 с.
72. Лебедева, С.В. Наводнения в устье Северной Двины и их моделирование. / С.В. Лебедева, А.М. Алабян, И.Н. Крыленко, Т.А. Федорова // Геориск. – 2015. - № 1 - С. 18–25.
73. Лелявский, Н.С. О речных течениях и формировании речного русла // СПб.: Тр. 2-го съезда инженеров-гидротехников в 1893 году. - 1893.

74. Лосиевский, А.И. Лабораторные исследования процессов образования перекаатов // Труды ЦНИИВТ. 1934. - Вып. 36. - 113 с.
75. Лохтин, В.М. О механизме речного русла / [Соч.] В. Лохтина. -Санкт-Петербург: тип. М-ва пут. сообщ. (т-ва И.Н. Кушнерев и К°). - 1897. - [2]. - 80 с.
76. Маккавеев, Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. - М.: Изд-во АН СССР. - 1955. - 346 с.
77. Маккавеев, Н.И. Русловые процессы. / Н.И. Маккавеев, Р.С. Чалов // М.: изд-во МГУ - 1986. - 264 с.
78. Милович, А.Я. Нерабочий изгиб потока жидкости // Бюлл. Политехнического общества. - 1914. - № 10. - С. 5-72.
79. Отчет о научно-исследовательской работе по теме «Численный прогноз возможных деформаций русла и берега реки Урал в районе Села Облавка». Научный руководитель - д.т.н. Беликов В.В., ответственный исполнитель - к.ф.-м.н. Архипкин О.П. – Алматы – 2007. – 67 с.
80. Попов, И.В. О формах перемещения речных излучин // Труды ГГИ. - 1956. - Вып. 56 (110). – С. 36-57.
81. Потапов, М.В. Поперечная циркуляция в открытом потоке и ее гидротехническое применение. - М.: Сельхозиздат. - 1936. - 383 с.
82. Реки и озера мира. Энциклопедия. - М.: Изд-во «Энциклопедия». - 2012. - 924 с.
83. Ресурсы поверхностных вод СССР. Основные гидрологические характеристики, Том 12. Нижнее поволжье и Западный Казахстан. Вып 2. Урало-Эмбинский район. - Л.: Гидрометеиздат. - 1980.
84. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 12. Нижнее поволжье и Западный Казахстан. Вып 2. Урало-Эмбинский район. - Л.: Гидрометеиздат - 1970.
85. Ресурсы поверхностных вод СССР: Основные гидрологические характеристики Том 3: Северный край. - Л: Гидрометеиздат. – 1974.
86. Ресурсы поверхностных вод СССР: Том 3. Северный край. - Л: Гидрометеиздат – 1972.
87. Розовский, И.Л. Движение воды на повороте открытого русла – Киев: Изд. АН УССР. – 1957. – 188 с.
88. Россинский, К. И. Некоторые вопросы прикладной теории формирования речных русел / К. И. Россинский, И. А. Кузьмин // Проблемы регулирования речного стока. – 1947. – М.-Л.: Изд-во АН СССР. – Вып. 1. – С. 88-130.
89. Россинский, К.И. Закономерности формирования речных русел / К.И. Россинский, И.А. Кузьмин // Русловые процессы. - М.: Изд-во АН СССР - 1958. - С. 5-14.
90. Русловой режим рек Северной Евразии. Под ред. Р.С. Чалова. - М.: Изд-во МГУ. - 1994. - 336 с.

91. Стокер, Дж. Волны на воде. Математическая теория и приложения - М.: Изд-во иностр. лит. - 1959. – 617 с.
92. Учет руслового процесса на участках подводных переходов трубопроводов через реки. СТО ГУ ГГИ 08.29-2009. – СПб.: Нестор-История - 2009. - 184 с.
93. Федоров, Н.Н. Экспериментальные исследования процессов меандрирования // Труды ГГИ. – 1954. – Вып. 44 (98). – С. 14-39.
94. Федорова, Т.А. Моделирование прорыва излуины при свободном меандрировании / Т.А. Федорова, А.М. Алабян, В.В. Беликов // ГеоРиск. – 2021. – Том XV, № 1. – С. 28-42. DOI: 10.25296/1997-8669-2021-15-1-28-42.
95. Федорова, Т.А. Численное моделирование через гребень плотины треугольного профиля / Т.А. Федорова, Е.С. Васильева, В.В. Беликов. // Гидротехническое строительство. – 2020. - №4. – С. 30-33. [Fedorova, T.A. Numerical simulation of triangular dam overflow / T.A. Fedorova, E.S. Vasil'eva, V.V. Belikov // Power Technol. Engineering – 2020. –Vol. 54. - P. 354–357. [DOI: <https://doi.org/10.1007/s10749-020-01215-w>]].
96. Чалов, Р. С. Географические исследования русловых процессов. – М.: Изд-во МГУ – 1979. – 232 с.
97. Чалов, Р. С. Исследование руслового режима крупных равнинных рек // Речная гидравлика и русловые процессы. Ч. 2. – М.: МГУ – 1976. – С. 72-84.
98. Чалов, Р.С. Морфодинамика русел равнинных рек. / Р.С. Чалов, А.М. Алабян, В.В. Иванов, Р.В. Лодина, А.В. Панин // М.: ГЕОС. МГУ. – 1998. – 288 с.
99. Чалов, Р.С. Речные излуины. / Чалов Р.С., Завадский А.С., Панин А.В. // М.: Изд-во Моск. ун-та. – 2004. – 371 с.
100. Чалов, Р.С. Русловедение: теория, география, практика. Том 2. Морфодинамика речных русел. – М.: КРАСАНД. – 2011. – 960 с.
101. Чернов, А.В. География и геоэкологическое состояние речных русел и пойм рек Северной Евразии. - М.:ООО «Крона». – 2009. – 684 с.
102. Чоу, В. Т. Гидравлика открытых каналов. – М.: Стройиздат. – 1969. – 464 с.
103. Щукин, И. С. Общая морфология. – М.; Л.: ГОНТИ, Ред. горно-топлив. и геол.-развед. лит-ры. – 1934-1938 (Л.). – 2 т.