

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт вулканологии и сейсмологии Дальневосточного отделения
Российской академии наук
(ИВиС ДВО РАН)

На правах рукописи

ХОМЧАНОВСКИЙ АНТОН ЛЕОНИДОВИЧ

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА
АККУМУЛЯТИВНЫХ БЕРЕГАХ (НА ПРИМЕРЕ ОЗ. БАЙКАЛ,
ОСТРОВНОЙ БАР ЯРКИ)**

Специальность: 25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

Диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:

Бровко Пётр Фёдорович
доктор географических наук, профессор
Департамента наук о Земле Школы
естественных наук Дальневосточного
федерального университета

Петропавловск-Камчатский
2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСТРОВНОГО БАРА ЯРКИ	11
1.1. Географическое положение	11
1.2. Геологическое строение и рельеф	13
1.3. Гидроклиматические условия.....	14
1.3.1. Климатические показатели (температурный и ветровой режимы).....	14
1.3.2. Уровенный режим озера	18
1.3.3. Ледовые условия.....	25
1.3.4. Волновой режим	27
1.4. История изучения литодинамики берегов островного бара Ярки	28
ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БЕРЕГОВ И МОДЕЛИ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ	30
2.1. Методы исследований	30
2.2. Методы математического моделирования и прогнозирования процессов развития берегов водоемов	33
2.2.1. Моделирование вдольберегового транспорта наносов.....	34
2.2.2. Моделирование штормовых деформаций.....	37
2.2.3. Моделирование сезонных изменений берегового профиля	41
2.2.4. Моделирование эволюции профиля в масштабах десятков и сотен лет...	46
2.3. Модели литодинамических процессов	51
2.3.1. Программные продукты для моделирования береговых процессов	51
2.3.2. Моделирование литодинамических процессов на примере пляжа Новосибирского водохранилища	72
ГЛАВА 3 ФОРМИРОВАНИЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА.....	94
3.1. Формирование аккумулятивных берегов	94
3.2. Динамика аккумулятивных берегов на водоемах с искусственным регулированием уровня	99
3.2.1. Формирование аккумулятивных берегов Новосибирского водохранилища	99
3.2.2. Формирование аккумулятивных берегов на оз.Байкал.....	101
3.3. Влияние колебаний уровня озера Байкал на формирование берегов.....	107
3.4. Роль вдольберегового потока наносов в динамике берегов островного бара Ярки	111

3.5. Результаты детального обследования островного бара Ярки	116
3.5.1. Результаты обследования островного бара Ярки в 2005-2006 гг.	116
3.5.2. Результаты обследования островного бара Ярки в 2013 г.	137
3.6. Морфологические изменения островного бара Ярки.....	155
3.6.1. Изменение морфометрических показателей островного бара Ярки после строительства Иркутской ГЭС	155
3.6.2. Реакция профиля береговой зоны островного бара Ярки на повышение уровня озера Байкал	158
ГЛАВА 4 МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ УСЛОВИЙ ОСТРОВНОГО БАРА ЯРКИ.....	163
4.1. Расчет теоретического профиля относительного динамического равновесия	163
4.2. Расчет параметров волн.....	166
4.3. Устойчивость профиля береговой зоны островного бара Ярки к воздействию штормовых волн.....	185
4.4. Расчет вдольберегового перемещения материала в районе островного бара Ярки	191
4.5. Схема литодинамики островного бара Ярки	204
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	207
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	210
Приложение 1.....	223
Приложение 2.....	224
Приложение 3.....	225
Приложение 4.....	226
Приложение 5.....	227
Приложение 6.....	228
Приложение 7.....	229
Приложение 8.....	230
Приложение 9.....	231
Приложение 10.....	232
Приложение 11.....	233
Приложение 12.....	234
Приложение 13.....	235
Приложение 14.....	236

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования. Изучение гидродинамических, морфодинамических и литодинамических процессов в береговой зоне является важной составляющей познания особенностей рельефообразования и осадконакопления в крупных водных объектах: морях, озерах, водохранилищах. В связи с интенсивной антропогенной нагрузкой на берега, особую актуальность приобретает комплексное рассмотрение этих процессов.

После перекрытия в 1959 году р. Ангара в 65 км от ее истока был создан Иркутский гидроузел, в результате чего оз. Байкал превратилось в водохранилище. Преобразование оз. Байкал в водохранилище озерного типа сопровождалось поднятием уровня воды на 1,2 м со скоростью до 0,83 см/сут. Наибольшее воздействие на состояние берегов Байкала оказало повышение уровня воды, при котором в соответствии с правилом Брууна-Зенковича [Bruun, 1954] береговая линия сместилась в сторону суши. На оз. Байкал от подъема уровня особенно пострадали аккумулятивные берега, в т.ч. в его северной части – островной бар Ярки. При первоначальном повышении уровня воды начался интенсивный размыв берегов и, соответственно, происходило сокращение площади бара: береговая линия отступила, в среднем, на 100-150 м, а на приустьевых участках до 350 м и более [Потемкина, Потемкин, 2007]. До строительства Иркутской ГЭС площадь Ярков составляла 3,7 км², а в настоящее время она снизилась вдвое и не превышает 1,8 км².

Степень разработанности темы. В последнее столетие вполне детально были изучены процессы переформирования и переработки берегов Байкала. Исследованы берега с выраженными абразионными процессами, сделаны оценки скорости абразии и трансформации береговой зоны: А.А. Рогозин (1993), А.В. Пинегин (1976), Е.А. Козырева (2006). Т.Г. Потемкиной изучена литодинамика оз. Байкал, дана количественная оценка переноса

осадков в прибрежной зоне на основе балансового метода. Рассмотрены геолого-геоморфологические условия и гидро-литодинамические факторы на отдельных участках береговой зоны Байкала, приведены сравнительные характеристики, выявлены особенности процессов седиментации, показаны основные факторы разрушения и восстановления островного бара Ярки [Потемкина, 2011]. В рамках научно-исследовательских работ на аккумулятивных образованиях северного Байкала проходили инженерные изыскания для берегоукрепления и защиты участков берега в Северобайкальском районе Республики Бурятия, в ходе которых выполнялся сбор данных по геологии, гидрологии озера и распространению вечной мерзлоты.

Объект исследования: аккумулятивное побережье оз. Байкал (на примере островного бара Ярки). **Предмет исследования:** гидродинамические, морфодинамические и литодинамические процессы на островном баре Ярки.

Цель работы: оценка с помощью математического моделирования особенностей развития гидродинамических, морфодинамических и литодинамических процессов на островном баре Ярки (оз. Байкал) и сопоставление результатов моделирования с данными натурных наблюдений.

Задачи исследования:

1. Проанализировать динамику о. Ярки на основе сравнения его современной конфигурации с материалами предыдущих исследований;
2. Составить цифровую модель рельефа подводного берегового склона;
3. Составить подробную геоморфологическую карту-схему островного бара Ярки на основе данных, полученных в ходе детальных топографических и гидрографических работ на участке берега от устья р. Кичера до устья р. Верхняя Ангара;
4. Провести апробацию, верификацию и выбор комплекса методов математического моделирования береговых процессов для аккумулятивных

побережий (в том числе, с использованием данных, собранных автором ранее для аккумулятивных побережий Новосибирского водохранилища).

5. Рассчитать теоретические профили относительного динамического равновесия для различных участков подводного берегового склона о. Ярки и сравнить их с измеренными профилями;

6. Методом математического моделирования рассчитать преобладающее направление и ёмкость вдольберегового перемещения наносов;

7. На основе современных моделей оценить переформирование островного бара Ярки при различной мощности штормов с учетом переменного уровня озера;

8. Провести прогноз береговых процессов в существующих условиях с учетом влияния переменного уровня озера;

9. Оценить особенности развития гидродинамических, литодинамических и морфодинамических процессов в береговой зоне островного бара Ярки на основе расчетов и натурных наблюдений;

Научная новизна работы и личный вклад автора заключаются в сборе и обработке фактического материала, дальнейшем анализе полученных результатов. Автором были построены батиметрическая карта, геоморфологическая карта-схема и цифровая модель рельефа дна прилегающей акватории островного бара Ярки (при участии коллег из ИВЭП СО РАН). Интерпретация и анализ результатов полевых работ также принадлежат автору. В результате впервые проведенного крупномасштабного обследования островного бара Ярки нанесены на карту контуры линии уреза при современном уровне озера, который поднялся на 1 метр после строительства Иркутской ГЭС. Получены современные параметры рельефа островного бара и гранулометрический состав слагающих его рыхлых отложений более чем в 100 точках. Построено 20 профилей рельефа побережья островного бара от глубины 20 м со стороны озера Байкал до уреза воды со стороны лагуны Ангарский Сор. Впервые

проведена детальная батиметрическая съемка рельефа дна прилегающей акватории и на ее основе построена цифровая модель. Выявлены современные особенности гидродинамических, морфодинамических и литодинамических процессов, контролирующих современное состояние берегов островного бара Ярки. Определено направление преобладающего перемещения наносов, которое определяет рельеф побережья при современном уровне озера. Впервые методом математического моделирования проведены многочисленные эксперименты по переформированию рельефа дна прибрежной части островного бара Ярки с применением различных моделей при разных гидрометеорологических параметрах в условии изменения уровня. На их основе выявлены основные причины геоморфологических изменений и рассчитаны их количественные показатели. Все картографические работы и численные эксперименты проводились под руководством сотрудника ИВЭП СО РАН К.В. Марусина.

Теоретическая и практическая значимость работы. Результаты исследования могут быть использованы широким кругом специалистов географических специальностей для оценки современных геоморфологических природных процессов в береговой зоне крупных озер и водохранилищ. Ряд выводов данной работы может быть полезен для сотрудников Управления эксплуатации Иркутской ГЭС, в особенности выводы об уровне озера при которых прекращается размыв берегов островного бара и начинается его стабилизация. Эти данные представляют наибольшую значимость как в теоретическом, так и в практическом плане.

Основные результаты исследования получены при выполнении работ в соответствии с государственными контрактами: «Исследование природных процессов на островном баре Ярки (северный Байкал) и разработка научно обоснованных рекомендаций по предотвращению вредного воздействия вод на его берега и восстановлению утраченных территорий» по Федеральной целевой программе «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007-

2013 гг.». Для инженерных береговых исследований, наравне с методами расчетов, представленных в нормативных документах РФ, предлагается использовать методы моделирования, использованные в данной работе. Результаты исследования также могут быть полезны при решении аналогичных задач для подобных аккумулятивных побережий озер и водохранилищ. Материалы диссертации используются в учебном процессе в Дальневосточном федеральном университете при чтении курсов «Береговедение» и «Комплексное управление прибрежными зонами».

Методы исследования. В работе применялись методы комплексных физико-географических и геоморфологических исследований, включая полевые (геодезическая съемка, промерные гидрографические работы, отбор проб, геоморфологическое описание местности), а также дистанционные. Основной объем фактического материала получен при проведении экспедиционных исследований в северной части оз. Байкал (островной бар Ярки, о. Миллионный, Нижнеангарская коса, Дагарская коса), а также при работах на Новосибирском водохранилище. При создании ЦМР прибрежной части островного бара Ярки и составлении цифровых карт использовались методы геоинформационного картографирования. Для прогноза эволюции профиля подводного берегового склона использовался метод математического моделирования (модель CROSS-P). Программное обеспечение ГИС: программный комплекс ArcGIS 9.2 (ESRI Inc.). При моделировании переформирования профилей равновесия подводного склона в условиях колебания уровня водоема, использовались зависимости Брууна-Зенковича [Зенкович, 1962; Bruun, 1954] и Дина-Маурмайера [Dean, Maurmeyer, 1983].

Положения, выносимые на защиту

1. Повышение уровня озера Байкал является главным фактором, влияющим на современную морфо- и литодинамику аккумулятивных участков побережья.

2. В прибрежной зоне островного бара Ярки выявлено два разнонаправленных потока наносов. Поток, направленный на запад, является рельефообразующим.

3. При отметке уровня в 456,6 м ТС (Тихоокеанская система высот) происходит адаптация литодинамической системы бара к изменению природных условий, что выражается в занесении песчаным материалом прорв между фрагментами бара, увеличении площади отмели между фрагментами и уменьшении ее глубины.

Степень достоверности и апробация результатов исследования обеспечены значительным объёмом исходных материалов, использованием современных методов, как полевых (с применением высокоточного оборудования), так и камеральных (методы геоинформационного картографирования и математического моделирования), анализом значительного количества российских и зарубежных источников, апробацией основных результатов на российских и международных научно-практических конференциях. Среди них: международные научно-практические конференции в Туапсе (2011), Клайпеде (2012), Перми (2013), Иркутске (2013, 2017), Париже (2013), Саратове (2013), Мурманске (2018), Севастополе (2020). По теме диссертации опубликовано 12 работ, включая 4 статьи в изданиях, рекомендованных ВАК; соискатель является соавтором коллективной монографии «Мониторинг береговой зоны внутренних водоемов России».

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность своему научному руководителю д.г.н. П.Ф. Бровко за всестороннюю поддержку и помощь при обсуждении полученных результатов. Также автор считает своим долгом выразить искреннюю благодарность А.Ш. Хабидову за организацию экспедиционных исследований и помощь на начальных этапах написания работы. За оказанную поддержку и ценные замечания автор благодарен К.В. Марусину и Т.К. Пинегиной. Большая помощь в составлении структуры диссертации была оказана Г.Ю. Ямских. На этапе

экспедиционных исследований и камеральной обработки полученных материалов огромное содействие было оказано со стороны Е.А. Федоровой и В.В. Карпова. Всем им автор выражает искреннюю благодарность.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы. Общий объем составляет 236 страниц текста, включая 91 рисунок и 41 таблицу. Список использованной литературы представлен 134 наименованиями.

ГЛАВА 1 ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ОСТРОВНОГО БАРА ЯРКИ

1.1. Географическое положение

Острова Ярки и Миллионный, береговая линия которых со стороны оз. Байкал имеет протяжение около 17,5 км, расположены на северном Байкале между устьями рек Кичера и Верхняя Ангара. Рассматриваемая территория относится к Северобайкальскому району Республики Бурятия. Верхняя Ангара впадает в оз. Байкал двумя рукавами: собственно, Верхняя Ангара и протока Власиха или Среднее Устье. Между устьем реки Кичера и протокой Власиха располагается остров Ярки длиной (по данным топосъемки, выполненной в 2006 г.) около 14 км. Между собственно Верхней Ангарой и протокой Власиха находится остров Миллионный, длина которого вдоль берега озера составляет 3 км. К устьям рек Кичера и Верхняя Ангара примыкают косы: которые предлагается назвать на западе – Нижнеангарская, а на востоке – Дагарская (Риунок 1.1).



Рисунок 1.1. Северный берег оз. Байкал.

Аккумулятивное образование, состоящее из островов и кос протяженностью около 27 км, отделяет открытую часть озера от его мелководной – Ангарского Сора [Петров, Ярославцев, 2007]. В литературе можно часто встретить, что Ярки это остров, бар или остров-бар. С нашей точки зрения, если рассматривать Ярки как территорию или часть суши, т.е. как географический объект, со всех сторон огражденный водной акваторией, то Ярки – это остров. Другое дело, что образоваться он мог как бар или другое аккумулятивное тело, но это относится уже к его генезису.

Как было сказано, с запада остров Ярки ограничен устьем р. Кичера. Хотя было бы правильно в настоящее время назвать это не устьем, а проливом, например, Кичерским, т.к. р. Кичера непосредственно впадает не в озеро Байкал, а в Ангарский Сор.

До подъема уровня озера Байкал в конце 50-х начале 60-х годов в связи со строительством Иркутской ГЭС (Рисунок 1.2) рассматриваемый остров, представляющий собой аккумулятивное образование – бар, находился в динамически стабильном состоянии, чему способствовали выносы рек Кичера и Верхняя Ангара. Подъем уровня озера почти на 0,8 м привел к смещению береговой линии вглубь острова и его усиленному размыву [Петров, 2007; Рогозин, 1993]. Процесс выработки нового профиля относительного динамического равновесия не завершен и по сей день. В результате размыва, когда-то единый – остров Ярки, простирающийся от устья р. Кичера до протоки Власиха, в настоящее время разбит на три фрагмента, наиболее крупным из которых является западный (первый), длиной (по среднему уровню озера) около 7 км [Петров, Ярославцев, 2007]. Длина второго фрагмента, который отделен от первого промоиной, с учетом косы, идущей параллельно первому, составляет 5 км. Третий фрагмент острова, длиной 650 м отделен от второго промоиной шириной в настоящее время 2,4 км. Все приводимые в отчете размеры фрагментов и отдельных его частей, а также отметки холмов острова приводятся на основании съемки, выполненной НИЦ «Морские берега» в 2005-2006 гг. За третьим фрагментом

острова располагается западная протока реки Верхняя Ангара – Власиха, между которыми располагается аккумулятивное образование – остров Миллионный. Восточнее устья р. Верхняя Ангара простирается аккумулятивное образование – Дагарская коса.



Рисунок 1.2. Плотина Иркутской ГЭС

1.2. Геологическое строение и рельеф

Байкал – озеро тектонического происхождения, образованное в результате рифтогенеза около 25 млн. лет назад.

Остров Ярки представляет собой гряду песчаных дюн, высота которых относительно современного уровня озера не превышает 5-7 м. Отметка самой высокой дюны составляет 463,19 м абс., т.е. относительно среднего уровня озера она возвышается всего на 7,29 м. Дюны, в основном, задернованы и покрыты растительностью: кустами рябины, черемухи, березы, кедровым стлаником. На многих понижениях участках растительный покров нарушен и под действием ветра идет развеивание песка.

По данным инженерно-геологических изысканий, проведенных ОАО «Иркутскгипродорнии» в 2006 г., литологическое строение островов довольно однообразно. Практически на всем их протяжении в составе толщи мощностью до 10 м преобладают пески мелкой и средней крупности, разной степени водонасыщения. Местами встречаются прослои супеси с примесью органических веществ и песков с илом. В скважине, пробуренной в 1978 г. в восточном конце первого фрагмента острова Ярки на глубину 21 м, состав отложений изменяется от среднезернистого песка на глубине 2 м до мелкозернистого на глубине 18,5 м. Содержание пылеватых частиц не превышает 10-11%. В отдельных скважинах, пробуренных в междуречье Кичера – Верхняя Ангара, встречены прослои иловатых песков с торфом, мощностью 2,4-5,3 м, а также многолетнемерзлые грунты.

Согласно карты сейсмического районирования, исходная сейсмичность острова Ярки составляет IX баллов по шкале MSK-64.

1.3. Гидроклиматические условия

1.3.1. Климатические показатели (температурный и ветровой режимы)

Согласно данным многолетних наблюдений, проводимых на метеостанции расположенной в пос. Нижнеангарск, среднегодовая температура воздуха равняется 3,30 (данные представлены метеостанцией). При этом среднемесячная температура января равняется минус 23,80, при абсолютном минимуме минус 47,0, а среднемесячная температура июля +15,60, при абсолютном максимуме +34,0.

При среднегодовой сумме атмосферных осадков, равной 350 мм, распределение их в году крайне неравномерно: за апрель-сентябрь выпадает 250-260 мм осадков, остальная часть приходится на октябрь-март. Устойчивый снежный покров в Нижнеангарске отмечается в периоде с конца октября по начало мая. Высота снежного покрова в январе-марте, в основном, не превышает 20-30 см, при максимальной (за период

наблюдений), равной 58 см. Глубина сезонного промерзания почвы на площадке метеостанции составляет 3,5 м.

На ветровой режим в районе Нижнеангарска существенное влияние оказывает оз. Байкал: весной и летом здесь преобладают ветры, направленные с озера на сушу; осенью и зимой – с суши на озеро. При среднегодовой скорости ветра, равной 1,4 м/с, максимальное значение, зарегистрированное за период наблюдений, составило 22 м/с. Число дней со штилем в разные годы изменяется от 30 до 45 при среднегодовом за период наблюдения равном 41.

Продолжительность безморозного периода обычно составляет 4,5-5 месяцев.

Данные по режиму ветра над озером Байкал, полученные на основе анализа синоптических карт и материалов наблюдений на береговых и островных станциях, приводятся в Атласе волнения и ветра озера Байкал [Атлас волнения и ветра озера Байкал, 1977]. Приведенные данные свидетельствуют о том, что при любой синоптической ситуации скорость и направление ветра на разных участках озера существенно отличаются. Над большей частью акватории озера максимальные скорости ветра, как правило, не превышают 20 м/с. Тем не менее, на отдельных локальных участках, приуроченных к западному берегу озера за счет нисходящих потоков (бора), скорость ветра может достигать 25-30 м/с, а при порывах - 40 м/с.

Таблица 1.1

Повторяемость ветра по скорости и направлению в Нижнеангарске за многолетний период (%)

Скорость, м/с	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Σ
0-1									41,72
2-3	1,47	2,37	1,62	1,61	14,51	15,71	1,93	2,09	41,31
4-5	0,47	0,51	0,33	0,35	4,20	4,70	0,51	0,66	11,73
6-7	0,28	0,30	0,12	0,13	0,84	1,21	0,31	0,36	3,55
8-9	0,07	0,09	-	-	0,19	0,45	0,06	0,07	0,93
10-15	0,04	0,06	-	-	0,09	0,34	0,05	0,07	0,65
15-20						0,09		0,02	0,11
Σ	2,33	3,33	2,07	2,09	19,83	22,50	2,86	3,27	100,00

На северном Байкале в упомянутой выше работе максимальная расчетная скорость ветра при любом типе барических полей принята равной 20 м/с. В таблице 1.1 представлена повторяемость ветра в районе пос. Нижнеангарск за многолетний период.

Из приведенной таблицы следует, что в северной части Байкала преобладают ветры южного и юго-западного направлений, повторяемость которых соответственно составляет 19,8 и 22,5 %. Это обусловлено, в основном, орографией, так как котловина северной части озера ориентирована с юго-юго-запада на север-северо-восток.

Для характеристики ветра по сезонам года в таблице 1.2 приводятся данные по среднемесячным и максимальным скоростям ветра у пос. Нижнеангарск за 2005 г.

Таблица 1.2

Данные по скорости ветра в Нижнеангарске за 2005 г.

Скорость ветра, м/с			Число случаев по градациям скоростей						
Средняя	Максим	Дата	0-1	2-3	4-5	6-7	8-9	10-11	месяц
1,5	13	7	142	89	14	3			январь
1,5	13	14	150	51	16	7			февраль
2,0	18	11	116	94	26	9	3		март
2,3	16	7	108	74	38	16	4		апрель
2,3	17	18	90	105	36	16	1		май
2,4	17	27	77	111	37	11	4		июнь
2,2	13	5 и 9	90	104	47	6	1		июль
2,2	11	2 и 16	73	134	34	7			август
2,1	17	3	68	139	28	4	1		сентябрь
2,4	19	12	73	127	35	7	5	1	октябрь
2,0	18	16	112	83	27	13	5		ноябрь
1,7	16	14	122	98	19	8	1		декабрь
2,1	19		1221	1209	357	107	25	1	Сумма

Как видно из таблицы 1.2, наибольшая среднемесячная скорость ветра, равная 2,4 м/с, отмечалась в июне и октябре, а максимальная равная 19 м/с, зафиксирована в октябре.

Как известно, данные наблюдений на береговых метеостанциях не в полной мере отражают режим ветра над акваторией водоема, так как искажены влиянием орографии, закрытостью горизонта метеоплощадки и другими факторами.

Характеристика ветра над акваторией озера дается в Атласе волнения и ветра озера Байкал [Атлас волнения и ветра озера Байкал, 1977], где выполнена обработка синоптических карт за многолетний период. Анализ полученных результатов и материалов наблюдений на островных станциях позволил получить достаточно полную характеристику ветра над озером.

В таблице 1.3 представлен режим ветра над акваторией северной части озера.

Таблица 1.3

Повторяемость ветра над акваторией северной части Байкала (%)

Скорость, м/с	Направление ветра								Сумма
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
0-5	3,60	8,26	3,92	4,05	8,17	5,71	3,20	7,61	44,52
5-10	-	10,01	-	1,03	7,92	6,11	-	7,15	32,22
10-15	-	4,24	-	0,09	1,34	5,13	-	5,28	16,08
15-20	-	0,32	-	0,01	0,25	2,24	-	2,74	5,56
20-25	-	0,02	-	-	-	0,32	-	0,44	0,78
>25	-	-	-	-	-	0,11	-	0,73	0,84
Сумма, %	3,60	22,85	3,92	5,18	17,68	19,62	3,20	23,95	100
Повторяемость направлений, Р	0,04	0,23	0,04	0,05	0,18	0,19	0,03	0,24	1,00

Из таблицы 1.3 следует, что над северной частью озера преобладают ветры северо-западного (24%) и северо-восточного (23%) направлений. Далее

в убывающем порядке следуют юго-западные (19%) и южные (18%) ветры. Наибольшая длина разгона, при котором могут формироваться волны с максимальной высотой, соответствуют южному направлению.

1.3.2. Уровенный режим озера

В естественных условиях колебания уровня воды в озере Байкал были обусловлены соотношением приходных и расходных статей, основными из которых являлись сток рек, осадки и испарение. После возведения Иркутской ГЭС озеро превратилось, по сути, в водохранилище, существенное влияние на изменение уровней которого оказывает работа гидростанции. Наполнение водохранилища до нормальной подпорной отметки впервые было достигнуто в конце 1959 – начале 1960 годов.

Как показали наблюдения, ход уровня на постах, расположенных по контуру озера, был синхронным, и отклонения, обусловленные ветровыми и барическими денивеляциями, а также сейшами, кратковременны и не превышают 6÷8 см [Афанасьев, 1960; Лопатин, 1957]. Поэтому для оценки уровня режима в естественных условиях (до подъема уровня озера) использованы материалы одного водомерного поста федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, расположенного в порту Байкал, по которому имеется наиболее протяженный непрерывный ряд наблюдений.

В таблице 1.4 представлены уровни озера по посту Байкал за период с 1899 по 1949 гг., [Афанасьев, 1960; Лопатин, 1957].

Таблица 1.4

Уровни оз.Байкал на посту Байкал (в Тихоокеанской системе высот ТС) в естественных условиях

№ п/п	Год	Максимальный уровень, м	Минимальный уровень, м	Средний уровень, м	Амплитуда, см
1	2	3	4	5	6
1	1899	455,89	454,93	455,93	96
2	1900	455,92	454,92	455,46	100
3	1901	455,90	455,03	455,42	87
4	1902	455,86	455,03	455,42	83
5	1903	455,52	455,04	455,25	48

6	1904	455,86	455,92	455,35	94
7	1905	455,89	455,10	455,46	112
8	1906	456,41	455,11	455,64	134
9	1907	456,42	455,33	455,83	109
10	1908	456,38	455,32	455,82	106
11	1909	456,04	455,32	455,69	72
12	1910	456,17	455,18	455,63	99
13	1911	456,01	455,25	455,60	76
14	1912	456,17	455,19	455,64	98
15	1913	456,98	455,24	455,60	74
16	1914	456,13	455,18	455,61	95
17	1915	456,09	455,25	455,65	84
18	1916	456,06	455,13	455,59	93
19	1917	456,07	455,17	455,63	95
20	1918	455,94	455,16	455,51	78
21	1919	456,23	455,12	455,63	111
22	1920	456,17	455,26	455,67	133
23	1921	455,97	455,11	455,53	119
24	1922	455,63	455,09	455,40	54
25	1923	455,83	454,98	455,36	85
26	1924	455,95	455,02	455,52	93
27	1925	456,12	455,07	455,56	105
28	1926	455,97	455,21	455,55	76
29	1927	455,97	455,10	455,54	87
30	1928	455,88	455,11	455,47	77
31	1929	455,79	455,01	455,37	78
32	1930	456,18	455,00	455,86	118
33	1931	456,34	455,20	455,74	114
34	1932	456,92	455,30	455,04	162
35	1933	456,56	455,54	455,05	102
36	1934	456,12	455,39	455,75	73
37	1935	456,33	455,16	455,66	117
38	1936	456,37	455,08	455,78	129
39	1937	456,41	455,29	455,80	112
40	1938	456,67	455,34	455,97	113
41	1939	456,09	455,44	455,78	65
42	1940	456,31	455,11	455,68	120
43	1941	456,25	455,27	455,77	98
44	1942	456,28	455,30	455,75	98
45	1943	456,95	455,26	455,62	69
46	1944	456,04	455,17	455,57	87
47	1945	456,12	455,14	455,59	98
48	1946	455,91	455,26	455,54	65
49	1947	456,01	455,07	455,48	94
50	1948	456,28	455,17	455,67	111
51	1949	456,32	455,25	455,76	107
52	1950	Повышение уровня озера			
Средние		456,13	455,16	455,62	97

Для перехода от Тихоокеанской системы к Балтийской существующей (абс.) отметки уровней необходимо уменьшить на 52 см. Из таблицы 1.4 следует, что средняя за 51 год отметка максимального уровня озера в Тихоокеанской системе равнялась 456,13 м (455,61 м абс.), а минимум годовых уровней, осредненных за это же время составляет 455,16 м ТС (454,64 м абс.). Среднее значение отметки годового уровня в Тихоокеанской системе высот равнялся 455,62 м (455,10 м абс.). Исходя из данных приведенных в таблице 1.5 среднее значение годовой амплитуды колебаний уровня составляло 97 см. Максимальные значения уровней были зафиксированы в 1913 и 1943 годах, которые соответственно были равны 456,98 и 456,95 м ТС (456,46 м и 456,43 м абс.), а минимальные - в 1929 и 1930 годах, которые соответственно равнялись 455,01 ТС (454,49 м абс), и 455,00 м ТС (454, 48 м абс.). Таким образом, амплитуда колебаний между зафиксированными значениями максимального и минимального уровнями составляла 198 см.

Наибольшая внутригодовая разница между максимальным и минимальным уровнями была отмечена в 1913 году, которая равнялась 174 см. Колебания уровня воды в Байкале в естественных условиях имели сезонный характер. Скорость подъёма уровня зависела от величины запаса снега в бассейне, интенсивности его таяния и количества дождей в весенне-летний период. Максимальный уровень, как правило, отмечался в сентябре, а в отдельные годы – в конце августа или в начале октября. После этого уровень понижался вплоть до апреля, когда он достигал своего минимума.

Проектом Иркутской ГЭС нормальный подпорный уровень (НПУ) в Тихоокеанской системе высот предусматривался на отметке 457,00 м (456,48 м абс), а форсированный уровень обеспеченностью 1% - на отметке 457,43 м ТС (456,91 м абс). Максимальные, минимальные и средние годовые уровни озера Байкал по посту Байкал за 1960-2001 гг. представлены в таблице 1.5.

Таблица 1.5

Уровни оз.Байкал по посту Байкал в зарегулированном режиме (в Тихоокеанской системе высот)

№ п/п	Год	Максимальный уровень, м	Минимальный уровень, м	Средний уровень, м	Амплитуда, см
1	1960	456,83	455,66	456,19	117
2	1961	456,76	455,72	456,38	104
3	1962	457,35	455,95	456,61	140
4	1963	457,20	456,22	456,71	98
5	1964	457,32	456,35	456,81	97
6	1965	456,98	456,10	456,56	88
7	1966	457,08	455,90	456,49	118
8	1967	456,04	455,99	456,51	105
9	1968	456,88	456,03	456,51	85
10	1969	456,77	455,92	456,29	85
11	1970	456,97	455,76	456,34	121
12	1971	457,17	455,90	456,51	127
13	1972	456,55	455,90	456,25	65
14	1973	457,43	455,60	456,44	183
15	1974	456,79	456,13	456,47	66
16	1975	456,77	455,62	456,22	115
17	1976	456,63	455,59	456,10	104
18	1977	456,46	455,61	456,05	85
19	1978	456,43	455,55	456,01	88
20	1979	456,17	455,53	455,89	64
21	1980	456,14	455,20	455,75	94
22	1981	456,03	455,31	455,67	72
23	1982	456,56	455,31	455,87	125
24	1983	457,13	455,83	456,43	130
25	1984	457,25	456,03	456,63	122
26	1985	457,35	456,07	456,72	128
27	1986	457,16	456,13	456,67	103
28	1987	456,67	456,04	456,32	63
29	1988	457,43	455,87	456,59	156
30	1989	456,90	456,08	456,52	82
31	1990	457,28	455,98	456,56	130
32	1991	457,13	456,03	456,64	110
33	1992	457,11	456,13	456,62	98
34	1993	457,13	456,06	456,58	107
35	1994	457,39	456,11	456,72	128
36	1995	457,06	456,23	456,70	83
37	1996	456,83	456,09	456,46	74
38	1997	456,91	455,94	456,40	97
39	1998	457,07	455,95	456,49	112
40	1999	456,91	456,07	456,49	84
41	2000	457,00	455,99	456,46	101
42	2001	456,98	456,02	456,53	96
Средние		456,93	455,91	456,42	104

Из данной таблицы следует, что за 42 года среднее значение максимального годового уровня составило 456,93 м ТС (456,41 м абс); минимального годового-455,91 м ТС (455,39 м абс), а среднегодового – 456,42 м ТС (455,90 м абс). Максимальный уровень озера был зафиксирован дважды в 1973 и 1988 годах, отметка которого составила 457, 43 м ТС (456,91 м абс). Следует отметить, что вероятность повышения уровня до такой величины в проекте Иркутской ГЭС оценивалась в 1%. Исходя из данных таблицы 1.5, проектный НПУ, равный 457, 00 м в Тихоокеанской системе высот (456,48 м абс.), за 44 года с 1960 по 2001 годы был превышен 18 раз. В таблице 1.6 дано сопоставление характеристик уровней в естественном и зарегулированном режимах.

Таблица 1.6.

Сравнение характерных уровней оз. Байкал на посту Байкал

№ п/п	Характерные уровни озера	Отметки, м ТС		Превышение над есте- ственным, м
		Естественный режим 1899- 1949 гг.	Зарегулированный режим 1960-2001гг.	
1	Максимальный:			
	Наибольший	456,98	457,43	0,45
	Средний	456,13	456,93	0,80
	Наименьший	455,52	456,03	0,51
2	Минимальный:			
	Наибольший	455,54	456,35	0,81
	Средний	455,16	455,91	0,75
	Наименьший	454,92	455,20	0,28
3	Средний годовой:			
	Наибольший	456,05	456,81	0,76
	Средний	455,62	456,42	0,80
	Наименьший	455,25	455,67	0,42
4	Годовая амплитуда(см):			
	Наибольшая	162	183	0,21
	Средняя	97	102	0,05
	Наименьшая	48	63	0,15
5	Размах колебаний (см)	206	223	0,17

В таблице 1.6 под амплитудой понимается разность между максимальным и минимальным уровнями за год, а под размахом – то же за многолетний период. Из данной таблицы следует, что средние за рассматриваемый период значения максимальных, средних и минимальных годовых уровней озера увеличились от 74 до 79 см. Повысились отметки и экстремальных значений этих характеристик, а также годовая амплитуда колебаний уровня озера. Из анализа уровней озера в зарегулированном режиме видно, что основные характеристики режима существенно изменились. Ниже в таблице 1.7 по материалам водомерного поста Нижнеангарск представлены средние, максимальные и минимальные годовые отметки уровни озера Байкал в Нижнеангарске за 46 лет, приведенные к общесоюзной Балтийской системе высот (м абс). При этом следует иметь в виду, что «0» водомерного поста «Нижнеангарск» имеет отметку 453,27 м в старой Балтийской системе. Для того, чтобы перейти к общесоюзной Балтийской системе необходимо к отметкам старой Балтийской системе добавить 55 см.

Таблица 1.7.

Средние, максимальные и минимальные годовые уровни оз.Байкал у Нижнеангарска в общесоюзной Балтийской системе высот (абс.).

Год	Максимальный уровень, м	Минимальный уровень, м	Средний уро- вень, м	Амплитуда, см
1	2	3	4	5
1960	456,31	455,14	456,67	117
1961	456,24	455,20	456,86	104
1962	456,83	455,43	456,09	140
1963	456,68	455,70	456,19	098
1964	456,80	455,83	456,29	097
1965	456,46	455,58	456,04	088
1966	456,56	455,38	455,97	118
1967	456,52	455,47	455,99	105
1968	456,36	455,51	455,99	85
1969	456,25	455,40	455,77	85
1970	456,45	455,24	455,82	121
1971	456,65	455,38	455,99	127
1972	456,03	455,38	455,73	65
1973	456,91	455,08	455,92	183

1974	456,27	455,61	455,95	66
1975	456,25	455,10	455,70	115
1976	456,11	455,07	455,58	104
1977	455,94	455,09	455,53	85
1978	455,91	455,03	455,49	88
1979	455,65	455,01	455,37	64
1980	455,62	454,68	455,23	94
1981	455,51	454,79	455,15	72
1982	456,04	454,79	455,35	125
1984	456,73	455,51	456,11	122
1985	456,83	455,55	456,20	128
1986	456,64	455,61	456,15	103
1987	456,15	455,52	455,80	63
1988	457,91	455,35	456,07	156
1989	456,38	455,56	456,00	82
1990	457,76	455,46	456,04	130
1991	456,61	455,51	456,12	110
1992	456,59	455,61	456,10	98
1993	456,61	455,54	456,06	107
1994	456,87	455,59	456,20	128
1995	456,54	455,71	456,18	83
1996	456,31	455,57	455,94	74
1997	456,39	455,42	455,88	97
1998	456,55	455,43	455,97	112
1999	456,39	455,55	455,97	84
2000	456,48	455,47	455,94	101
2001	456,46	455,50	456,01	96
2002	456,29	455,51	455,93	78
2003	456,25	455,47	455,82	78
2004	456,42	455,57	455,99	85
2005	456,35	455,53	455,95	82
Среднее	456,40	455,38	455,89	102

Из таблицы следует, что осредненная за период наблюдений отметка его среднего годового уровня озера в зарегулированном режиме составляет 455,89 м абс.; годового максимума 456, 40 м абс., а годового минимума 455,38 м абс. Из приведенных значений уровня следует, что годовая амплитуда составляет 1,02 м, а размах колебаний между максимальным и минимальным значениями, зафиксированными соответственно в 1973 и 1980 годах – 2,23 м.

Для характеристики внутригодового хода в таблице 1.8 представлены осредненные за 1997-2005 гг. значения уровней озера по месяцам.

Таблица 1.8.

Ход средних месячных уровней оз. Байкал по посту «Нижнеангарск» (см)

Годы	Месяцы											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1997	188	175	166	156	160	181	198	223	249	249	241	218
1998	201	189	176	161	163	177	201	240	265	263	246	226
1999	205	202	189	177	181	196	203	222	244	242	232	216
2000	200	191	181	171	174	190	217	235	252	251	237	219
2001	206	199	186	173	178	204	227	240	259	257	245	224
2002	198	193	185	177	177	203	225	238	238	233	220	205
2003	196	188	182	174	172	181	185	205	230	238	228	216
2004	204	194	188	179	184	209	233	234	255	257	243	223
2005	209	197	188	175	179	203	217	241	246	243	232	217
Среднее	201	192	182	171	174	194	212	231	249	248	236	218

Здесь следует отметить, что для оценки влияния уровня озера на естественный ход береговых процессов было бы правильнее использовать не среднегодовые уровни озера, а средние уровни озера за безледоставный период (т.е. с июня по ноябрь включительно), отметка которого составляет, судя по приводимым выше данным, 456,10 м абс.

1.3.3. Ледовые условия

В связи с большим объемом водных масс, озеро Байкал полностью обычно замерзает в январе, а у пос. Нижнеангарск – в конце декабря [Атлас озера Байкал, 1959]. Но уже в октябре – ноябре на Байкальском берегу у острова Ярки появляется припай (рисунок 1.4), на котором постоянно наблюдается торошение льда и отрыв небольших льдин, обусловленных ветровым воздействием, в результате чего ширина припая постоянно меняется. Следов надвига льда на остров со стороны открытой части озера не наблюдается, чему способствует относительно отмелое песчаное дно. Ледостав длится до конца мая – начало июня.



Рисунок 1.4. Припай у острова Ярки с байкальской стороны. Октябрь 2005 г.

Мелководный Ангарский Сор остывает быстро и уже в октябре на нем образуется сплошной лед. В связи со значительными колебаниями температуры воздуха во льду образуются трещины. В основном под действием соответствующего ветра и температурного расширения ледяные поля начинают напозать на берег острова, выпирая перед собой торфяной вал, высота которого может достигать 1,5-1,7 м (рисунок 1.5).

Этот торфяной вал практически прослеживается вдоль всего берега острова Ярки со стороны Ангарского Сора, при этом выпирание торфа идет неравномерно, что связано с воздействием льдин различных размеров. Обследование возведенных для защиты берега каменнонабросных бERM, расположенных между пос. Нижнеангарск и г. Северобайкальск, т.е. в непосредственной близости от исследуемого района, не выявило в них явных следов «выпахивания» или «выпирания» от воздействия льда. Это

свидетельствует о несущественном влиянии льда, по крайней мере, на откосы каменнонабросных сооружений.



Рисунок 1.5. Торфяной вал со стороны Ангарского Сора. 2006 г.

1.3.4. Волновой режим

Берег острова Ярки подвержен воздействию волн юго-восточного (ЮВ), южного (Ю), юго-западного (ЮЗ) и западного (З) направлений, из которых ЮВ, Ю и ЮЗ штормы являются наиболее волноопасными. На северном Байкале наблюдения за ветровым волнением проводятся на постах Байкальское (западный берег) и Томпе (восточный берег) на глубинах от 6 до 9 м. За период наблюдений зафиксированы следующие параметры волн: на посту Байкальское: высота максимальных волн – 3,0 м; средний период – 8,6 с; средняя длина волн – 46 м.; на посту Томпе - высота максимальных волн - 4,7 м; средний период – 8,7 с; средняя длина волн – 85 м [Атлас волнения и ветра озера Байкал, 1977]. Максимальная высота волн согласно наблюдениям

отмечается при штормах южного направления, которому соответствует наибольшая длина разгона и повторяемость ветра.

Таблица 1.9.

Параметры волн на постах северного Байкала

Пост	Максимальная высота волн, м	Средний период волн, с	Средняя длина волн, м
Байкальское	3	8,6	46
Томпа	4,7	8,7	85

1.4. История изучения литодинамики берегов островного бара Ярки

Исследованием береговых процессов оз.Байкал занимались многие ученые России. Большинство работ по изучению берегоформирующих, экзогенных геологических и литодинамических процессов написано сотрудниками Института Земной коры СО РАН и Лимнологического института СО РАН (г.Иркутск).

Широко изучена тема осадконакопления материала в дельтах притоков Байкала. Было доказано, что дельты рек – это области интенсивной аккумуляции наносов, где осаждается до 50-95% материала [Наливкин, 1956; Шуйский, 1986; Морозов и др., 1974; Артемьев, 1981; Демина, 1982; Гордеев, 1983].

Абразионными процессами и их роли в литодинамической системе Байкала занимались А.В. Пинегин, А.А. Рогозин; Ю.Д. Шуйский [Пинегин, Рогозин и др., 1976; Шуйский, 1979]. Проблемы перехвата подводными каньонами материала речного стока и наносов, перемещаемых вдольбереговыми течениями, занимался Ю.Д. Шуйский [Шуйский, 1986].

Наиболее выдающимися учеными современности, занимающихся проблемами литодинамики прибрежной зоны Байкала (в том числе островного бара Ярки) являются Т.Г. Потёмкина, Н.А. Ярославцев, В.А. Петров, Е.А. Козырева и др. [Потемкина, Ярославцев, Петров, 2008]. Ими был написан ряд трудов по изменению морфологических параметров,

геоэкологическим аспектам и динамики перемещения наносов вдольбереговыми течениями в районе островного бара Ярки. Т.Г. Потёмкиной выявлены основные факторы разрушения и восстановления бара [Инженерная Экология, 2011 г.].

ГЛАВА 2 МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ БЕРЕГОВ И МОДЕЛИ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

2.1. Методы исследований

Для решения поставленных задач проведены исследования, основанные на традиционных методах географических исследований:

1. Сравнительно-географический;
2. Ретроспективный;
3. Картографический,
4. Статистический;
5. Геоморфологический;
6. Дистанционный;
7. Математическое моделирование;
8. Прогнозирование.

Стандартно наши исследования подразделялись на 3 этапа: подготовительный, полевой и камеральный. На подготовительном этапе оценивались геолого-геоморфологические особенности островного бара и его прибрежной территории, была собрана архивная информация, проанализированы литературные источники, собраны карты прошлых лет (начиная с карт XIX века), изучены научно-исследовательские работы по теме. На основе этих данных составлен план полевых экспедиционных исследований.

Целью экспедиции было детальное обследование всей территории островов Ярки (а также прибрежной мелководной зоны) для оценки их современного состояния и прогнозирования литодинамических и морфодинамических процессов, происходящих в прибрежной зоне. Для выполнения поставленных задач были проведены следующие работы:

1. Промерные гидрографические работы до глубины 20 метров на участке между устьями рек Кичера и В.Ангара;
2. Детальное обследование территории островов и их описание;

3. Создание 20 профилей берега при помощи геодезической съемки;
4. GPS съемка бровки берега и уреза береговой линии;
5. Отбор проб грунта по выбранным профилям на 3 участках: пляж, урез, подводный береговой склон;
6. Отбор проб воды для гидрохимического и гидробиологического анализа в прибрежной зоне островов с 2 сторон – Байкала и Ангарского сора.

Промеры глубин прибрежной части проводились на моторной лодке эхолотом Lowrance LMS-480 до глубины 20 м.

При обследовании сухопутной части островов применялся высокоточный геодезический GPS для оценки современного состояния рельефа, а также проходило детальное описание его элементов.

На всех островах бара Ярки были выбраны ключевые участки для измерения профилей берега. Их съемка проводилась при помощи современного цифрового геодезического оборудования Leica. Первая точка съемки располагалась, как правило, на верхней части коренного берега. От нее закладывался створ перпендикулярно береговой линии, который шел до глубины 1,5 м. Затем по всему створу были отобраны пробы грунта, как минимум, в 3 местах: пляж, урез и подводный береговой склон. Если по ходу створа встречалась лагуна, с нее также была взята проба.

Чтобы оценить качество воды на основной акватории Байкала и в Ангарском соре, которые разделяются островами Ярки, использовался мультипараметрический зонд с датчиками гидрохимических показателей YSI 6600V2.

Используя гидрологические, математические и геоинформационные методы произведена количественная и качественная оценка литодинамических процессов. Данные гидрографических промеров были вынесены на цифровую карту и совмещены с точечным слоем топографической съемки. В результате, при помощи программы ArcGIS, была получена цифровая модель рельефа (ЦМР) прибрежной зоны островного бара Ярки. На основе модели построена карта глубин, с

отмеченными на ней промерными створами (приложение 1). По данным топографической съемки были созданы профили берегового склона (приложения 2-7), которые использовались как исходный материал для моделирования и прогнозирования литодинамических процессов. Результаты наземного обследования были использованы для составления геоморфологической карты (приложение 8) с листами детализации (приложения 9-11). Все пробы грунта были переданы в лабораторию для гранулометрического анализа. Зная исходный профиль, грансостав материала, морфометрические данные и гидрометеорологические показатели можно провести моделирование штормовых ситуаций и спрогнозировать поведение берега на них. Что и было сделано. Также один профиль (в самом узком месте) был выбран для прогнозирования переформирования берега в разных гидрометеорологических условиях. Помимо моделирования и прогнозирования переформирования профиля берега были проведены расчеты количества среднегодового вдольберегового перемещения наносов. В итоге были составлены: геоморфологическая карта, карта глубин прибрежной части островного бара, цифровая модель рельефа, исходные профили берегового склона, проанализирован гранулометрический состав проб грунта, проведено численное моделирование переформирования берега в заложенных створах и рассчитан вдольбереговой поток наносов.

Для математического моделирования и прогнозирования были выбраны модели и методики, опробованные до этого на искусственном песчаном пляже Новосибирского водохранилища. С определенными допущениями пляж островного бара Ярки и пляж на Новосибирском водохранилище можно считать идентичными. Более подробно об этом в следующих разделах.

2.2. Методы математического моделирования и прогнозирования процессов развития берегов водоемов

Как и на морях, главным поставщиком энергии к открытым побережьям крупных внутренних водоемов служат гравитационные волны, возбуждаемые ветром. Часть энергии, теряемой волнами в прибойной зоне, расходуется на генерацию различного рода волновых течений и повышение уровня у берега. В частности, важную роль играют компенсационные течения, выносящие взвешенный материал от берега, и вдольбереговые течения, вызывающие потоки наносов вдоль берегов.

Берега, сложенные подвижными наносами, формируются гидродинамическими, литодинамическими и морфодинамическими процессами, которые обеспечивают приспособление донной топографии к воздействиям волн и течений. Изменения дна, в свою очередь, отражаются на характере трансформации волн и особенностях вызываемого ими транспорта наносов. Таким образом, благодаря действующим обратным связям, прибрежная морфология стремится к равновесию по отношению к внешним воздействиям. Это важное свойство позволяет ввести понятие «профиля равновесия», которое широко используется в существующих концепциях развития прибрежного рельефа [Зенкович, 1962; Bruun, 1988; Dean, 2002].

Процессы, определяющие эволюцию берега, могут быть условно разделены на кратковременные и долговременные. К первым относятся изменения рельефа, связанные с отдельными штормами или их сериями, а также с сезонными колебаниями волновой активности в течение года. Под долговременным развитием подразумевается эволюция берега на протяжении года, десятков и сотен лет.

Одним из действенных инструментов для изучения динамических процессов, протекающих в береговой зоне морей, крупных озер и водохранилищ, является математическое моделирование, позволяющее подойти к прогнозированию изменений дна и берегов. Примеров этому

много. Однако, если для морских условий моделирование динамики берегов уже давно и весьма успешно применяется для решения широкого класса прикладных задач, то для внутренних водоемов и, где обычно использовались эмпирические модели, оно только начинает входить в практику. Потому неудивительно, что и приведенные в данной главе примеры математического моделирования, относятся, главным образом, к морским берегам. В этой связи нам представляется необходимым напомнить об отсутствии принципиальной разницы в процессах развития берегов морей и крупных внутренних водоемов [Хабидов, Жиндарев и др., 1999]. То есть, применяемые и в первом, и во втором случаях математические модели по сути дела являются универсальными.

В настоящей главе обсуждение проблем моделирования фокусируется на нескольких практически важных аспектах. Вначале речь пойдет о расчетной оценке вдольберегового потока наносов – одного из важнейших механизмов питания берегов пляжеобразующим материалом. Затем будут рассмотрены вопросы моделирования штормовых деформаций и сезонных изменений профиля берега. В заключение мы затронем тему прогноза долговременного развития берегов, включающего, в том числе и «инженерный» масштаб (годы и десятилетия).

2.2.1. Моделирование вдольберегового транспорта наносов

Для практических приложений особый интерес представляет интегральный вдольбереговой расход наносов Q_y , создаваемый при тех или иных волновых ситуациях. В основе его расчета лежит идея о связи Q_y с продольной составляющей потока энергии F_y , которая генерируется волнами, подходящими под углом к берегу [Komar, 1970]:

$$Q_y = \mu K F_{yb}, \quad (2.1)$$

где μ – коэффициент, согласующий размерности Q_y и F_y , K – безразмерный фактор пропорциональности, а индекс « b » относится к точке обрушения волн. Величина F_{yb} определяется следующим образом:

$$F_{yb} = (EC_g \cos \Theta \sin \Theta)_b, \quad E_b = \frac{1}{8} \rho g H_b^2, \quad C_{gb} = \sqrt{g h_b}, \quad H_b = \gamma_b h_b, \quad (2.2)$$

где E – энергия, C_g – групповая скорость, Θ – угол между направлением волн и нормалью к берегу, ρ – плотность воды, g – ускорение силы тяжести, H – высота волн, h – глубина, $\gamma_b = 0.8$ – индекс обрушения. Под величиной H может подразумеваться средняя ($\bar{H}$), среднеквадратичная (H_{rms}) или значительная (H_s) высоты волн, которые, согласно распределению Релея, связаны между собой соотношениями $H_s = \sqrt{2} H_{rms} = 2\sqrt{2/\pi} \bar{H}$.

Под величиной Q_y подразумевается емкость потока при полном насыщении наносами. Обычно Q_y исчисляется в $\text{м}^3/\text{ч}$, тогда $\mu = 3600 / [g(\rho_s - \rho)(1 - \sigma)]$, где ρ_s и σ – плотность и пористость осадков.

Если рельеф дна достаточно однороден, то глубина обрушения h_b рассчитывается, исходя из условия постоянства потока энергии волн в зоне трансформации, $(EC_g \cos \Theta)_\infty = (EC_g \cos \Theta)_b$, которое приводит к зависимости

$$h_b = \left(\frac{1}{4\pi\gamma_b^2} \right)^{2/5} H_\infty^{4/5} (gT_p^2)^{1/5} \left(\frac{\cos \Theta_\infty}{\cos \Theta_b} \right)^{2/5}, \quad (2.3)$$

где индекс « ∞ » относится к глубокой воде, T_p – период пика спектра волн, угол Θ_b рассчитывается с помощью закона рефракции Снелла:

$$\sin \Theta_b / C_b = \sin \Theta_\infty / C_\infty, \quad C_b = \sqrt{g h_b}, \quad C_\infty = (g/2\pi) T_p \quad (2.4)$$

(C – фазовая скорость волн).

Результирующий вдольбереговой поток наносов Q_Σ , выраженный в $\text{м}^3/\text{год}$, определяется как сумма элементарных потоков, проходящих через заданный створ,

$$Q_{\Sigma} = \sum_j \sum_i (Q_y t_w)_{ij}, \quad (2.5)$$

где индексы j и i относятся к данному направлению и данной градации высот волн, имеющей годовую продолжительность t_w . Градиент потока наносов, $\partial Q_{\Sigma} / \partial y$, служит показателем эрозии ($\partial Q_{\Sigma} / \partial y > 0$) или аккумуляции ($\partial Q_{\Sigma} / \partial y < 0$).

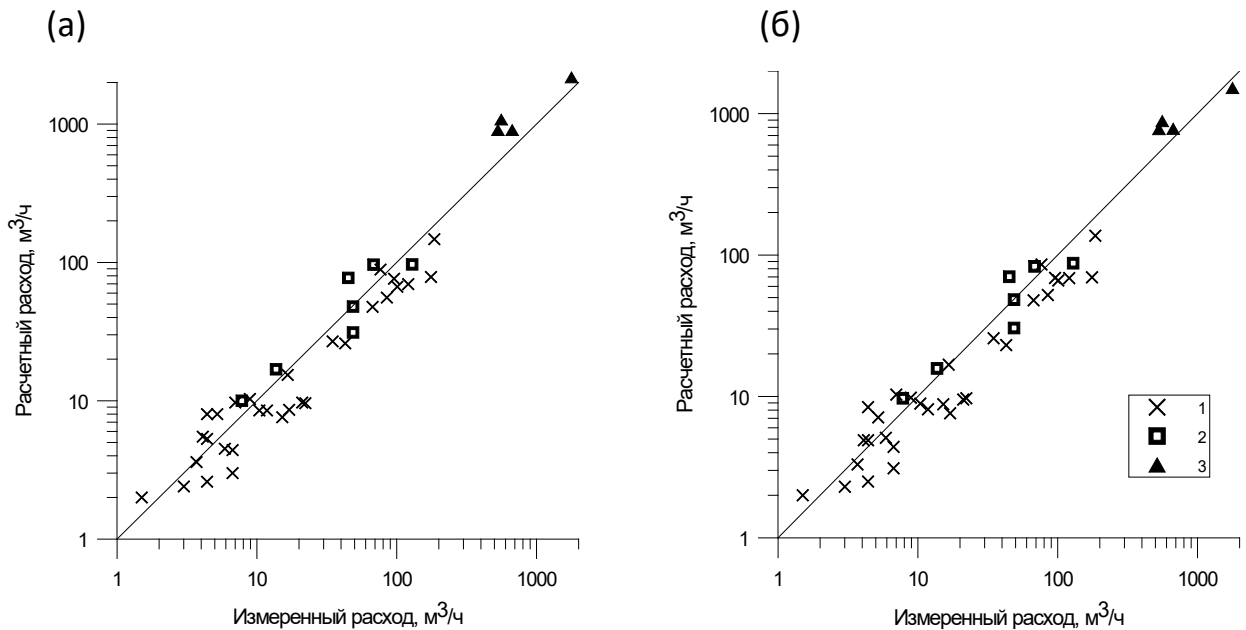


Рисунок 2.1. Сравнение расчетов по зависимостям Бэйрэма с соавторами (а) и Леонтьева (б) с данными натурных измерений: 1 – Войцеховича [Войцехович, 1986], 2 – Леонтьева [Леонтьев, 1989], 3 – Миллера [Miller, 1999].

Изложенный способ оценки Q_y и Q_{Σ} применим при наличии сплошного слоя подвижных наносов на береговом склоне. В условиях, когда крупность материала значительно меняется по протяжению профиля или наносы встречается в виде отдельных пятен, перемежающихся с валунным и скальным дном, более эффективен локальный подход, подразумевающий моделирование элементарных процессов, участвующих в перемещении наносов, включая трансформацию волн и развитие течений. Для этого используются так называемые «модели процессов» (process-based models), которые будут охарактеризованы ниже. В качестве инструмента для оценки локальных вдольбереговых расходов наносов можно рекомендовать модель

LOTRA, которая представляет собой обновленную версию прежней модели автора [Леонтьев, 1989].

2.2.2. Моделирование штормовых деформаций

Моделирование деформаций прибрежного рельефа опирается на принцип сохранения массы, который связывает изменения глубин h на профиле с градиентами поперечных расходов наносов q_x :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial q_x}{\partial x} - S + w, \quad (2.6)$$

где S – скорость поступления или выноса материала за счет дополнительных источников или стоков, $w = d\zeta / dt$ – скорость изменения уровня водоема ζ , t – время, а ось OX направлена вдоль нормали к берегу.

При расчетах штормовых деформаций обычно используются так называемые «модели процессов» (process-based models), которые имитируют последовательность первичных механизмов, вызывающих перемещения наносов и изменения морфологии дна. Подобная модель включает ряд связанных модулей, предназначенных для расчета различных компонентов морфодинамического процесса – волнения, транспорта наносов и изменений глубин. На каждом временном шаге вначале вычисляются распределения высот волн и связанных с ними характеристик по протяжению профиля, затем на их основе рассчитываются расходы наносов. Наконец, путем численного интегрирования уравнения сохранения массы (2.6) определяются деформации дна и новый профиль глубин.

Наиболее контрастные различия существующих моделей штормовых деформаций [Larson, 1989; Nairn, 1993, Sierra, 1997; O'Connor, 1999, Van Rijn, 2003] связаны с применением разных способов расчета транспорта наносов. Соответствующий обзор приводится в книге [Леонтьев, 2009].

Модель CROSS-P

В модели Леонтьева CROSS-P [Леонтьев, 1989; Леонтьев, 2010] формулы транспорта наносов основываются на энергетической концепции

[Bagnold, 1963], связывающей расход наносов со скоростью диссипации энергии в придонном слое. Выделяются расходы q_x , создаваемые волнами и течениями в зонах трансформации и прибоя и q_{Rx} , обусловленные потоком заплеска.

Расход $q_x = q_x^0 - 2\beta|q_x^0|$, где $\beta = -\partial h / \partial x$ – локальный уклон дна, а величина q_x^0 относится к горизонтальному дну. В условиях песчаного дна имеем

$$q_x^0 = \mu \left[\frac{9\pi}{8} \frac{\varepsilon_B}{tg\Phi} D_f \left(\frac{1}{2} \frac{u_{2m}}{u_m} \cos \Theta + \frac{U_w + U_c}{u_m} \right) + \frac{\varepsilon_S}{w_g} (4D_f + B)(U_w + U_c) + q_{BS} \cos \Theta \right], \quad (2.7)$$

где Φ – угол естественного откоса грунта ($tg\Phi \approx 0.6$). Величина D_f представляет скорость диссипации энергии за счет донного трения:

$$D_f = \frac{2}{3\pi} f_w \rho u_m^3, \quad (2.8)$$

где f_w – коэффициент трения для волн, u_m – амплитуда донной орбитальной скорости, $a_m = u_m / \omega$ – амплитуда колебаний частиц воды вдоль дна, $\omega = 2\pi / T_p$ – частота, r – параметр шероховатости,

$$r = 85 \sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05} d_g + 4\eta^2 / \lambda, \quad \Psi_{2.5} = \frac{f_{w2.5} \rho u_m^2}{2(\rho_s - \rho) g d_g^2}, \quad (2.9)$$

$\Psi_{2.5}$ – параметр Шильдса, основанный на условной шероховатости $r_{2.5} = 2.5 d_g$, η и λ – высота и длина волновых рифелей. Величины, r , η и λ вычисляются по зависимостям Нильсена [Nielsen, 1992].

Параметры эффективности транспорта ε_B и ε_S принимаются в форме

$$\begin{aligned} \varepsilon_B &= 0.1 \sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05}, & \varepsilon_S &= 0.02 \sqrt{\Psi_{2.5} - 0.05}, & 0.05 < \Psi_{2.5} < 1 \\ \varepsilon_B &= 0.1, & \varepsilon_S &= 0.02, & \Psi_{2.5} \geq 1. \end{aligned} \quad (2.10)$$

Начало движения наносов отвечает условию $\Psi_{2.5} > 0.05$.

Отношение u_{2m} / u_m выражает отношение амплитуд гармоник, т.е. асимметрию волновых скоростей,

$$\frac{u_{2m}}{u_m} = c_u Ur = c_u \frac{3}{8} \frac{kH_{rms}}{(kh)^3}, \quad u_m = \frac{1}{2} \frac{H_{rms} \omega}{\sinh kh}, \quad (2.11)$$

где Ur – параметр Урселла, коэффициент $c_u=0.16$, $k=2\pi/L$ – волновое число, и L – длина волн.

Величина B учитывает дополнительную диссипацию энергии в придонном слое за счет проникновения турбулентности из поверхностного слоя при обрушении волн:

$$B = \xi D \exp[-3(1/\hat{P}-1)], \quad \xi = \frac{(h_b/l_b)}{\sqrt{H_{s\infty}/L_\infty}}, \quad (2.12)$$

где D – скорость диссипации энергии при обрушении волн, $\hat{P}$ – доля обрушающихся волн в спектре, l_b – длина прибойной зоны $L_\infty = (g/2\pi)T_p^2$ – длина волн на глубокой воде.

Скорость диссипации D определяется соотношениями

$$D = 2\alpha\hat{P} \frac{E}{T_p}, \quad \hat{P} = \left(\frac{H_{rms}}{\hat{\gamma}h} \right)^4, \quad \hat{\gamma} = 0.5 + \sqrt{H_{rms\infty}/L_\infty}. \quad (2.13)$$

На сравнительно больших глубинах $h \geq 2h_b$, $\alpha=0.1$, а на мелководье, $h < 2h_b$, $\alpha=0.5$.

Локальные высоты волн H_{rms} рассчитываются с помощью зависимости, полученной из уравнения баланса энергии [Леонтьев, 2001]:

$$H_{rms} = \left[C_g \cos \Theta \left(\frac{4}{\hat{\gamma}^4 T_p} \int_0^x \frac{dx}{h^4 (C_g \cos \Theta)^3} + \frac{1}{F_0^2} \right)^{1/2} \right]^{-1/2}, \quad F_0 = H_{rms0}^2 C_{g0} \cos \Theta_0, \quad (2.14)$$

где индекс «0» относится к началу расчетного створа, C_g – групповая скорость,

$$C_g = \frac{C}{2} \left(1 + \frac{2kh}{\sinh 2kh} \right), \quad C = \frac{L_\infty}{T_p} \sqrt{\tanh(k_\infty h)}, \quad (2.15)$$

C – фазовая скорость, вычисляемая по приближению Экарта [Eckart, 1952].

Дополнительный расход в зоне обрушения q_{BS} обусловлен выбросом взвеси в верхнюю часть водной толщи:

$$q_{BS} = c_1 \varphi(x) \frac{\varepsilon_s}{w_s} Du_m, \quad \varphi(x) = \left(\frac{x - x_b}{l_{BS}} \right)^{\frac{1}{n}}, \quad l_{BS} = c_2 h_b, \quad (2.16)$$

l_{BS} – протяженность зоны действия q_{BS} , точка x_b соответствует глубине обрушения h_b , $c_1=0.03$, $c_2=8$ и $n=2$. Ось OX направлена по нормали к берегу.

Скорость U_w отражает эффекты переноса в направлении распространения волн в донном пограничном слое (steady streaming) и противотечения (undertow), генерируемого в прибойной зоне:

$$U_w = \phi_d \frac{u_m^2}{C} \cos \Theta, \quad \phi_d = \frac{D^* - D}{D^*}, \quad D^* = \frac{EC_g}{X}, \quad (2.17)$$

где C – фазовая скорость волн, а величина D^* представляет средний градиент потока энергии на отрезке X между данной точкой и берегом. При отсутствии диссипации энергии ($D = 0$, $\phi_d = 1$) скорость положительна, т.е. направлена к берегу, а в прибойной зоне U_w имеет противоположное направление.

Скорость U_c может быть обусловлена, например, оттоком воды у дна при ветровом нагоне [Леонтьев, 2001]: $U_c = -0.0007(W^2 / \sqrt{gh}) \cos \Theta_w$, где W – скорость ветра, Θ_w – его угол относительно береговой нормали.

При транспортировке наносов преимущественно либо от берега, либо к берегу формируется либо эрозионный профиль (с подводным валом в зоне обрушения), либо аккумулятивный (с бермой на пляже). Эти особенности учитываются с помощью параметра $S_D = \bar{H}_\infty / (w_g T_p)$. При $S_D < 2$, когда волнение слабое или частицы на дне сравнительно крупные, перенос направлен в сторону берега [Larson, 1989].

Что касается расхода наносов $\hat{q}_{Rx}$, то он достигает максимума на урезе воды и уменьшается как к вершине заплеска, так и к его нижнему краю. Максимальное значение $\hat{q}_{Rx}$, выраженное в $\text{м}^3\text{м}^{-1}\text{с}^{-1}$, представляется в форме

$$\hat{q}_{Rx} = \mu K_R \rho u_R^3 (\beta_{eq} - \bar{\beta}). \quad (2.18)$$

Здесь K_R – масштабный коэффициент, зависящий как от параметров волн, так и от размера частиц наносов d_g , $u_R = \sqrt{2gR}$ – масштаб скорости заплеска, R – его высота, $\bar{\beta}$ – фактический средний уклон пляжа, а β_{eq} – равновесный уклон:

$$K_R = 0.5 \cdot 10^{-7} \frac{T \sqrt{g H_{rms\infty}}}{d_g}, \quad R = \bar{\beta} \sqrt{H_{s\infty} L_{\infty}}, \quad \beta_{eq} = 0.1 \sqrt{\frac{w_g T_p}{H_{rms\infty}}}. \quad (2.19)$$

Согласно (2.18), если $\bar{\beta} > \beta_{eq}$, то расход $\hat{q}_{Rx} < 0$, т.е. направлен от берега.

Для галечных наносов зависимость (2.7) трансформируется в

$$q_x^0 = \mu \frac{9\pi}{8} \frac{\varepsilon_b}{\tan \Phi} \left(1 - 10 \frac{d_g}{H_{rmsb}} \right) D_f \left(\frac{1}{2} \frac{u_{2m}}{u_m} \cos \Theta + \frac{U_w + U_c}{u_m} \right), \quad (2.20)$$

а в зоне заплеска расход вычисляется по той же формуле (2.13) [Леонтьев, 2011].

В заключение отметим, что упомянутая ранее модель LOTRA, предназначенная для расчета локальных вдольбереговых расходов наносов, основывается на формуле, аналогичной (2.7), где под переносной скоростью U_c подразумевается скорость вдольберегового течения.

2.2.3. Моделирование сезонных изменений берегового профиля

Наблюдениями [Bruun, 1988, Dean, 1977] установлено, что профили песчаных берегов обычно имеют вогнутую форму и во многих случаях аппроксимируются степенной зависимостью вида:

$$h = Ax^m, \quad A = 2.25 \left(\frac{w_g^2}{g} \right)^{1/3}, \quad (2.21)$$

где горизонтальная ось OX направлена от берега в море, $m=2/3$, а параметр A имеет порядок $10^{-1} \text{ м}^{1/3}$ и увеличивается с ростом крупности наносов [Kriebel, 1991].

Дальнейшие исследования [Inman, 1993] привели к выводу о том, что многие профили на побережье Калифорнии лучше описываются с помощью двух вогнутых кривых, которые пересекаются у подводного вала, формирующегося в точке обрушения волн x_b (Рисунок 2.2). При этом обе кривые удовлетворяют уравнению (2.21), хотя значения параметров m и A в зонах диссипации и трансформации волн несколько различаются.

В зимний сезон, когда действуют более сильные волнения, подводный вал смещается в сторону моря, береговая линия – вглубь суши, и определенный объем наносов перемещается вниз по склону (объем V_2 на Рисунок 2.2). В летний период отмечаются обратные тенденции, и материал практически в том же объеме возвращается к берегу (заштрихованные объемы V_1 и V_2 на Рисунок 2.2 примерно равны). Похожие результаты были получены и для берегов Испании [Bernabeu, 2003].

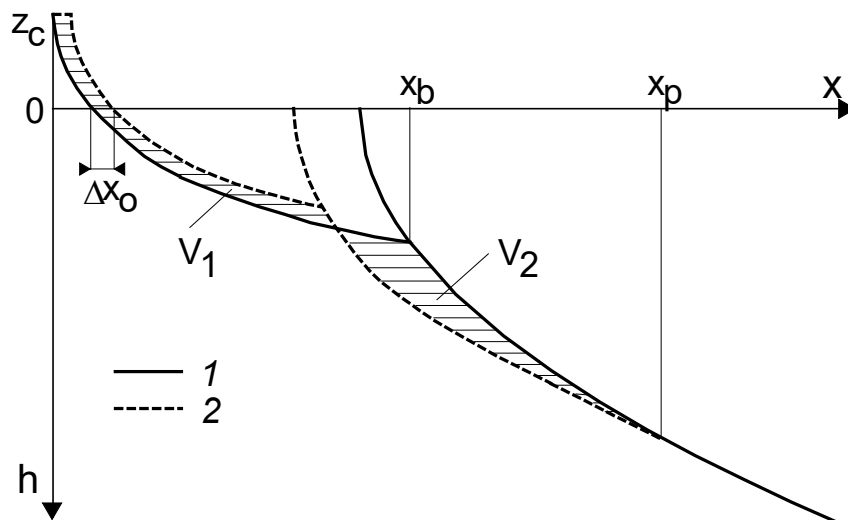


Рисунок 2.2. Аппроксимация берегового профиля двумя вогнутыми кривыми по Инману с соавторами [Inman, 1993].

Разделение профиля на две секции с физической точки зрения обусловлено различием динамических механизмов, действующих по обе

стороны от точки обрушения волн. Однако до сих пор нет удовлетворительной морфометрической модели берегового профиля, построенной на системе предпосылок, применимых, как к зоне трансформации, так и к прибойной зоне. Соответственно прогнозирование внутригодовых изменений профиля пока находится в начальной стадии.

Леонтьев [Леонтьев, 2012] попытался определить профили равновесия в зонах трансформации и прибоя, опираясь на формулу расхода песчаных наносов, предложенную Бэгнольдом [Bagnold, 1963], и адаптированную Боуэном [Bowen, 1980] для волнового потока. Было установлено, что баланс механизмов, обуславливающих перемещение твердых частиц вверх и вниз по склону, формулируется как

$$F_u + \beta = 0, \quad F_u = c(U + A_u), \quad U = \frac{\bar{u}}{u_m}, \quad A_u = \frac{1}{2} \frac{u_{2m}}{u_m} c \sin \varphi. \quad (2.22)$$

Здесь F_u – безразмерный фактор транспортировки наносов, включающий вклады переносной скорости U и асимметрии волновых скоростей A_u ($\bar{u}$ – переносная скорость, φ – сдвиг фаз первой и второй гармоник орбитальной скорости с амплитудами u_m и u_{2m}), $\beta = \partial h / \partial x$ – локальный уклон дна, c – постоянный коэффициент порядка 1.

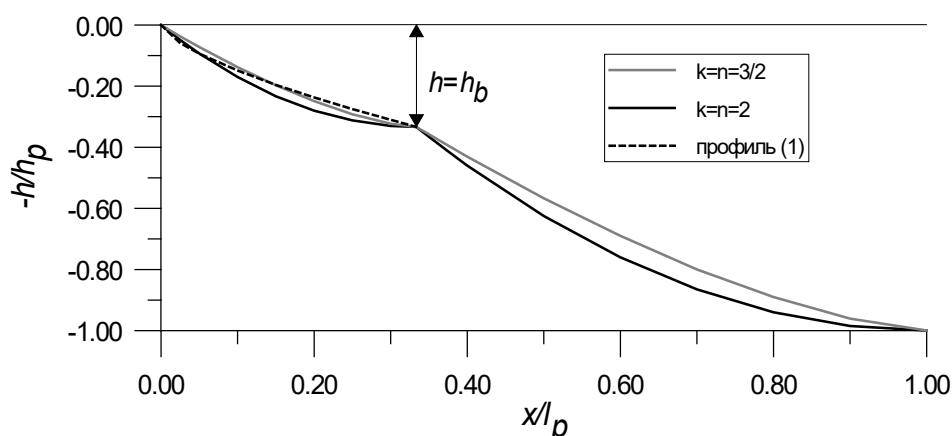


Рисунок 2.3. Профили дна, определяемые зависимостями (2.3) и (2.4) при различных значениях показателей k и n . Показан также профиль, отвечающий уравнению (2.21).

Анализ изменений фактора F_u по протяжению берегового склона показывает, что профили дна в обеих зонах должны быть вогнутыми, причем в зоне трансформации, а в прибойной зоне

$$\frac{h}{h_p} = 1 - \left(1 - \frac{h_b}{h_p} \right) \left(\frac{l_p}{l_s} \right)^k \left(1 - \frac{x}{l_p} \right)^k, \quad (2.23)$$

$$\frac{h}{h_b} = 1 - \left(1 - \frac{x}{l_b} \right)^n \quad \text{или} \quad \frac{h}{h_p} = \frac{h_b}{h_p} \left[1 - \left(1 - \frac{l_p}{l_b} \frac{x}{l_p} \right)^n \right], \quad (2.24)$$

где глубина h_p и расстояние l_p относятся к внешней границе зоны трансформации (Рисунок 2.3), h_b и l_b – глубина обрушения и длина прибойной зоны, l_s – длина зоны трансформации ($l_s = l_p - l_b$).

Как видно на Рисунок 2.3, при увеличении k и n профиль становится более рельефным. Для сравнения здесь также дан профиль, который, согласно Дину [Dean, 1991], соответствует энергетическим условиям прибойной зоны. На урезе уклон профиля (2.21) стремится к бесконечности, а уклон профиля (2.24) имеет здесь конечную величину $\beta_0 = n(h_b/l_b)$, но стремится к нулю в точке обрушения. В остальном оба профиля не сильно отличаются друг от друга, если принять показатель $n=1.5$.

Прогностическая модель основывается на следующих предпосылках.

1. В качестве границы активного профиля принимается глубина замыкания h_* , которая ограничивает область значимых деформаций дна, зависит от параметров экстремальных штормов и постоянна для данного региона: $h_p = h_* = \text{const}$. Глубина h_* отвечает удвоенной значительной высоте волн $H_{s0.14\%}$ с годовой обеспеченностью 0.14% (действующей 12 ч в году).

2. Характерная глубина обрушения h_b определяется в зависимости от репрезентативной значительной высоты действующего волнения H_s [Bernabeu, 2003]:

$$h_b = 1.1H_s. \quad (2.25)$$

В масштабе сезонных изменений используется высота, усредненная за предшествующий период, а в масштабе отдельных штормовых событий – высота, усредненная за период шторма.

3. Характерная длина прибойной зоны l_b оценивается с помощью уравнения (2.21) с учетом зависимости для параметра A :

$$l_b = 0.3h_b \frac{\sqrt{gh_b}}{w_g}. \quad (2.26)$$

4. Предполагается, что в условиях сбалансированного бюджета перемещения наносов по профилю не приводят к изменениям площади его поперечного сечения, т.е. $S = \text{const}$. Площадь S включает подводную и надводную составляющие, $S = S_1 + S_2$. Величина S_1 определяется интегралом $S_1 = \int_0^{l_p} h \, d\cdot$, а составляющая S_2 зависит от возвышения надводной границы пляжа z_c , где деформации исчезают (Рисунок 2.2). Если протяженность пляжа мала по сравнению с длиной всего профиля l_p , то, очевидно, в первом приближении $S_2 \approx z_c l_p$. Тогда при использовании уравнений (2.23) и (2.24) общая площадь S выразится величиной

$$S = \frac{n}{n+1} h_b l_b + h_p l_s - \frac{h_p l_p}{k+1} \left(1 - \frac{h_b}{h_p} \right) \left(1 - \frac{l_b}{l_p} \right)^{k+1} \left(\frac{l_p}{l_s} \right)^k + z_c l_p, \quad (2.27)$$

где в дальнейшем принимается $k=n=1.5$.

Соотношение (2.27) дает возможность по известным параметрам начального профиля вычислить новую длину зоны трансформации l_{s2} , а значит, и новую длину всего профиля $l_{p2} = l_{b2} + l_{s2}$ (новые значения h_{b2} и l_{b2} уже найдены из соотношений (2.25) и (2.26)). При проведении вычислений соотношение (2.27) записывается в виде равенства, где левая и правая части содержат параметры соответственно начального и нового профилей, а l_{s2} находится путем подбора, так, чтобы обеспечить совпадение значений левой

и правой частей. Нескольких итераций бывает достаточно, чтобы получить l_{s2} с приемлемой точностью.

В результате определяются новый профиль и смещение береговой линии,

$$\Delta x_0 = l_p - l_{p2}. \quad (2.28)$$

Величина $\Delta x_0 < 0$ означает отступление берега, а $\Delta x_0 > 0$ – его выдвижение.

2.2.4. Моделирование эволюции профиля в масштабах десятков и сотен лет

Если прогноз кратковременных деформаций основывается, как правило, на «моделях процессов», то при описании долговременного поведения берега принимается во внимание только обобщенный эффект первичных физических механизмов и рассматривается морфодинамическая система в целом [Леонтьев, 2006; Cowell, 1995; Stive, 1995; Stolper, 2005]. «Интегральный» подход не всегда позволяет учесть изменения геометрии профиля, которые во многих случаях играют решающую роль в развитии берега. Возможной альтернативой мог бы стать синтез «локального» и «интегрального» подходов. Ниже излагается модель SPELT [Леонтьев, 2012б], в которой в определенной мере сочетаются оба подхода.

С практической точки зрения наибольший интерес вызывает прогноз изменений положения береговой линии. Однако скорости смещения уреза неразрывно связаны с характеристиками всего берегового профиля. Предлагаемая модель оперирует с профилем равновесия и определяет его вероятные изменения в зависимости от бюджета наносов в данной морфодинамической системе. Динамическая активность профиля оценивается в терминах потенциального годового объема эрозии, связанного с уровнем энергии, поступающей к берегу. Принимаются во внимание основные типы реакции берега на изменения уровня бассейна.

Основой модели служит уравнение сохранения массы (2.6). Первые два слагаемых в его правой части, по сути, характеризуют разность скоростей эрозии (Er) и аккумуляции (Ac) в данной точке дна, что позволяет придать уравнению (2.6) альтернативную форму:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = Er - Ac + w. \quad (2.29)$$

В такой трактовке изменения глубин при данном положении уровня представляются следствием дисбаланса двух противоположных процессов – эрозии, обуславливающей отрыв твердых частиц от дна за счет энергии волн и течений, и аккумуляции, связанной с осаждением наносов под влиянием силы тяжести. Масштаб времени t здесь измеряется, по меньшей мере, годами.

Далее рассмотрим моделирование профиля равновесия. Скорость эрозии может быть определена следующим образом [Леонтьев, 2012]:

$$Er = c_e \frac{F_\Sigma}{\rho g h_* l_*} \left(1 - \frac{h}{h_*} \right)^m \frac{\partial h}{\partial x}, \quad (2.30)$$

где c_e – безразмерный коэффициент пропорциональности порядка 10^{-1} , h_* – глубина замыкания, ограничивающая активную часть профиля, l_* – расстояние от берега до h_* (от точки $x=x_0$ до точки $x=x_*$), F_Σ – суммарный годовой поток энергии на единицу длины берега. Показатель $m>1$, так как Er быстрее всего изменяется при малых h (вблизи берега).

Выражение (2.30) относится к подводному береговому склону. Надводная часть профиля, согласно принятому допущению, ведет себя как единое целое, и скорости эрозии Er там всюду соответствуют Er_0 на береговой черте ($x=x_0$). Верхняя граница профиля (точка $x=x_c$ с возвышением z_c) совпадает с верхней границей пляжа или бровкой берега. Полный объем эрозии, Q_E ,

$$Q_E = \int_{x_c}^{x_*} Er dx = c_e \alpha_e \frac{F_\Sigma}{\rho g l_*}, \quad \alpha_e = \frac{1}{m+1} + \beta_0 \frac{l_c}{h_*}, \quad (2.31)$$

где $\beta_0 = (\partial h / \partial x)_0$ – уклон дна на береговой линии, l_c – длина надводной части профиля (между точками x_c и x_0).

Скорость аккумуляции определяется соотношением

$$Ac = \frac{1}{\alpha_a} \frac{Q_E + B}{l_*} \left(1 - \frac{x - x_0}{l_*} \right)^n, \quad \alpha_a = \frac{1}{n+1} + \frac{l_c}{l_*}, \quad (2.32)$$

где $B = Q_A - Q_B$ – бюджет наносов, Q_A – полный объем аккумуляции.

Если величины Er и Ac совпадают во всех точках, то бюджет сбалансирован ($B=0$), и профиль находится в состоянии равновесия. Приравнявая выражения (2.30) и (2.32) с учетом (2.31) и интегрируя полученное уравнение, приходим к формуле профиля равновесия:

$$\frac{h}{h_*} = 1 - \left(1 - \frac{x}{l_*} \right)^p, \quad p = \frac{n+1}{m+1}. \quad (2.33)$$

По результатам сравнения с природными береговыми профилями значение показателя $p=1.5$. Интересно то, что уравнение (2.33) совпадает с (3.24), хотя основано на совершенно иных предпосылках. В частности, (2.33) аппроксимирует профили с подводными валами, что видно на Рисунок 2.4.

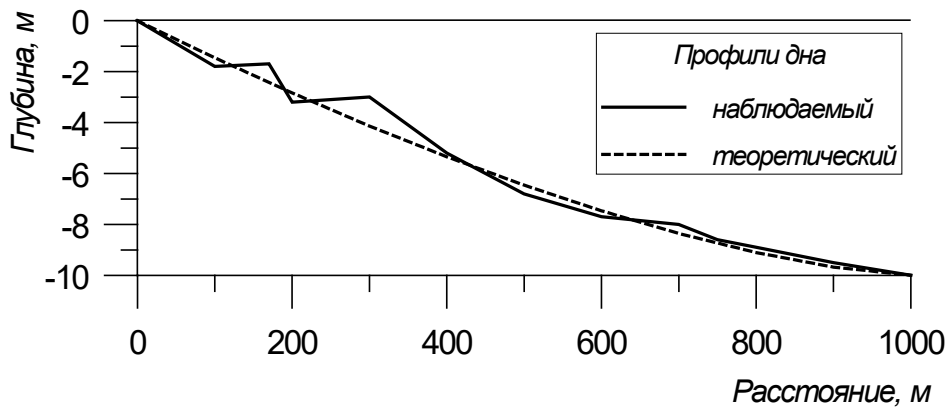


Рисунок 2.4. Сравнение берегового профиля Анапской пересыпи (Черное море, п. Витязево) с теоретическим профилем.

Для учета изменения уровня и дисбаланса бюджета наносов, расчеты проводятся следующим образом. Интегрируя (2.29) по длине профиля (от $x = x_c$ до $x = x_*$), придем к уравнению:

$$\frac{\partial S}{\partial t} - h_* \frac{\partial x_*}{\partial t} - z_c \frac{\partial x_0}{\partial t} = w(l_* + l_c) - B, \quad S = \int_{x_b}^{x_*} h dx, \quad (2.34)$$

которое связывает смещения границ профиля с изменениями уровня бассейна и бюджетом наносов (S – площадь поперечного сечения профиля).

При изменении уровня водоема весь активный профиль перемещается в новое положение, причем в условиях сбалансированного бюджета ($B=0$) площадь сечения S остается постоянной ($\partial S / \partial t = 0$), и из (2.34) следует соотношение

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = -\frac{w}{\beta}, \quad \beta = \frac{h_* + z_c}{l_* + l_c}, \quad (2.35)$$

известное, как правило Брууна [Bruun, 1988].

При постоянном уровне дисбаланс бюджета ($B \neq 0$) в соответствии с (3.36) должен вызывать изменения площади сечения профиля:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -B. \quad (2.36)$$

Изменение $\partial S / \partial t$ означает изменение длины профиля $\partial l_* / \partial t$, которое может быть связано только с перемещением точки уреза, $\partial x_0 / \partial t$ (поскольку точка $x = x_*$, соответствующая глубине замыкания h_* , остается на месте). Площадь S включает подводную и надводную составляющие, $S = S_1 + S_2$. Величина S_1 определяется интегралом $S_1 = \int_0^{l_*} h dx$, а $S_2 = z_c(l_* + l_c)$. При использовании уравнения профиля (2.33) имеем

$$S_1 = \int_0^{l_*} h dx = \frac{p}{p+1} h_* l_*, \quad \frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{p}{p+1} h_* \frac{\partial x_0}{\partial t} - z_c \frac{\partial x_0}{\partial t}.$$

Таким образом, дисбаланс бюджета наносов должен вызывать смещение берега со скоростью

$$\frac{\partial x_0}{\partial t} = \frac{B}{\frac{p}{p+1} h_* + z_c}. \quad (2.37)$$

При дефиците наносов ($B < 0$) берег отступает ($\partial x_0 / \partial t < 0$), а при избыточном питании ($B > 0$) он выдвигается ($\partial x_0 / \partial t > 0$). Поскольку точка

$x = x_*$ остается на месте, то при отступании берега уклон профиля уменьшается, а при выдвижении – увеличивается. В последнем случае уклон ограничен предельным значением β_m , после достижения которого профиль выдвигается без изменения формы [Леонтьев, 2012].

Бюджет наносов B в морфодинамической системе складывается из разности поперечных потоков через нижнюю границу береговой зоны (q_*) и верхнюю границу пляжа (q_c), градиента вдольберегового потока наносов ($\partial Q_\Sigma / \partial y$) и каких-либо дополнительных источников или стоков наносов (Ω):

$$B = q_* - q_c - \partial Q_\Sigma / \partial y + \Omega. \quad (2.38)$$

Источники и стоки могут быть обусловлены, например, подсыпкой материала для питания пляжей или, наоборот, изъятием песка для строительных нужд.

О способе оценки вдольберегового потока наносов и его градиента уже говорилось в начале главы. Величина q_c , то в условиях песчаного берега определяется эоловым переносом q_{Aeol} . Аналогично потоку Q_Σ , величины q_{Aeol} и q_* оцениваются путем суммирования элементарных потоков q'_{Aeol} и q'_* , подсчитанных для разных градаций скоростей ветра и высот волн, имеющих различные направления и продолжительность:

$$q_{Aeol} = \sum_j \sum_i (q'_{Aeol} t_w)_{ij}, \quad q_* = \sum_j \sum_i (q'_* t_w)_{ij}, \quad (2.39)$$

где индексы j и i относятся к данному направлению и данной градации скорости ветра или высоты волн соответственно.

Элементарный поток q'_{Aeol} можно оценить с помощью рекомендаций Coastal Engineering Manual, US Army Corps of Engineers [Coastal Engineering Manual, 2002] при введении определенных коррекций [Леонтьев, 2008]. Расчет потока q'_* основывается на формуле (2.11), в которой принимается во внимание вклад только влекомых наносов [Леонтьев, 2012].

2.3. Модели литодинамических процессов

Для того чтобы проанализировать гидро-, морфо- и литодинамическую обстановку в районе островного бара Ярки, был проведен ряд экспериментов методом математического моделирования. Модели и инструменты, используемые для этих целей, были ранее опробованы нами на других водоемах. Поскольку побережье островного бара Ярки очень схоже генетически и морфологически с искусственным пляжем Новосибирского академгородка, подход изучения был частично заимствован.

Теоретические основы моделирования береговых литодинамических процессов рассмотрены в предыдущем разделе. Здесь мы поговорим об апробации моделей, рассмотренных выше, для условий песчаных пляжей Новосибирского водохранилища, как основного полигона для численных экспериментов.

Для описания закономерностей формирования берегов в Институте водных и экологических проблем СО РАН был разработан комплекс программных продуктов, базирующихся на математических моделях динамики береговой зоны морей, озер и водохранилищ, обсуждавшихся ранее. Рассмотрим некоторые возможности, открываемые этими программными продуктами при решении как прогностических задач, так и задач управления береговыми процессами в целях инженерной защиты берегов водоемов.

2.3.1. Программные продукты для моделирования береговых процессов

Комплекс программных продуктов для оценки состояния береговой зоны и прогнозирования ее изменений включает в себя четыре продукта (приложения), отнесенных по характеру и сложности решаемых задач к трем функциональным группам.

Первая функциональная группа – инженерные расчеты, представлена приложением – «Береговой инженерный калькулятор». Инженерный калькулятор – фактически коллекция нескольких программ (расчетных функций), работающих практически в интерактивном режиме, независимо друг от друга, и, объединенных унифицированным интерфейсом.

С помощью данного приложения пользователь может решать следующие задачи: расчет параметров волн вне береговой зоны по заданным волнообразующим факторам, расчет трансформации параметров волн в береговой зоне на уменьшающихся глубинах, расчет результирующего годового вдольберегового потока наносов, расчет профиля динамического равновесия и, если установлен требующий восполнения дефицит пляжеобразующего материала, то рассчитываются необходимые объемы его отсыпки.

Рассмотрим каждую из этих расчетных функций.

1. Расчет параметров волн вне береговой зоны по заданным волнообразующим факторам (задача генерации волнения). Теоретической основой для расчета служат эмпирические зависимости, полученные Ю.М. Крыловым с соавторами [Крылов и др., 1976], которые являются аналитической основой соответствующих номограмм, приведенных в СНиП 2.06.04-82 [1984].

Пользователь задает характеристики последовательных участков разгона (их длину и глубину в конце участка), а также набор желаемых расчетных скоростей ветра, действующего на разгоне. Результатом работы являются значения статистических (средних, среднеквадратических и значимых) параметров волн (высоты и периода). Кроме того, выводятся также значения этих же параметров в конце каждого участка разгона.

На рисунках 2.5-5.4 представлен пример применения этой расчетной функции для оценки параметров волн вне береговой зоны на Новосибирском водохранилище у пос. Быстровка. Рисунок 2.5 показывает местоположение участка и активные направления ветров, рисунок 2.6 (для примера) –

вариации глубин водоема по линии действия ветров одного из активных румбов, рисунок 2.7 иллюстрирует ход расчетов (окно программы), а на рисунке 2.8 приведены его результаты.

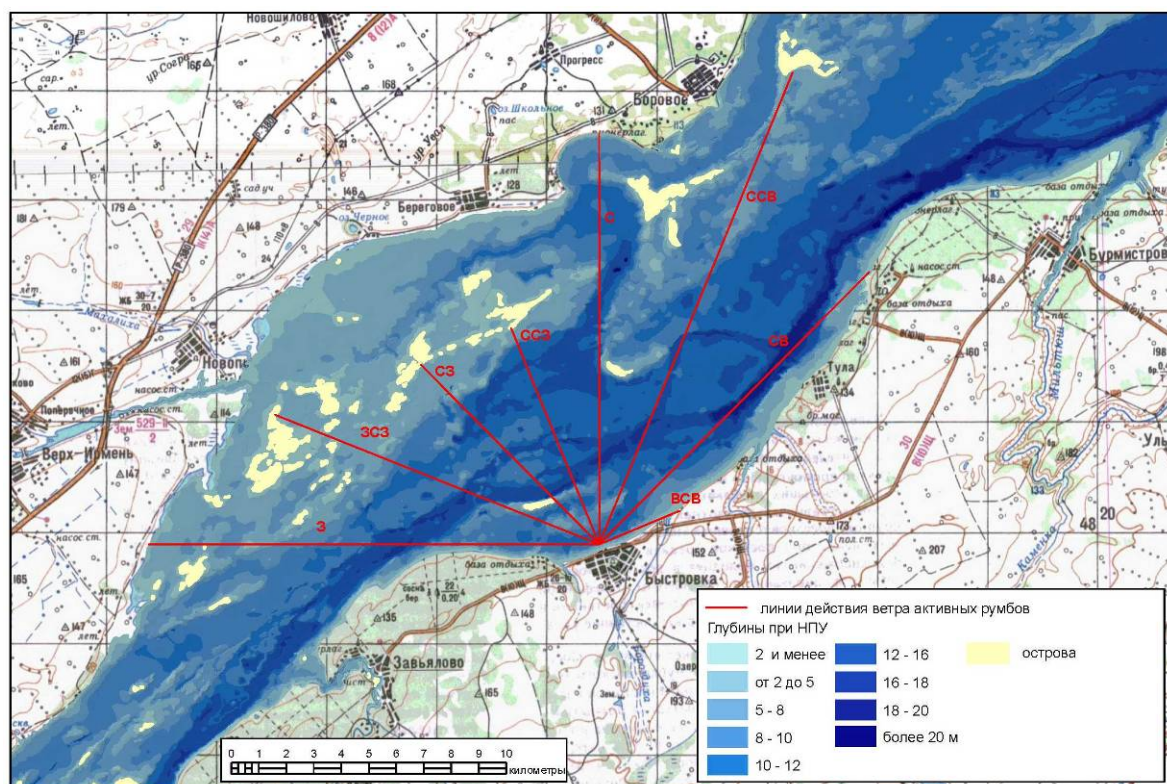


Рисунок 2.5. Активные румбы ветра для участка правого берега Новосибирского водохранилища в районе пос. Быстровка

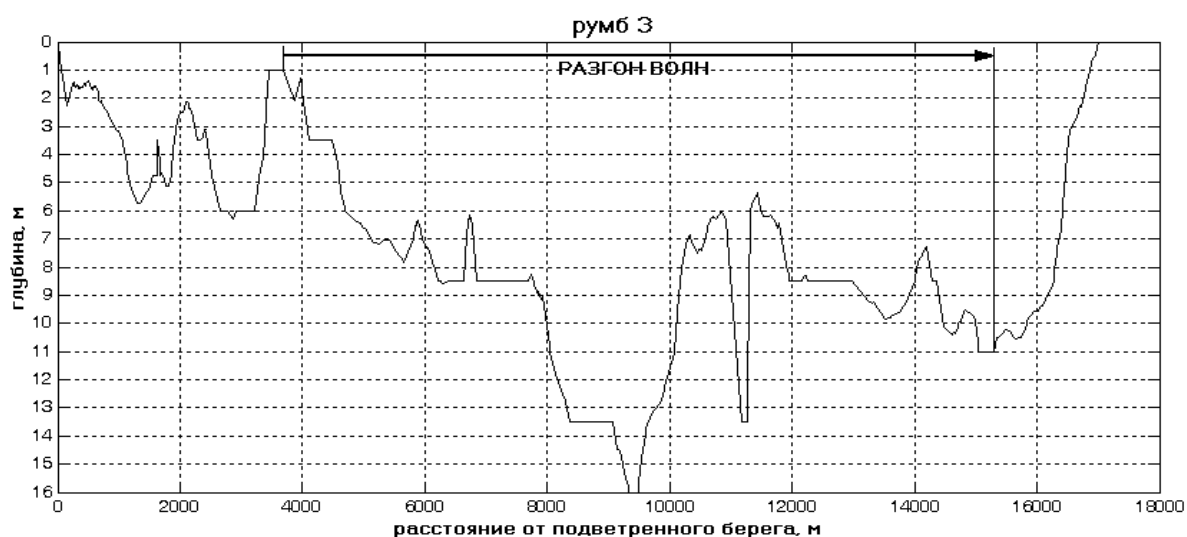


Рисунок 2.6. Изменение глубины водоема (при НПУ 113,5 мБС) по линии действия западного ветра на участка правого берега Новосибирского водохранилища в районе пос. Быстровка.

Участки разгона			Скорости ветра	
Длина участка, м	Глубина в конце участка, м		Скорость ветра, м/с	
1967	7,80	+	2,0	+
223	6,30	+	2,5	+
623	8,50	+	3,0	+
220	6,10	+	4,0	+
2752	16,00	+	4,5	+
1347	6,10	+	5,0	+
372	13,50	+	6,0	+

Кoeffициент обрушения **0,78**

Параметры волн в расчетной точке								Параметры волн по участкам разгона							
X, м	V, м/с	H, м	T, с	Hrms, м	Hsig, м	Tsig, с	Tr, с	V, м/с	L, м	h, м	X, м	H, м	T, с	Hrms, м	
11594	6,0	0,257	2,26	0,290	0,411	2,71	3,01	0,7	1967	7,80	1967	0,006	0,38	0,007	
11594	6,5	0,285	2,36	0,322	0,456	2,83	3,14	0,7	223	6,30	2190	0,006	0,39	0,007	
11594	7,0	0,313	2,46	0,353	0,501	2,95	3,27	0,7	623	8,50	2813	0,007	0,39	0,008	
11594	8,0	0,368	2,63	0,415	0,589	3,16	3,50	0,7	220	6,10	3033	0,007	0,40	0,008	
11594	8,5	0,396	2,71	0,447	0,634	3,25	3,60	0,7	2752	16,00	5785	0,007	0,41	0,008	
11594	8,9	0,417	2,77	0,471	0,667	3,32	3,68	0,7	1347	6,10	7132	0,007	0,42	0,008	
11594	9,0	0,422	2,79	0,476	0,675	3,35	3,71	0,7	372	13,50	7504	0,007	0,42	0,008	

Данные: Загрузить, Сохранить

Проект: Загрузить, Сохранить, Очистить

Результаты: Расчет, Сохранить, Графики

Рисунок 2.7. Расчет параметров волн, генерируемых западным ветром со скоростями от 2 до 20 м/с для участка правого берега Новосибирского водохранилища в районе с. Быстровка.

Окно программы «Берегового инженерного калькулятора»

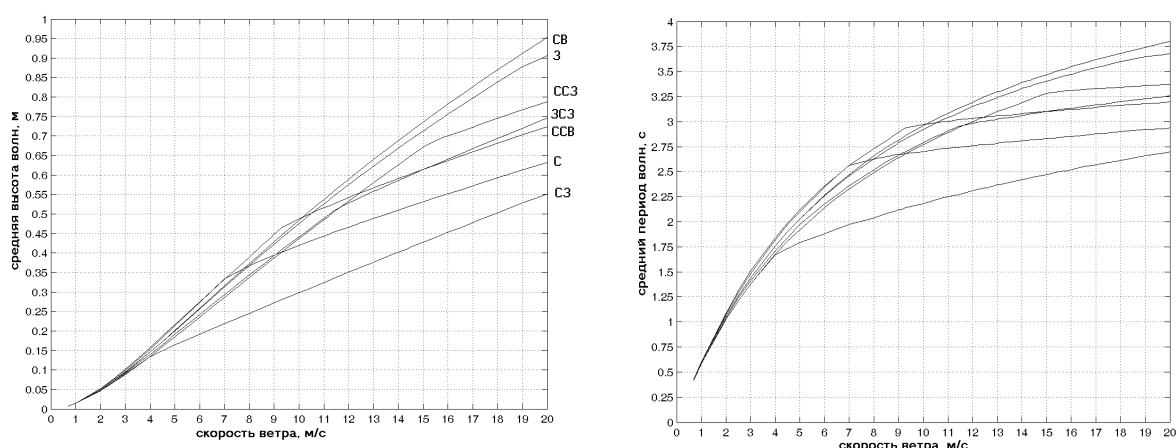


Рисунок 2.8. Результаты расчетов параметров волн вне береговой зоны (на глубине 11 м) по активным румбам в зависимости от скорости ветра для участка правого берега Новосибирского водохранилища в районе пос. Быстровка

2. Расчет трансформации волн в береговой зоне. Эта функция обеспечивает решение классической задачи трансформации и рефракции волн при их распространении в область уменьшающихся глубин в рамках линейной теории волн, закона сохранения потока энергии волнения и закона рефракции Снелла [Леонтьев, 2001].

Задавая высоту, период и угол подхода волн на некоторой начальной

(достаточно большой) глубине, пользователь получает их значения на желаемой (меньшей) глубине, на заданном промежуточном наборе глубин, а также в точке обрушения волн.

На рисунке 2.9 приведен пример расчета трансформации параметров волны при ее движении в береговой зоне для уже упоминавшегося выше участка правого берега Новосибирского водохранилища в районе с. Быстровка. В данном примере рассматривается волна 1% обеспеченности в системе волн, генерируемых западным ветром со скоростью 13 м/с – 30% обеспеченности в режиме.

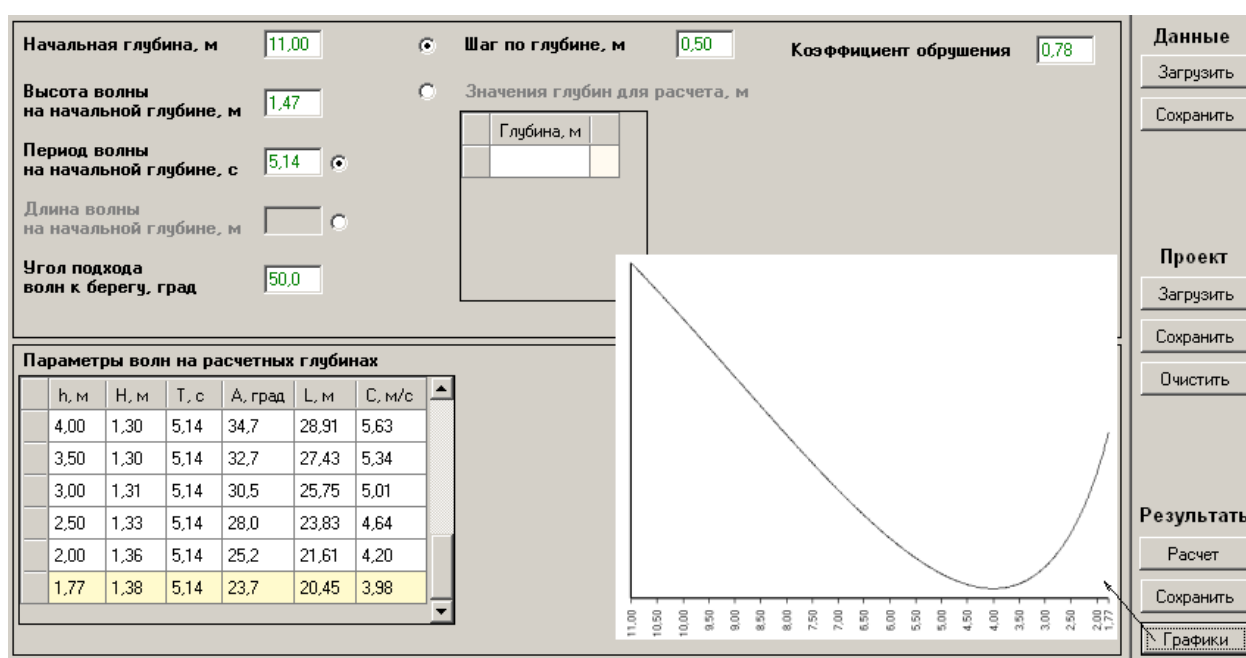


Рисунок 2.9. Расчет трансформации параметров волн в береговой зоне. Окно программы «Берегового инженерного калькулятора». В таблице «Параметры волн на расчетных глубинах» приняты следующие обозначения: h – глубина воды; H – высота, T – период, A – угол подхода, L – длина, C – фазовая скорость волны. На рисунке показан также график изменения высоты волны с глубиной, построенный средствами программы.

3. Расчет профиля динамического равновесия в рамках концепции Р. Дина [Dean, 2002] и И.О. Леонтьева [Леонтьев, 2001]. При этом, если по результатам расчетов бюджет пляжеобразующего материала на конкретном участке береговой зоны водоема является остродефицитным и для предупреждения возможности возникновения чрезвычайных ситуаций

необходимо его восполнить, то при решении этой задачи определяются объемы необходимые объемы отсыпки песка, гравия или гальки.

Пользователь задает исходный профиль, на котором будет производиться отсыпка, в виде набора пар горизонтальных и вертикальных координат, а также параметры создаваемой искусственной аккумулятивной формы, обычно – пляжа (высоту и выдвижение бермы, крупность отсыпаемого материала). Результатом численного моделирования является таблица координат рассчитанного искусственного равновесного профиля, а также объем отсыпки рыхлого материала на погонный метр береговой линии. На рисунке 2.10 приведен пример расчета профиля равновесия и объемов отсыпки искусственного пляжа для двух значений крупности материала на одном из участков левого берега Новосибирского водохранилища (в районе пос. Морской).

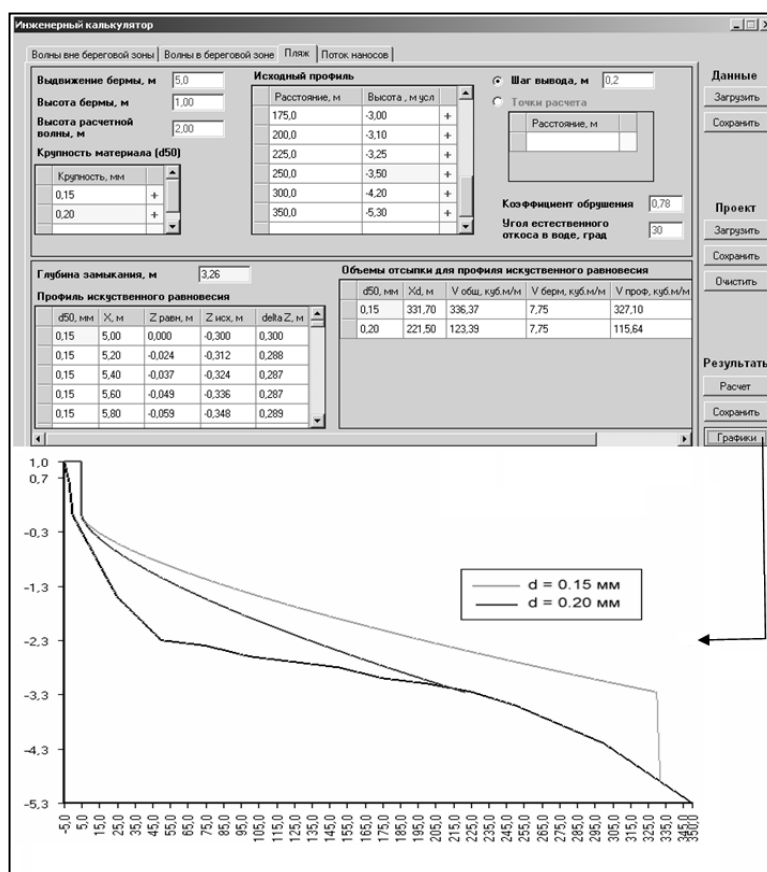


Рисунок 2.10. Расчет профиля динамического равновесия и объемов отсыпки материала медианной крупности 0,15 и 0,20 мм для искусственного песчаного пляжа на участке левого берега Новосибирского водохранилища. Окно программы «Берегового инженерного калькулятора».

4. Расчет транспорта наносов вдоль берега. Пользователь, имея набор данных о направлении, продолжительности волнения и параметрах волн на входе в береговую зону (на некоторой глубине), а также зная крупность материала, может рассчитать расход результирующего – годового – потока наносов на конкретном участке береговой линии водоема в створе заданной ориентации (экспозиции).

На рисунке 2.11 приведем пример расчета результирующего годового вдольберегового потока наносов для уже упоминавшегося выше участка правого берега Новосибирского водохранилища у пос. Быстровка (см. Рисунок 2.5).

В данном расчете для определения продолжительности действия волн по каждому из активных румбов использовались данные ближайшей метеостанции (ГМС «Ордынское») о средней повторяемости ветра по градациям скорости и направлениям за период открытой воды. Параметры волн вне береговой зоны для каждого «шторма», т.е. комбинации скорость ветра – направление ветра, определялись с помощью представленной выше специальной компоненты «Берегового инженерного калькулятора».

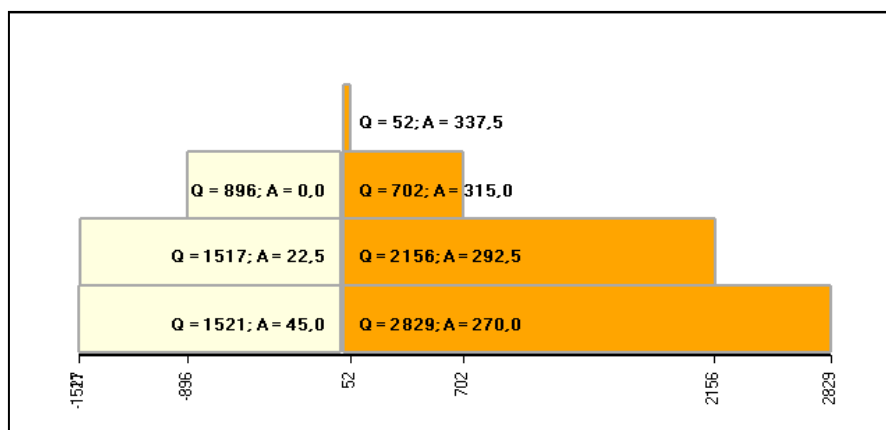


Рисунок 2.11. Диаграмма транспорта наносов, построенная по результатам расчета средствами программы. Данная диаграмма показывает вклад штормов каждого из активных румбов в результирующий транспорт наносов. Условные обозначения на диаграмме: A – азимут румба (°), Q – расход потока наносов для румба (м³/год).

Приведенные выше примеры достаточно наглядно демонстрируют две основные особенности программ, объединенных в «Береговой инженерный калькулятор»:

– Во-первых, затронутые при разработке программных продуктов вопросы зачастую хорошо известны специалистам-практикам, занимающимся освоением береговой зоны водоемов. При этом сами программные продукты базируются на достаточно простых математических моделях.

– Во-вторых, компоненты «Берегового инженерного калькулятора» функционально связаны между собой: от прогноза параметров ветрового волнения на внешней границе береговой зоны и анализа процесса трансформации волн на мелководье к выработке профиля равновесия и результирующему перемещению наносов в волновом потоке.

Другие программные продукты комплекса, отнесенные ко второй и третьей функциональным группам, базируются на более сложных математических моделях гидродинамики, литодинамики и морфодинамики береговой зоны водоемов.

Вторая функциональная группа – программный продукт, представленный приложением «Расчет изменения положения береговой линии» (SLM) обеспечивает математическое моделирование изменений конфигурации береговой линии крупного водоема (водохранилища, озера, моря), обусловленные пространственно-временными вариациями вдольберегового потока наносов. Программа «SLM» позволяет также учесть присутствие в береговой зоне произвольных комбинаций берегозащитных сооружений (бун, волноломов, волноотбойных стен, искусственных пляжей и т.д.).

«SLM» основывается на решении уравнения баланса наносов в предположении о неизменности формы поперечного профиля, когда все изменения в плановых очертаниях берега обусловлены только градиентом вдольберегового потока наносов. Пространственные и временные масштабы моделирования могут варьировать от 200 м до 2 км и от 1 часа до 20 лет, соответственно.

Волновые воздействия на временном интервале моделирования задаются в виде последовательности «штормов», каждый из которых характеризуется высотой, периодом волны и углом подхода относительно генерального направления на «глубокой воде» (вне береговой зоны), а также продолжительностью волнения. Необходимо также задать крупность (медианный диаметр) наносов.

Основное назначение данного программного продукта состоит, во-первых, в прогнозировании изменения положения береговой линии на различных масштабах времени, во-вторых, в оценке работоспособности различных схем берегозащиты активного типа, основанной на управлении береговыми процессами.

В качестве примера использования программы «SLM» на практике можно привести задачу по прогнозированию эволюции береговой линии и изучению возможностей создания искусственного песчаного пляжа на побережье Новосибирского водохранилища в районе пос. Ленинское, где планируется создание коттеджного поселка и рекреационной зоны.

На рисунке 2.12 приведены результаты, выполненного с помощью «SLM», прогноза эволюции береговой линии рассматриваемого участка на среднесрочную перспективу (20 лет) в естественных условиях.

Как следует из полученных результатов, процесс переформирования береговой линии протекает довольно медленно и в целом имеет позитивный (аккумулятивный) характер, хотя и сопровождается размывом берега на отдельных (выступающих) участках. Максимальная величина отступления берега составляет 18-20 м, т.е. около 1 м/год. Данный результат хорошо согласуется, как качественно, так и количественно, с наблюдениями.

Как отмечалось выше, концепция использования данного участка – жилая застройка и создание рекреационной зоны – требует решения двух задач: предотвращения отступления берега (даже локального) и создание искусственного пляжа. Программа «SLM» применялась для выбора наиболее оптимальной схемы инженерных решений, направленных на решение этих задач.

Результаты математического моделирования показали, что размыв берегов можно предотвратить путем инициации мелкобухтового расчленения береговой линии с использованием искусственных абразионных мысов. На рисунке 2.13 представлен прогноз положения береговой линии на 20 лет при использовании такого подхода. Как видно из данного рисунка, отступление береговой линии даже на весьма длительном интервале времени практически не происходит.

На рисунке 2.14 приведены результаты модельного расчета на 10 лет для искусственного пляжа, возведенного из мелкозернистого песка крупностью 0.1 мм, выдвинутого в водоем на 10 м и имеющего высоту бермы 1.5 м в ее тыловой части. Наряду с этим оценена возможность предотвращения потерь отсыпаемого рыхлого материала за счет развития вдольберегового перемещения наносов путем устройства поперечных сооружений (бун). Одна непроницаемая буна длиной 60 м располагалась в ячейке 21, другая, длиной 150 м, на северной границе участка. Результаты расчета показывают следующее: (i) в течение первых 1.5 лет происходит заполнение входящего угла для 60-метровой буны и в дальнейшем она становится неработоспособной, (ii) через 10 лет пляж будет полностью уничтожен на всем протяжении участка.

По результатам моделирования можно заключить, что для надежного удержания искусственного пляжа в условиях сложившегося здесь дефицита рыхлого материала и значительной емкости вдольберегового потока наносов одних поперечных сооружений недостаточно. Необходимо комбинировать их с продольными сооружениями (волноломами), которые снижают волновые нагрузки, а, следовательно, и расход перемещаемого вдоль берега материала.

С целью выбора работоспособной конфигурации для таких «консервирующих» конструкций была проведена дополнительная серия модельных расчетов. Решаемая при этом задача состояла в выборе длины бун и волноломов и их взаимного расположения с тем, чтобы сохранить пляж на данном отрезке участка в течение 10 лет.

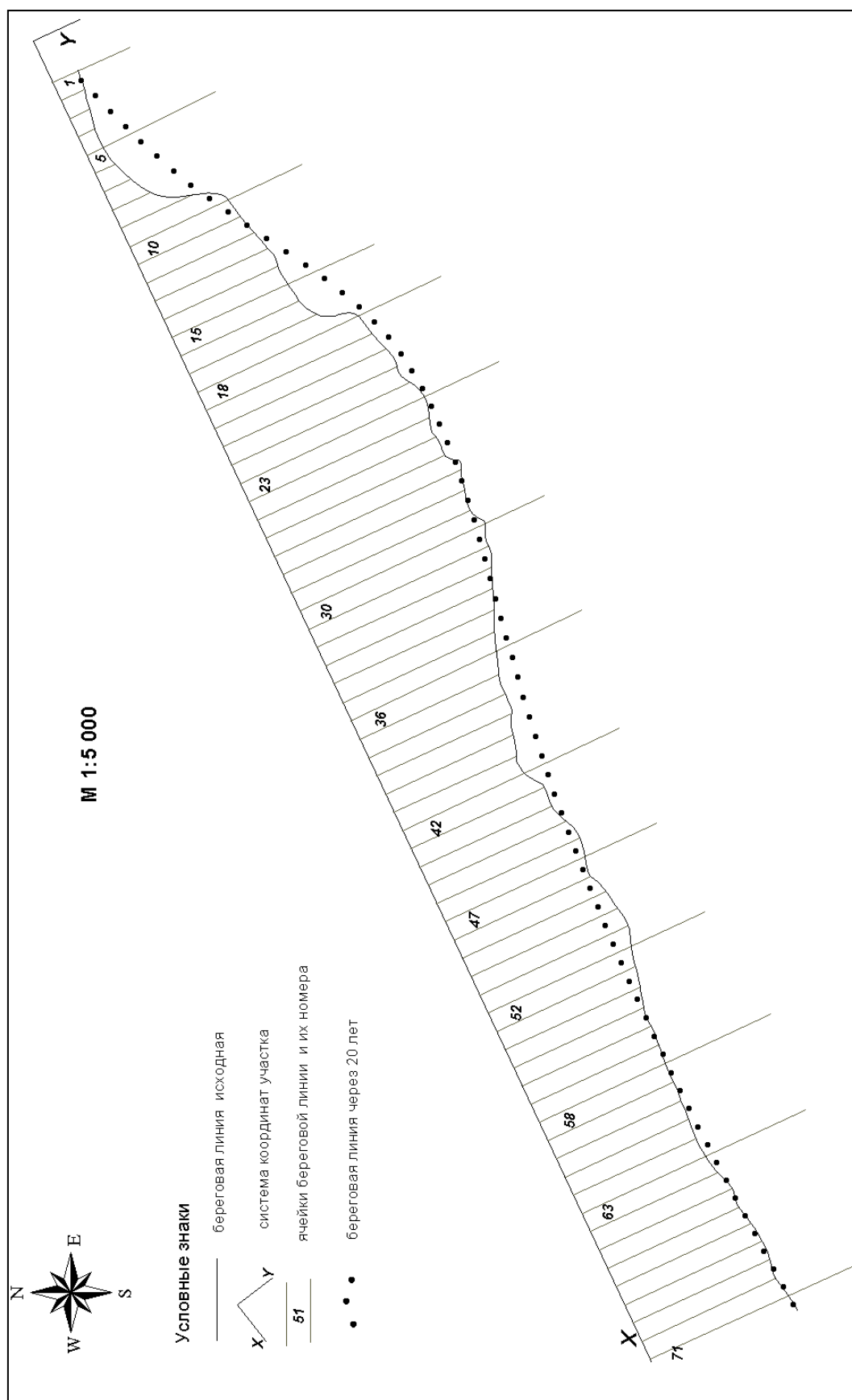


Рисунок 2.12 Прогноз эволюции береговой линии участка берега Новосибирского водохранилища в районе п. Ленинское на 20 лет.

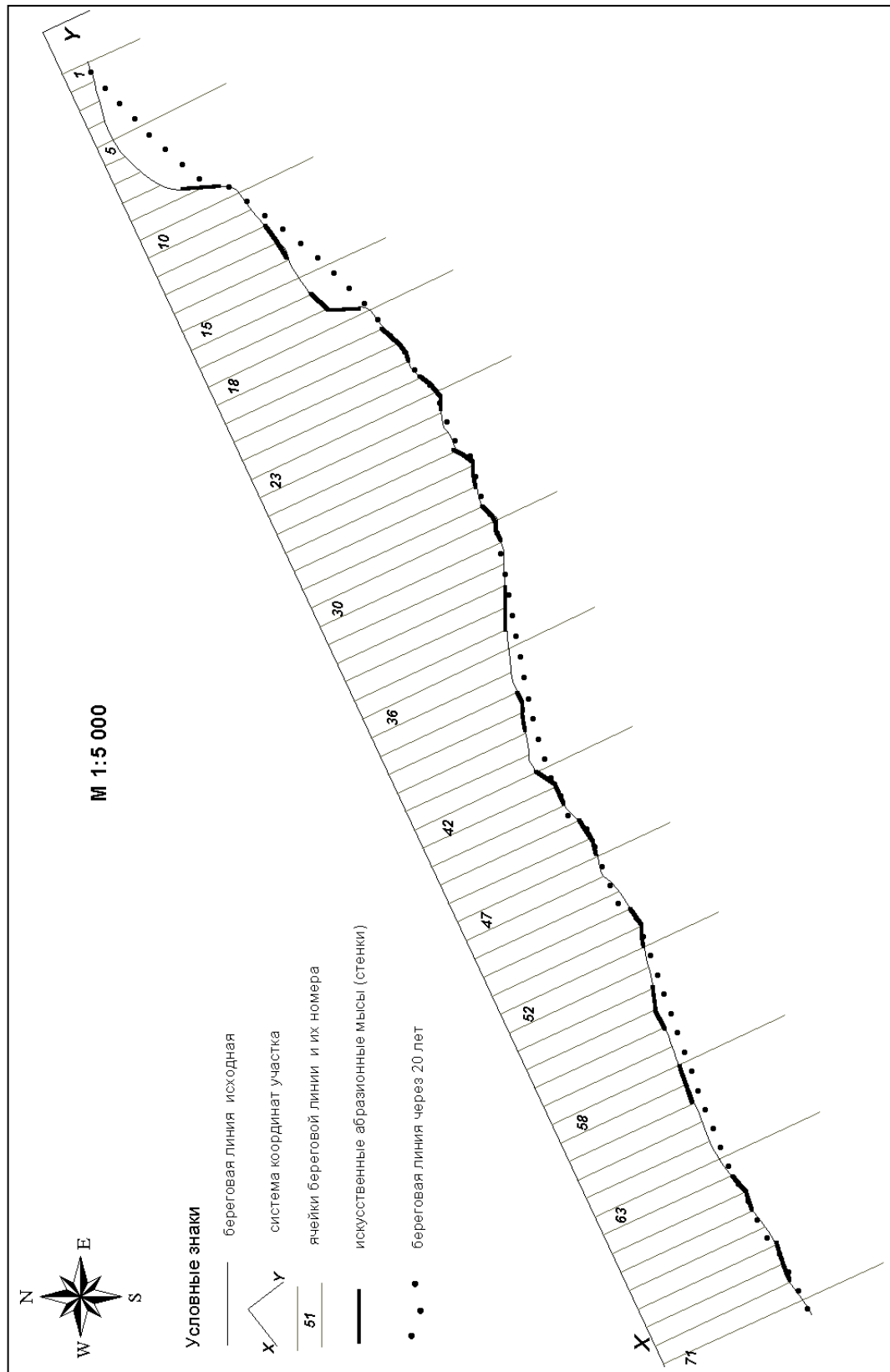


Рисунок 2.13. Прогноз эволюции береговой линии участка левого берега Новосибирского водохранилища в районе п. Ленинское на срок 20 лет при инициации мелкобухтового расчленения берега с использованием искусственных абразионных мысов.

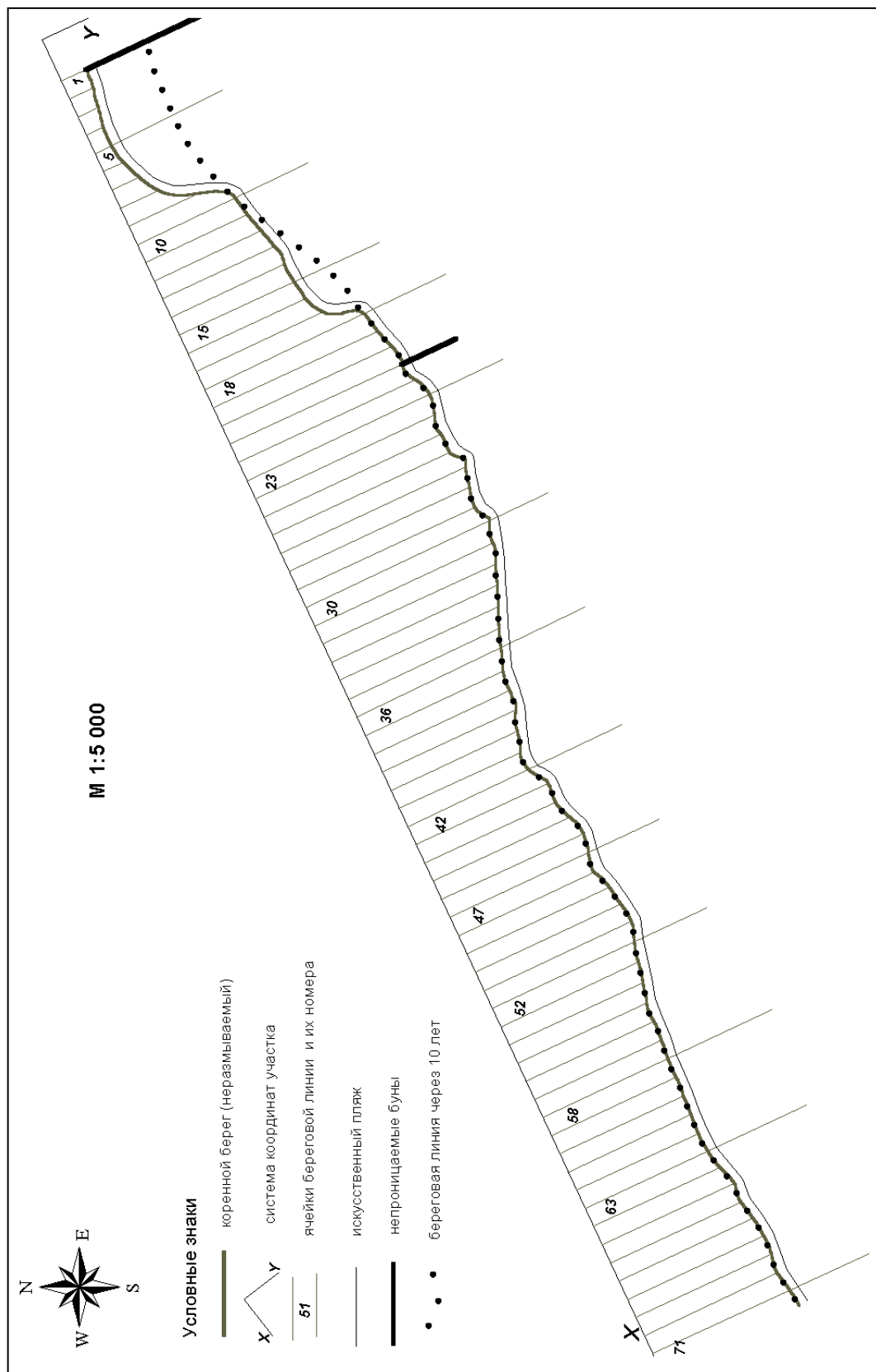


Рисунок 2.14. Прогноз эволюции береговой линии участка берега Новосибирского водохранилища в районе п. Ленинское на 10 лет. Искусственный песчаный пляж (крупность материала 0,1 мм) с поперечными сооружениями.

На рисунке 2.15 представлена конструкция, которая, по результатам расчетов, выполняла функцию «консервации» пляжа на заданном отрезке наилучшим образом. Она состоит из непроницаемой буны длиной около 100 м и примыкающего к ней волнолома. Причем, длина волнолома должна быть на 20-25 м больше длины защищаемого отрезка.

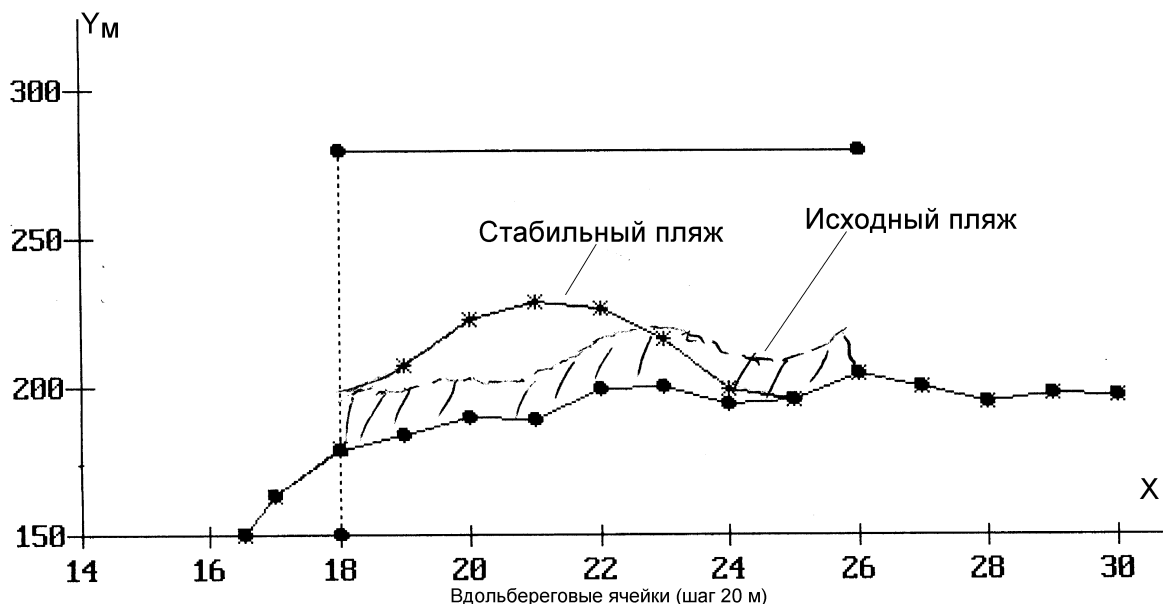


Рисунок 2.15. Пример «консервирующей» конструкции буна+волнолом, обеспечивающей полную стабилизацию искусственного пляжа для различных фрагментов береговой линии участка левого берега Новосибирского водохранилища в районе п. Ленинское.

Следует отметить тот факт, что достигнутая пляжем плановая форма после его переработки в течении первых 4 лет 10-летнего периода затем остается неизменной бесконечно долго. Правда, для образования такой стабильной формы пришлось обеспечить дополнительный запас материала путем увеличения выдвижения пляжа с 10 до 25 м. Кроме того, «гигантские» размеры конструкции являются дополнительным аргументом в пользу утверждения о нецелесообразности создания искусственного пляжа на рассматриваемом участке.

Третья функциональная группа предполагает решение задач математического моделирования переформирования поперечного профиля берега ветровым волнением. В ней представлено программные продукты «Динамика профиля» (CROSS-P) и «Абразия» (MUD-P), базирующиеся на

разработанных И.О. Леонтьевым [1989, 2001] математических моделях динамики профиля береговой зоны водоема, сложенного рыхлым (песок, гравий, галька) или связным материалом (глины, суглинки).

Приложение «Динамика профиля» предназначено для моделирования динамики профиля, сложенного рыхлым материалом, приложение «Абразия» – для моделирования динамики профиля, сложенного связным материалом (процесс абразии). В последнем случае предполагается, что в материале, поступающем в прибрежную зону материале в результате разрушения коренного берега в прибрежную зону, содержание песчаных частиц незначительно и не оказывает заметного влияния на темп абразии.

Входными параметрами для обеих программ являются: исходный профиль дна, свойства связного грунта или наносов (плотность, пористость и средний размер частиц), параметры волн на входе (высота, период, угол подхода к берегу), продолжительность действия ветрового волнения.

На каждом временном шаге вначале вычисляются распределения высот волн по протяжению профиля, затем рассчитываются скорости эрозии и расходы наносов и, наконец, определяются деформации дна и новый профиль глубин. Процедура повторяется до тех пор, пока текущее время не сравняется с заданной продолжительностью волнения.

Шаг по времени имеет порядок десятков периодов волн. Шаг по пространству для приемлемого разрешения рельефа в районе абразионного клифа не должен превышать нескольких метров.

На примере одного участка Камского водохранилища, расположенного на его левом берегу у пос. Висим, можно продемонстрировать комплексное использование для решения задач управления береговой зоной всех упомянутых выше программных продуктов.

Рассматриваемый участок открыт для действия ветров северного, северо-западного и западного румбов с разгонами 11-18 км и средней глубиной по разгону около 10 м (Рисунок 2.16). Северо-восточный румб в силу малых глубин и разгонов здесь не рассматривается.

Параметры воздействующих на рассматриваемый участок ветровых волн получены с помощью соответствующей расчетной функции «Берегового инженерного калькулятора». Результаты расчетов приведены в таблице 2.1.

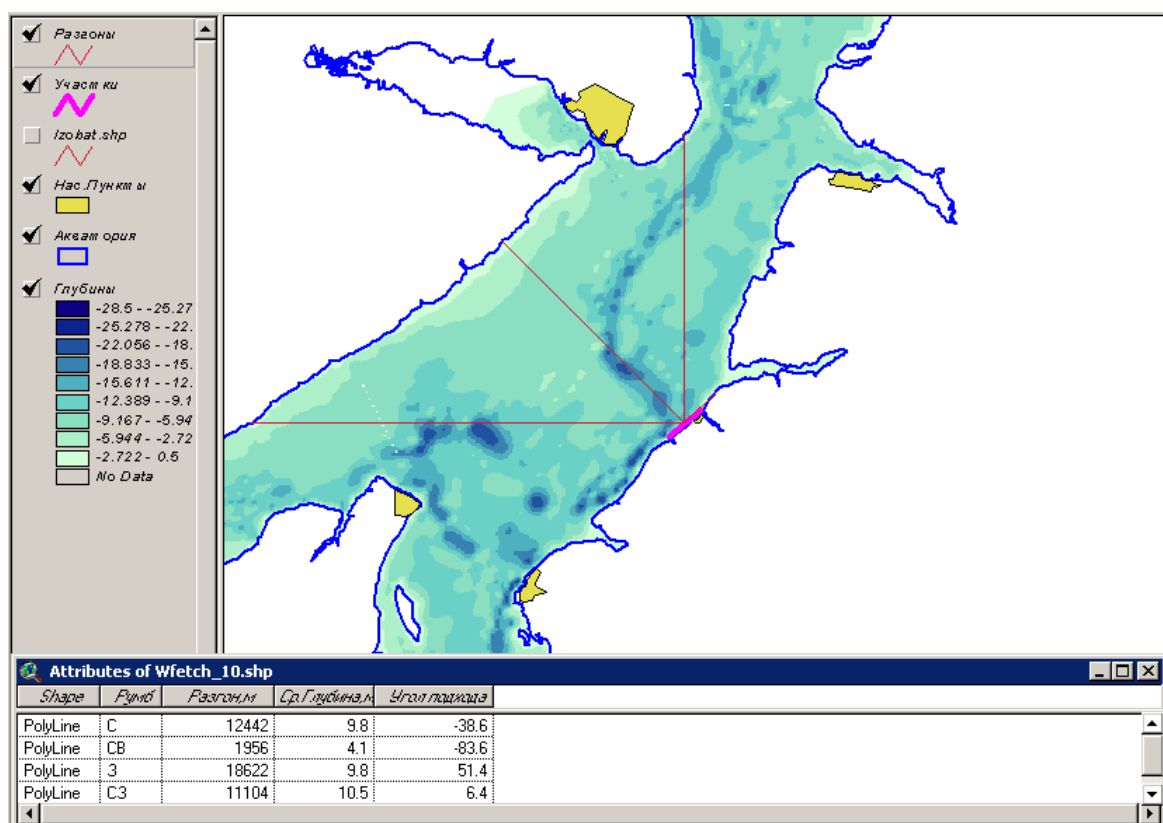


Рисунок 2.16. Активные румбы ветра и параметры волнообразования по ним для участка левого берега Камского водохранилища у пос. Висим.

Таблица 2.1.

Параметры волн (Н – высота, Т - период) на входе в береговую зону и общая продолжительность их действия за период 01.05 – 31.10 для средних и экстремальных ветровых условий, участок у пос. Висим

Румб	Угол подхода волн	Ско- рость ветра	Параметры волн на глубине 10 м				Продолжитель- ность волнения	
			Средние		Значимые (sig)			
			H _m	T _m	H _s	T _s	Экстр.	Сред.
	Град	м/с	м	с	М	с	час	Час
С	-38.6	5.0	0.21	2.10	0.34	2.52	129	57
		7.0	0.33	2.56	0.53	3.07	12	9
		9.0	0.45	2.90	0.72	3.48	9	6
		14.0	0.72	3.48	1.15	4.18	3	
СЗ	6.4	5.0	0.21	2.06	0.33	2.47	144	87
		7.0	0.32	2.50	0.51	3.00	15	9
		9.0	0.44	2.85	0.70	3.42	3	

		14.0	0.70	3.43	1.12	4.12	3	
3	51.4	5.0	0.24	2.27	0.38	2.73	252	198
		7.0	0.38	2.77	0.60	3.32	57	21
		9.0	0.50	3.10	0.80	3.72	6	3
		14.0	0.77	3.63	1.23	4.36	3	
		19.0	0.95	3.84	1.52	4.61	3	

Как видно из приведенных выше данных при примерно одинаковой силе волнения на рассматриваемом участке побережья Камского водохранилища преобладают западные ветры, обеспечивая общее вдольбереговое перемещение наносов в «положительном» направлении, т.е. слева – направо при взгляде с берега, к заливу р. Мал. Висим. Здесь, как показывают полевые наблюдения, он накапливается, образуя достаточно мощную и устойчивую аккумулятивную форму (Рисунок 2.17).



Рисунок 2.17. Аккумулятивное образование в устье р. Малый Висим (направление съемки с юго-запада)

Наиболее интенсивно процессы переработки берега на данном участке протекают в его северо-восточном сегменте. Причем здесь их развитие явно угрожает строениям и инфраструктуре пос. Висим.

Выполненные с помощью, входящей в «Инженерный калькулятор» программы расчеты профиля динамического равновесия показали, что фактический профиль береговой зоны расположен ниже расчетного профиля относительного динамического равновесия для характерных для обсуждаемого участка побережья Камского водохранилища условий

ветрового волнения и крупности слагающего береговой уступ материала (0.15 мм).

Для формирования профиля равновесия потребуется отсыпать или намыть мелкозернистого песка с медианной крупностью 0.15 мм еще около 26 м^3 на погонный метр береговой линии (Рисунок 2.18). При отказе от восполнения дефицита наносов профиль равновесия может быть выработан при отступании коренного берега на 4-5 м практически за один характерный волновой год, о чем свидетельствуют результаты математического моделирования, выполненного с помощью программы «Динамика профиля» (Рисунок 2.19).

Однако математическая модель, лежащая в основе программы «Динамика профиля», не учитывает изъятие материала с профиля вдольбереговым потоком наносов. К участку у пос. Висим, например, судя по расчетам вдольбереговой поток наносов должен поставлять около $1600 \text{ м}^3/\text{год}$ песков крупностью 0.15 мм (Рисунок 2.20). Но местные геолого-геоморфологические условия практически полностью исключают естественное питание рассматриваемого сегмента с сопредельных территорий: на севере расположен относительно широкий и глубокий залив реки, работающий как «ловушка» наносов, на юге высокий коренной берег сложен пермскими глинами, тонкозернистые продукты размыва которых выносятся на «глубокую» воду и практически полностью изымаются из бюджета наносов береговой зоны.

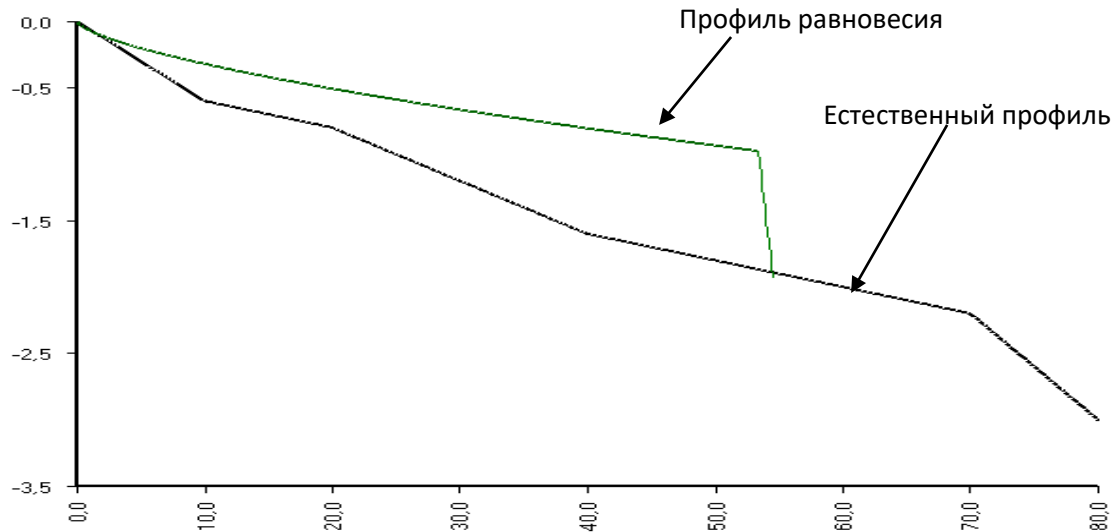


Рисунок 2.18. Результаты расчета профиля равновесия

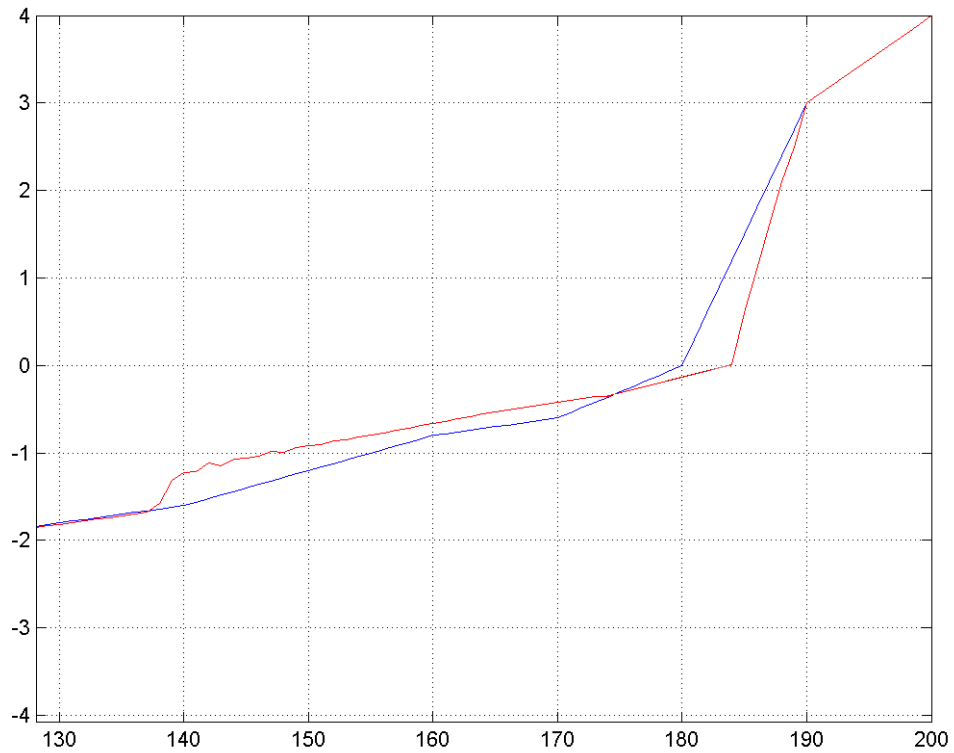


Рисунок 2.19. Результаты математического моделирования динамики профиля за характерный волновой год (синяя линия – исходный профиль, красная линия – конечный профиль)

Инженерный калькулятор

Волны вне береговой зоны | Волны в береговой зоне | Пляж | Поток наносов

Экспозиция береговой линии, град: 320,0

Начальная расчетная глубина, м: 10,00

Коэффициент обрушения: 0,78

Плотность воды, кг/куб.м: 1000

Плотность наносов, кг/куб.м: 2650

Коэффициент пористости: 0,40

Коэффициент емкости потока: 1,55

Параметры волн на начальной глубине

Направление, град	Высота, м	Период, с	Продолжительность, час/год
270,0	0,38	2,73	12,00
315,0	0,33	2,47	3,00
270,0	0,38	2,73	3,00
0,0	0,34	2,52	6,00
270,0	0,38	2,73	6,00
0,0	0,34	2,52	3,00
270,0	0,38	2,73	9,00
315,0	0,33	2,47	3,00

Годовые значения расхода наносов, куб.м/год

Слева - направо	Справа - налево	Результирующий
2129	-537	1592

Годовые значения расхода наносов по направлениям волнения

Направление, град	Время, час	Расход, куб.м/год
270,0	90	2014
315,0	42	115

Параметры волн и годовые расходы наносов для каждого шторма

Напр., град	H0, м	T, с	A0, град	hb, м	Hb, м	Ab, град	P, час
270,0	0,38	2,73	50,0	0,44	0,34	20,9	12
315,0	0,33	2,47	5,0	0,44	0,34	2,6	3
270,0	0,38	2,73	50,0	0,44	0,34	20,9	3
0,0	0,34	2,52	-40,0	0,41	0,32	-18,3	6
270,0	0,38	2,73	50,0	0,44	0,34	20,9	6
0,0	0,34	2,52	-40,0	0,41	0,32	-18,3	3
270,0	0,38	2,73	50,0	0,44	0,34	20,9	9

Выключить помощь

Выход

Данные: Загрузить, Сохранить

Проект: Загрузить, Сохранить, Очистить

Результаты: Расчет, Сохранить, Графики

Рисунок 2.20. Результаты расчета расхода вдольберегового потока наносов на берегах Камского водохранилища у пос. Висим для природной крупности материала

У пос. Висим поступающие в прибрежную зону продукты размыва коренного берега будут вовлекаться во вдольбереговой поток, удаляться с профиля и переноситься на северо-восток к устью залива. Следовательно, очередной год начнется практически с того же самого профиля, лишь слегка изменившего уклон и отступившего вглубь суши. Таким образом, характерных волновых условий берег здесь будет отступать параллельно сам себе с примерно постоянной скоростью 4-5 м/год, что и наблюдается в действительности.

В данном случае, наиболее эффективным, как с технической, так и с экономической точки зрения, способом защиты берега является создание искусственного пляжа из материала с крупностью на порядок большей, чем крупность природного материала и выдвинутого в водоем на некоторое расстояние.

Для проверки предлагаемой концепции с помощью программы «SLM» было выполнено математическое моделирование динамики береговой линии

рассматриваемого сегмента, защищенной искусственным пляжем с крупностью материала 2 мм, бермой выдвинутой в водоем на 8 м и имеющей в тыловой части высоту 1 м над урезом при НПУ. Период моделирования составлял 30 средних «штормовых» лет. Результаты расчета представлены на рисунках 2.21 и 2.22.

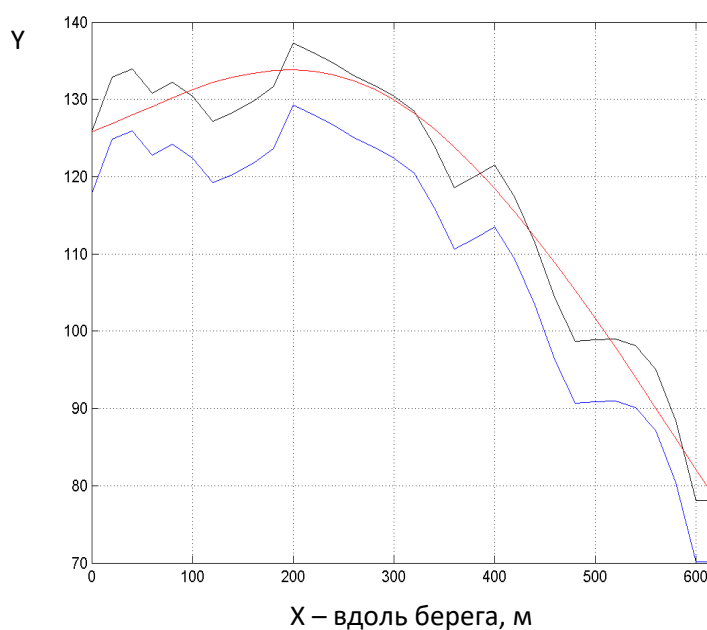


Рисунок 2.21. Результаты моделирования динамики береговой линии Камского водохранилища у пос. Висим при защите берега искусственным гравийным пляжем. Период моделирования – 30 лет (синяя линия – исходное положение естественного берега, черная – исходная форма пляжа, красная – конечное положение береговой линии)

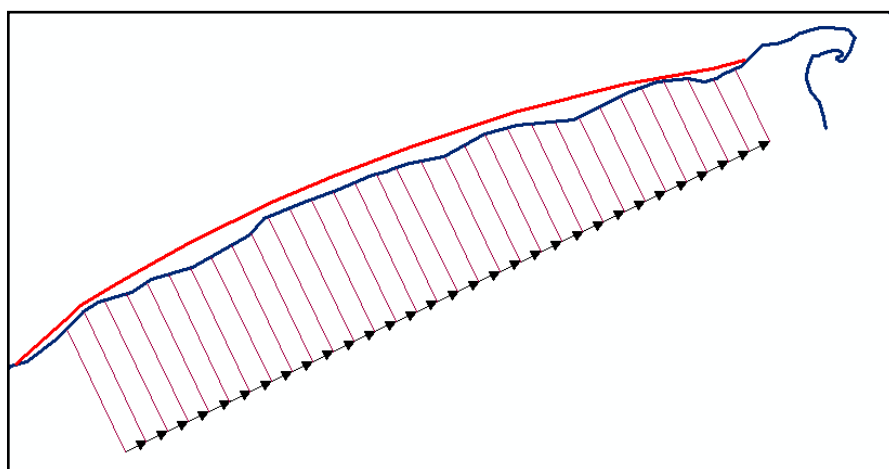


Рисунок 2.22. Общая конфигурация участка левого берега Камского водохранилища у пос. Висим: синяя линия – современная; красная линия – через тридцать лет после создания искусственного пляжа по результатам

математического моделирования.

Помимо вышеописанных программ, для инженерных расчетов берегоформирующих процессов существуют также зарубежные программные комплексы. Наиболее известные из них это продукты MIKE, SBEACH и др. Эти программы широко и достаточно удачно применяются для исследования морских побережий. А поскольку нам известно, что процессы, происходящие на побережье морей и внутренних водоемов схожи, и имеют лишь разные масштабы [Хабидов, 2000], мы вполне имеем право применять эти программы для изучения озер и водохранилищ. В следующей главе будут рассмотрены эксперименты, с применением разных программных продуктов (как зарубежных, так и отечественных аналогов). Сейчас же кратко опишем, функционал наиболее известных зарубежных программ для инженерных расчетов моделирования литодинамических процессов.

SBEACH (Storm-induced BEAch CHange Model) – программа, которая позволяет моделировать изменения пляжа и подводного берегового склона в поперечном направлении. SBEACH представляет собой модель, основанную на эмпирических зависимостях и разработанную для песчаных пляжей с равномерным размером зерен в диапазоне от 0,20 до 0,42 мм.

В качестве основных исходных данных используются: таблица координат исходного профиля берега, крупность материала, высота и период расчетной волны, а также время действия волн на побережье, которое задается количеством временных шагов и значением шага по времени в минутах. Результатом моделирования является таблица координат профиля после штормового воздействия.

2.3.2. Моделирование литодинамических процессов на примере пляжа Новосибирского водохранилища

2.3.2.1. Моделирование динамики профиля пляжа (программы CROSS-P и SBEACH)

Для решения задач прогнозирования береговых процессов волновой природы и выработки проектных решений по защите берегов водоемов существует множество математических моделей, которые реализованы с помощью разных программных продуктов. Как правило, эти программы включают в себя разнообразные функциональные категории. Одной из таких категорий является моделирование переформирования поперечного профиля берега ветровым волнением. Для целей прогнозирования изменения профиля подводного берегового склона были выбраны программные продукты CROSS-P и SBEACH. Модели, по которым идет расчет, а также функционал программ были рассмотрены более подробно в предыдущих разделах.

Напомним, что входными параметрами для программы CROSS-P являются: исходный профиль дна, свойства наносов (плотность, пористость и средний размер частиц), параметры волн на входе (высота, период, угол подхода к берегу), продолжительность действия волнения.

На каждом временном шаге вначале вычисляются распределения высот волн по протяжению профиля, затем рассчитываются скорости эрозии и расходы наносов и, наконец, определяются деформации дна и новый профиль глубин. Процедура повторяется до тех пор, пока текущее время не сравняется с заданной продолжительностью волнения.

Шаг по времени имеет порядок десятков периодов волн. Шаг по пространству для приемлемого разрешения рельефа в районе абразионного клифа не должен превышать нескольких метров.

В качестве основных исходных данных для программы SBEACH используются: таблица координат исходного профиля берега, крупность материала, высота и период расчетной волны, а также время действия волн на побережье, которое задается количеством временных шагов и значением

шага по времени в минутах. Результатом моделирования является таблица координат профиля после штормового воздействия.

Важной особенностью вышеописанных программ является то, что для моделирования можно задать любую штормовую ситуацию с разной продолжительностью. Следовательно, мы можем не только оценить, но и сравнить рельеф полученных профилей в любой момент времени. Имея такую, возможность было бы интересно посмотреть, что случится с одним и тем же пляжем в результате действия на него одинаковых штормовых нагрузок, но при использовании разных программ CROSS-P и SBEACH.

Для эксперимента был выбран искусственный пляж, где располагается один из профилей наблюдательной сети мониторинга берегов Новосибирского водохранилища. Пляж сложен песком средней крупности с медианным размером частиц $d_{50}=0.32$. В качестве параметров расчетной волны, использовались данные, полученные при расчете профиля относительного динамического равновесия [Хомчановский и др., 2011]. В качестве расчетной методики использовались рекомендации из свода правил «Проектирование морских берегозащитных сооружений» [Свод правил ..., 1998]. Параметры волн вне береговой зоны вычислялись по эмпирическим зависимостям, полученным Ю.М. Крыловым с соавторами [Нагрузки и воздействия ... 1989; Свод правил ..., 1998]. Таким образом, были получены средняя высота и период волн, которые составили 1.22 м и 4.28 с. соответственно. Продолжительность шторма, используемая нами, составила 4 и 24 часа (Рисунок 2.23).

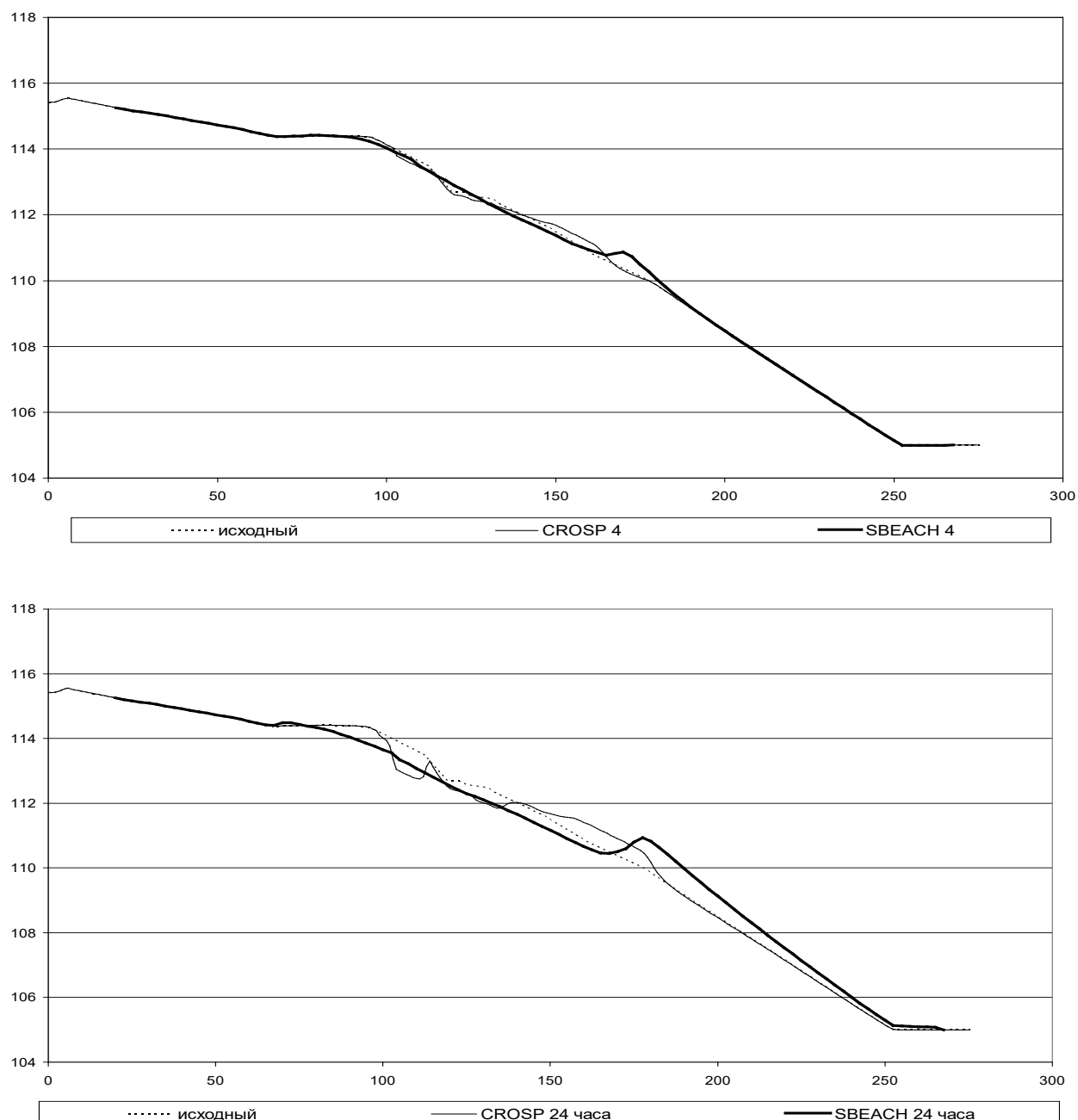


Рисунок 2.23. Профили подводного берегового склона (исходный и рассчитанный в программах CROSS-P и SBEACH для 4-часового и 24-часового волнения).

На первом рисунке мы можем видеть совсем незначительные изменения. Однако уже здесь можно заметить, что график, построенный по результатам моделирования, выполненного в программе CROSS-P, меньше отличается от исходного профиля в отличие от графика, рассчитанного в SBEACH. На профиле CROSS-P размыв наблюдается в приурезовой зоне, в результате чего там образуется небольшая вогнутость. На глубине 1.5-3 м

происходит аккумуляция материала. На профиле SBEACH мы видим практически противоположенную картину: в непосредственной близости от уреза образуется подводный вал, за ним, на глубине 1.5-3 м наблюдается размыв (как раз в той части, где по расчетам CROSS-P идет накопление материала). На втором рисунке профиль SBEACH выравнивается, а подводный вал сдвигается в сторону моря на большую глубину. На графике CROSS-P появляется вал в непосредственной близости от уреза, далее на подводном береговом склоне продолжается аккумуляция. Также наблюдается необычайно крутой склон у уреза, с перепадом высоты более полутора метров, который в реальных условиях вряд ли возможен и тем самым вызывает большие сомнения. Помимо расчета всего профиля, также существуют интегральные критерии, которые нацелены на определение типа профиля в целом – эрозионный или аккумулятивный [Dalrymple, 1992; Larson, 1989]. По всем критериям профиль оказался эрозионным, что в принципе подтверждается математическим моделированием. Однако, вопреки подобным расчетам, изучаемый пляж на протяжении многих лет остается стабильным. С образования этого пляжа в 1960 году, он подвергался реконструкции (подпитке) только один раз в 1980 году [Хомчановский, 2011]. Таким образом, локальный размыв в приурезевой зоне можно объяснить не эрозионным характером профиля в целом, а перераспределением наносов по подводному береговому склону. На графике SBEACH мы видим аккумуляцию на пляже и в зоне обрушения волн и небольшой размыв в приурезевой части (что может объясняться заданной экстремальной штормовой нагрузкой). Теоретический профиль, рассчитанный в программе CROSS-P, показывает немного иную ситуацию. Здесь наблюдается необычайно крутой склон у уреза, с перепадом высоты более полутора метров, который в реальных условиях вряд ли возможен и тем самым вызывает большие сомнения. И все же общий уклон графиков, что в SBEACH, что в CROSS-P достаточно неплохо коррелирует с исходным

профилем, что может говорить о равновесии профиля по отношению к доминирующим динамическим режимам, присущим данному побережью.

Подведя итоги вышесказанному можно сделать следующие выводы. При моделировании переработки профиля берега тип профиля был определен, как эрозионный, хотя за все время своего существования он был достаточно стабилен. Вероятно, это объясняется чрезвычайно большой заданной волновой нагрузкой, наличием всего одной штормовой ситуацией, а также эмпирической основой программ (в частности SBEACH, которая апробировалась на морском побережье, что может также играть существенную роль). В эксперименте участвовали математические модели, представленные двумя программами – CROSS-P и SBEACH, которые в целом показали схожую тенденцию динамики профиля, однако, нашлись и существенные отличия. Хотя математическое моделирование является одним из наиболее действенных инструментов для изучения динамических процессов, протекающих в береговой зоне морей, крупных озер и водохранилищ, следует помнить, что основное количество моделей рассчитано на морские побережья. Пусть и принципиальной разницы в процессах развития берегов морей и водохранилищ нет [Хабидов, 1985], все же для использования той или иной модели необходима калибровка эмпирических параметров, что обеспечит нам наибольшую достоверность производимых расчетов и даст возможность наиболее точно прогнозировать эволюцию профиля.

2.3.2.2. Сравнительный анализ методов расчета профиля динамического равновесия

В последние десятилетия искусственные пляжи получили широкое распространение в берегозащите не только морей, но и крупных внутренних водоемов. Объем отсыпки при создании такого пляжа во многом зависит от формы и длины профиля, находящегося в относительном динамическом равновесии.

Термин «профиль динамического равновесия», введенный впервые В.П. Зенковичем, подразумевает область подводного берегового склона, в пределах которой все наносы находятся в движении, обусловленном действием волн на дно, однако перемещения наносов не происходит ни вниз, ни вверх по откосу и *в среднем* материал не покидает участок подводного берегового склона. Таким образом, профиль динамического равновесия представляет собой плавную кривую, где частицы совершают колебания с условно постоянным перемещением вверх и вниз по откосу не получая общего перемещения по дну и такая кривая будет проходить от уреза до глубин, где действие волн становятся незаметными. Также необходимо отметить, что профиль оказывается вогнутым (уклон возрастает к берегу), причем более крупным наносам будет соответствовать более крутой склон. Если размер зерен не одинаков, то равновесие подразумевает увеличение их крупности с приближением к берегу [Зенкович, 1962].

При решении широкого круга задач используются различные методы расчета профиля относительного динамического равновесия. Нами предприняты попытки оценки надежности некоторых используемых сегодня методов расчета, описание которых будет представлено ниже.

Для получения исходной информации выбран один из искусственных пляжей, созданный на Новосибирском водохранилище, Россия. Этот пляж был намыт в 1959-1962 годах, его реконструкция была проведена через 25 лет и до настоящего времени морфометрические характеристики пляжа существенных изменений не претерпели.

Этот пляж сходен по своей морфологии с морским побережьем, так как основным рельефообразующим процессом является ветровое волнение, что дает нам право рассматривать береговую зону искусственных водоемов, как крупномасштабную физическую модель береговой зоны моря.

Для определения параметров профиля относительного динамического равновесия были использованы 3 подхода: формула Брууна-Дина, методика, приведенная в принятом в Российской инженерной практике своде правил

«Проектирование морских берегозащитных сооружений» и программный продукт SBEACH. Результаты расчетов были сопоставлены с равновесным профилем названного выше пляжа, сложенного песками с медианной крупностью 0,49 мм.

Для расчета профиля относительного динамического равновесия за рубежом используют формулу Брууна-Дина [Dean, 2002]. Математическое выражение для профиля равновесия впервые было предложено Брюном, а впоследствии уточнено Дином, который предложил следующую формулу:

$$h(x) = Ax^{2/3} \quad (2.40)$$

A – параметр крутизны профиля, зависящий от медианной крупности материала (d_{50}): чем крупнее материал, тем круче профиль. Параметр крутизны определяется по следующим соотношениям [Hanson, 1989]:

$$A = 0.41 \cdot d_{50}^{0.94} \text{ при } d_{50} < 0.4 \text{ мм}$$

$$A = 0.23 \cdot d_{50}^{0.32} \text{ при } 0.4 \leq d_{50} < 10 \text{ мм}$$

$$A = 0.23 \cdot d_{50}^{0.28} \text{ при } 10 \leq d_{50} < 40 \text{ мм}$$

$$A = 0.46 \cdot d_{50}^{0.11} \text{ при } 40 \leq d_{50} \text{ мм}$$

В этих формулах A – $\text{м}^{1/3}$, d_{50} – мм.

h – глубина водоема в интервале от 0 до h^* ;

h^* – глубина замыкания – предельная глубина до которой происходит перемещение наносов, а, следовательно, и текущие колебания формы профиля. Для морей характерное значение $h^* \approx 5 - 10$ м, для внутренних водоемов $h^* \approx 2 - 5$ м [Леонтьев, 2009]. Такое различие объясняется воздействием волн, которые возникают на искусственных водоемах с меньшим значением длин разгона. Р. Дж. Халлермейер первый кто разработал рациональный подход для определения глубины замыкания. Она рассчитывалась следующим выражением [Dean, 2002]:

$$h_* = 2.28H_e - 68.5 \left(\frac{H_e^2}{gT_e^2} \right) \quad (2.41)$$

В нашем случае глубина замыкания составила 2.2 м.

Для расчета профиля динамического равновесия по методу Брюна-Дина был задан исходный профиль в виде набора пар горизонтальных и вертикальных координат пляжа, а параметры волн были рассчитаны по юго-западному румбу с наибольшими разгонами волн и наиболее сильными и часто повторяющимися ветрами.

В качестве второй расчетной методики использовались рекомендации из свода правил «Проектирование морских берегозащитных сооружений» [Свод правил ..., 1998]. Согласно этому документу, для определения параметров волн требуемой режимной обеспеченности, рассчитывается скорость ветра наиболее волноопасного направления той же обеспеченности. Поскольку искусственные песчаные пляжи относятся к сооружениям четвертого класса капитальности, использовалась скорость ветра 4% обеспеченности (1 раз в 25 лет). На основе данных по повторяемости ветра за период с 1959 по 1987 г. на билогарифмической клетчатке вероятности была построена кривая распределения скорости ветра. Параметры регистрировались гидрометеорологической станцией «Обская», расположенной в непосредственной близости от наблюдаемого участка

Таким образом, была найдена скорость ветра нужной обеспеченности, которая составила 23 м/с. Параметры волн вне береговой зоны вычислялись по эмпирическим зависимостям, полученным Ю.М. Крыловым с соавторами [Крылов, 1976], которые являются аналитической основой соответствующих номограмм, приведенных в СНиП [Строительные нормы ..., 1984]. Для последующих расчетов наиболее важным для нас параметром является высота расчетной волны, которая в результате вычислений составила 1.22 м (такую же волну мы брали и при расчете профиля по методу Брюна-Дина). На основе полученных данных был построен теоретический профиль относительного динамического равновесия, который представлен на рисунке 2.24.

Следующим подходом при расчете профиля динамического равновесия был выбран метод математического моделирования при помощи программного комплекса SBEACH, в основе которого лежат работы Дина.

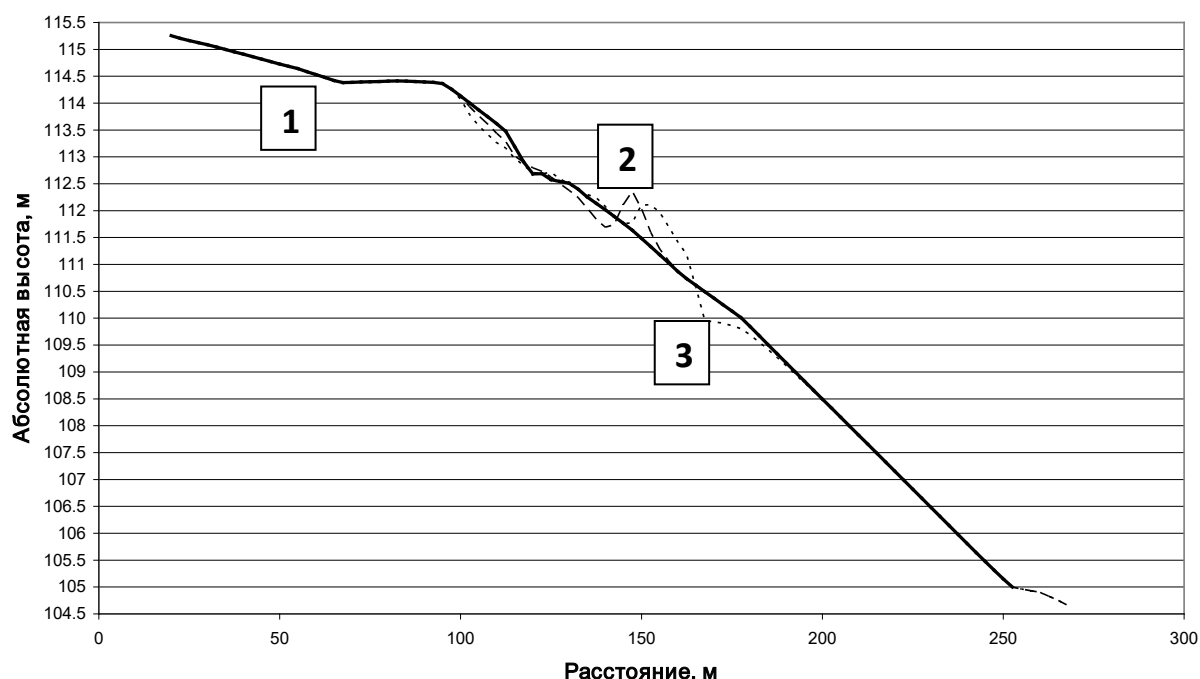


Рисунок 2.24. Результаты моделирования в SBEACH.

- 1 – истинный профиль;
- 2 – профиль при воздействии волнения в течение 138 часов;
- 3 – профиль при воздействии волнения в течение 83 часов.

В качестве основных исходных данных использовались: таблица координат исходного профиля берега, крупность материала, высота и период расчетной волны и время действия волн на побережье, которое задавалось количеством временных шагов и значением шага по времени в минутах. Результаты моделирования представлены на рисунке 2.24. График, который изображен длинным пунктиром, показывает профиль, получившийся при действии волнения в течение 83 часов, а коротким – 138 дней (что в среднем составляет безледоставный период со стабильным уровнем). Параметры волн и медианную крупность материала мы оставили те же, что и при расчетах при помощи других методов.

Рассчитанные профили сравнивались с истинным профилем. Результат сравнительного анализа представлен на рисунке 2.25, где черной линией показан истинный профиль, а пунктирными профили, рассчитанные с помощью различных математических моделей.

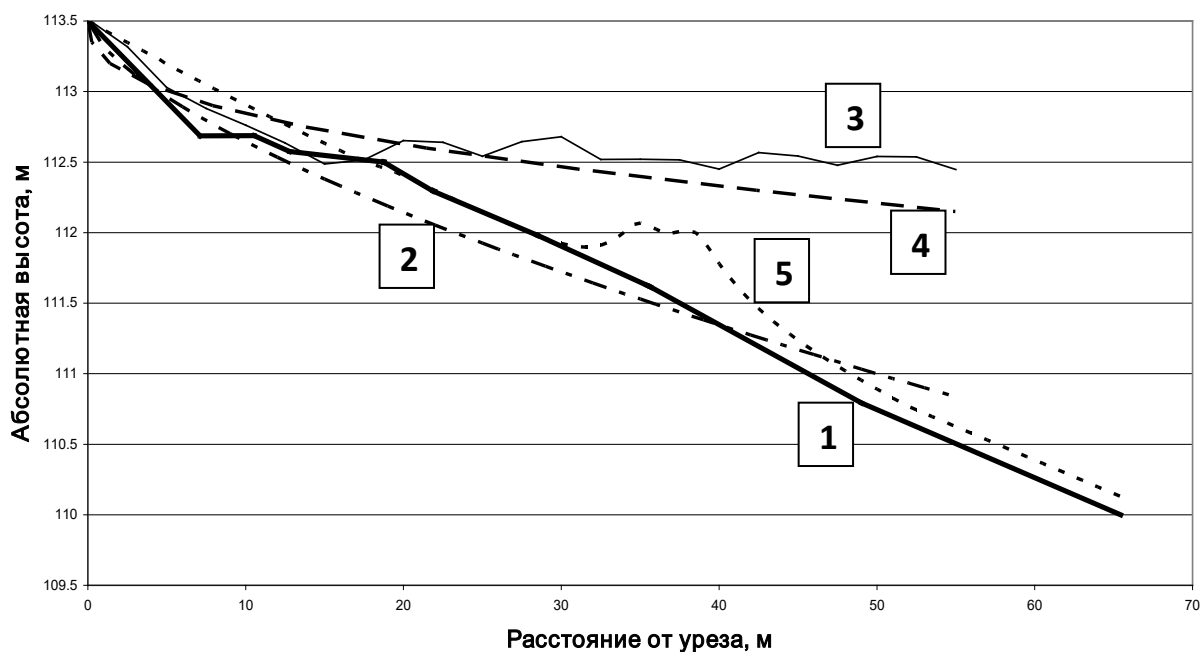


Рисунок 2.25. Сводный график истинного и рассчитанных профилей равновесия.

- 1 – истинный профиль;
- 2 – профиль Брууна-Дина;
- 3 – профиль по SBEACH (4,7 лет);
- 4 – профиль по СП 32-103-97;
- 5 – профиль по SBEACH (138 дней).

По визуальной оценке рисунков можно сказать, что истинный и рассчитанный по методике Дина профили практически полностью совпадают. Под действием текущих волнений материал все время перемещается по склону к берегу и от берега, но не покидает профиль. Тем не менее, при относительно неизменных в долговременном плане внешних условиях осредненная форма профиля за длительный период остается практически неизменной. Так же с истинным профилем хорошо совпадает график, построенный в программе SBEACH за период в 138 дней. Однако здесь существует ряд технических нюансов. Результат частично зависит от

таких настроек программы как ширина ячейки сетки, количество ячеек, значение шагов по времени, количества этих шагов и других технических настроек самой программы, не имеющих отношения к природным факторам.

Но, как правило, изменения рельефа все, же незначительны (появление и размыв подводных береговых валов) и это не отражается на общем уклоне дна, который в свою очередь достаточно неплохо совпадает с истинным профилем пляжа. Что же касается, относительно теоретического профиля, построенного по рекомендациям свода правил, принятого в российской инженерной практике из рисунка видно, что он находится выше профилей, построенных по другим методикам. Кстати, примерно похожую ситуацию мы видим и на графике SBEACH за период в 4.7 года. Но моделирование данной ситуации практически выходит за рамки реально возможных событий, т.к. этот график показывает те параметры профиля, которые существовали бы при постоянном экстремальном волнении в течение 4.7 лет, что, разумеется, невозможно. Это позволяет нам сделать следующие выводы, что теоретический профиль относительного динамического равновесия, рассчитанный по своду правил, который принят в российской инженерной практике, показывает конечную ситуацию, при постоянной экстремальной штормовой нагрузке, что подтверждается моделью SBEACH за долговременный период. Реальный же профиль всегда оказывается ниже. Если пользоваться этими правилами при инженерных решениях, то для отсыпки искусственного песчаного пляжа, вероятно, понадобится значительно большее количество материала, что является экономически не выгодным.

В результате проведенных исследований, была подтверждена модель Дина для расчета профиля динамического равновесия, что, безусловно, представляет немалый, не только теоретический, но и практический интерес. Также, если вспомнить формулу Брууна-Дина, то становится ясно, что форма профиля, зависит в основном от размера частиц, слагающих берег, а не от параметров волн, которые являются ключевыми в других моделях.

Полезным может оказаться и то, что модель была проверена на водохранилище, хотя изначально она была создана для морских берегов [Хомчановский, 2014].

2.3.2.3. Особенности литодинамики северо-восточного побережья Новосибирского водохранилища.

В данном разделе рассмотрены особенности морфо и литодинамики северо-восточной части Новосибирского водохранилища в районе пляжа Академгородка. Основной задачей данной работы явился расчет результирующего вдольберегового потока наносов и последующий анализ исследуемого участка в целом. Выбор объекта исследования обусловлен несколькими немаловажными факторами. Во-первых, на территории рассматриваемого нами района расположены наиболее популярные места отдыха жителей города Новосибирска, такие как: пляж Академгородка, пляж Неоком, парк отдыха «Звезда». Во-вторых, в непосредственной близости от берега расположена железная дорога, а также автомобильная трасса федерального значения М-52. И наконец, изучаемое побережье, в основном, составляет искусственный песчаный пляж, исследование которого представляет немалый научный интерес. На этом пляже присутствует серия волноломов. Их влияние на вдольбереговой поток наносов является весьма существенным и также требует изучения.

Район исследования был разбит на 7 участков, имеющих разную длину и экспозицию (Рисунок 2.26). Для каждого участка были выявлены основные волноопасные румбы и в дальнейшем по ним были рассчитаны параметры волн [Строительные нормы ..., 1984], от которых в конечном итоге зависит полный расход вдольберегового потока наносов. В нашем случае для расчета расхода вдольберегового потока наносов (Q , м³/с) использовалась модель Леонтьева [Леонтьев, 2001].

$$Q = \frac{1}{g(\rho_s - \rho)(1 - p)} \left(0.186 \frac{\varepsilon_b}{\operatorname{tg} \Phi} + 0.038 \cdot \varepsilon_s \cdot \frac{\sqrt{g[h_b]_{1\%}}}{w_s} \right) \cdot [(EC_g)_b \sin \theta_b \cos \theta_b]_{1\%}, \text{ м}^3/\text{с} \quad (2.42)$$

ρ_s , - плотность наносов (кг/м³), для кварцевых песков – 2650 кг/м³

ρ – плотность воды (кг/м³), для пресной воды – 1000 кг/м³

p – коэффициент пористости (для песчаного грунта – 0.4)

$\varepsilon_b=0.1$ - коэффициент эффективности транспорта влекаемых наносов

$\varepsilon_s=0.02$ – коэффициенты эффективности транспорта взвешенных наносов

$\Phi=0.6$ (в радианах) $\approx 33^\circ$ - угол естественного откоса песчаного грунта

w_s - гидравлическая крупность наносов, м/с

H – высота волны, м

C_g – фазовая скорость волны, м/с

θ – угол подхода волны

h – глубина воды, м.

Для определения продолжительности волновых нагрузок были использованы данные о средней повторяемости ветра по скорости и направлениям за безледоставный период для волноопасных румбов (15 апреля – 15 ноября) с метеостанции Обская за 1990-2010 гг. (таблица 2.3).

Таблица 2.3.

Повторяемость ветра (час/год)
Обская ГМО, безледоставный период, 15.04-15.11, 1990-2010гг.

V, м/с	Румбы								
	ВЮВ	ЮВ	ЮЮВ	Ю	ЮЮЗ	ЮЗ	ЗЮЗ	З	ЗСЗ
	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW
1	37,9	43,4	52,0	101,6	74,1	70,7	62,9	118,6	42,6
2	32,3	50,4	51,1	98,3	91,9	110,9	92,9	114,1	26,0

3	22,6	50,7	46,6	76,9	82,3	114,6	73,1	61,7	11,0
4	17,6	40,6	36,3	61,9	61,1	90,1	49,7	31,1	4,1
5	11,7	22,9	25,9	42,1	40,6	56,3	26,0	12,9	1,4
6	5,6	10,4	16,3	36,9	25,3	31,7	12,3	7,7	0,7
7	1,7	5,4	10,6	26,4	23,0	17,3	7,6	3,0	0,3
8	2,0	2,3	7,3	16,6	15,0	11,4	3,0	1,0	0,3
9	0,6	0,9	3,3	10,4	13,3	6,3	1,7	0,7	
10	0,1	1,4	2,4	8,3	6,9	6,3	0,6	0,1	
11	0,1	0,4	1,7	3,0	5,4	3,0	0,1		0,1
12	0,1	0,1	1,4	3,3	4,0	1,7	0,3		0,1
13			0,3	0,4	0,6	1,4			
14				0,4	1,0	0,3			
15			0,1		0,1	0,1	0,1		
>=16									
Итого:	132	229	255	486	445	522	330	351	87

На исследуемых участках было заложено 6 створов сети мониторинга (Рисунок 2.26), на которых были отобраны пробы грунта и проведена геодезическая съемка подводного берегового склона. По результатам анализа проб по каждому участку была определена медианная крупность материала (d50), которая составила от 0,3 до 0,5 мм.

Используя данные отбора проб и таблицы 2.3, по формуле (2.42) для каждого участка были рассчитаны годовые ёмкости потока наносов (м³/год) по направлениям и их результирующее значение. Результаты представлены в таблице 2.4 и на рисунке 2.26.

Таблица 2.4.

№ участка	Годовые значения расходов наносов, м ³ /год		
	Q+ (слева-направо)	Q- (справо-налево)	QΣ (результующий)
1	3404	-460	2944
2	4402	-45	4357
3	5328	-715	4613
4	7763	-1042	6721
5	346	-6664	-6318
6	145	-5100	-4955
7	2182	-3969	-1787

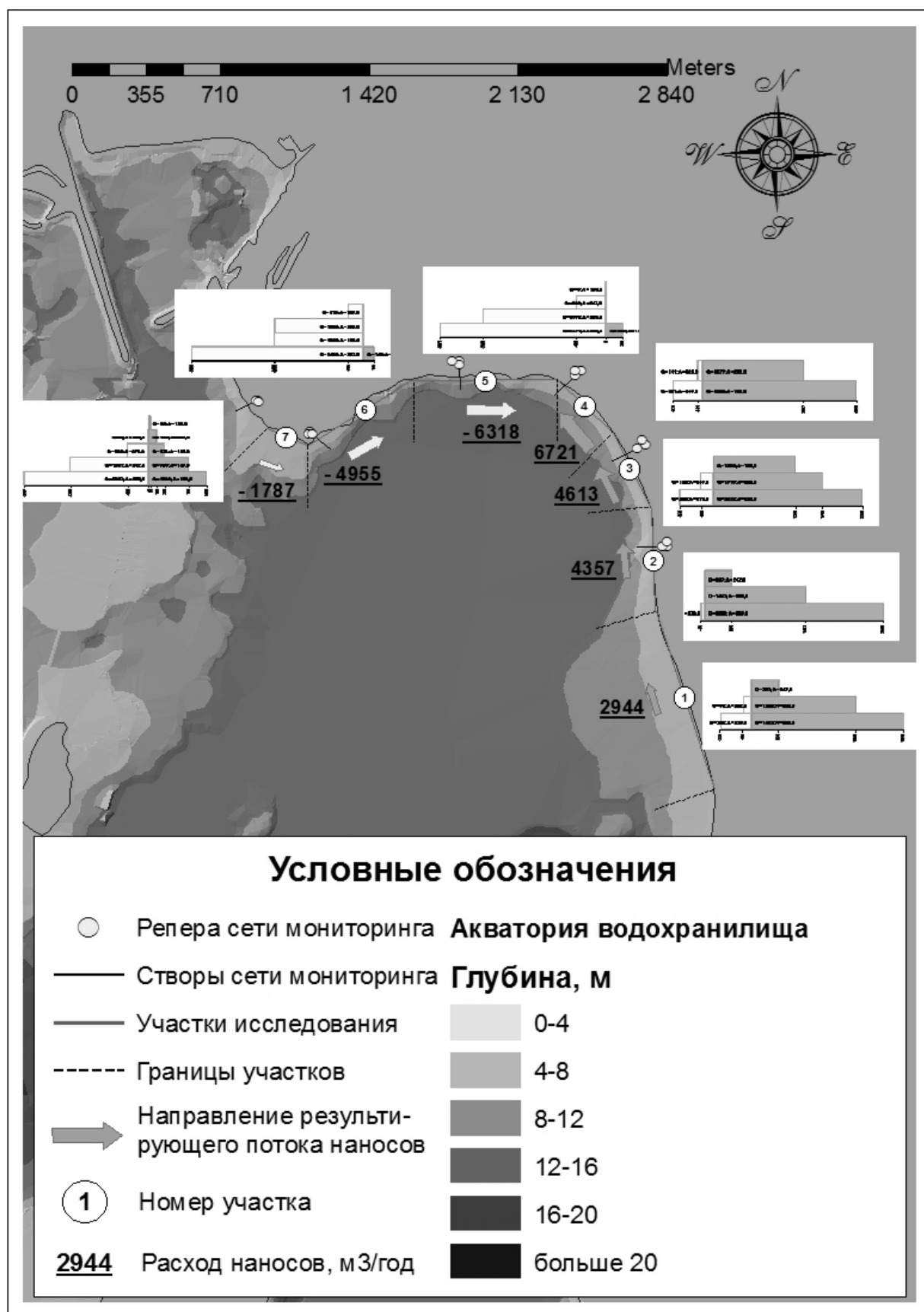


Рисунок 2.26. Направление и ёмкость результирующего вдольберегового потока наносов по исследуемым участкам.

Проанализировав полученные результаты, можно сделать вывод о существовании двух вдольбереговых потоков. Один поток наносов является положительным (слева-направо при взгляде с берега в акваторию) и направлен с юга на север, он проявляет себя с 1 по 4 участок. На 5 участке ситуация кардинально меняется и основные расходы материала приходятся в противоположенную сторону. На 6 и 7 участках транспорт наносов также отрицательный. Существование двух встречных потоков можно объяснить сменой экспозиции береговой линии и преобладанием ветров юго-западного направления.

Результаты математического моделирования наглядно отражаются в рельефе. На спутниковом снимке (Рисунок 2.27) отлично видно, что аккумулятивные формы, примыкающие к крайним волноломам, имеют размеры существенно большие, по сравнению с другими.

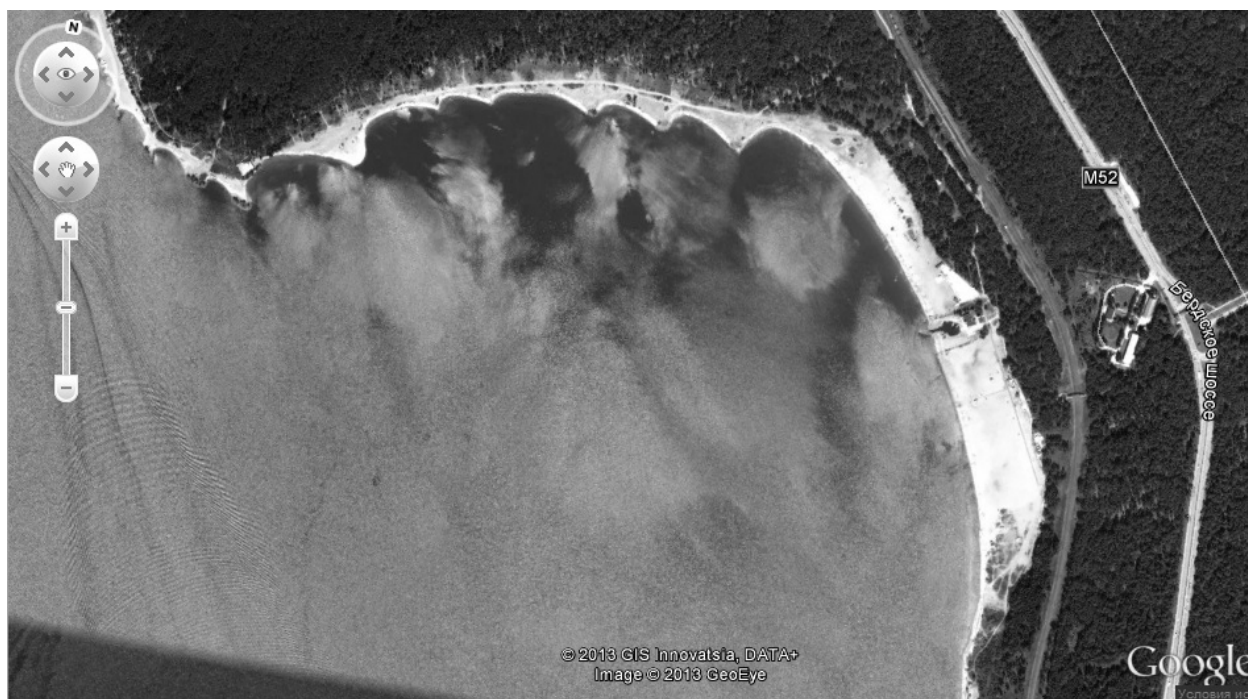


Рисунок 2.27. Спутниковый снимок района пляжа Академгородка.

Также стоит отметить, что во время осенних штормов 2012 года, на участке 7 шел активный размыв берега (Рисунок 2.28, а), в то время как на 6 участке образовывалась коса (Рисунок 2.28, б), что свидетельствует о

существовании вдольберегового потока наносов с 7 на 6 участок. Данный факт также подтвердился результатами расчетов, что позволяет нам рассматривать математическое моделирование как весьма действенный инструмент для изучения динамических процессов, протекающих в береговой зоне водохранилищ.



а

б

Рисунок 2.28. Размыв берега на 7 участке (а) и аккумуляция материала на 6 участке (б).

2.3.2.4. Численное моделирование изменения профиля пляжа северо-восточного побережья Новосибирского водохранилища в условиях сезонных колебаний уровня

В качестве объекта моделирования нами был выбран искусственный пляж, сложенный песчаными наносами, расположенный на Новосибирском водохранилище. Этот пляж был намыт в 1959-1962 годах, его реконструкция была проведена через 25 лет и до настоящего времени морфометрические характеристики пляжа существенных изменений не претерпели. Поэтому

одной из задач данной работы являлось подтверждение относительной стабильности этого пляжа в конкретных гидрометеорологических условиях.

Для целей моделирования переформирования профиля берега была выбрана модель SBEACH (Storm induced Beach Change), разработанная в США Центром береговых исследований (Coastal Engineering Research Center) [Larson, 1989].

Исходный профиль пляжа и подводного берегового склона был измерен при помощи геодезической съёмки, которая проводилась в 2010 году в рамках государственного контракта «Создание автоматизированной информационной системы мониторинга берегов и дна Новосибирского водохранилища». Также были отобраны пробы грунта, которые впоследствии были проанализированы в лаборатории, их медианный размер составил 0.318 мм. Остальные исходные данные были взяты по результатам срочных (каждые 3 часа) наблюдений Обской гидрометеорологической обсерватории (Обская ГМО) за 2010 год. Станция находится в непосредственной близости от района исследований.

В ходе работы были выбраны основные волноопасные направления. Для нашего района наблюдения это оказались южный, юго-западный и западный румбы. Также использовались скорости ветра только более 3.5 м/с. Основанием для этого послужила шкала Бофорта, принятая Всемирной метеорологической организацией для приближенной оценки скорости ветра по его воздействию на наземные предметы или по волнению в открытом море. При моделировании годовой штормовой ситуации использовались данные только за безледоставный период, средняя продолжительность которого по данным [Гидрометеорологический режим ..., 1979] составляет 175 суток. Таким образом, на основании вышеописанных ограничений, была составлена таблица, которая отражала штормовой цикл за год. Поскольку Новосибирское водохранилище является водоемом сезонного регулирования, уровень водоема в течение года изменяется. В ходе колебаний уровня воды существует три отчетливо выраженные фазы: повышения уровня воды в

период наполнения водоема, стабилизации на отметках НПУ (при возможных превышениях НПУ) и понижения до отметок УМО. Для Новосибирского водохранилища средняя дата начала наполнения водохранилища – 19.04, средняя дата установления НПУ – 02.06, средняя дата начала сработки уровня водохранилища – 02.10 [Хабидов, 2009]. Как известно, длиннопериодные колебания уровня воды естественным образом влекут за собой изменения глубин водоема и характерных длин разгона волн, влияя на условия развития ветрового волнения на акватории водохранилищ и особенности взаимодействия волн с его берегами. Поэтому данные по штормовому году из ранее составленной таблицы разбивались по группам с примерно одинаковым уровнем. Далее происходила группировка данных по направлению и скорости ветра. В итоге мы получили набор штормов с информацией о направлении, скорости и продолжительности действия ветра. В дальнейшем эти данные использовались для расчета параметров волн. Для этих целей в качестве расчетной методики использовались рекомендации из СНиП 2.06.04-82* «Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов)». [Нагрузки и воздействия ..., 1989]. По цифровой карте вычислялись характеристики последовательных участков разгона (их длина и глубина в конце участка), а также набор желаемых расчетных скоростей ветра, действующего на разгоне. Для определения деформации профиля пляжа волновые воздействия на временном интервале моделирования задавались в виде последовательности штормов, каждый из которых характеризовался высотой, периодом волны и углом подхода относительно генерального направления, а также продолжительностью. Шаг по времени составил 30 сек., шаг по пространству 2.5 метра, что соответствует условию выбора численной схемы, определяемой требованиями ее устойчивости и минимума затрат времени на вычисления [Larson, 1989]. На Рисунок 2.29 представлены результаты моделирования деформации профиля при действии волновых нагрузок в течение одного года (Рисунок 2.29).

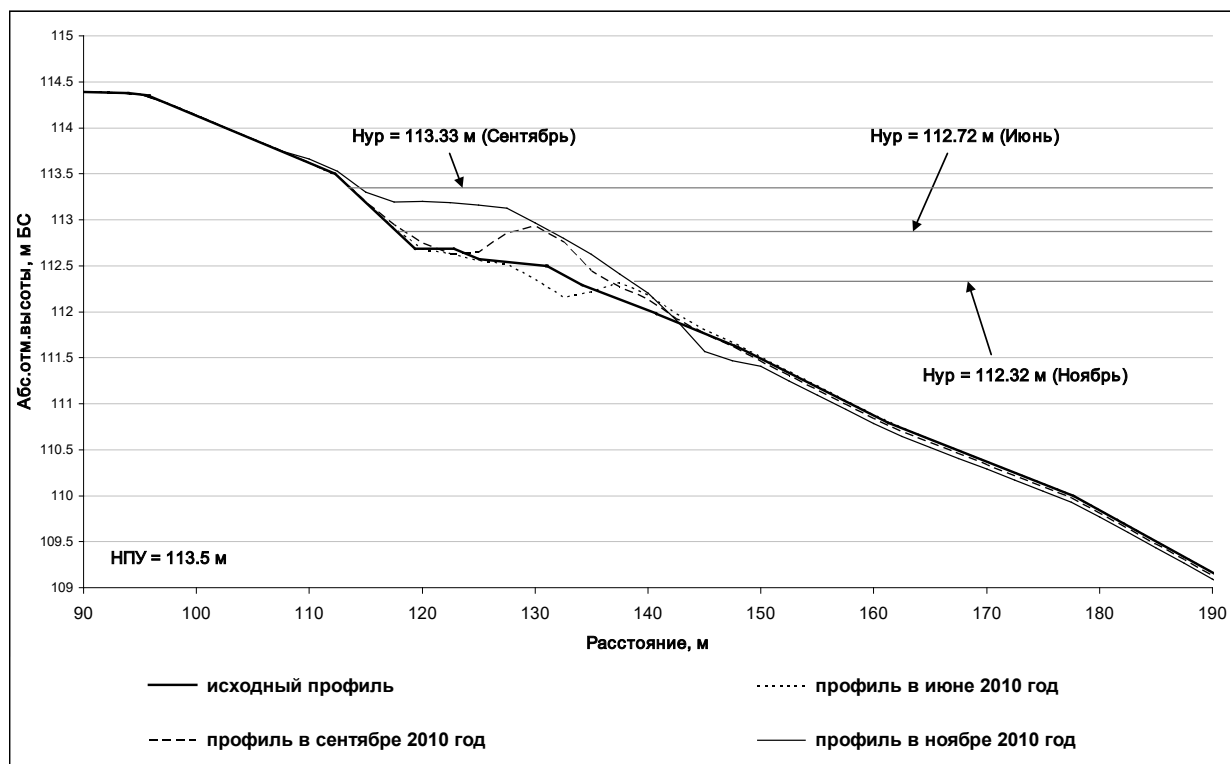


Рисунок 2.29. Результат моделирования штормовых деформаций профиля искусственного пляжа на Новосибирском водохранилище

Проанализировав весь штормовой цикл и реакцию подводного берегового склона на отдельные шторма можно сделать следующие выводы: переформирование профиля происходит преимущественно при штормах юго-западного направления, изменение уровня водохранилища кардинально влияет на характер деформации профиля, основные изменения в береговом рельефе происходят в межсезонье (весной и осенью). Итак, назовем возможные причины таких результатов. Наибольшее влияние штормов юго-западного направления, вероятно, вызвано тем, что именно для этого румба характерна наибольшая длина разгона (более 40 км, где разгоны других румбов не превышают 10 км) и наибольшие глубины по разгону. По этим причинам на данном участке образуются волны с наибольшими параметрами, по сравнению с другими румбами, при одинаковой силе ветра. Например, при ветре 5 м/с волна юго-западного направления будет составлять 0.46 м, такая же волна южного направления достигается лишь при

10 м/с. Также следует отметить, что продолжительность действия ветров юго-западного направления составляет почти половину всех штормов. Что касается изменения уровня, как фактора берегоформирующих процессов, здесь можно сказать следующее: ввиду особенностей уровня режима Новосибирского водохранилища, его сработка и наполнение приходится как раз на межсезонье. Принимая во внимание тот факт, что основные шторма происходят осенью [Гидрометеорологический режим ..., 1979], во время понижения уровня, то оба эти фактора, накладываясь друг на друга, значительно влияют на процессы, изменяющие рельеф береговой зоны. Примером может служить ситуация, произошедшая в сентябре, рассматриваемого нами 2010 года. Ранее образованный вал (в результате довольно сильного шторма юго-западного направления) вынесло на пляж, за счет понижения уровня, образовав прислоненную террасу, с характерным ярко-выраженным изгибом. Кстати, подобные формы рельефа были обнаружены и при повторном исследовании этого участка в 2012 году. Необходимо также отметить, что результаты моделирования показали относительную стабильность пляжа, что также подтверждается его многолетним существованием.

ГЛАВА 3 ФОРМИРОВАНИЕ АККУМУЛЯТИВНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

3.1. Формирование аккумулятивных берегов

Аккумулятивный (намывной) берег – наступающий берег океана, моря, озера, водохранилища, образующийся в результате накопления прибрежно-морских наносов выше уровня моря. Может быть сформирован за счёт аккумуляции материала, поступающего в прибойную зону со дна моря, (т.е. подводного склона), поступающего вдоль берега с потоком наносов, приносимого в береговую зону иными, не волновыми процессами (напр., аллювиальными, эоловыми и др.) [Геоморфологический словарь-справочник..., 2002]. Аккумулятивные берега сложены различными аккумулятивными формами рельефа, которые образуются за счет накопления осадков. В данном разделе речь пойдет как о надводных (бар, пляж, томболо, пересыпь и др.), так и о подводных формах (подводные береговые валы).

К аккумулятивным формам берегового рельефа относятся: аккумулятивные террасы, бары (подводные, островные, береговые, приустьевые), береговые дюны, береговые валы, косы, пересыпи, песчаные волны, пляжи, подводные валы, томболо. Образование и развитие этих форм рельефа как правило контролируются поперечным или вдольбереговым направлением движения наносов, слагающих берег. Появление таких аккумулятивных образований как косы связано с уменьшением энергии вдольбереговых течений при смене экспозиции береговой линии. Томболо образуются в области волновой тени, где происходит накопление материала,двигающегося вдоль берега. Ярким примером такой формы рельефа на Байкале является полуостров Святой Нос. Образование береговых валов и баров связано с поперечным перемещением материала. Про основные концепции образования этих форм и историю их изучения речь пойдет в конце данного параграфа.

Основным фактором образования аккумулятивных форм рельефа является ветровое волнение. Ветер генерирует волны, которые в свою очередь создают различные виды течений: вдольбереговое, компенсационное, разрывное и др. Все эти процессы впоследствии влияют на морфологию берега. Однако, как правило, существует определенный набор процессов и факторов которые создают особые обстановки рельефообразования и осадконакопления водоема. А.Ш. Хабидов [Хабидов и др., 1999] выделял три типичных обстановки для водохранилищ: область флювиального морфолитогенеза, область волнового морфолитогенеза и переходная область. Зона выклинивания подпора (место где река впадает в водохранилище) характеризуется доминирующим фактором флювиального рельефообразования. Основные процессы присутствующие в этой области – боковая эрозия и аккумуляция речных наносов в виде многочисленных островов. Постепенно (с удалением к плотине) флювиальные факторы сменяются волновыми, где основными процессами рельефообразования становится абразия и аккумуляция материала за счет волновых процессов (косы, бары, валы). Эта часть водоема характеризуется областью волнового морфолитогенеза.

Формирование аккумулятивных берегов хорошо изученно в специальной литературе. Ещё в 30-х годах XX века Ф.П. Саваренским [Саваренский, 1935] в его работах обсуждались вопросы аккумуляции в береговой зоне и впервые появился термин «переработка берегов».

Пожалуй одним из наиболее значимых трудов не только советской береговой геоморфологии, но и мировой науки в области береговедения в целом, являются работы В.П. Зенковича [Зенкович, 1962]. В своем известном труде «Основы учения о развитии морских берегов» В.П. Зенкович (1962) рассматривал основные представления о гидродинамике прибрежной зоны, морские наносы и их поперечное перемещение, основные берегоформирующие процессы: абразионные, аккумулятивные, эоловые, тектонические, склоновые, биогенные процессы. Подробно рассмотрены

основные элементы рельефа береговой зоны, а также сформулирован ряд фундаментальных законов и положений (например закон Брууна-Зенковича, подробнее рассмотрен в других главах данной работы). Дано важное понятие профиля динамического равновесия. Представлены некоторые задачи дальнейших исследований, которые актуальны и по сей день.

Другим важнейшим трудом, посвященным объединению знаний об аккумулятивных процессах в береговой зоне является монография О.К. Леонтьева с соавторами «Геоморфология морских берегов» [Леонтьев и др., 1975]. В данной работе предпринята попытка объединить и структурировать предыдущие исследования о берегах.

На современном этапе аккумулятивными процессами и формами рельефа в береговой зоне занимались Ю.Д. Шуйский, Е.И. Игнатов, Л.А. Жиндарев, Е.Н. Бадюкова, П.Ф. Бровко, В.П. Бобыкина, В.М. Пешков, И.О. Леонтьев, А.Ш. Хабидов и т.д. Е.И. Игнатов (2004) и Е.Н. Бадюкова (1996) в своих работах затронули важный вопрос реакции берега на изменения уровня водоема. Основные их труды посвящены Каспийскому морю, как одному из наиболее динамичных водоемов с точки зрения его уровня режима. За последние 100 лет уровень Каспийского моря неоднократно менялся более чем на 1 м, что позволило использовать его как полигон для этого важного направления береговой геоморфологии и литодинамики.

Е.И. Игнатов (2004), Ю.С. Долотов (1989), А.О. Селиванов (1996) в своих трудах осветили несколько режимов переформирования берега в связи с изменением уровня :1). Пассивное затопление суши на отмелях берегах; 2). Появление бара в зоне обрушения волн; 3). Размыв верхней части подводного берегового склона, переработка наносов волнами и выброс их к урезу; 4). Образование вала из наносов подводного склона и смещение этого вала в сторону суши. В вышеописанных случаях профиль равновесия становится ниже предыдущего (до подъема уровня). 5). Размыв берега и надстройка подводного берегового склона этим материалом, т.е. профиль становится наоборот выше. Такой вариант полностью соответствует правилу Брууна-

Зенковича. 6). Перестройка абразионного берега с аккумулятивным телом, образованным в процессе регрессии. Берега трансгрессивно-регрессионного типа характеризуются инерционным запаздыванием, т.е. некоторое время продолжают развиваться по регрессионному типу после подъема уровня и наоборот [Игнатов, 2004]. Возможно это одна из причин образования баров.

Напомним что первыми кто обратил внимание на связь отступления берега и подъема уровня моря были советский ученый В.П. Зенкович и американский инженер П. Бруун (1962). Впоследствии это правило получило название Зенковича-Брууна. В.П. Зенкович (1962) рассматривает три варианта развития берега:

1. При повышении уровня море подходит к древним клифам, размывая их вырабатывается профиль равновесия, продукты размыва перемещаются вниз по склону;

2. Если суша наклонена к морю под меньшим углом, чем профиль равновесия подводного берегового склона, размывается край этой суши и крупный материал перемещается в сторону суши, формируя береговой вал, который перемещаясь в сторону суши постепенно подтопляется, т.к. часть расположенной за ним приморской равнины оказывается ниже уровня моря. Затем образуется лагуна и вал превращается в бар.

3. Промежуточная ситуация, когда часть размываемых наносов устремится к берегу в процессе выработки профиля равновесия, а часть от него.

Одним из сложных и весьма спорных вопросов аккумулятивного рельефообразования в береговой зоне является генезис и динамика барьерных форм рельефа (береговых и островных баров).

Береговыми барами называются узкие длинные полосы морских наносов, поднятые над уровнем моря и протягивающиеся на некотором расстоянии от коренной суши параллельно генеральному направлению морского берега. За береговыми барами располагаются лагуны [Зенкович, 1957]. Подводный, островной и надводный бар являются различными

стадиями развития береговых баров. Существует несколько теорий образования береговых баров и барьерных островов [Dean, Dalrymple, 2002]:

1. De Beaumont theory (Offshore bar theory)(1845) – бары появляются за счет размыва дна волнами, где существует избыточное количество наносов;
2. Gilbert-Fisher theory (Spit accretion theory)(1885) – бары появляются в результате вдольберегового транспорта наносов. Сначала образуются косы, затем косы отделяются от корневого берега и формируется береговой бар;
3. McGee-Hoyt (Submergence theory)(1890) – бары есть результат подтопления бывших береговых валов в результате подъема уровня;
4. Schwartz (1971) – сначала бары формировались на суше, затем затапливались и двигались в сторону моря на континентальный шельф.

Было выявлено что бары часто образуются на берегах погружения [Russel, 1936; Зенкович, 1957; Леонтьев, 1961; Буданов, Ионин и др., 1960; Соловьева, 1977]. Бары и валы являются разномасштабными явлениями [Егоров, 1956; Айбулатов, 1990]. О.К. Леонтьев (1961) и Л.Г. Никифоров (1964) утверждают что для образования бара необходимо наличие перегиба на подводном береговом склоне. В.П. Зенкович (1962) рассматривает возможность формирования бара при выработке профиля равновесия на плоской наклонной поверхности независимо от колебания уровня. Бары могут появиться на поверхности за счет регрессии моря (как палеоформы), а также это могут быть древние прирусловые валы (образованные за счет речных отложений). Экспериментальные исследования показали, что аккумулятивная форма может перейти из подводного в надводное состояние только в условиях относительного понижения уровня [Леонтьев, Никифоров, 1966]. Большинство баров реликтовые неустойчивые формы рельефа, образовавшиеся при повышенном уровне моря. Этим и объясняется их почти повсеместный размыв при современных условиях [Леонтьев, Никифоров, 1965];

3.2. Динамика аккумулятивных берегов на водоемах с искусственным регулированием уровня

3.2.1. Формирование аккумулятивных берегов Новосибирского водохранилища

Новосибирское водохранилище образовано в результате перекрытия русла реки Обь в 2986 км от устья плотиной Новосибирской ГЭС. Створ Новосибирского гидроузла расположен в 30 км от центра города выше по течению р. Обь. Водохранилище было основано в 1956 г. и простирается с юго-запада на северо-восток от г. Камень-на-Оби до г. Новосибирск. Новосибирская ГЭС была создана в целях развития энергетики, в качестве регулирующего и мобильного источника электроэнергии и является единственной гидроэлектростанцией на р. Обь. Водные ресурсы водохранилищ используются для водоснабжения, ирригации, рыбного хозяйства, безопасного пропуска половодий и паводков, водного транспорта, а также в рекреационных целях. Новосибирское водохранилище находится на территории двух субъектов Российской Федерации – Новосибирской области и Алтайского края и имеет следующие морфометрические характеристики: объем – 8,8 куб.км, площадь – 1070 кв.км, длина – 208 км, максимальная ширина – 22 км, максимальная глубина – 25 м, протяженность береговой линии – 800 км. Все значения даны при нормальном подпорном уровне (НПУ).

Большая часть аккумулятивных берегов Новосибирского водохранилища сосредоточена в зоне флювиального морфолитогенеза (40 км вниз по течению от начала водохранилища г.Каменя-на-Оби) и представлена островами. Е.А. Федоровой (2016) была рассчитана площадь островов на момент создания водохранилища (по данным 1960 г.) и на 2008 г. За этот период (48 лет) количество островов увеличилось на 16, а их общая площадь – на 25 кв.км. За счет аккумуляции увеличилась и длина береговой линии на 184 км. Процесс переработки берегов в области волнового

морфолитогенеза привел к образованию многочисленных прибрежных отмелей. Также произошло перекрытие мелких заливов косами и пересыпями [Хабидов, 2000].

В северной части водохранилища было создано несколько искусственных песчаных пляжей, которые существуют и по сей день. Подробно их функционирование обсуждалось на международных научно-практических конференциях «Создание и использование искусственных земельных участков на берегах и акватории водных объектов» в 2011 и 2013 годах. Автором неоднократно проводились эксперименты по математическому моделированию береговых литодинамических процессов на этих пляжах. Основные результаты и выводы отражены в главе 2.3.2 данной работы. Также коллективом Института водных и экологических проблем СО РАН (при участии автора) разработана система мониторинга Новосибирского водохранилища, которая используется в данный момент при управленческих решениях Верхне-Обским бассейновым водным управлением Федерального агентства водных ресурсов. Пожалуй, основной методологический вывод, который можно сделать из многолетнего опыта работ на Новосибирском водохранилище, это то что большинство программ и моделей, успешно используемых при моделировании морских и океанических береговых процессах (которые рассматривались во 2 главе) можно применять и на песчаных (в том числе искусственных) пляжах внутренних водоёмов. На аккумулятивных берегах Новосибирского водохранилища были опробованы различные как отечественные, так и зарубежные модели береговых литодинамических процессов. Доказана их работоспособность и применимость на водоёмах с сезонным регулированием уровня. Один из результатов моделирования аккумулятивного песчаного пляжа Новосибирского академгородка показал интересную динамику движения подводного вала «назад и вверх» по подводному береговому склону при подъеме уровня (см. гл. 2.3.2.4). Как будет рассмотрено ниже, схожим образом ведут себя береговые бары оз. Байкал.

3.2.2. Формирование аккумулятивных берегов на оз.Байкал

По данным [Атлас озера..., 1969] и [Потёмкина, 2000] на Байкале существует два основных типа берегов – абразионные и аккумулятивные. Из 2000 км береговой линии озера 80% приходится на абразионные берега, а остальные 20% – на аккумулятивные.

Аккумулятивные берега на озере имеют незначительное распространение. Они представлены пологими участками с сравнительно широкими мельководьями и песчаными пляжами. К ним относятся дельтовые берега, а также берега с сорами и с развитием эоловых процессов. Аккумулятивные берега приурочены в основном к восточному склону озерной впадины, а также распространены на севере озера. Местами аккумуляции в основном являются приустьевые участки рек и вершины бухт. Здесь образуются различные аккумулятивные формы рельефа: пляжи, пересыпи, бары, косы, береговые валы. Подводные аккумулятивные формы рельефа изучены достаточно слабо. Однако, по данным А.В. Пинегина и др. (1976) подводные аккумулятивные формы повторяют контуры надводных аккумулятивных образований. В результате усиления размыва берегов увеличивается поступление наносов на дно, что способствует росту аккумулятивных донных форм и смещение их в сторону берега. Особенно сильно на динамику аккумулятивных форм рельефа Байкала повлияло изменение его уровня в результате строительства Иркутской ГЭС.

Наиболее важным фактором, определяющих развитие берегов по абразионному или аккумулятивному типу, является характер геоморфологического строения подводных и надводных береговых склонов байкальской впадины. Многочисленные подводные каньоны перехватывают потоки наносов и последние стекают по ним на большие глубины. На юге Байкала в каньоны уходит практически весь твердый сток речных наносов. На распространение аккумулятивных форм рельефа влияет особенный

характер ветро-волнового режима. Расчлененность берегов и доминирующее направление ветров юго-западного и северо-восточного направления создали благоприятные условия для формирования аккумулятивных форм в бухтах. Повышение уровня оз. Байкал изменило ход некоторых берегоформирующих процессов. Значительное количество старых аккумулятивных форм начало размываться, однако, благодаря поступлению материала на подводный береговой склон в связи с активизированным размывом берегов, создались условия для образования новых форм или восстановления некоторых старых [Пинегин и др., 1976].

Наибольшим на Байкале по протяженности аккумулятивным участком является район устья р. Селенга с заливом Провал и Истокским сором. Недалеко к югу расположен Посольский сор также знаменитый своими косами. Динамика Посольского сора была подробно изучена А.В. Пинегиным с соавторами (1976). По материалам 1950-1972 гг. отчетливо видно движение прорвы между нижней и верхней косами в сторону движения наносов (от нижней к верхней косе). По оценкам А.В. Пинегина и др. (1976) за последние 150 лет средняя скорость движения дистальной части косы 12 м в год, за исключением периода 1950-1951 гг., где перемещение достигло 30 м в год, когда был резкий подъём уровня озера (рис. 3.1). Подъём уровня в 50-х годах оказал влияние и на площадь кос, которая сократилась менее чем за 10 лет на 40 %. Помимо этого появилось еще несколько прорв на теле кос. Примечателен и тот факт, что гранулометрический состав нижней и верхней косы различен. Нижняя коса состоит из более крупной фракции. Подобная ситуация наблюдается и в районе островного бара Ярки. Очертания выступов кос Посольского сора отражают график колебаний уровня озера, составленного А.Н. Афанасьевым (1967). На основе этих зависимостей А.В. Пинегиным и др. (1976) был установлен возраст косы в 500-600 лет. Отмечена четкая корреляция динамики площади тела кос, движения основной прорвы и появление/заполнения новых прорв с

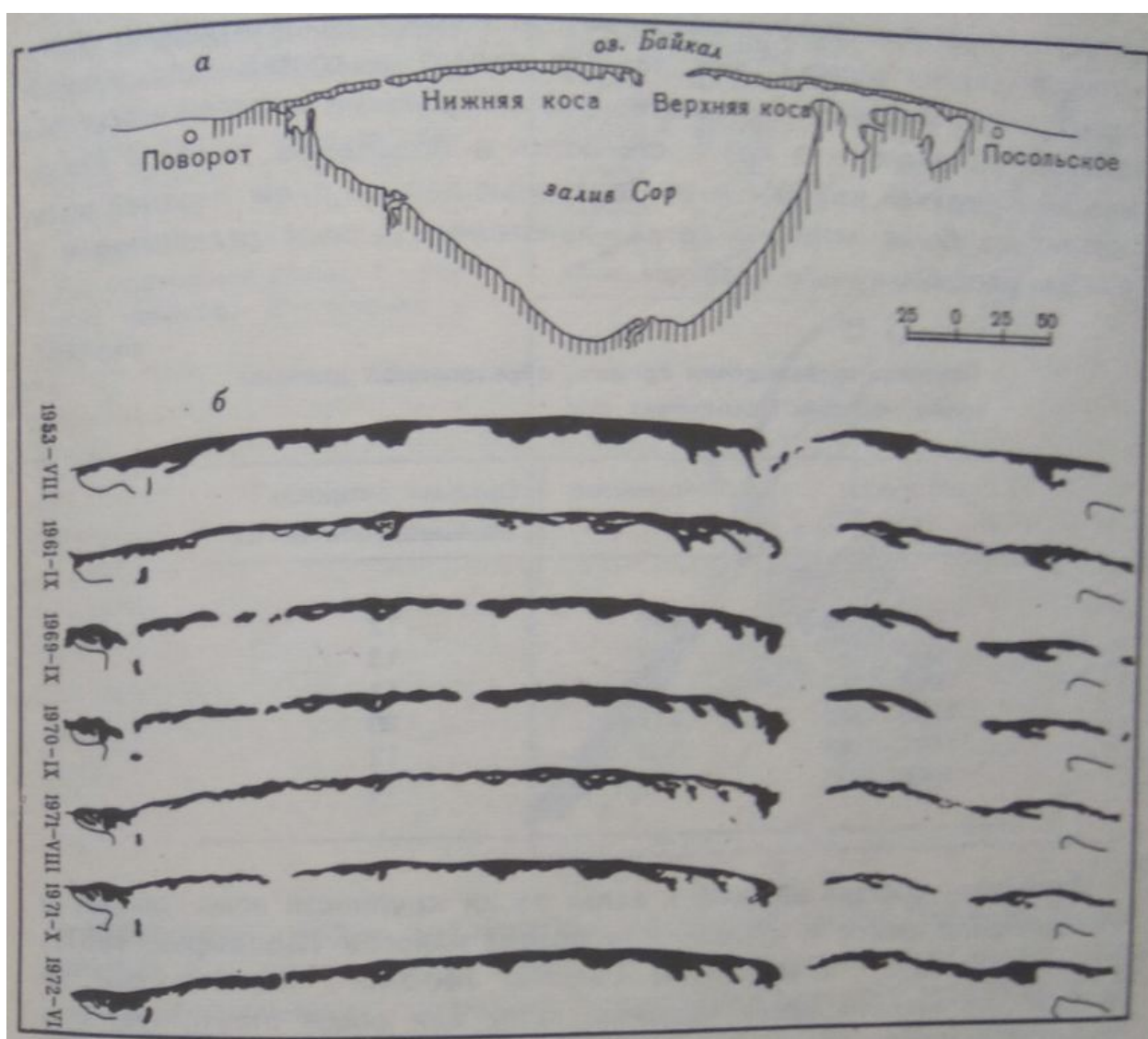


Рисунок 3.1. Динамика кос Посольского сора: *а* – план залива Посольского сора; *б* – изменение кос Посольского сора за период с 1953 по 1972 гг. [Пинегин и др., 1976].

колебаниями уровня воды. Восстановление Посольских кос в процессе аккумуляции материала вдольберегового потока наносов осуществляется путем причленения прибрежного подводного вала к внешнему краю тела косы в результате волновой деятельности. Подводные валы являются индикаторами вдольберегового потока наносов, их морфология и динамика тесно связаны с изменением параметров – ёмкости, мощности, направления этого потока [Болдырев, 1961]. В районе Посольских кос существует два подводных вала. Первый вал находится на расстоянии 50 м от берега, а

второй в 145 м от берега. Ширина первого и второго вала равна 35 и 50 м соответственно.

Другой интересный район, образованный аккумулятивными процессами рас положен в заливе-соре Черкалово, известный также как Истокский и Истоминский сор. Сор находится к юго-западу от дельты р. Селенга. Аккумулятивные формы, рассмотренные ниже расположены всего в 1.5 км от дельты. Одна из версий возникновения этой лагуны-сора – катастрофический подводный оползень, возникший в результате гравитационного тектогенеза [Инженерная геология Прибайкалья, 1968]. Пересыпь, отделяющая лагуну от Байкала, первоначально являлась остатком древних береговых валов. За пересыпью примерно в 200-300 м расположена сеть островов, которые также являются остатками древнего берегового вала (рис. 3.2). После поднятия уровня в 1959 г. пересыпь и острова были полностью затоплены. Началась стадия переформирования пересыпи уже как подводного бара. Периодически с гребней баров волнами происходил снос материала в сторону лагуны. Таким образом вся аккумулятивная форма двигалась в сторону островов. Ниже будет рассмотрено, что подобная ситуация происходит и на островном баре Ярки. Только движение в сторону бара происходит не из-за сноса материала под водой а из-за перехлестывания бара особо крупными волнами. В 1969 г. расстояние между пересыпью и островами сократилась до 100-200 м [Пинегин и др., 1976]. В 1972 г. уровень понизился и бары осушились, расстояние между барами и островами было уже 70-130 м. Таким образом, в формировании баров, отделяющих залив-сор Черкалово от Байкала, основная роль принадлежит поперечному перемещению наносов. Высокое стояние уровня также негативно сказывается на существовании баров, а также, расположенных за ними островов, которые уже находятся под угрозой затопления или активной переработки волнами.

Динамика внешнего края дельты р. Селенга и предустьевого бара также регулируется поперечным перемещением наносов и уровнем режимом

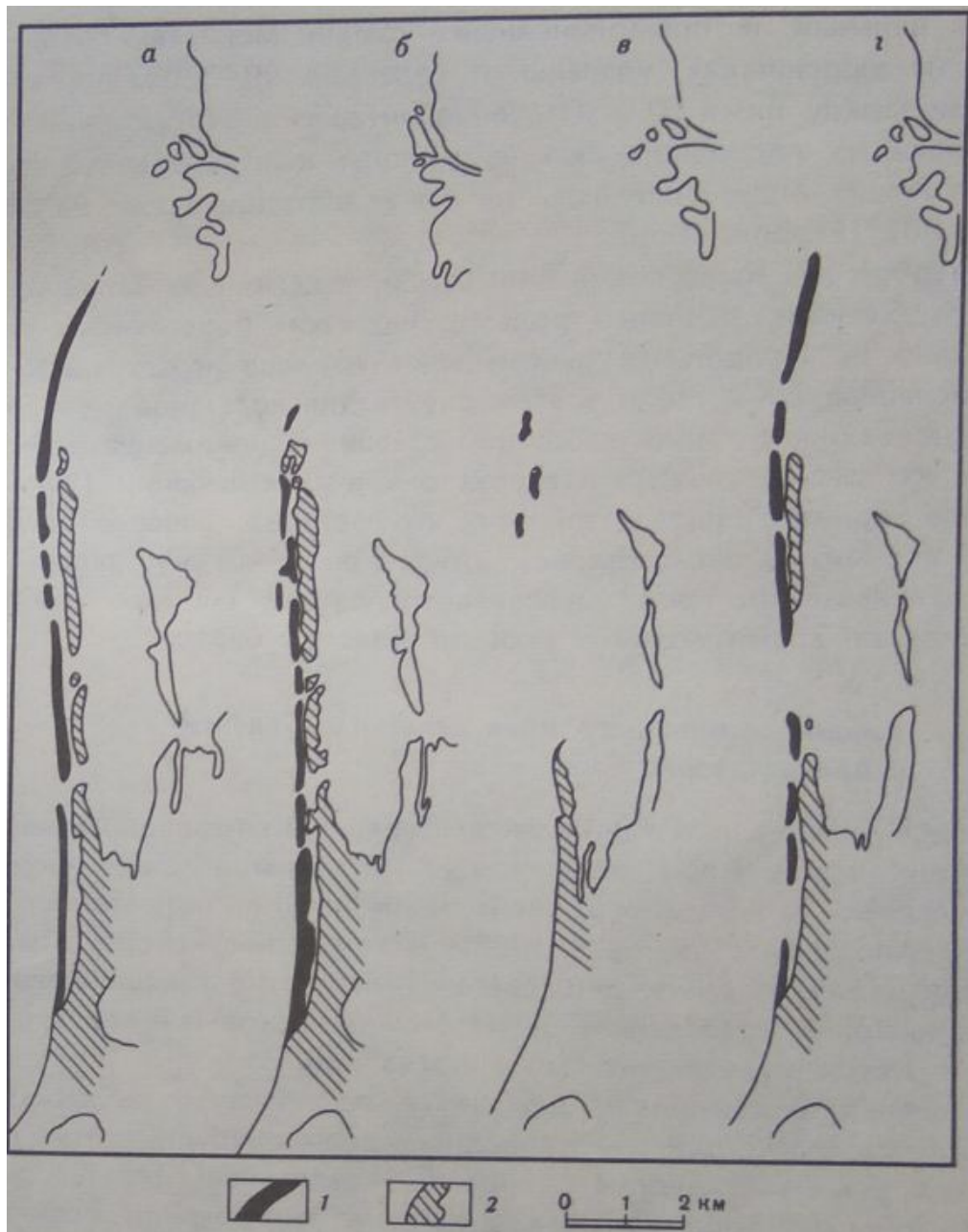


Рисунок 3.2. Переформирование кос залива-сора Черкалова. Положение кос на: а). 1939 г., б). 1950 г., в). 1961 г., з). 1972 г.
1 – косы; 2 – берег и острова [Пинегин и др., 1976].

озера Байкал. При понижении уровня с 1961 г. по 1972 г. в месте вытекания протоки бар переместился на 100 м, за пределами действия этой протоки этот же бар продвинулся на 300 м. Размыв внешнего края дельты практически отсутствует поскольку волны гасятся на мелководье.

А.В. Пинегиным с соавторами (1976) также проведен анализ морфологических изменений островного бара Ярки на период с 1900 по 1972

гг. Динамика переформирования о. Ярки приведена на рис. 3.3. Результаты А.В. Пинегина и др. (1976) вошли в данные исследования и учтены при общем анализе. Основной вывод этих работ заключается в том, что наибольшее влияние на разрушение островного бара Ярки оказал подъем уровня озера в результате строительства Иркутской ГЭС. А также констатируется ведущее влияние поперечного перемещения наносов в этом районе, хотя и на фоне существенного вдольберегового перемещения. Отмечается, что в переформировании острова Ярки, в отличие от аккумулятивных форм рассмотренных ранее, существенную роль играют современные эоловые процессы.

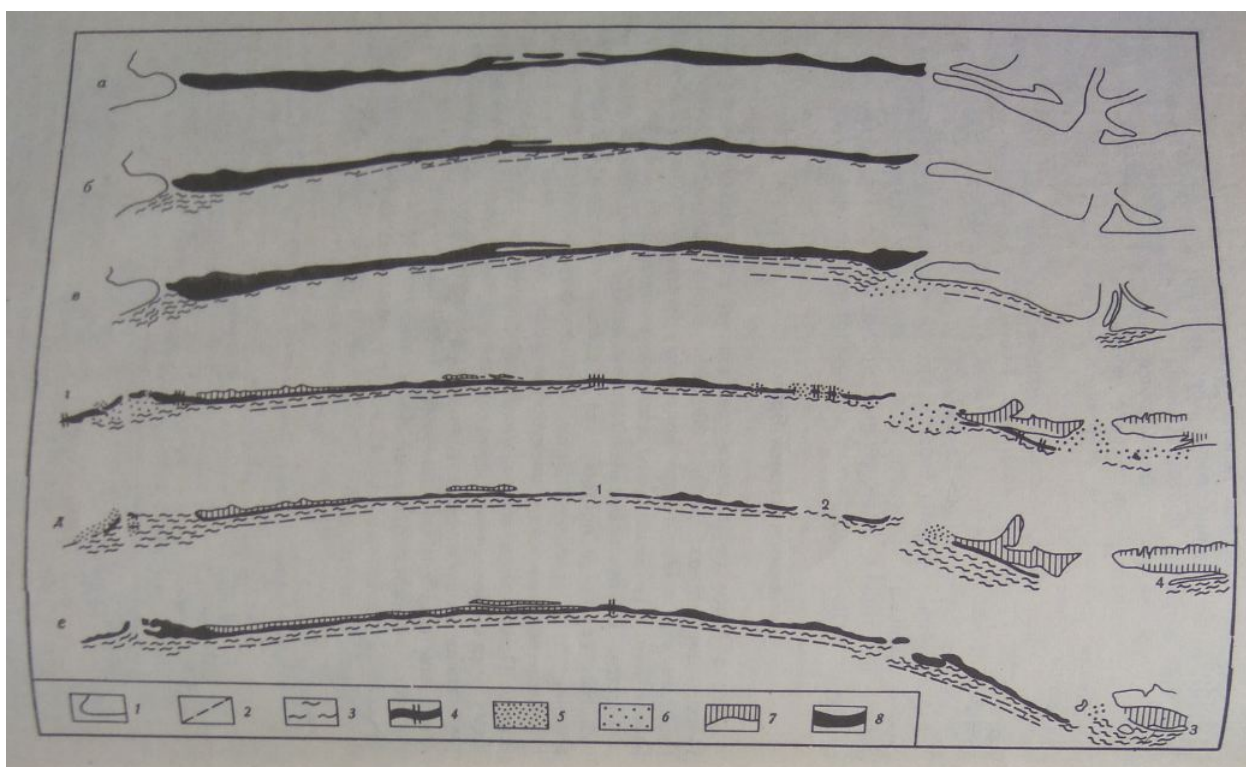


Рисунок 3.3. Переформирование о. Ярки. Состояние бара Ярки в а). 1900 г.; б). 1940 г.; в). 1953 г.; г). 1969 г.; д). 1970 г.; е). 1972 г.

1 – береговая линия; 2 – подводные «волны» - рифели; 3 – подводный рельеф; 4 – места перехлестывания волн через тело бара; 5 – размываемые участки; 6 – мелководье, переформированное волновой деятельностью при повышении уровня; 7 – затопленные участки; 8 – тело бара Ярки [Пинегин и др., 1976].

3.3. Влияние колебаний уровня озера Байкал на формирование берегов

Повышение уровня озера Байкал после создания Иркутского гидроузла привело к изменению природного хода развития экзогенных рельефообразующих процессов.

Усилилась абразия берегов и активизировались склоновые процессы, начался размыв аккумулятивных форм, формирование которых происходило длительное время при естественном уровне воды в озере [Пинегин и др., 1976; Овчинников и др., 1999; Рогозин, 1993].

В режиме эксплуатации водных ресурсов Байкала можно выделить несколько периодов с существенными – по реакции берегов – различиями уровня режима (Рисунок 3.4.).

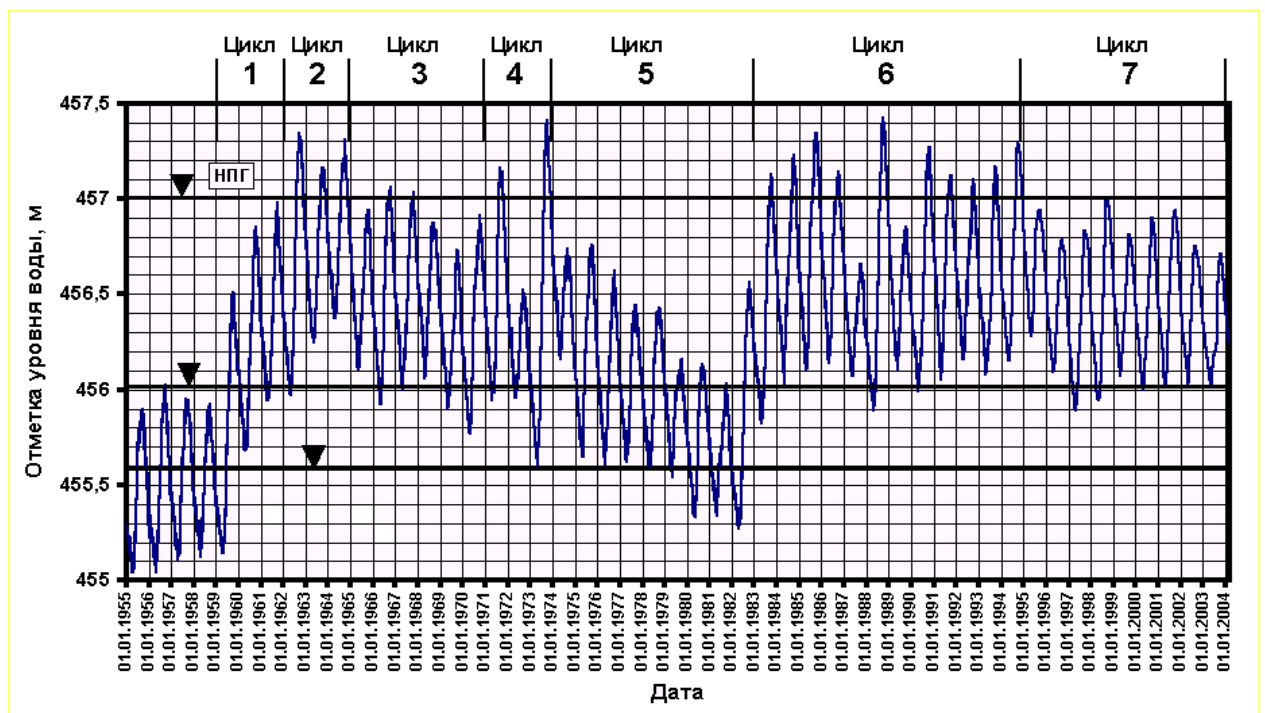


Рисунок. 3.4. Колебания уровня оз. Байкал в 1955-2004 г.г.

Первый период охватывает 1959-1961 годы. Амплитуда колебаний уровня воды в течение года в это время изменяется от 1,34 м до 1,02 м, а скорость подъема уровня воды в весенне-осенний период колеблется от 0,68 до 0,83 см/сут (Рисунок 3.4).

Осенью 1961 г. уровень воды достиг отметки НПУ. При этом величина отступления берегов за 1961 году на отдельных участках достигала 1 м (Рисунок 3.5).

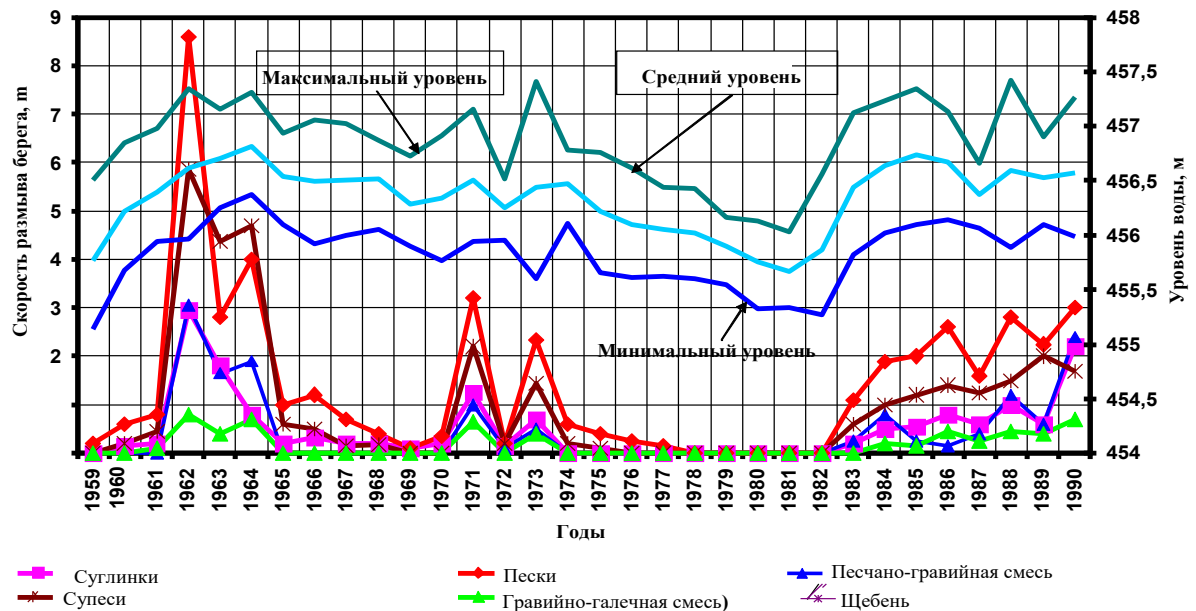


Рисунок. 3.5. Динамика размыва берегов озера Байкал за 1959–1991 г.г.

Второй период охватывает 1962–1964 г.г. Для этих лет характерны высокие уровни воды, в осенние месяцы, превышавшие отметку НПУ на 13–34 см (Рисунок 3.4). Амплитуда колебания уровня в это время изменялась от 1,3 до 0,87 м. Скорость подъема уровня воды в 1962 г. достигала 1 см/сут, а в последующие годы этого цикла она составила 0,54–0,55 см/сутки. Скорость снижения уровня воды в осенне-зимний период изменялась от 0,39 до 0,55 см/сут.

Результатом превышения НПУ стал катастрофически интенсивный размыв абразионных берегов, особенно формирующихся в рыхлых отложениях. В 1962 г. отступление бровки уступа на отдельных участках достигало 9 м, а в 1963–1964 г.г. эта величина хотя и несколько снизилась, но составляла 3–4 м (Рисунок 3.5).

На отмелях аккумулятивных берегах смещавшиеся в сторону суши пляжи наложались на древние береговые валы. При этом возникли новые

береговые аккумулятивные формы с объемом наносов порядка $7,6 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ береговой линии, высотой гребней до $1,5 - 2,5 \text{ м}$ и шириной до 20 м .

За 1959-1964 гг. на отмелях аккумулятивных берегах береговая линия сместилась в среднем на $17-20 \text{ м}$ [Рогозин, 1976].

Третий период развития береговой зоны Байкала охватывает 1965-1970 г.г., в течение которых уровень воды колебался в пределах отметок $455,77-457,00 \text{ м}$ (Рисунок 3.4). При этом амплитуда колебания уровня воды в пределах года в весенне-осенний период изменяется от $0,76 \text{ м}$ до $1,14 \text{ м}$, в осенне-весенний период – от $0,92$ до $1,02 \text{ м}$. Скорость подъема и снижения уровня изменялась от $0,46$ до $0,7 \text{ см/сут.}$

В сложившейся обстановке темп абразии берегов заметно снизился: лишь в начале цикла величина размыва несколько превышала 1 м/год , а к 1969 г. он практически прекратился (Рисунок 3.5).

Последующее превышение отметок НПУ в 1971 и 1973 гг. привело к активизации абразионных процессов, в результате чего скорость размыва достигала $3,2 \text{ м/год}$. Интересно, что в 1972 г., когда отметка НПУ не превышалась, скорость абразии снизилась до минимума (Рисунок 3.5).

В 1974-1982 гг. уровень воды оз. Байкал понизился до минимальной за период нормальной эксплуатации гидроузла отметки $455,28 \text{ м}$ (1982 г). При этом внутригодовая амплитуда колебания уровня изменялась от $0,56$ до $1,09$ - весенне-осенний период, и от $0,7$ до $1,14 \text{ м}$ – в осенне-весенний период (Рисунок 3.4).

Темп размыва абразионных берегов резко снизился, а в 1978-1982 г.г. практически прекратился (Рисунок 3.4). Однако изменение условий питания наносами аккумулятивных форм, напротив, привело к их размыву.

Например, на берегах, сложенных валунно-галечным материалом, на пляжах был смыт поверхностных слой осадков мощностью $0,2 - 0,3 \text{ м}$, а на берегах, формирующихся в песках, супесях и суглинках – до $0,7 \text{ м}$. Кроме того, осушенные пляжи подверглись ветровой эрозии, способствовавшей росту потерь пляжеобразующего материала. Дефляция активизировалась

также и на других сложенных песчаными наносами аккумулятивных формах, особенно на северном Байкале.

Возникшая ситуация способствовала подготовке береговой зоны озера Байкал к интенсивному развитию абразионных процессов при дальнейшем поднятии уровня до отметок НПУ и выше, в частности на берегах, формирующихся в рыхлых отложениях (большая часть юго-восточного и восточного берегов озера и на ряде участков его западного побережья).

Последующий период, 1983-1994 г.г., характеризуется довольно неравномерным режимом эксплуатации Байкало-Ангарской гидротехнической системы.

Почти во все годы, исключая 1987 и 1989, уровень воды превышает отметки НПУ (Рисунок 3.1). В весенние периоды цикла уровень находится в пределах отметки 456.00 м. Амплитуда его колебаний в течение года изменяется от 0,58 до 1,51 м, а скорость повышения уровня – от 0,39 см/сут до 0,66 см/сут.

В сложившейся обстановке произошла активизация размыва открытых берегов озера. Интенсивность абразии колебалась от 0,5 до 3 м/год (Рисунок 3.5).

Начиная с 1995 г., вплоть до 2004 г., уровень озера Байкал отметку НПУ не превышал. Амплитуда его колебаний изменялась от 0,63 до 0,91 м, скорость повышения – от 0,38 до 0,64 см/сут, а скорость понижения – от 0,30 до 0,46 см/сут (Рисунок 3.4).

Единичные наблюдения за темпом размыва берегов озера в этот период свидетельствуют о снижении активности абразионных процессов и стабилизации скорости отступления береговой линии.

Аналогичную картину мы наблюдаем сегодня и на северном Байкале, на сложенном песками островном баре Ярки, где береговая зона близка к состоянию равновесия.

За более чем 40 лет наблюдений берега озера Байкал отступили под действием волн на расстояние до 110-120 м (Максимиха), причем абразия

берегов привела и к заметной активизации склоновых процессов (оползней, осыпей, обвалов).

В результате возникла угроза нарушения социально-экономической инфраструктуры побережья озера, в частности – угроза разрушения полотна железных и автомобильных дорог. В отдельных случаях это потребовало их переноса (например, более 40 км Баргузинского тракта), в других – проведения широкомасштабных берегозащитных мероприятий, для чего возводились волноотбойные стенки, волноломы и другие защитные сооружения. Общая протяженность таких сооружений составляет 59 км [Отчет «Берегоукрепление...», 2007; Атлас волнения ..., 1977].

3.4. Роль вдольберегового потока наносов в динамике берегов островного бара Ярки

А.А. Рогозин, посвятивший исследованию островного бара Ярки многие годы, выделял основные факторы, определяющие динамику берегов бара в прошлом и в настоящее время. К таковым относятся, в порядке значимости: режим уровней, волновой режим, эоловый и криогенный факторы. Обусловленные же воздействием ветровых волн литодинамические процессы и, в первую очередь, вдольбереговой транспорт наносов, в работах Рогозина только упоминаются. Причем, вдольбереговым потокам наносов он отводит значимую роль лишь при формировании Нижнеангарской и Дагарской кос, определяющих контур Северного Байкала с запада и востока [Рогозин, Тржцинский, 1993; Рогозин, 1993].

Вопрос о вдольбереговом потоке наносов у островного бара Ярки и на прилегающих участках берегов озера Байкал, с количественной точки зрения, был впервые рассмотрен Е.К.Гречищевым. Он обосновал положение о существенной роли вдольберегового переноса пляжеобразующего материала в формировании и динамике островного бара Ярки и выполнил расчет вдольбереговых потоков пляжеобразующих наносов, с учетом их средней крупности по всему контуру Северного Байкала (табл. 3.1).

Таблица 3.1.

Расчетные среднегодовое ежегодные величины вдольберегового транспорта наносов (песчаных – средней крупностью 0,32 мм и галечных – 50 мм) в тыс. м³/год в границах пос. Нижнеангарск – р. Верхняя Ангара (по Е.К. Гречищеву [Гречищев, 1999])

№ участков	Местоположение участков берега	Длина км	Расчетный поток наносов			
			Песчаных		галечных	
			– к р.В.Ангара	+ от р.В.Ангара	– к р.В.Ангара	+ от р.В.Ангара
1	Устье р. Сырой Молокон	0,35	89,92	3,86	37,35	0,36
2	250м северо-восточнее устья р. Сырой Молокон	1,45	46,75	1,11	21,96	0,16
3	Северо-восточная часть пос. Нижнеангарск	0,65	76,64	3,98	33,30	0,28
4	Устье р. Кичера	2,95	119,21	4,02	39,48	0,48
5	Северо-западная часть острова Ярки	9,45	80,44	3,10	28,17	-
6	Юго-восточная часть о.Ярки	5,05	66,41	2,89	22,79	-
7	Северо-западная часть о.Миллионный	0,85	24,30	2,27	6,61	-
8	Юго-восточная часть местности Дагары	1,90	5,49	23,27	-	6,61

Комплекс работ, выполненных НИЦ «Морские берега» в 2004-2006 г.г. на участке берега от пос. Нижнеангарск до Дагарской губы, и анализ имеющихся картографических материалов показал, что вдольбереговой перенос пляжеобразующего материала играл и играет существенную роль в современной динамике берега островного бара Ярки. Однако, в отличие от результатов, полученных Е.К. Гречищевым, расчеты и морфологические признаки указывают на то, что результирующий поток наносов направлен от устья р. Верхняя Ангара в сторону устья р. Кичера [Потемкина, Ярославцев, 2008].

О преобладании вдольберегового перемещения песка в этом направлении указывает более интенсивный размыв восточных концов образовавшихся в результате размыва фрагментов островного бара, ярко выраженный на трех из четырех из них.

У первого от Нижнеангарска фрагмента размывам подвержены как западный, так и восточный его фланг на протяжении, соответственно, примерно, одного километра. Здесь отчетливо прослеживается уступ размыва пляжа. Но размыв западного конца примыкающего к устью р. Кичера, в настоящее время протекает менее интенсивно. Положение устья реки, по сравнению с лоцманской картой 1958 г., не изменилось, а ширина в настоящее время составляет около 180 м. Средняя часть острова протяженностью около 5 км не имеет следов свежих размывов.

Аналогичная картина наблюдается и на втором острове, а особенно ярко выражена на четвертом, который называется остров Миллионный. На лоцманской карте 1958 г. восточный конец острова примыкал непосредственно к руслу реки Верхняя Ангара. В настоящее время восточный конец острова отделен от русла реки шестисотметровой полосой мелководья.

Западный конец острова нарастает, в результате роста песчаной косы, получающей питание за счет подачи материала со дна и вдоль берега. Линия современного уреза воды располагается на расстоянии около 140 м от

сохранившихся дюн. На поверхности косы видны два, а местами и три штормовых вала.

У всех сохранившихся фрагментов острова встречаются подводные валы-косы, корневая часть которых примкнута к берегу. Такие формы подводного рельефа все без исключения ориентированы на запад, что указывает на преимущественное направление вдольберегового переноса песка.

Устьевая часть русла Власихинской протоки отклонена на запад и пересекает линию генерального направления берега под острым углом.

Еще одним косвенным подтверждением переноса песка на запад является изменение средней крупности и фракционного состава пляжевого материала. В таблице 3.2 показано изменение фракционного состава песка, взятого на разных фрагментах острова Ярки.

Таблица 3.2.

Состав пляжевого материала на островах Ярки

Место отбора проб	Мелко-зернистый $D < 0,25 \text{ мм}$	Средне-зернистый $0,25 - 0,50 \text{ мм}$	Крупно-зернистый $D > 0,50 \text{ мм}$	Медианный диаметр, $D_{50\%}, \text{ мм}$
Фрагмент 1	64,5	34,9	0,6	0,237
Фрагмент 2	45,2	54,3	0,6	0,257
Фрагмент 3	40,3	59,0	0,7	0,266
Остров Миллионный	15,5	79,9	4,6	0,336

Как видно из таблицы 3.2, средняя крупность песка уменьшается с 0,34 мм до 0,24 мм по мере удаления от устья Верхняя Ангара (остров Миллионный) в сторону р. Кичера. Это происходит, в основном, за счет увеличения в пляжевых отложениях доли мелкозернистой фракции.

Повышение уровня Байкала после строительства Иркутской ГЭС, разрушило сложившуюся веками сложную гидродинамическую, лито- и морфодинамическую систему транспорта реками пляжеобразующего

материала на северный берег Байкала и его перераспределение по контуру острова и береговых кос.

Подъем уровня обусловил не только уменьшение стока наносов в устьях рек. В первые годы и даже десятилетия после подъема уровня пляжеобразующий материал просто не доходил до устьев из-за подпора, оседая в руслах и протоках верхней части дельты. Есть основания полагать, что не восстановился он до прежнего уровня и в настоящее время. Это привело к кардинальному изменению морфологии устьев рек и негативно отразилось на динамике берегов острова.

В настоящее время значительная, а, возможно, и большая часть песка, подаваемая волнами от устья Верхней Ангары, уходит в просвет между вторым и третьим островами протяженностью 2,3 км и наращивает ширину мелководья со стороны Ангарского Сора. Аналогичная картина имеет место и за промоиной у восточного конца первого острова. Поэтому и происходит интенсивный размыв восточных концов островов.

3.5. Результаты детального обследования островного бара Ярки

3.5.1. Результаты обследования островного бара Ярки в 2005-2006 гг.

Наиболее полное обследование островного бара Ярки с выполнением съемочных работ и составление топографического плана М 1:1000 было проведено сотрудниками НИЦ «Морские берега» в 2005-2006 гг. Ниже приводится детальное описание островного бара Ярки по результатам этого обследования.

Западной границей островного бара Ярки является устье реки (пролив) Кичера, ширина которого в этом месте при среднем уровне воды в озере составляет 135-138 м (Рисунок 3.6).

В 2006 году островной бар Ярки состоял из трех фрагментов, разделенных протоками (Рисунок 3.7)



Рисунок 3.6. Устье (пролив) р.Кичера с западной оконечности о. Ярки и оконечности Нижнеангарской косы. Октябрь 2005 г.

Дно реки напротив острова приглубо и достигает 14,5 м. Самая западная оконечность острова Ярки представляет собой вытянутое в виде клюва птицы аккумулятивное образование, ширина которого в устьевой части р.Кичеры составляет 25 м (Рисунок 3.3, 3.4). Эта оконечность острова мелководна.



Рисунок 3.7. Берег островов Ярки и Миллионный по данным съемки, выполненной НИЦ "Морские берега" в 2005-2006 годах.

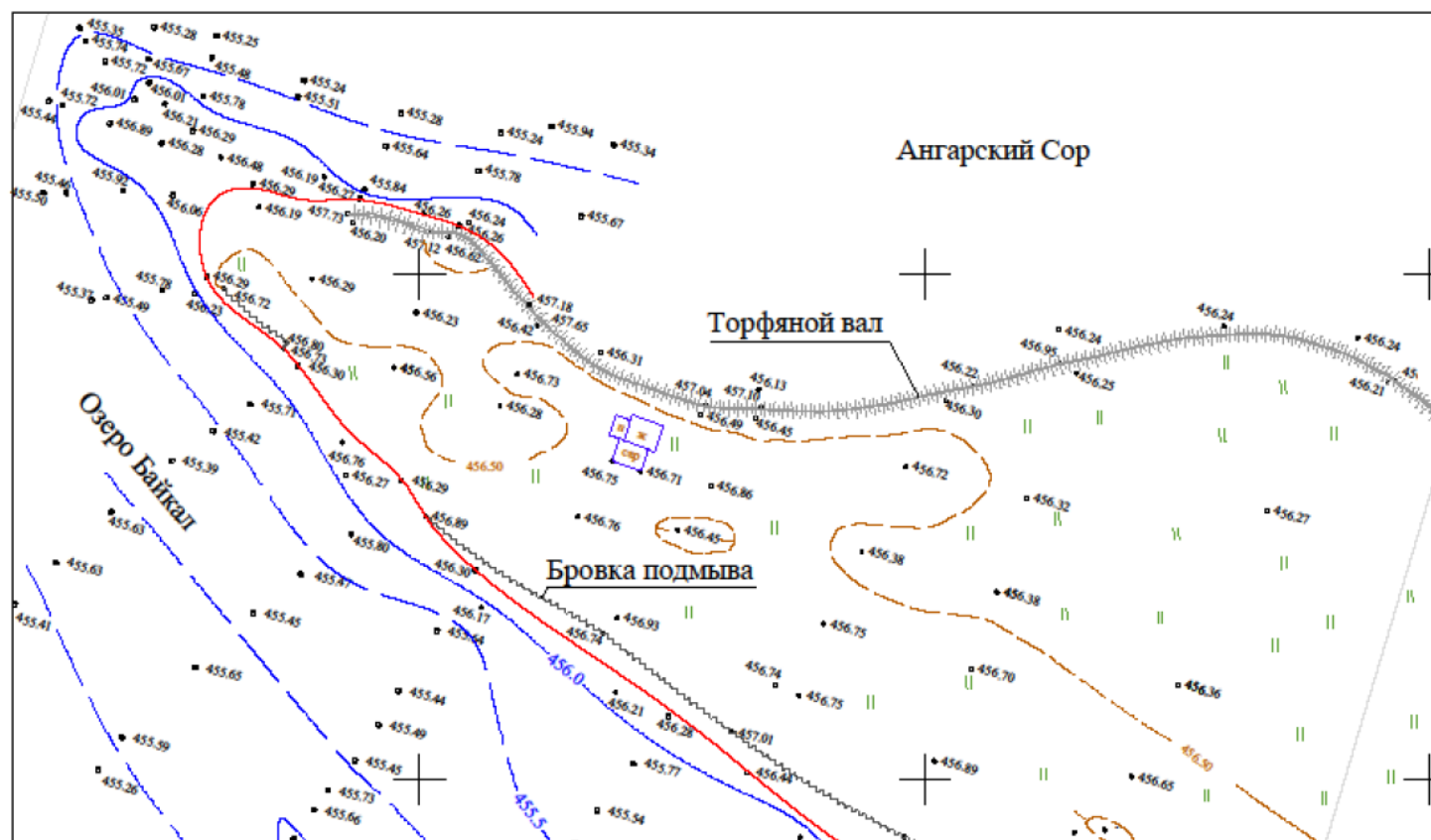


Рисунок 3.8. Западная оконечность острова Ярки. Фрагмент топоплана М 1:1000 (уменьшено).

Расстояние между линиями урезов воды, проведенных по среднему и максимальному уровням, составляет 30-35 м. В 120 м от устья реки в восточном направлении на острове расположен деревянный домик с временными постройками, используемый рыбаками и охотниками. В этом месте ширина острова составляла 63 м.

Восточнее домика остров резко начинает расширяться в сторону Ангарского Сора. Уже через 220 м от устья его ширина в 2006 г. составляла 145 м. Далее остров продолжает, хотя и незначительно, расширяться, и на расстоянии 450 м от устья его ширина достигает 170 м.

На западной оконечности острова в устье р.Кичера и на первых ста метрах по байкальскому берегу при высоком уровне пляжевой полосы не наблюдалось (Рисунок 3.8). Она обнажалась только при низких уровнях воды. При высоких уровнях узкая полоса пляжа шириной от 3-х до 5-ти метров появляется в 100-150 м от устья (Рисунок 3.8) и по мере продвижения на восток расширяется до 15 м (Рисунок 3.9). Здесь же на протяжении от 200 до 250 м от устья отмечались абразионные уступы высотой 0,5-0,8 м. На удалении 800 м от устья ширина пляжа уже достигала 25-30 м. Далее, такой пляж сохранялся в пределах всей низкой полуторакилометровой части острова (Рисунок 3.10). Вглубь острова верхняя часть пляжа заканчивалась небольшим штормовым валом распластанного профиля с отметками верха не превышающими 456,9-457,0 м абс., т.е. всего на 1,0-1,1 м выше среднего уровня воды в озере. При высоком уровне воды во время штормов прибойный волновой поток переливался через этот гребень, переносил песок в сторону середины острова. В результате вся поверхность острова на этом участке выровнена и имеет наклон от озера в сторону Сора. О таком переливе свидетельствуют стволы деревьев на поверхности острова, выброшенные штормовыми волнами. Их также можно видеть и на пляже вблизи уреза воды.

Берег острова Ярки со стороны Сора практически на всем рассматриваемом протяжении обрамлен высоким (до 1,5 м) торфяным валом,

образованным в результате надвига льда. Прибрежная полоса острова шириной 70÷100 м, примыкающая к торфяному валу на первых полутора километрах имеет низкие отметки 456,1÷456,3 м абс. При высоких уровнях воды она подтапливается.



а)



б)

Рисунок 3.9. Байкальский берег острова Ярки: а) в районе устья р.Кичера; б) в 150 м от него. Сентябрь 2006 г.



а)



б)

Рисунок 3.10. Берег острова Ярки: а) на расстоянии 200 м от устья р.Кичера; б) в 400 м от него. Сентябрь 2006 г.



Рисунок 3.11. Широкий песчаный пляж на западном фланге первого фрагмента острова Ярки. Август 2006 г.



Рисунок 3.12. Берег западной оконечности о. Ярки со стороны сора. Август 2006 г.

Рельеф прибрежного мелководья со стороны Байкала на рассматриваемом участке имеет сложное строение волнового генезиса. Для всего рассматриваемого участка характерно наличие подводных валов и валов-кос, примыкающих восточными концами к берегу. При среднем уровне воды (455,90 м абс.) часть положительных форм донного рельефа выходит на поверхность, осложняя контур береговой линии и создавая локальное увеличение общей ширины острова.

Первая такая коса в 2006 г. начиналась на расстоянии 750 м, считая от устья реки, и простиралась в западном направлении на 340 м почти параллельно озерному краю острова. От острова её отделяла мелководная ложбина (залив) шириной 30-50 м и глубиной не более 20 см (относительно среднего уровня озера). Гребень косы возвышался на 10 см над средним уровнем воды и только в корневой части (в месте причленения к острову) его высота увеличивалась до 15-20 см. Далее в восточном направлении в приурезовой зоне Байкала наблюдалась серия небольших кос и маленьких островков.

В целом на протяжении полутора километров к востоку от устья р. Кичера поверхность острова почти плоская с отдельными бугорками, отметки которых не превышают 457,0 м абс., покрыта, в основном, травянистой растительностью. Реже по бугоркам растет отдельный кустарник. После полутора километров от устья р. Кичера на поверхности острова начинают появляться более высокие задернованные сверху песчаные бугры приуроченные к Байкальскому берегу. Их отметки достигают 458,5 м, т.е. превышают средний уровень озера более чем на 2,5 м. Приурезовая часть со стороны Байкала мелководна с небольшими островками и валами.

На расстоянии 1,7 км от устья реки, от берега, обращенного в сторону Сора, отрывается небольшая коса длиной 201 м с торфяным валом, вытянутая в западном направлении и отгораживающая небольшой залив. Напротив этого залива отметки острова понижены, и он отчасти заболочен.

С дистанции 1700 м от устья р. Кичера, сначала в виде разрозненных холмов, которые затем сближаются, начинается высокая часть Ярков шириной не более 20÷25 м, приуроченная к байкальской стороне. Вершины холмов поросли древесной растительностью. В верхней части байкальский склон порос травой, который переходит в песчаный пляж шириной 20÷25 м (Рисунок 3.13).

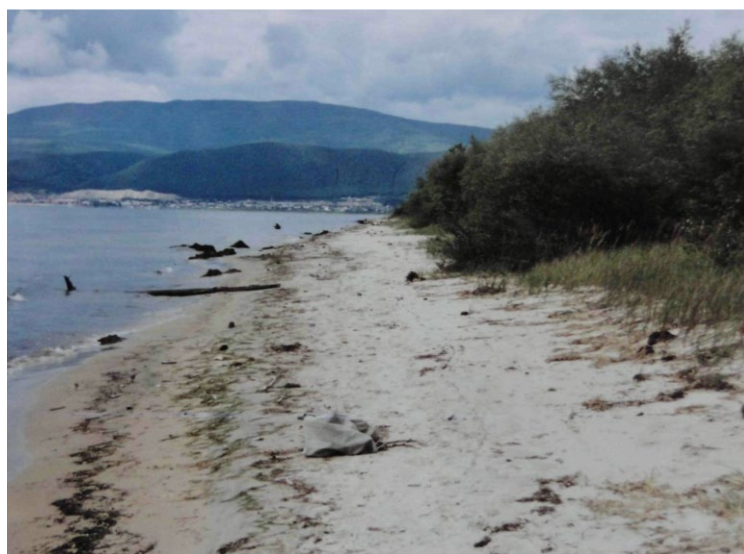


Рисунок 3.13. Дюны, поросшие кустарником. Август 2006 г.

От высокой части острова в сторону Сора идет заболоченная и поросшая травой низкая территория шириной около 149 м с отметками, не превышающими 456,17-456,21 м абс. На расстоянии 1940 м от устья р.Кичера на высоком холме заросшим сосной на отметке 456,85 м расположен пункт триангуляции «Устье Новое». Начиная от этого знака, и в восточном направлении на протяжении 150 м основании холма со стороны Байкала подмыто. В целом, отметки высоких холмов в этом месте колеблются от 458 до 458,5 м при наибольшей, равной 459,68 м.

Восточнее места, удаленного на два километра от устья р.Кичера ширина острова начинает понемногу уменьшаться. Если в районе знака она составляла 160-170 м, то уже через 250 м она уменьшается до 110 м. Такая

ширина острова с небольшими изменениями прослеживается до конца первого фрагмента.

Начиная с 2150 м от устья, наблюдается расширение высокой части острова и, соответственно, сокращение низкой. Так, на расстоянии 2600 м ширина низкой части составляет около 35 м, а ширина высокой вместе с пляжем увеличилась до 75 м. Высокая часть острова представлена отдельными холмами, поросшими кустарниковой растительностью, между которыми прослеживаются понижения рельефа. На расстоянии трех километров от западного конца острова ширина высокой части вместе с пляжем составляет 85 м, а низкой – 40 м.

Начиная с 3100 м и далее на восток, высота отдельных холмов увеличивается до отметок в 459 м. Максимальная отметка, равная 459,96 м абс., отмечена на расстоянии 3430 м от устья р.Кичера. Прибрежное дно озера в зоне распространения высоких холмов не так расчленено подводными аккумулятивными формами как предыдущая в районе низкого фрагмента острова. Отмечаются не ярко выраженные подводные валики, с отдельными вершинами, выступающими над средним уровнем озера.

Далее на восток (с третьего по четвертый км) остров несколько сужается. На удалении четырех километров устья его ширина уменьшается до 63-65 м. Почти по всей ширине на этом участке остров представлен холмами, отдельные отметки которых превышают 459 м. Низкая часть острова, располагающаяся со стороны Сора, почти не выражена. В приурезовой зоне со стороны озера отсутствуют аккумулятивные образования типа подводных кос, лишь наблюдаются небольшие подводные валики.

После четырех километров от устья остров несколько расширяется. Так на расстоянии 4500 м его ширина составляет 75 м. Как и ранее, отметки отдельных вершин превышают 459 м, а на расстоянии 4500 м зафиксирована вершина с отметкой равной 460,54 м абс., т.е. на 4,64 превышающей средний уровень озера. Расширение острова наблюдается до 4825 м от устья, где

ширина его составляет почти 100 м, после чего ширина его вновь уменьшается и на расстоянии 5400 м она составляет 57 м.

Остров на этом участке по всей площади представлен чередованием холмов разной высоты, поросшими кустарниками и древесной растительностью. Отдельные холмы превышают отметку 460 м. Приурезовая полоса мелководной акватории озера без ярко выраженных аккумулятивных форм, за исключением небольших подводных валиков.

После 5400 м от устья отмечается увеличение ширины острова. На расстоянии 5720 м его ширина достигает 75 м. В этом месте наблюдается резкое сокращение ширины «высокой» (холмистой) части острова и расширение низкой. По-видимому, до этого места доходит коса, являющаяся подводным продолжением со стороны Сора второго фрагмента острова. На расстоянии 5880 м на острове заканчивается торфяной вал, который наблюдался на всем протяжении берега со стороны Ангарского Сора, начиная от устья р. Кичера. С 5880 м от устья начинается коса, являющаяся западной оконечностью второго фрагмента, идущая почти параллельно первому фрагменту. На ней, начиная с 6050 м, вновь прослеживается торфяной вал со стороны Ангарского Сора. Между первым и вторым фрагментами острова существует протока, ширина которой в дистальной части косы составляет, примерно, 20÷25 м (Рисунок 3.14, 3.15).



Рисунок 3.14. Соединение двух фрагментов острова Ярки. 2005 г.

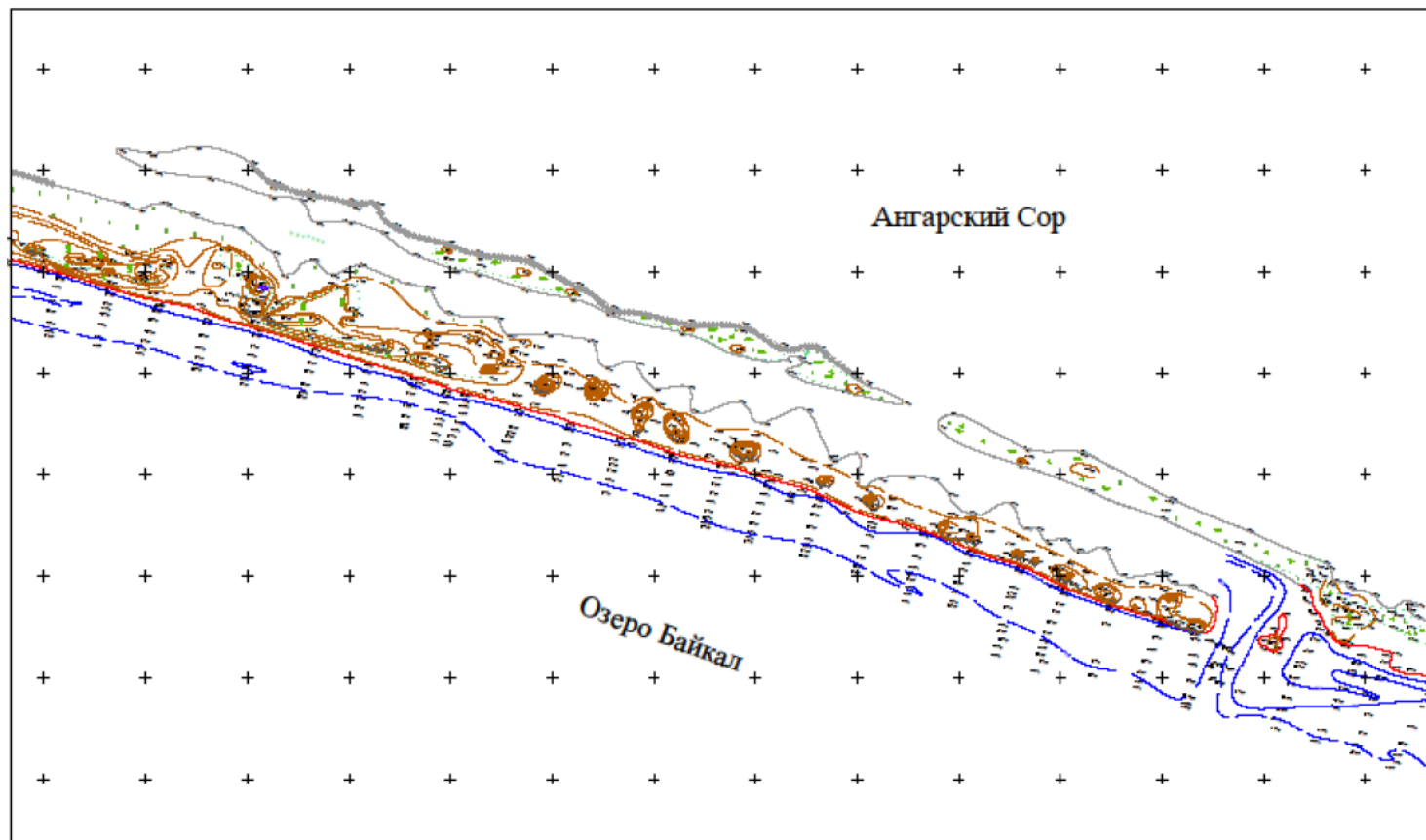


Рисунок 3.15. Коса, идущая от второго фрагмента острова Ярки. Фрагмент топоплана М 1:1000 (уменьшено).

На расстоянии 6100 м от устья на холме расположен триангуляционный пункт «Сор Новый», рядом с которым в сторону Ангарского Сора располагалась бытовка (домик). Берег первого фрагмента со стороны Ангарского Сора извилистый. Со стороны Байкала приурезовая подводная часть осложнена аккумулятивными образованиями, выходящими на дневную поверхность. Начиная с 6350 м, ширина острова уменьшается. Сплошная полоса холмов сменяется на отдельно стоящие, между которыми располагаются низкие участки, через которые во время шторма переливаются волны (Рисунок 3.16).



Рисунок 3.16. Восточная оконечность первого фрагмента о.Ярки. 2006 г.

Озерные края отдельно стоящих холмов подмываются волнами. Максимальная отметка на этом участке острова наблюдается на холме, удаленном на расстояние 6740 м от устья, которая составляет 461,45 м абс. Берег первого фрагмента острова со стороны Сора неровный. Коса второго фрагмента острова идет параллельно первому. Её ширина колеблется от 15 до 40 м. На её поверхности имеются отдельные повышения до отметок 457 м абс. На расстоянии 6700 м от устья на берегу косы со стороны Ангарского сора заканчивается торфяной вал. Далее на восток по косе он не

прослеживается. Восточнее торфяного вала в «теле» косы наблюдается некоторое понижение, которое вновь восстанавливается через 50 м.

Первый фрагмент острова с относительно высоким берегом (холм на отметках 458 м), который со стороны Байкала размывается на протяжении 50 м. На расстоянии 7105 м от устья р. Кичера первый фрагмент острова заканчивается. Ширина восточной оконечности первого фрагмента составляет 45 м.

Между первым и вторым фрагментом острова Ярки располагается протока, ширина которой при среднем уровне составляет около 40÷45 м. Западный берег второго фрагмента острова отмелый и начинается в виде небольшого островка, располагающегося почти посередине протоки. На нем в 2006 г. находился памятник погибшим рыбакам. При повышении уровня до максимального вся эта территория, за исключением выше упомянутого островка затапливается, и тогда ширина протоки увеличивается до 100 м. По протоке с первого фрагмента острова на второй можно пройти по бару, простирающемуся по дуге несколько смещенной в сторону озера.

Помимо косы, идущей по Сору параллельно первому фрагменту, второй фрагмент острова своей мелководной частью в виде широкой косы в районе протоки выдвигается в сторону озера. Это выдвигание между средним и максимальным уровнями составляет около 120 м. Далее на восток от протоки идет низкая часть второго фрагмента, поросшая травой и мелким кустарником (Рисунок 3.17).

В месте причленения косы идущей со стороны Ангарского Сора, ширина второго фрагмента (по протоке) равняется 160 м. Далее на восток ширина острова уменьшается, и через 175 м от протоки она уже составляет 82 м.

Отметки второго фрагмента острова на его первых 150 м не превышают 456,5 ÷ 456,8 м. Затем на «теле» острова появляются отдельные небольшие холмики с отметками до 458 м, т.е. на два метра выше среднего уровня озера.

Ширина острова далее на восток на протяжении ещё 850 м изменяется несущественно. При этом более извилистым является берег острова со стороны Сора. Контур байкальского берега более ровный.

Приурезовая зона со стороны озера мелководна. На ней прослеживается незначительный подводный валик. На берегу со стороны Сора торфяного вала не наблюдается.



Рисунок 3.17. Низкая западная часть второго фрагмента о. Ярки. 2006 г.

На расстояниях 1450 м и 1850 м (относительно протоки) от западного конца второго фрагмента острова по байкальскому берегу отрываются две небольшие косы, направленные в западном направлении. Длина первой (считая от протоки) от среднемноголетнего уреза составляет 90 м при ширине 15 м, а второй соответственно – 90 и 20-25 м. Береговая линия со стороны Сора сильно изрезана. Ширина острова на рассматриваемом участке колеблется от 75 до 100 м. Отметки отдельных холмиков едва превышают 457 м, т.е. возвышаются всего немногим более одного метра над средним уровнем озера или 0,6 м над максимальным. После 2250 м от начала второго фрагмента острова начинается сплошная полоса песчаных холмов, отдельные отметки которых достигают 460 м. Поверхность холмов покрыта растительностью и задернована (Рисунок 3.18).

Начиная с 2450 м от протоки, ширина острова на протяжении 300 м резко уменьшается с 75 м до 22 м. Здесь береговая линия со стороны Ангарского Сора извилиста, а со стороны Байкала ровная. Приурезовая часть мелководна и осложнена системой небольших подводных кос и валиков.



Рисунок 3.18. Дюны высокой части второго фрагмента острова Ярки. 2006 г.

После 2750 м от протоки остров вновь начинает резко расширяться и на расстоянии 3110 м его ширина достигает 110 м. Остров такой ширины простирается в восточном направлении почти 350 м. При этом берег со стороны Ангарского Сора в отличие от байкальского сильно изрезан.

Далее на восток на протяжении еще 230 м ширина второго фрагмента резко сокращается и на расстоянии 3690 м от протоки он заканчивается узким выступом шириной всего 10–15 м. В этой части острова его поверхность представлена сплошной чередой холмов разной высоты, покрытых, в основном, кедровым стлаником.

На расстоянии 3595 м от начала второго фрагмента отмечен холм, отметка которого составляет 463,19 м абс., т.е. он на 7,29 м возвышается над средним уровнем озера. Это является максимально выявленной отметкой для всего острова Ярки.

В расширяющейся части острова сохранился полуразрушенный деревянный домик. На протяжении 600 метров до узкого места (перешейка) байкальский берег подвержен размыву волнами. Высота абразионных уступов достигает полутора метров (Рисунок 3.19).

На берегу со стороны Ангарского Сора, начиная с высокой части второго фрагмента (2950 м от его начала) и далее на восток прослеживается торфяной вал.

В приурезовой части байкальского берега подводные валики не наблюдаются, что, по-видимому, связано с дефицитом наносов.



Рисунок 3.19. Размываемый берег на восточной оконечности второго фрагмента острова. 2006 г.

На расстоянии 3807 м, начиная от восточного берега протоки разделяющей первый и второй фрагменты острова Ярки, заканчивается второй фрагмент, что будет являться его длиной, считая по оси острова. А с учетом косы, идущей от протоки параллельно первому фрагменту, в западном направлении общая длина второго фрагмента составит 5,077 м. Ширина восточной оконечности второго фрагмента перед началом промоины составляла около 20 м.

Восточнее оконечности второго фрагмента острова Ярки начинается промоина (Рисунок 3.20), при этом в самом её начале в рельефе дна выражено углубление шириной от 25 до 50 метров, где глубины увеличиваются до 90 см относительно среднего уровня озера.



Рисунок 3.20. Промоина между вторым и третьим фрагментами островного бара Ярки. 2005 г.

В 70-90 м от оконечности второго фрагмента (неравномерность по расстоянию связана с извилистостью восточного края углубления) глубина в промоине между вторым и третьим фрагментом острова Ярки в целом уменьшается и составляет 20-30 см.

Верхняя часть аккумулятивного образования по промоине представлена полкой шириной 160-170 м, которая со стороны Сора и озера ограничена изобатами, проведенными по 455,50 м абс.

В пределах этой полки отметки её поверхности колеблются от 455,70-455,80 м. Встречаются редкие отдельные небольшие островки, поросшие травой, поверхность которых повышается до отметок 455,90 до 456,45 м. Относительно оси, соединяющей второй и третий фрагменты острова Ярки, полка в промоине имеет прогиб в сторону Ангарского Сора. В восточном направлении ширина этой столообразной поверхности несколько

расширяется до 180÷190 м. Прилегающее со стороны открытой части озера дно осложнено различного рода подводными аккумулятивными формами.

До третьего фрагмента острова Ярки, если считать по положению среднего уровня озера (455,90 м), длина промоины составляет 2443 м, а относительно максимального (456,40 м) - 2500 м. В восточной оконечности промоины расположен небольшой остров, длиной около 340 м и шириной 150 м (считая по положению среднего уровня озера), центр которого удален от западной оконечности третьего фрагмента, примерно, на 290 м. Отметки этого островка на 20-25 см превышают средний уровень озера и при подъеме уровня он скрывается под водой.

Западная, приурезовая озерная часть третьего фрагмента мелководна. Как и на втором фрагменте наблюдается аккумулятивное тело, вытянутое на 135 м в сторону озера, заключенное в диапазоне среднего и максимального уровней. Западная часть третьего фрагмента подвержена размыву.

В целом третий фрагмент узкий. Его западная оконечность при высоком уровне имеет ширину около 35 м (Рисунок 3.21).



Рисунок 3.21. Третий фрагмент островного бара Ярки.
Ноябрь 2005 г.

Этот фрагмент представлен серией отдельных холмов, отметки которых достигают 459 м. Длина третьего фрагмента по линии среднего уровня озера всего 650 м, а при максимальном – 565 м. Ширина этого фрагмента не превышает 55 м. На этом фрагменте острова имеются жилые

постройки (домики и навесы) (Рисунок 3.22). Со стороны Ангарского Сора в районе домов имелся небольшой деревянный причал.

У восточной оконечности острова по направлению течения в протоке Власиха располагается коса, выдвигаемая в озеро между положениями максимального и среднего уровней на 75 м.



Рисунок 3.22. Постройки на третьем фрагменте островного бара Ярки. 2005 г.

Приурезовая озерная акватория вдоль острова на расстоянии 90-95 м от него мелководна и осложнена серией небольших подводных валиков. После чего резко идет свал глубин.

Далее в восточном направлении следует протока Власиха, ширина которой между восточным краем третьего фрагмента острова Ярки и западной оконечностью острова Миллионный при среднем уровне озера составляет 572 м и 605 м при максимальном. Наибольшая глубина в протоке около 9 м.

Остров Миллионный – аккумулятивное образование – дельта, сформированная между протокой Власиха и основным руслом р.Верхняя Ангара (Рисунок 3.23).

Относительно среднего уровня воды в озере ширина западной оконечности острова Миллионный составляет около 40 м. Он начинается

небольшим холмом, отметка которого чуть менее 457 м. Далее в восточном направлении ширина острова увеличивается и уже через 100 м от протоки Власиха она составляет почти 120 м.

В целом, отметки острова на первых 450 м от протоки Власиха низкие, немногим более 456 м (максимальная – 456,17 м абс). При таких отметках поверхность острова с повышением уровня воды в озере выше среднего затопливается за исключением двух небольших холмиков с отметками 456,78÷456,85 м абс.



Рисунок 3.23. Остров Миллионный. 2005 г.

Далее на восток начинается полоса суши незатапливаемая при высоких отметках уровня. Приурезовая полоса со стороны Байкала отмелая. Отметки отдельных участков суши увеличиваются до 457-458 м абс, оставаясь в целом низкими.

На расстоянии 2 км от протоки Власиха располагаются холмы, отметки которых лежат в диапазоне 458-459 м абс. Максимальная зафиксированная отметка составляет 459,45 м абс. Эта серия холмов располагается в 15-30 метрах от линии уреза воды со стороны Байкала.

На удалении 2450 м в «теле» острова прослеживается понижение до отметок 455,80 м, протянувшееся вдоль берега почти на 180 м. Далее отметки острова вновь увеличиваются. Восточная оконечность острова низкая.

Общая длина острова Миллионный по Байкальскому берегу относительно среднего уровня воды в озере составляет 3015 м.

3.5.2. Результаты обследования островного бара Ярки в 2013 г.

В период 06-17 августа 2013 г. совместной экспедицией ИВЭП СО РАН и НИЦ «Морские берега» на островном баре Ярки, с целью оценки произошедших на объекте морфологических изменений, а также дополнения и детализации ранее собранных данных, был выполнен комплекс полевых работ, который включал в себя:

- визуальное пешее обследование островного бара и прилегающего к нему побережья в районах Нижнеангарской косы и Дагарской губы;
- съемку береговой линии островного бара (линии текущего уреза воды при отметках 456.07-456.09 м БС), а также прилегающих к бару участков береговой линии Нижнеангарской косы и Дагарской губы;
- съемку профилей рельефа береговой зоны в надводной и подводной части, по набору створов, расположенных на всем протяжении береговой линии островного бара;
- промеры глубин прибрежной зоны акватории озера Байкал (до изобаты 20 м) на участке между устьями рек Кичера и Верхняя Ангара.

По результатам этих работ составлена геоморфологическая карта островного бара Ярки М 1:25000 (Приложения 8-11) с детализациями М 1:10000.

Информация, приведенная на геоморфологической карте, дополняется данными о профилях рельефа береговой зоны по набору створов, представленными в приложениях.

Ниже приводится описание текущего состояния островного бара Ярки с указанием изменений, произошедших с 2006 по 2013 годы.

К наиболее существенным изменениям можно отнести следующие.

Во-первых, если в 2006 г. островной бар Ярки состоял из трех фрагментов, отделенных друг от друга двумя промоинами, одна между первым и вторым фрагментом шириной около 40-50 м, и другая между вторым и третьим фрагментом – около 2,5 км (см. Рисунок 3.24), то в 2013 году он состоит из двух фрагментов.

Промоина, существовавшая в 2006 г. между первым и вторым фрагментами, закрылась, предположительно в 2008 г. Образовавшаяся песчаная перемычка имеет ширину около 50 м, длину – около 40 м, и возвышается над урезом максимум на 0,4 м (Рисунок 3.24).

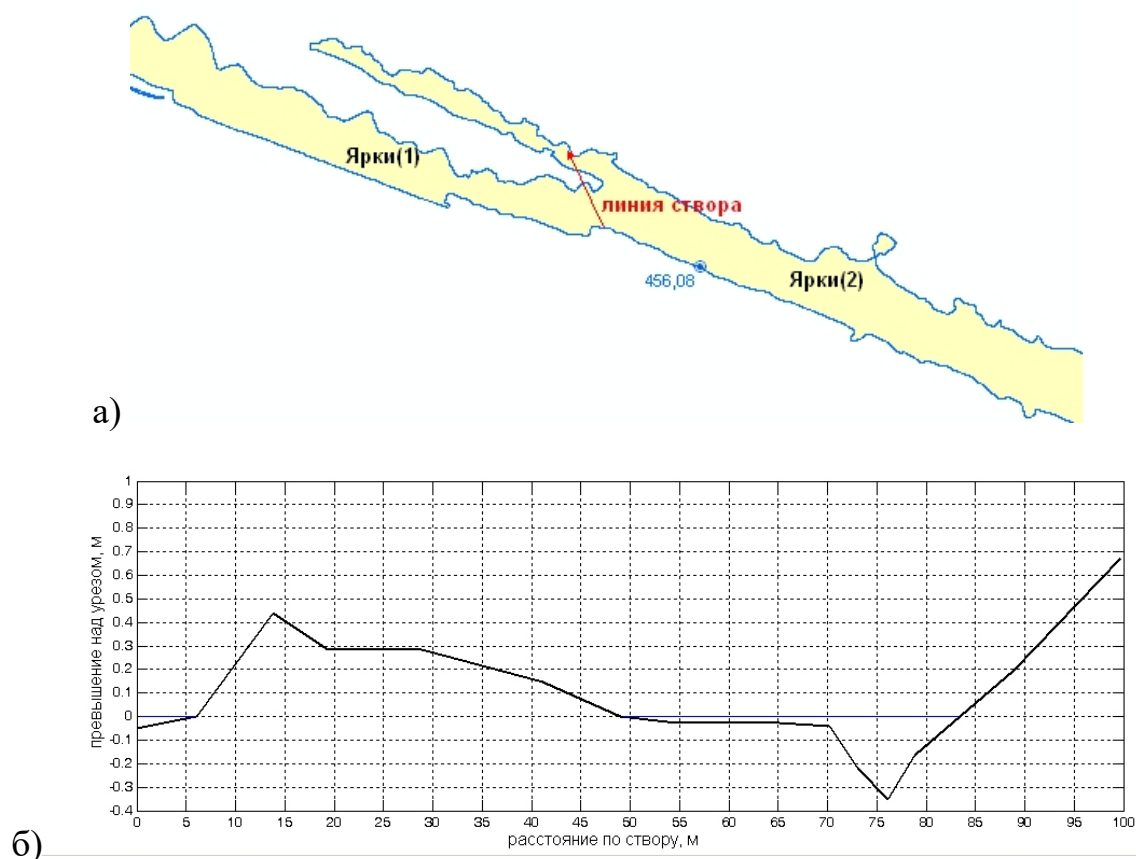


Рисунок 3.24. Профиль рельефа перемычки, соединяющей два ранее разделенных фрагмента островного бара Ярки, по результатам съемки 2013 г.: а) положение и направление створа профиля; б) профиль рельефа по створу.

Во-вторых, в мелководной промоине, существовавшей между вторым и третьим фрагментами, образовалась глубокая прорва, шириной около 30-40 м.

К наиболее существенным изменениям, также можно отнести размыв западной оконечности острова в районе устья р.Кичера и аккумуляцию материала на западных оконечностях острова Миллионный и теперь уже второго (ранее третьего) фрагмента острова Ярки, расположенного между большой промоиной и протокой Власиха.

Примечательным явилось и то обстоятельство, что почти на всем протяжении между устьями рек Кичера и Верхняя Ангара, т.е. в пределах островов Ярки и Миллионный с Байкальской стороны к берегу причленились, вышедшие на поверхность песчаные валы, отчленившие небольшие по ширине и глубине лагуны или образовавшие протяженные косы.

При этом говорить о низком уровне воды в озере на момент осмотра (10-14 августа 2013 г.) не приходится, т.к. отметка уровня, в среднем, равнялась 456,08 м абс. при среднемноголетнем уровне равном 455,90 м абс. К тому же она очень близка к среднемноголетней отметке уровня озера за период открытой воды в зарегулированном режиме.

Западной границей острова Ярки является устье р.Кичера (пролив), ширина которого менялась во времени.

Так у Ф.К.Дриженко Кичерское устье имеет ширину около 70 саженей. Если принимать, что ранее при морских исследованиях расстояния обычно измерялись в морских саженях, длина которых равнялась около 1,83 м, то ширина устья была около 128 м. При использовании обычной сажени, длина которой равняется 2,13 м, ширина устья реки Кичера могла быть около 150 м.

В атласе озера Байкал № 65064, изданным Главным управлением навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации в

2001 г., где район острова Ярки изображен в М 1:25000 по состоянию на 1971г., ширина устья составляет 280-295 м.

По съемке выполненной НИЦ «Морские Берега» в 2005-2006 годах, эта ширина колеблется в пределах 150-160 м, а по съемке 2013 г. она составляет 200 м. При этом, ширина устья по съемкам 2005-2006 и 2013 годов была определена при одном и том же уровне воды в озере.

Согласно материалам съемки 2013 г. западный край острова Ярки по сравнению с 2006 годом был размыт на 35-37 м.

Причину размыва западной оконечности острова Ярки в устье р.Кичера в настоящее время определить затруднительно. Можно предположить, что это произошло после строительства в 2007 г. дамбы с каменнонабросной бунной по Нижнеангарской косе (Рисунок 3.25).

Одновременно с отступлением западной оконечности острова размыву подвергся как байкальский берег на протяжении 250 м (Рисунок 3.26), где отступление береговой линии в среднем составило около 10 м, так и берег со стороны залива Ангарский Сор на протяжении 90-95 м, где берег отступил, в среднем, от 3 до 5 метров (Рисунок 3.27).

После 2006 г., начиная от устья р. Кичера, в пределах низкой западной части острова ближе к байкальскому берегу высажена полоса древесной растительности. Её составляют, в основном, березы, очень редко встречаются деревья хвойных пород (Рисунок 3.28). В августе 2013 г. высота высаженных деревьев достигала 3–4-х метров.

Высаженные деревья способствовали удержанию и накоплению песка при ветровом воздействии. В пределах высаженной лесополосы не видно следов перелива воды во время штормов через низкую западную часть острова (Рисунок 3.27). Сравнение положений линий берега в 2006 и 2013 годах свидетельствует о несущественном их изменении.

На всем рассматриваемом протяжении берега со стороны основной акватории озера Байкал в августе 2013 года наблюдалась почти сплошная полоса, как примкнувших с двух сторон к берегу аккумулятивных форм в

виде валиков с отчленением небольших и неглубоких лагун, так и формирование небольших кос (Рисунок 3.30).



Рисунок 3.25. Каменнонабросные сооружения, возведенные в устье р.Кичера по Нижнеангарской косе. Август 2013 г.



Рисунок 3.26. Размыв берега со стороны Байкала в районе устья р. Кичера.



Рисунок 3.27. Размыв берега со стороны Ангарского Сора в районе устья р.Кичера. Август 2013 г.



Рисунок 3.28. Высаженная лесополоса древесной растительности на западной оконечности островного бара Ярки. Август 2013 г.



Рисунок 3.29. Состояние берега в районе лесополосы. Август 2013 г.



Рисунок 3.30. Аккумулятивные формы по берегу Байкала. Август 2013 г.

Как и в 2006 году на протяжении 7,1 км, до места, где ранее существовала протока между первым и вторым фрагментом бара, по байкальскому берегу наблюдается чередование чисто аккумулятивных участков (Рисунок 3.29а) с участками берега, которые подвергаются подмыву во время штормов в сочетании с подъемом уровня воды в озере (Рисунок 3.31б).

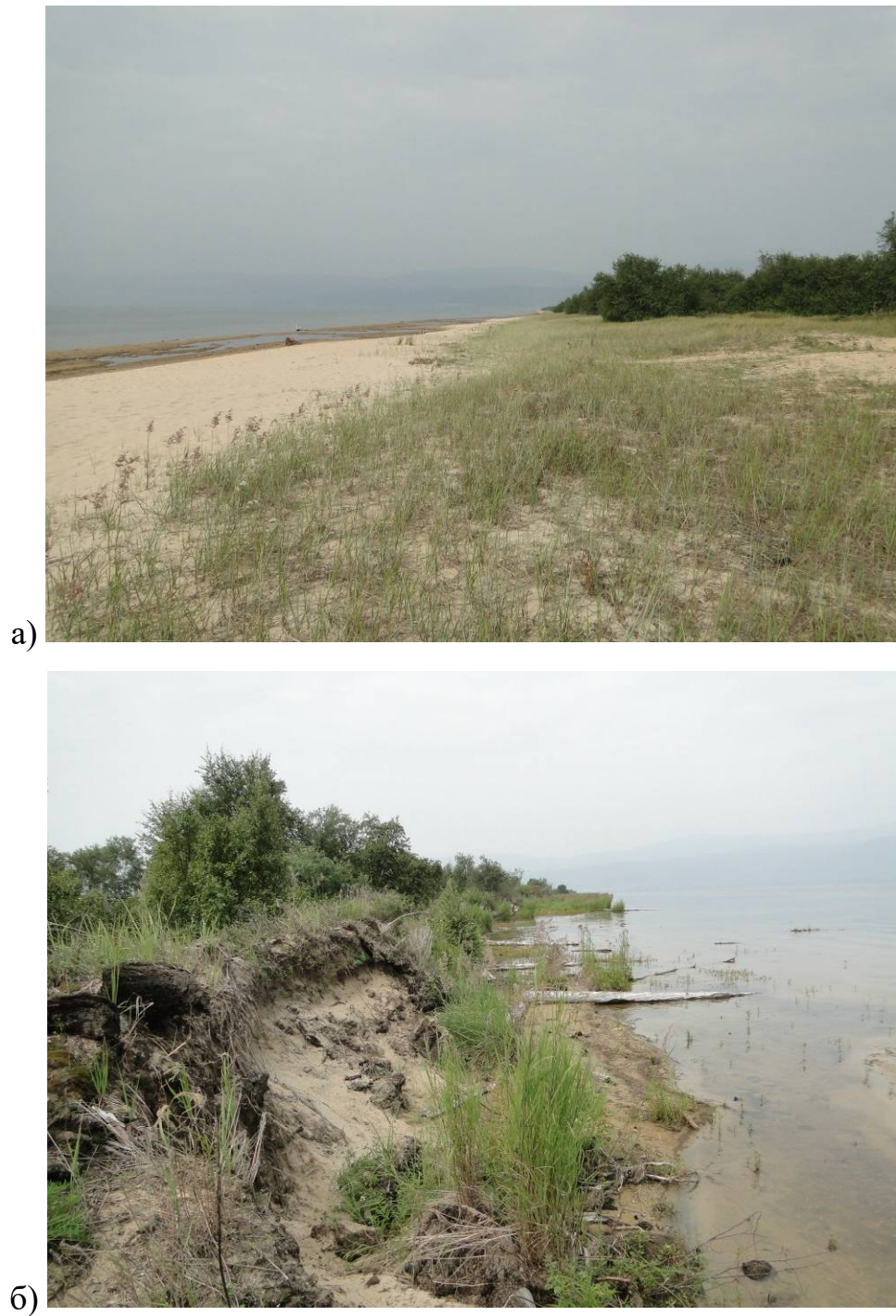


Рисунок 3.31. Аккумулятивные (а) и размываемые (б) участки берега на островном баре Ярки. Август 2013 г.

Следов явных размывов байкальского берега со смещением по сравнению с 2006 годом береговой линии вглубь острова не обнаружено. Со стороны Ангарского Сора положение берега на этом участке практически не изменилось.

Наиболее существенные изменения по сравнению с 2006 годом, как уже упоминалось выше, произошли на удалении 7,1 км от устья р.Кичера, где ранее была протока, отделявшая первый и второй фрагменты острова. В настоящее время, эта протока полностью занесена песком (Рисунок 3.32) с образованием единого фрагмента острова (Рисунок 3.33).

В пределах ранее существовавшего (до 2006 г.) второго фрагмента острова, береговые процессы и связанное с ними формирование контура берега, протекают идентично описанным выше. По байкальской стороне также наблюдалась смена участков берега без следов его размыва волнами (Рисунок 3.34) с участками, где проявляются эти процессы (Рисунок 3.35).

По сравнению с 2006 г. восточная оконечность бывшего второго фрагмента (перед широкой промоиной) по результатам обследования в августе 2013 г. была несколько размыта (Рисунок 3.36). Её узкая низкая часть на протяжении 125 м была полностью размыта. Отступление берега с Байкальской стороны прослеживается на протяжении 220 метров, где берег отступил на 5-10 м.

В этом месте заканчивается единый на август 2013 г. фрагмент острова Ярки, начинающийся от устья р.Кичера. Далее идет промоина, отделяющая следующий (бывший третий) фрагмент острова.

По сравнению с 2006 г. в 2013 г. отмечается существенная аккумуляция песчаного материала на западной оконечности этого фрагмента (Рисунок 3.37), где выдвижение линии уреза воды произошло на протяжении около 600 метров.

По продолжению высокой части этого фрагмента сформировался низкий участок берега, шириной от 70 до 110 метров. С Байкальской стороны почти вдоль всего этого фрагмента острова Ярки наблюдаются примкнувшие к берегу песчаные валы и косы (Рисунок 3.38). Берег, примыкающий к протоке Власиха, практически остался без изменения (Рисунок 3.39).



Рисунок 3.32. Протока, занесенная песком. Август 2013 г.



Рисунок 3.33. Место соединения первого и второго фрагментов островного бара Ярки (2006 г.) с образованием единого фрагмента (2013 г.)



Рисунок 3.34. Аккумулятивная низкая часть бывшего второго фрагмента островного бара Ярки. Август 2013 г.



Рисунок 3.35. Подмыв высокой части бывшего второго фрагмента островного бара Ярки. Август 2013 г.



Рисунок 3.36. Восточная оконечность объединенного западного фрагмента островного бара Ярки перед промоиной. Август 2013 г.



Рисунок 3.37. Западная оконечность последнего фрагмента островного бара Ярки после промоины. Август 2013 г.



Рисунок 3.38. Песчаные валы и косы на низкой части фрагмента островного бара Ярки между большой промоиной и протокой Власиха. Август 2013 г.



Рисунок 3.39. Восточная оконечность островного бара Ярки у протоки Власиха. Август 2013 г.

По съемке, выполненной в августе 2013 г., площадь острова Ярки, состоящего из двух фрагментов составила 1,124 км². По сравнению с площадью 2006 г., которая равнялась 1,033 км² она несколько увеличилась, в основном, за счет прироста западной оконечности второго фрагмента. Сравнение площадей произведено при уровне воды в озере равном 456,08 м абс.

Детальное описание острова Миллионный, расположенного между протокой Власиха и основным руслом реки Верхняя Ангара приводилось выше. Здесь остановимся на изменениях, произошедших с 2006 по 2013 годы.

Общая площадь острова Миллионный, определенная при уровне 456,08 м абс. в 2013 г., составила 0,368 км², что существенно больше, чем в 2006 году (0,264 км²).

Увеличение площади острова, в основном, произошло за счет аккумуляции наносов на западной его оконечности (Рисунок 3.40) и, отчасти, выдвижения берега в сторону Байкала (Рисунок 3.41).



Рисунок 3.40. Аккумуляция наносов на западной оконечности острова Миллионный. Август 2013 г.



Рисунок 3.41. Байкальский берег острова Миллионный.
Август 2013 г.

Сформированная на западной оконечности острова территория имеет низкие отметки и, во время штормов, волны могут перекатываться через нее.

Подводя итоги вышесказанному и проанализировав основные этапы существования островного бара Ярки, можно сделать следующие заключения:

1. Образование бара было связано с развитием речных дельт Кичеры и В.Ангара. Питание и развитие островов было связано с наносами вышеуказанных рек и вдольберегового переноса донных осадков озера и продуктов переработки его берегов.
2. Основные этапы разрушения берегов островного бара Ярки связаны с повышениями уровня оз.Байкал.
3. Повышение уровня Байкала после строительства Иркутской ГЭС, разрушило сложившуюся веками сложную гидродинамическую, лито- и морфодинамическую систему транспорта реками пляжеобразующего

материала на северный берег Байкала и его перераспределение по контуру острова и береговых кос.

4. Вдольбереговой перенос пляжеобразующего материала играет существенную роль в современной динамике берега островного бара Ярки.
 - Направление движения вдольберегового перемещения наносов – с востока на запад.
 - Более крупные фракции песка осаждаются на восточной окраине бара (о.Миллионный), самый мелкий песок аккумулируется в устье Кичеры.
 - Наиболее интенсивный размыв наблюдается на восточных концах, образовавшихся в результате размыва фрагментов островного бара.
5. В настоящее время значительная, а, возможно, и большая часть песка, подаваемая волнами от устья Верхней Ангары, уходит в просвет между вторым и третьим островами протяженностью 2,3 км и наращивает ширину мелководья со стороны Ангарского Сора. Аналогичная картина имеет место и за промоиной у восточного конца первого острова. Поэтому и происходит интенсивный размыв восточных концов островов.
6. В 2006 г. островной бар Ярки состоял из трех фрагментов, отделенных друг от друга двумя промоинами, одна между первым и вторым фрагментом шириной около 40-50 м, и другая между вторым и третьим фрагментом – около 2,5 км (см. Рисунок 2.4). Исследования 2013 года показали, что он состоит уже из двух фрагментов.
7. В мелководной промоине, существовавшей между вторым и третьим фрагментами, образовалась глубокая прорва, шириной около 30-40 м.
8. К весьма существенным изменениям (после 2006 г.) можно отнести, размыв западной оконечности острова в районе устья р.Кичера и аккумуляцию материала на западных оконечностях острова Миллионный.

9. Почти на всем протяжении между устьями рек Кичера и Верхняя Ангара, т.е. в пределах островов Ярки и Миллионный с Байкальской стороны к берегу причленились, вышедшие на поверхность песчаные валы, отчленившие небольшие по ширине и глубине лагуны или образовавшие протяженные косы.

3.6. Морфологические изменения островного бара Ярки

Как уже неоднократно отмечалось, повышение уровня озера Байкал после создания Иркутского гидроузла привело к изменению природного хода развития экзогенных рельефообразующих процессов. Усилилась абразия берегов, начался размыв ряда аккумулятивных форм, формирование которых происходило длительное время при естественном уровне воды в озере.

Эти изменения в полной мере затронули и рассматриваемый здесь объект, который за прошедшее после создания Иркутской ГЭС время претерпел существенную трансформацию.

3.6.1. Изменение морфометрических показателей островного бара Ярки после строительства Иркутской ГЭС

До начала 60-х годов прошлого века островной бар Ярки представлял собой единый остров, протянувшийся от устья р. Кичера до Среднего устья р. Верхняя Ангара [Атлас озера Байкал, 1959].

По данным топографической съемки 1962 г., результаты которой отражены на топографической карте М 1:25000 и без каких-либо изменений перенесены на топографические карты более мелких масштабов и более поздних изданий (М 1:100000, 1978; М 1:200000, 1986; М 1:500000, 1988), остров Ярки при отметке уровня воды озера Байкал – 456,6 м ТС имел основные морфометрические характеристики, приведенные в таблице 3.3.

Величина отметки уровня 456,6 ТС соответствует среднему значению уровня озера в период открытой воды (июнь – октябрь) за 2000 – 2012 гг. по водомерному посту Нижнеангарск.

Таблица 3.3

Основные морфометрические параметры острова Ярки по данным топографической съемки 1962 г. Отметка уровня оз. Байкал – 456,6 м ТС

Характеристика	Значение
Длина по геометрической осевой линии, км	14,242
Площадь, га	297,675
Ширина средняя, м	209
Ширина максимальная, м	656
Ширина минимальная, м	110

По состоянию на август 2013 г. островной бар Ярки состоял из двух фрагментов: большого западного и малого восточного, разделенных прораном протяженностью 1950 м. Подавляющая часть этого прорана занята отмелью с глубинами менее 1 м шириной 100-150 м, частично осушаемой при средних и низких уровнях воды (Рисунок 3.42).

Примечательной особенностью профиля является наличие обширного мелководья со стороны основной акватории озера. Так изобата 2 м располагается на расстоянии 165 м от уреза, изобата 5 м – на расстоянии 470 м, а изобата 10 м – на расстоянии 800 м. Впрочем, как показывают результаты промеров, это характерно для всей береговой зоны бара Ярки со стороны озера.

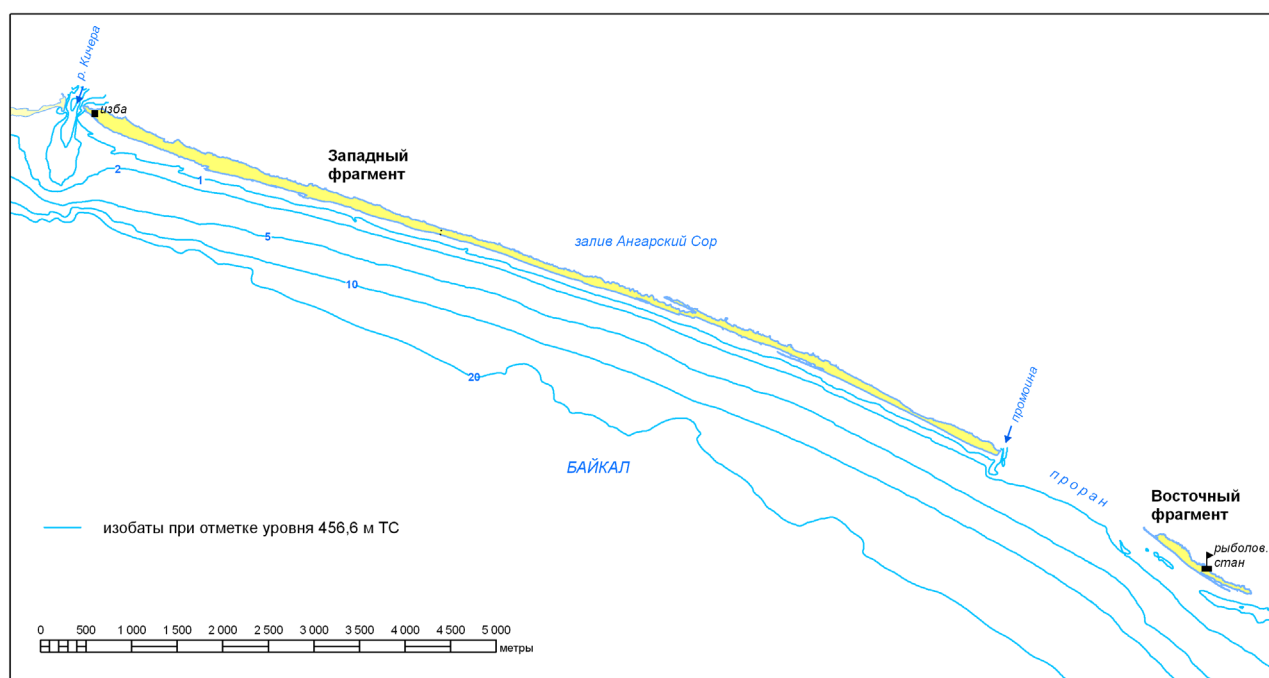


Рисунок 3.42. Схема береговой зоны островного бара Ярки по состоянию на август 2013 г.

Морфометрические параметры островного бара Ярки (обоих его фрагментов) по состоянию на август 2013 г. при отметке уровня воды 456,6 м ТС приведены в таблице 3.4.

Таблица 3.4

Основные морфометрические параметры островного Ярки по данным топографической съемки 2013 г. Отметка уровня оз. Байкал – 456,6 м ТС

Характеристика	Значение	
	Западный фрагмент	Восточный фрагмент
Длина по геометрической осевой линии, км	10,806	1,210
Площадь, га	102,444	9,072
Ширина средняя, м	95	75
Ширина максимальная, м	197	118
Ширина минимальная, м	26	33

Таким образом, за 50 лет площадь бара сократилась более чем наполовину (62%), а средняя и минимальная ширина уменьшилась на 100 м.

3.6.2. Реакция профиля береговой зоны островного бара Ярки на повышение уровня озера Байкал

Реакция профиля аккумулятивного берега на повышение уровня моря (водоема) описывается концепцией Брюна–Зенковича, согласно которой профиль берега будет сдвигаться как единое целое в сторону суши или в сторону моря вслед за ходом уровня (его повышением или понижением) [Зенкович, 1962; Bruun, 1988] (Рисунок 3.43).

Следует особо подчеркнуть, что здесь рассматриваются не сезонные вариации или циклические изменения на масштабе времени в несколько лет, а исторически длительное однонаправленное изменение уровня или «одномоментное» изменение уровня и дальнейшее сохранение новой отметки на исторически длительное время.

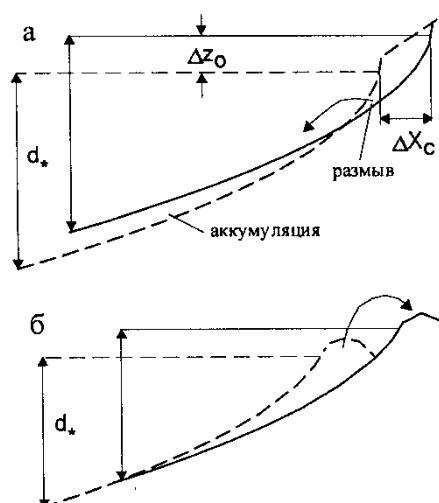


Рисунок 3.43. Эволюция профиля берега при повышении уровня моря. а) типичный случай – размыв надводной части и перемещение материала вниз по склону; б) очень отмёлый берег – перемещение материала вверх по склону. ΔZ_0 – повышение уровня; ΔX_c – отступление берега; d_* – глубина замыкания (мористая граница активной части профиля).

Количественным выражением этой концепции является хорошо известное и широко применяемое на практике правило Брууна [Bruun, 1988].

Согласно этому правилу смещение берега прямо пропорционально изменению уровня ΔZ_o и обратно пропорционально среднему уклону активной части профиля:

$$\Delta X_c = \frac{\Delta Z_o}{S} \quad (3.1)$$

где ΔX_c – смещение берега; ΔZ_o – изменение уровня; S – средний уклон активной части профиля.

Халлермайер связывает глубину замыкания с параметрами экстремального волнения вне береговой зоны («на глубокой воде») продолжительностью не более 12 часов в год [Hallermeier, 1981]:

$$D_c = 2.3H_{s\infty} - 10.9 \frac{H_{s\infty}^2}{L_\infty} \quad (3.2)$$

где $H_{s\infty}$ – высота волн обеспеченностью 13% в системе, называемая также высотой «значимой» или «существенной» волны (*significant wave height*), на глубокой воде; L_∞ – длина волны на глубокой воде.

Согласно концепции Брюна-Зенковича при подъеме уровня материал, смываемый с надводной части профиля, откладывается в нижней части склона (Рисунок 3.41 а).

Для сравнительно пологих склонов характерен иной тип поведения берега, описанный Долотовым, а также Кауэллом с соавторами [Долотов, 1989; Cowell, 1995]. В этом случае при повышении уровня воды материал перемещается вверх по склону и аккумулируется в виде берегового вала или барьера, продвигающегося вглубь суши по мере затопления берега (Рисунок 3.41 б). Указанные выше авторы выделяют также промежуточный тип реакции берега на подъем уровня, при котором одна часть материала накапливается вверху, а другая – в нижней части профиля.

Дин и Маурмайер представили модернизацию правила Брюна для островного бара [Dean, 1983]. При повышении уровня моря бар будет отступать как единое целое вглубь суши, при этом, увеличивая свои

абсолютные отметки высоты на величину подъема уровня – т.е. совершать движение «назад и вверх» (Рисунок 3.44).

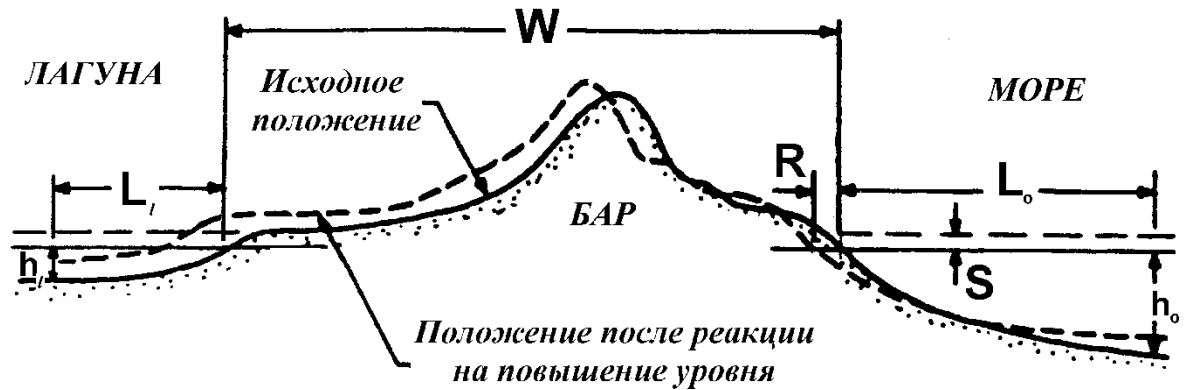


Рисунок 3.44. Реакция островного бара на повышение уровня (по Дину и Маурмайеру). R – смещение бара; S – подъём уровня; W – ширина надводной части бара; L_o , L_l – длина активной части профиля со стороны моря и лагуны; h_o , h_l – глубина замыкания со стороны моря и лагуны

В качестве основного механизма, обеспечивающего подачу материала на надводную часть бара для увеличения его абсолютных отметок, авторы рассматривают явление перехлестывания волн при особо мощных штормах.

Величина отступления островного бара при росте уровня моря связана с основными параметрами его береговой зоны, как со стороны моря, так и со стороны лагуны, следующим соотношением (Рисунок 3.42):

$$R = S \frac{L_o + W + L_l}{h_o - h_l} \quad (3.3)$$

где R – величина смещения бара вглубь суши; S – подъём уровня; W – ширина надводной части бара; L_o – длина активной части профиля со стороны моря; L_l – длина активной части профиля со стороны лагуны; h_o – глубина замыкания со стороны моря; h_l – глубина замыкания со стороны лагуны.

Формула (3.3) дает более значительное отступление берега, чем классическое правило Бруна (3.1), поскольку размываемый материал

расходуется не только на надстройку профиля со стороны моря, но также идет на повышение отметок наводной части бара и профиля в лагуне.

Как видно из рисунка 3.45 за последние 50 лет действительно произошло пространственное смещение островного бара «назад» – вглубь залива Ангарский Сор. Средняя величина этого смещения за период 1962 – 2013 гг., оцененного по 21 створу, расположенному в пределах ныне существующего западного фрагмента, составляет 128 м (Рисунок 3.45).

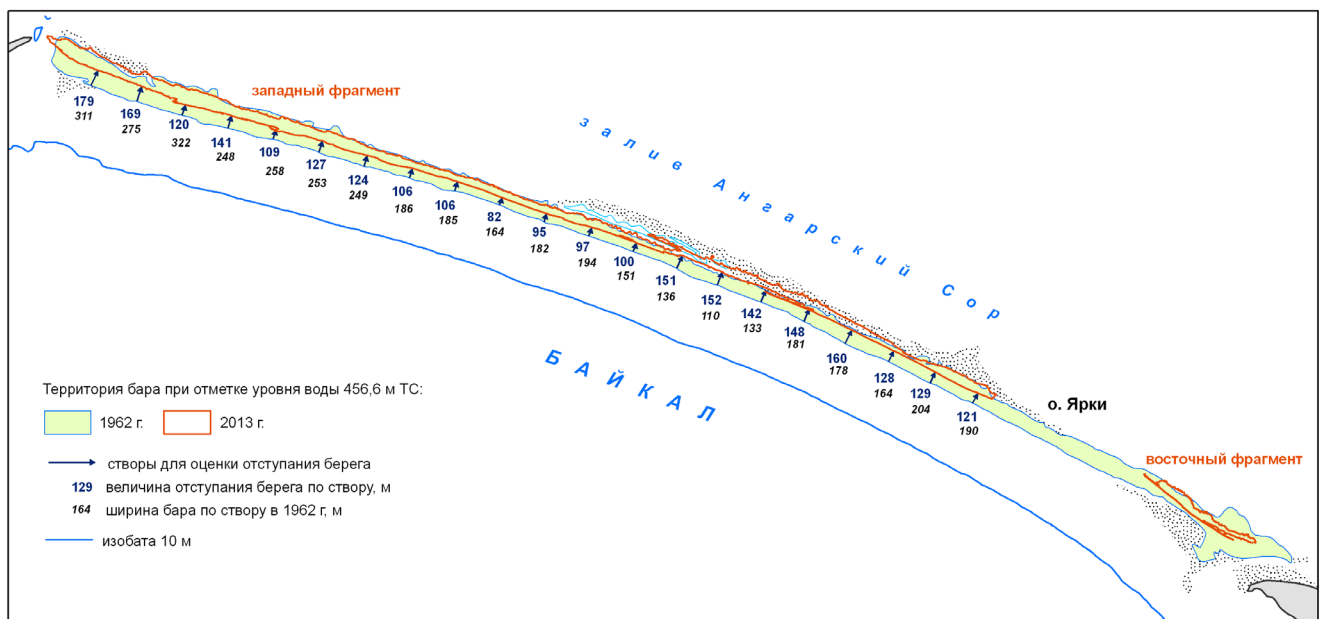


Рисунок 3.45. Пространственное смещение островного бара Ярки после подъема уровня озера Байкал в результате строительства Иркутской ГЭС, 1962 – 2013 гг. [Хомчановский, 2017].

Использование данных из таблицы 3.5 и формулы 3.2 дает оценку глубины замыкания со стороны основной акватории – 11 м и длины активной части профиля – 700 м. Со стороны залива глубина замыкания принята равной – 1 м, а длина активной части профиля – 200 м. Тогда по формуле 3.3 смещение бара при повышении уровня на 1 м составляет – 110 м.

Таблица 3.5

Средняя продолжительность ветра, в часах, по скоростям и направлениям за период открытой воды на акватории озера Байкал в районе островного бара Ярки (по данным метеостанции Нижнеангарск)

Скорость ветра, м/с		Направление, румб (азимут в градусах)			
Интервал	Значение	ЮВ (135°)	Ю (180°)	ЮЮЗ (202,5°)	З (270°)
6-7	7	4,78296	30,90528	44,51832	11,40552
8-9	9	—	6,99048	16,55640	2,20752
10-15	15	—	3,31128	12,50928	1,83960
15-20	20	—	—	3,31128	—

ГЛАВА 4 МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛИТОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ УСЛОВИЙ ОСТРОВНОГО БАРА ЯРКИ

Математическое моделирование довольно новый, но уже зарекомендовавший себя способ для исследований береговых литодинамических процессов. Положительные его стороны в том, что с помощью этого метода можно оценить количественные показатели переформирования берега, а также сделать дальнейший прогноз. Однако, есть и негативный момент. Изменения, происходящие в береговой зоне, связаны с различными природными условиями, факторами и процессами. Для того чтобы описать все эти параметры математически, приходится обрабатывать большие массивы данных и использовать довольно сложные функции. Также в большинстве моделей часто используются эмпирические значения, которые были выбраны, исходя из практического опыта исследований конкретных водоемов.

Основные теоретические аспекты наиболее популярных на данный момент моделей исследования береговых процессов освещены в главе 3. Ниже будут рассмотрены модели, зависимости и приемы, которые мы использовали для расчетов, применяемых непосредственно для исследования гидро, морфо и литодинамических процессов прибрежной зоны островного бара Ярки.

4.1. Расчет теоретического профиля относительного динамического равновесия

Согласно теории нейтральной линии, описанной в работе В.П. Зенковича (1962) на подводном береговом склоне может происходить совершенно необычный процесс. Если в какой-либо точке дна имеются частицы наносов различных крупностей, то при волнении данной силы мелкие частицы будут перемещаться вниз и одновременно крупные – вверх

по склону, а частицы какой-то одной крупности останутся на месте, так как для них здесь будет проходить нейтральная линия. Для каждой фракции наносов существуют свои динамические пределы тех глубин, на которых она может перемещаться при волнении данной силы. Другими словами, в направлении первоначальной нейтральной линии будут распространяться от нижнего и верхнего концов профиля две нейтральные зоны, которые сольются в общей плавной кривой, протягивающейся от берега до глубин, где действие волн становится незаметным. Весь подводный профиль превратится таким образом в нейтральную зону. Это и будет профилем равновесия для частиц наноса данной крупности [Зенкович, 1962].

Для проведения общего профильного анализа района островного бара Ярки и о. Миллионный вся территория исследования была разбита на 4 ключевых участка, которые формировались из 20 промерных створов (см. Приложение 1). Ключевые участки были выбраны по принципу медианной крупности материала, слагающего береговой склон (рис. 4.1). На основании массива точек снятых профилей строился средний профиль для участка. Величина достоверности аппроксимации линейного тренда на всех створах была не менее $R^2=0,95$. По модели Дина [Dean, 1991] для этого профиля (а также для всех профилей участка) высчитывался теоретический профиль относительного динамического равновесия. Также был рассчитан общий профиль равновесия для всего района. Профили равновесия сравнивались между собой. В среднем среднеквадратичное отклонение между средним профилем по участку и рассчитаному теоретическому профилю равновесия варьировалась в пределах 20-30 см, что вполне удовлетворяет значению точности моделирования. Абсолютно все теоретические профили равновесия лежат ниже реальных (в том числе и усредненных) профилей подводного берегового склона. Это говорит об аккумулятивном характере побережья и о поперечном движении наносов вверх по склону. Такой факт подтверждает адаптацию литодинамической системы для о. Ярки в целом. Также был четко установлен тренд уменьшения угла наклона профиля равновесия с востока на

запад (рис. 4.1). Этот факт говорит об уменьшении крупности материала к западу, что подтверждается натурными данными и свидетельствует в пользу применения данной модели в существующих условиях. Из приведенных данных видно, что на всех участках профиль равновесия лежит ниже натуральных профилей, откуда следует вывод, что участки размыва связаны с дефицитом наносов и контролируются вдольбереговыми перемещениями материала.

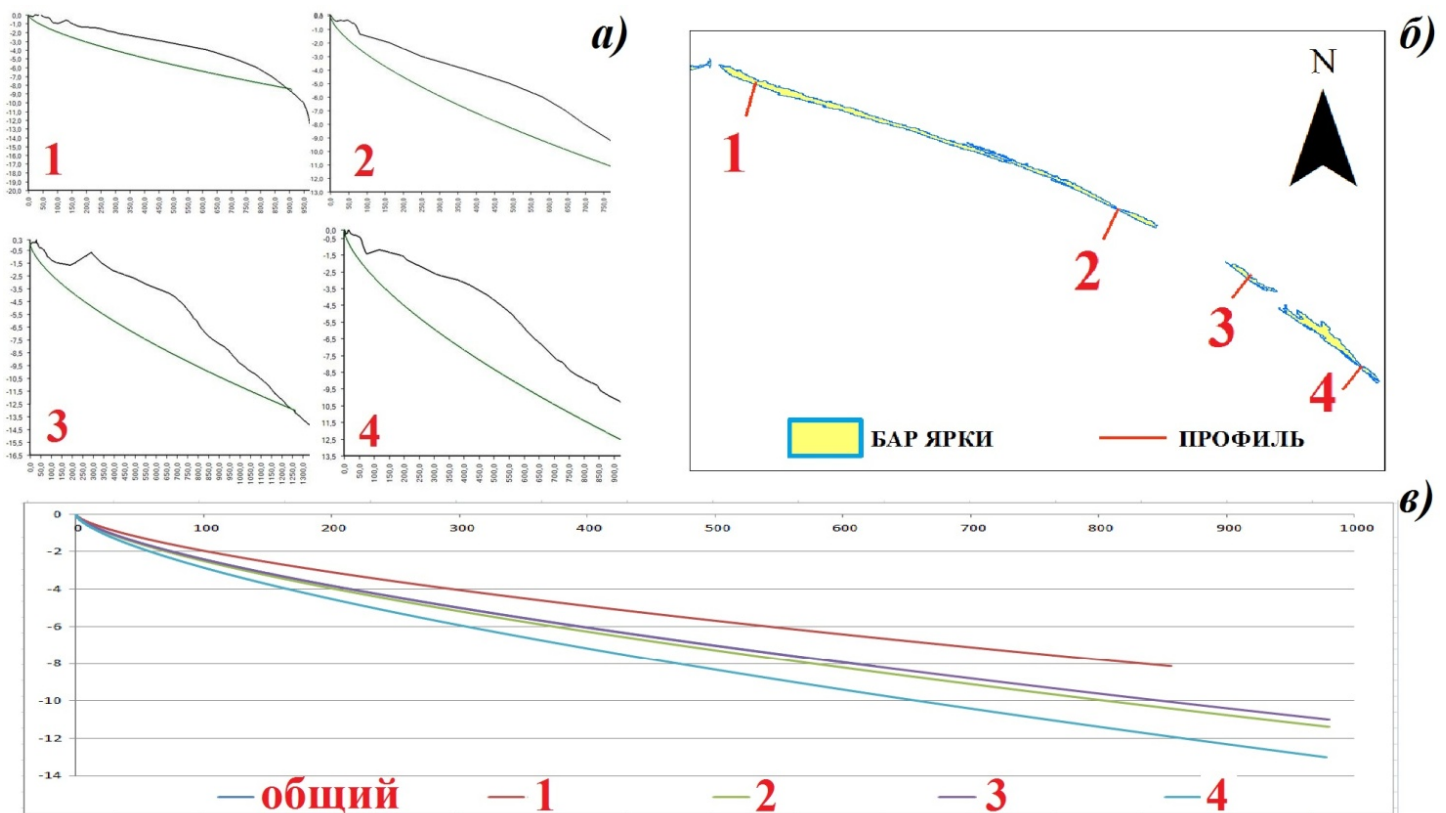


Рисунок 4.1. Расчеты теоретических профилей равновесия: а) реальный профиль (черный) и рассчитанный профиль равновесия (зеленый) по участкам; б) расположение участков; в) теоретические профили равновесия по участкам и общий профиль равновесия для бара Ярки

4.2. Расчет параметров волн

Наиболее объективные данные о параметрах волн и направлениях их распространения дают инструментальные наблюдения – непрерывные записи волномерных датчиков (волнографов) за достаточно продолжительное время (несколько лет). Однако, насколько нам известно, такие наблюдения в районе исследования не проводились. Поэтому, приходится получать соответствующую информацию расчетным путем.

Параметры волн (высота и период), генерируемых ветром на водной поверхности, в общем случае зависят от разгона – то есть расстояния от подветренного берега до расчетной точки по линии действия ветра, длительности действия ветра и глубин водоема по длине разгона [Руководство по расчету..., 1978].

Средняя высота (H) и средний период (T) волн в случае установившегося режима волнообразования, когда время действия ветра не влияет на параметры волн, и при постоянной глубине на разгоне могут быть вычислены по эмпирическим зависимостям, полученным Ю.М. Крыловым с соавторами [Крылов и др., 1976], которые являются аналитической основой соответствующих номограмм, приведенных в СНиП [Строительные нормы..., 1984]:

$$\frac{gH}{V^2} = 0,16 \left\{ 1 - \left[1 + 0,006 \left(\frac{gX}{V^2} \right)^{0,5} \right]^{-2} \right\} \times th \left(0,625 \frac{\left(\frac{gh}{V^2} \right)^{0,8}}{\left\{ 1 - \left[1 + 0,006 \left(\frac{gX}{V^2} \right)^{0,5} \right]^{-2} \right\}} \right) \quad (4.1)$$

$$\frac{gT}{V} = 3,1 \times 2\pi \left(\frac{gH}{V^2} \right)^{0,625} \quad (4.2)$$

где V – скоростью ветра; X – длина разгона, h – глубина водоема на разгоне; g - ускорение свободного падения.

При $\frac{gh}{V^2} \geq 3$ функция th в формуле 4.1 стремится к 1, и, соответственно, средняя высота волн перестает зависеть от глубины, то есть имеют место

глубоководные условия волнообразования [Крылов и др., 1976; Строительные нормы..., 1984]. В этом случае, средняя высота волн определяется по более простой формуле, которая описывает верхнюю огибающую семейства кривых расчетной номограммы СНиП [Строительные нормы..., 1984]:

$$\frac{gH}{V^2} = 0,16 \left\{ 1 - \left[1 + 0,006 \left(\frac{gX}{V^2} \right)^{0,5} \right]^{-2} \right\} \quad (4.3)$$

где V – скоростью ветра; X – длина разгона, g - ускорение свободного падения.

На рисунке 4.2 представлен график зависимости значений минимальной глубины воды, при которой имеют место глубоководные условия волнообразования, т.е. выполняется соотношение $\frac{gh}{V^2} = 3$, от скорости ветра.

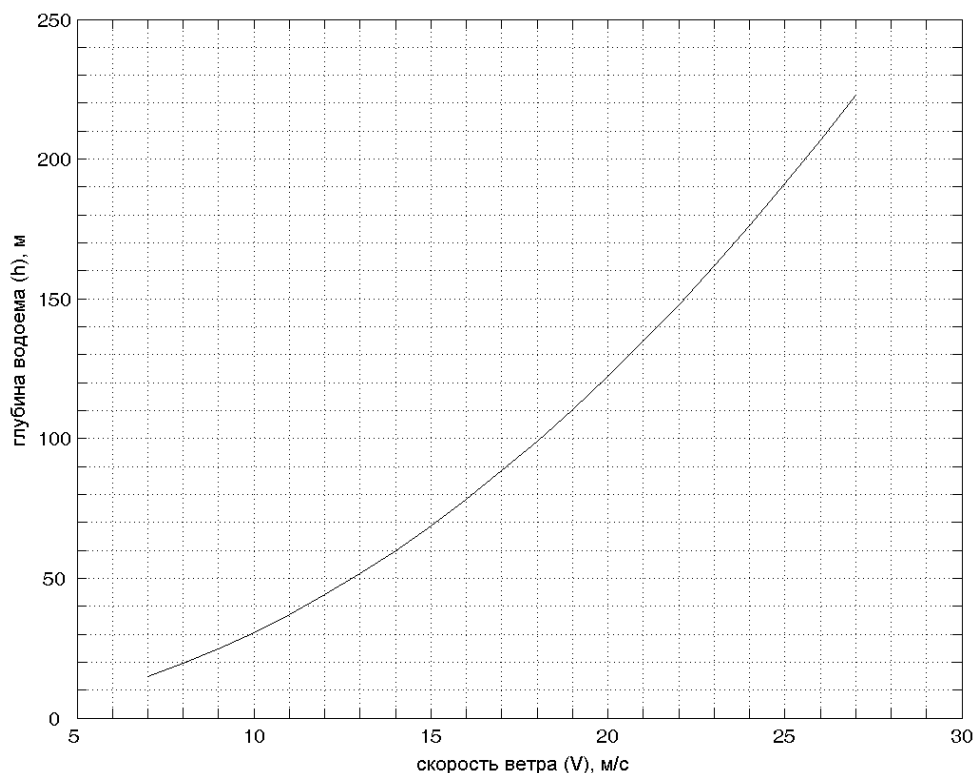
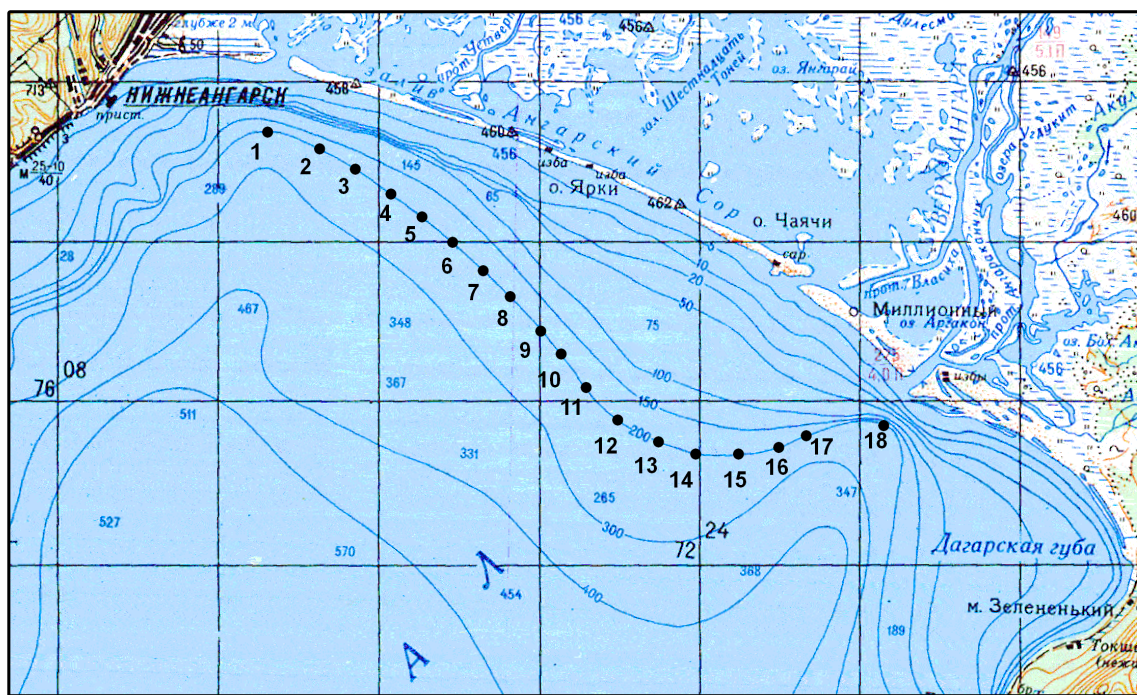


Рисунок 4.2. Минимальная глубина водоема (h), при которой выполняется условие глубоководности волнообразования, в зависимости от скорости ветра (V)

В случае переменной вдоль разгона глубины водоема, акватория может считаться глубоководной в смысле волнообразования если:

- глубина по разгону увеличивается, и, в расчетной точке соблюдается критерий глубоководности;
- глубина по разгону сначала увеличивается, а затем уменьшается, и, на участке уменьшающихся глубин, включая расчетную точку, выполняется критерий глубоководности [Руководство по расчету..., 1978].

Для определения параметров ветровых волн, воздействующих на островной бар Ярки, на изобате 200 м при отметке уровня озера Байкал 456,0 м БС были выбраны 18 расчетных точек, рассредоточенных по всему протяжению бара (Рисунок 4.3).



- расчетные точки для определения параметров ветровых волн

Топооснова - карта М 1:200000, издание 1986 г.

Рисунок 4.3. Расположение расчетных точек для определения параметров волн на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки.

Пространственное положение изобаты определялось по топографической карте М 1:200000 издания 1986 г. Положение изобаты 50 м,

обозначенной на той же карте, было подтверждено в ходе полевых работ 2013 г. Поэтому, можно полагать, что и конфигурация изобаты 200 м также осталась неизменной.

Разгоны волн определялись по этой же карте, а для больших разгонов – по топографической карте М 1:500000 (Рисунок 4.4).

Координаты расчетных точек и разгоны волн по активным румбам приведены в таблице 4.1.

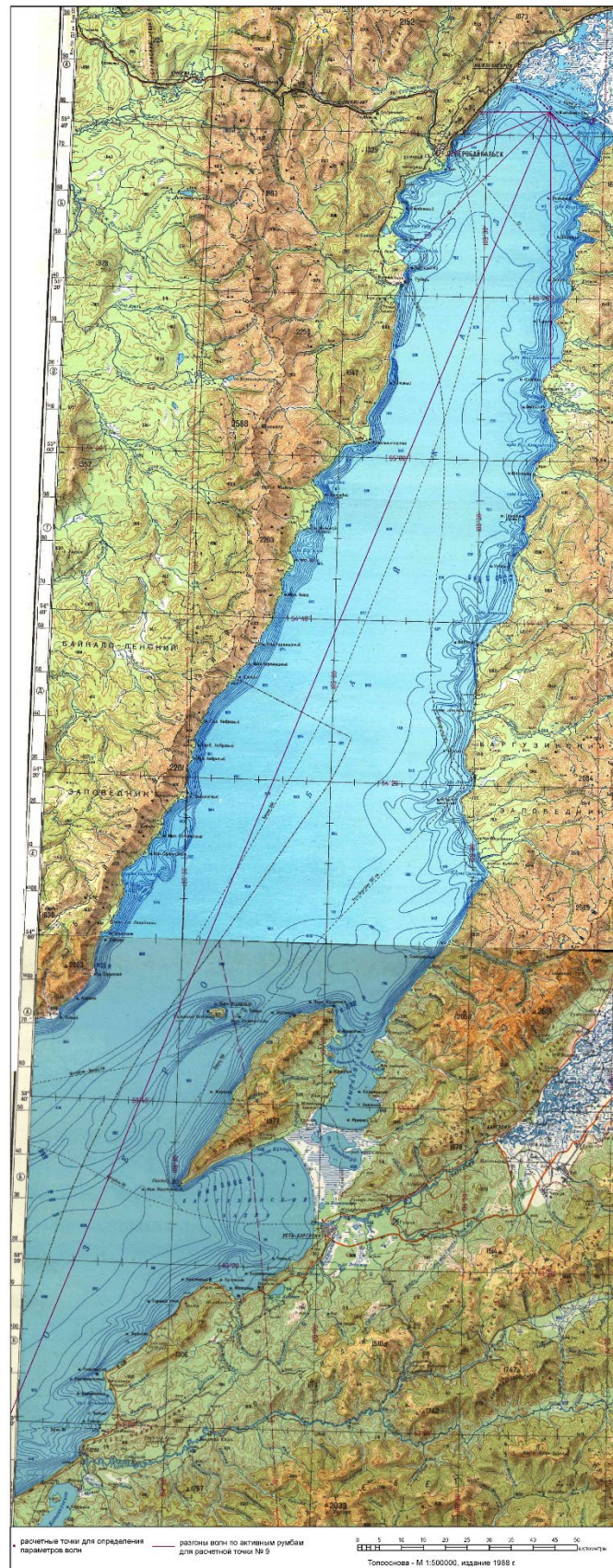


Рисунок 4.4. Разгоны волн по активным румбам для расчетной точки №9

Таблица 4.1

Координаты расчетных точек и разгоны волн по активным румбам

Расчетная точка			Разгон волн по румбам, км						
№	Координаты (WGS-84)								
	°с.ш.	°в.д.	З	ЗЮЗ	ЮЗ	ЮЮЗ	Ю	ЮЮВ	ЮВ
1	55,76018	109,61866	5,29	9,13	37,63	350,87	105,05	34,69	24,56
2	55,75664	109,63937	7,04	11,64	43,68	350,18	96,76	30,83	22,98
3	55,75230	109,65381	8,59	13,57	44,23	350,04	95,83	25,43	21,96
4	55,74688	109,66805	10,14	16,12	44,44	349,35	85,50	24,65	20,88
5	55,74181	109,68055	11,38	17,44	44,46	348,79	82,64	23,82	19,89
6	55,73631	109,69282	12,60	21,73	44,38	348,24	65,11	22,63	18,94
7	55,73000	109,70520	13,80	23,24	47,16	347,36	62,20	21,31	17,92
8	55,72436	109,71607	14,79	24,73	47,15	346,38	60,98	20,10	16,99
9	55,71674	109,72851	16,31	25,91	47,66	345,11	58,81	18,67	15,81
10	55,71162	109,73669	17,18	26,80	47,79	344,41	57,37	17,69	15,02
11	55,70424	109,74679	18,53	27,38	47,68	343,16	45,98	16,38	13,99
12	55,69706	109,75966	20,06	37,91	50,02	342,08	44,76	14,95	12,87
13	55,69238	109,77582	21,55	40,06	52,81	341,25	40,60	13,65	11,83
14	55,68979	109,79064	22,67	42,16	55,70	340,52	39,28	12,65	10,63
15	55,68987	109,80767	23,71	43,15	56,78	340,31	33,84	11,81	9,39
16	55,69154	109,82352	24,66	44,16	58,09	339,90	16,35	11,13	8,21
17	55,69427	109,83437	25,15	44,88	59,15	339,96	15,78	10,33	7,85
18	55,69688	109,86505	26,84	46,76	62,11	339,32	12,60	7,57	7,20

Изучая данные, приведенные в таблице 4.1, следует особо отметить, что, во-первых, разгоны по юго-юго-западному направлению примерно на порядок превышают значения по всем остальным румбам, и, кроме того, они весьма мало меняются от точки к точке. Такой результат обусловлен общей ориентацией котловины северной части Байкала: с юго-юго-запада на северо-северо-восток (Рисунок 4.3).

В каждой расчетной точке определялись средние высоты и периоды волн для ветров юго-восточного, юго-юго-восточного, южного, юго-юго-западного, юго-западного, запад-юго-западного и западного направлений, в интервале скоростей от 5 до 25 м/с с шагом 1 м/с. Расчеты выполнялись в предположении о глубоководных условиях волнообразования, т.е. высоты волн определялись по формуле 4.3. Как явствует из рисунков 4.2 – 4.4, такое допущение в данном случае вполне приемлемо.

Основные результаты расчетов представлены в таблицах 4.2 – 4.7.

Таблица 4.2

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 7 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	0,24	2,08	0,29	2,36	0,45	3,10	0,68	4,00	0,57	3,58	0,44	3,06	0,40	2,88
2	0,27	2,23	0,32	2,49	0,47	3,18	0,68	4,00	0,56	3,55	0,43	3,00	0,40	2,85
3	0,29	2,33	0,34	2,57	0,47	3,18	0,68	4,00	0,56	3,54	0,41	2,90	0,39	2,82
4	0,30	2,42	0,35	2,66	0,47	3,19	0,68	4,00	0,55	3,49	0,40	2,89	0,38	2,80
5	0,32	2,48	0,36	2,70	0,47	3,19	0,68	4,00	0,54	3,48	0,40	2,87	0,38	2,77
6	0,33	2,53	0,39	2,82	0,47	3,19	0,68	3,99	0,52	3,37	0,39	2,84	0,37	2,75
7	0,34	2,58	0,40	2,85	0,48	3,22	0,68	3,99	0,51	3,35	0,39	2,81	0,37	2,72
8	0,35	2,62	0,40	2,89	0,48	3,22	0,68	3,99	0,51	3,34	0,38	2,78	0,36	2,69
9	0,36	2,67	0,41	2,91	0,48	3,22	0,68	3,99	0,51	3,32	0,37	2,74	0,35	2,65
10	0,36	2,69	0,41	2,93	0,48	3,22	0,68	3,99	0,50	3,31	0,37	2,71	0,35	2,62
11	0,37	2,73	0,42	2,94	0,48	3,22	0,68	3,99	0,48	3,20	0,36	2,67	0,34	2,59
12	0,38	2,78	0,45	3,11	0,49	3,24	0,68	3,99	0,47	3,19	0,35	2,62	0,33	2,54
13	0,39	2,81	0,46	3,13	0,49	3,27	0,68	3,99	0,46	3,14	0,34	2,57	0,32	2,50
14	0,39	2,84	0,47	3,16	0,50	3,30	0,68	3,99	0,46	3,12	0,33	2,53	0,31	2,44
15	0,40	2,86	0,47	3,17	0,50	3,31	0,68	3,99	0,44	3,05	0,32	2,50	0,30	2,38
16	0,40	2,89	0,47	3,18	0,50	3,32	0,68	3,99	0,36	2,67	0,31	2,47	0,28	2,31
17	0,41	2,90	0,47	3,19	0,51	3,33	0,68	3,99	0,35	2,65	0,31	2,43	0,28	2,28
18	0,41	2,93	0,48	3,21	0,51	3,35	0,68	3,99	0,33	2,53	0,27	2,26	0,27	2,24

Таблица 4.3

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 9 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	0,33	2,37	0,40	2,71	0,65	3,66	1,06	4,95	0,85	4,32	0,64	3,60	0,57	3,37
2	0,36	2,54	0,44	2,86	0,68	3,76	1,06	4,94	0,84	4,27	0,61	3,52	0,56	3,32
3	0,39	2,67	0,47	2,97	0,68	3,76	1,06	4,94	0,83	4,26	0,58	3,39	0,55	3,29
4	0,42	2,77	0,50	3,08	0,68	3,77	1,06	4,94	0,81	4,19	0,57	3,37	0,54	3,26
5	0,44	2,85	0,51	3,13	0,68	3,77	1,06	4,94	0,81	4,17	0,57	3,34	0,53	3,22
6	0,45	2,92	0,55	3,28	0,68	3,77	1,06	4,94	0,76	4,02	0,56	3,31	0,52	3,19
7	0,47	2,98	0,56	3,33	0,70	3,81	1,06	4,94	0,75	3,99	0,55	3,27	0,51	3,15
8	0,48	3,02	0,57	3,37	0,70	3,81	1,06	4,94	0,75	3,98	0,53	3,23	0,50	3,12
9	0,50	3,09	0,58	3,40	0,70	3,81	1,05	4,94	0,74	3,95	0,52	3,18	0,49	3,07
10	0,51	3,12	0,59	3,43	0,70	3,82	1,05	4,94	0,73	3,94	0,51	3,14	0,48	3,03
11	0,52	3,17	0,59	3,44	0,70	3,81	1,05	4,94	0,69	3,79	0,50	3,09	0,47	2,99
12	0,53	3,23	0,65	3,66	0,71	3,85	1,05	4,93	0,69	3,77	0,48	3,03	0,46	2,93
13	0,55	3,28	0,66	3,70	0,72	3,88	1,05	4,93	0,67	3,71	0,47	2,97	0,44	2,87
14	0,56	3,31	0,67	3,73	0,73	3,92	1,05	4,93	0,66	3,68	0,45	2,92	0,43	2,80
15	0,56	3,34	0,68	3,75	0,73	3,93	1,05	4,93	0,63	3,58	0,44	2,87	0,41	2,72
16	0,57	3,37	0,68	3,76	0,74	3,95	1,05	4,93	0,50	3,09	0,43	2,83	0,39	2,64
17	0,58	3,38	0,69	3,77	0,74	3,96	1,05	4,93	0,49	3,07	0,42	2,79	0,38	2,61
18	0,59	3,43	0,69	3,80	0,75	3,99	1,05	4,93	0,45	2,92	0,37	2,59	0,37	2,56

Таблица 4.4

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 15 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	0,59	3,01	0,74	3,49	1,29	4,94	2,46	7,38	1,81	6,10	1,26	4,85	1,11	4,48
2	0,66	3,26	0,82	3,72	1,36	5,11	2,46	7,38	1,77	6,01	1,20	4,72	1,08	4,41
3	0,72	3,43	0,88	3,87	1,37	5,12	2,46	7,38	1,76	5,99	1,12	4,51	1,06	4,36
4	0,78	3,59	0,94	4,04	1,37	5,13	2,46	7,38	1,70	5,87	1,11	4,48	1,04	4,30
5	0,81	3,70	0,97	4,12	1,37	5,13	2,46	7,37	1,69	5,83	1,09	4,44	1,02	4,25
6	0,85	3,80	1,06	4,35	1,37	5,12	2,46	7,37	1,56	5,56	1,07	4,39	1,00	4,20
7	0,88	3,88	1,08	4,42	1,40	5,19	2,46	7,37	1,54	5,50	1,05	4,33	0,98	4,15
8	0,91	3,95	1,11	4,48	1,40	5,19	2,45	7,37	1,53	5,48	1,02	4,27	0,96	4,09
9	0,94	4,05	1,13	4,53	1,41	5,20	2,45	7,36	1,51	5,44	0,99	4,19	0,93	4,02
10	0,96	4,10	1,14	4,57	1,41	5,21	2,45	7,36	1,50	5,41	0,97	4,13	0,91	3,97
11	0,99	4,18	1,15	4,59	1,41	5,20	2,45	7,36	1,39	5,16	0,94	4,06	0,89	3,90
12	1,02	4,26	1,30	4,95	1,43	5,26	2,45	7,36	1,38	5,13	0,91	3,96	0,86	3,82
13	1,05	4,34	1,32	5,01	1,46	5,32	2,45	7,35	1,33	5,02	0,88	3,87	0,83	3,73
14	1,07	4,39	1,35	5,07	1,48	5,38	2,45	7,35	1,31	4,99	0,85	3,80	0,79	3,63
15	1,09	4,44	1,36	5,09	1,49	5,40	2,44	7,35	1,25	4,82	0,83	3,73	0,75	3,52
16	1,11	4,48	1,37	5,12	1,50	5,43	2,44	7,35	0,94	4,05	0,81	3,68	0,71	3,39
17	1,12	4,50	1,38	5,14	1,51	5,45	2,44	7,35	0,93	4,02	0,78	3,61	0,70	3,35
18	1,14	4,57	1,40	5,18	1,54	5,50	2,44	7,35	0,85	3,80	0,69	3,32	0,67	3,28

Таблица 4.5

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 20 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	0,81	3,42	1,03	3,99	1,86	5,76	3,83	9,06	2,69	7,26	1,80	5,65	1,57	5,18
2	0,92	3,71	1,15	4,26	1,97	5,97	3,83	9,05	2,62	7,14	1,72	5,48	1,53	5,09
3	1,00	3,92	1,22	4,44	1,98	5,99	3,83	9,05	2,61	7,12	1,59	5,23	1,50	5,03
4	1,08	4,10	1,32	4,65	1,98	5,99	3,83	9,05	2,51	6,95	1,57	5,19	1,47	4,97
5	1,13	4,23	1,36	4,74	1,98	5,99	3,83	9,05	2,48	6,90	1,55	5,14	1,44	4,91
6	1,19	4,35	1,49	5,02	1,98	5,99	3,82	9,05	2,28	6,55	1,52	5,07	1,41	4,85
7	1,23	4,46	1,53	5,11	2,02	6,08	3,82	9,04	2,24	6,48	1,48	5,00	1,38	4,78
8	1,27	4,54	1,57	5,19	2,02	6,08	3,82	9,04	2,23	6,45	1,44	4,92	1,35	4,71
9	1,32	4,66	1,60	5,25	2,03	6,09	3,82	9,03	2,20	6,40	1,40	4,83	1,31	4,62
10	1,35	4,72	1,62	5,30	2,03	6,10	3,81	9,03	2,18	6,36	1,37	4,76	1,28	4,56
11	1,40	4,82	1,64	5,32	2,03	6,09	3,81	9,03	2,00	6,04	1,33	4,67	1,24	4,47
12	1,44	4,92	1,86	5,77	2,07	6,16	3,81	9,02	1,98	6,00	1,28	4,55	1,20	4,38
13	1,49	5,01	1,90	5,85	2,11	6,24	3,80	9,02	1,91	5,87	1,23	4,45	1,15	4,28
14	1,52	5,08	1,94	5,92	2,15	6,32	3,80	9,01	1,89	5,82	1,19	4,36	1,10	4,16
15	1,54	5,13	1,96	5,95	2,17	6,35	3,80	9,01	1,78	5,61	1,15	4,28	1,04	4,02
16	1,57	5,19	1,97	5,98	2,19	6,38	3,80	9,01	1,32	4,66	1,12	4,21	0,98	3,87
17	1,58	5,21	1,99	6,01	2,20	6,41	3,80	9,01	1,30	4,62	1,09	4,12	0,96	3,82
18	1,62	5,30	2,02	6,07	2,24	6,48	3,80	9,01	1,19	4,35	0,95	3,79	0,93	3,73

Таблица 4.6

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 23 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	0,94	3,64	1,20	4,24	2,20	6,18	4,71	9,95	3,23	7,87	2,13	6,06	1,85	5,54
2	1,07	3,94	1,34	4,54	2,33	6,42	4,71	9,95	3,14	7,73	2,03	5,88	1,80	5,45
3	1,17	4,17	1,43	4,73	2,34	6,44	4,71	9,95	3,13	7,71	1,87	5,59	1,76	5,38
4	1,26	4,37	1,55	4,96	2,35	6,44	4,70	9,94	3,01	7,52	1,85	5,55	1,73	5,31
5	1,33	4,51	1,60	5,07	2,35	6,44	4,70	9,94	2,97	7,46	1,82	5,50	1,69	5,25
6	1,39	4,64	1,76	5,37	2,35	6,44	4,70	9,94	2,72	7,06	1,79	5,43	1,66	5,18
7	1,45	4,76	1,81	5,46	2,40	6,54	4,70	9,93	2,67	6,99	1,74	5,34	1,62	5,10
8	1,49	4,85	1,85	5,55	2,40	6,54	4,69	9,93	2,65	6,95	1,70	5,26	1,58	5,03
9	1,55	4,97	1,89	5,62	2,41	6,55	4,69	9,92	2,62	6,89	1,65	5,16	1,53	4,93
10	1,59	5,05	1,92	5,67	2,42	6,56	4,69	9,92	2,59	6,85	1,61	5,08	1,50	4,87
11	1,64	5,15	1,93	5,70	2,41	6,55	4,68	9,91	2,38	6,50	1,56	4,98	1,45	4,77
12	1,70	5,26	2,21	6,19	2,46	6,63	4,68	9,91	2,36	6,45	1,50	4,86	1,40	4,67
13	1,75	5,36	2,25	6,28	2,51	6,72	4,67	9,90	2,27	6,30	1,44	4,74	1,35	4,56
14	1,79	5,43	2,30	6,36	2,56	6,80	4,67	9,90	2,24	6,25	1,39	4,64	1,29	4,43
15	1,82	5,49	2,32	6,40	2,58	6,84	4,67	9,90	2,11	6,02	1,35	4,56	1,22	4,28
16	1,85	5,55	2,34	6,43	2,61	6,87	4,67	9,90	1,56	4,98	1,32	4,48	1,15	4,12
17	1,87	5,58	2,36	6,46	2,62	6,90	4,67	9,90	1,53	4,93	1,27	4,39	1,13	4,07
18	1,92	5,67	2,40	6,52	2,67	6,98	4,67	9,89	1,39	4,64	1,11	4,03	1,08	3,97

Таблица 4.7

Средняя высота (H) и средний период (T) ветровых волн по активным румбам в расчетных точках на внешней границе береговой зоны островного бара Ярки (Рисунок 4.2). Скорость ветра – 27 м/с

Точка, №	Румбы													
	З		ЗЮЗ		ЮЗ		ЮЮЗ		Ю		ЮЮВ		ЮВ	
	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с	H , м	T , с
1	1,12	3,89	1,44	4,55	2,66	6,69	5,93	11,04	3,97	8,60	2,57	6,55	2,22	5,98
2	1,28	4,23	1,60	4,87	2,83	6,95	5,93	11,03	3,86	8,44	2,45	6,35	2,16	5,88
3	1,40	4,47	1,72	5,09	2,84	6,97	5,92	11,03	3,84	8,42	2,26	6,04	2,12	5,80
4	1,51	4,69	1,85	5,34	2,85	6,98	5,92	11,03	3,68	8,20	2,23	5,99	2,07	5,72
5	1,59	4,84	1,92	5,45	2,85	6,98	5,92	11,03	3,63	8,13	2,19	5,93	2,03	5,65
6	1,66	4,98	2,11	5,79	2,85	6,98	5,92	11,02	3,32	7,68	2,15	5,85	1,99	5,58
7	1,73	5,11	2,17	5,89	2,92	7,09	5,91	11,02	3,26	7,59	2,09	5,76	1,94	5,49
8	1,78	5,21	2,23	5,99	2,92	7,09	5,91	11,01	3,23	7,56	2,04	5,67	1,90	5,41
9	1,86	5,35	2,27	6,07	2,93	7,11	5,90	11,01	3,19	7,49	1,98	5,55	1,84	5,31
10	1,91	5,43	2,31	6,12	2,93	7,11	5,90	11,00	3,16	7,44	1,93	5,47	1,80	5,23
11	1,97	5,54	2,33	6,16	2,93	7,11	5,89	10,99	2,89	7,04	1,87	5,36	1,74	5,13
12	2,04	5,66	2,67	6,70	2,99	7,19	5,88	10,99	2,86	6,99	1,79	5,23	1,68	5,01
13	2,10	5,77	2,73	6,80	3,05	7,29	5,88	10,98	2,74	6,82	1,72	5,10	1,61	4,90
14	2,15	5,85	2,79	6,89	3,12	7,39	5,88	10,98	2,71	6,76	1,66	4,99	1,54	4,75
15	2,19	5,92	2,81	6,93	3,14	7,42	5,88	10,98	2,55	6,51	1,61	4,89	1,45	4,59
16	2,23	5,99	2,84	6,97	3,17	7,47	5,87	10,97	1,86	5,36	1,57	4,81	1,37	4,42
17	2,25	6,02	2,86	7,00	3,19	7,50	5,87	10,97	1,84	5,30	1,52	4,71	1,34	4,36
18	2,31	6,12	2,91	7,07	3,26	7,59	5,87	10,97	1,66	4,98	1,32	4,31	1,29	4,25

Информацию о реальной повторяемости (продолжительности) волнений той или иной силы и направления можно получить из данных о повторяемости ветра по скоростям и направлениям, полагая, что направление распространения волн совпадает с направлением ветра.

По данному вопросу имеются только данные, заимствованные из исследовательских и проектных работ НИЦ «Морские берега», выполнявшихся в рассматриваемом районе, а именно, повторяемость ветра по скорости и направлению в Нижнеангарске за многолетний период и повторяемость ветра по скоростям и направлениям над акваторией северного Байкала [Отчет ..., 2007]. Поскольку они использовались в проектных работах, то нет оснований сомневаться в их надежности. Эти данные приведены в таблицах 4.8 и 4.9.

Таблица 4.8

Повторяемость ветра по скорости и направлению в Нижнеангарске за многолетний период (%) [Отчет ..., 2007]

Скорость, м/с	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма
0-1									41,72
2-3	1,47	2,37	1,62	1,61	14,51	15,71	1,93	2,09	41,31
4-5	0,47	0,51	0,33	0,35	4,20	4,70	0,51	0,66	11,73
6-7	0,28	0,30	0,12	0,13	0,84	1,21	0,31	0,36	3,55
8-9	0,07	0,09	-	-	0,19	0,45	0,06	0,07	0,93
10-15	0,04	0,06	-	-	0,09	0,34	0,05	0,07	0,65
15-20						0,09		0,02	0,11
Сумма	2,33	3,33	2,07	2,09	19,83	22,50	2,86	3,27	100,00

Таблица 4.9

Повторяемость ветра по скорости и направлению над акваторией северного Байкала (%) [Отчет ..., 2007]

Скорость, м/с	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Сумма
0-5	3,60	8,26	3,92	4,05	8,17	5,71	3,20	7,61	44,52
5-10	-	10,01	-	1,03	7,92	6,11	-	7,15	32,22
10-15	-	4,24	-	0,09	1,34	5,13	-	5,28	16,08
15-20	-	0,32	-	0,01	0,25	2,24	-	2,74	5,56
20-25	-	0,02	-	-	-	0,32	-	0,44	0,78
>25	-	-	-	-	-	0,11	-	0,73	0,84
Сумма	3,60	22,85	3,92	5,18	17,68	19,62	3,20	23,95	100,00

В таблицах 4.8 и 4.9 направления ветра дается по 8-ми основным румбам. Проведенные нами предварительные расчеты показали что, если использовать эти направления прямо, без каких-либо корректировок, то результирующий вдольбереговой поток наносов по всему протяжению островного бара имеет направление с запада на восток, как результат преобладания юго-западных ветров, как по силе, так и по повторяемости. Причем, это касается данных из обеих таблиц.

Заметим, что аналогичный результат, в смысле генерального направления вдольберегового потока наносов, был получен Е.Н. Гречищевым, который использовал иную методику расчета [Гречищев, 1999].

Однако полученное на основе этих данных направление результирующего вдольберегового потока наносов явно противоречит результатам натурных наблюдений, детально описанных выше. Они показывают, что поток наносов, по крайней мере, в восточной половине береговой зоны островного бара имеет противоположное направление, т.е. с востока на запад – от устья Верхней Ангары к устью Кичеры.

Правильное, т.е. соответствующее реальной литодинамической обстановке, направление вдольберегового потока наносов получается, если принять для волн от юго-западных ветров не юго-западное (азимут – 225°), юго-юго-западное направление (азимут – $202,5^\circ$), что соответствует общей ориентации котловины северной части озера Байкал (см. Рисунок 5.3). С формальной точки зрения такое предположение также вполне допустимо, поскольку при регистрации направления ветра по 8-ми румбовой шкале, юго-юго-западное направление вполне могло быть отнесено к юго-западному румбу.

Данные таблицы 4.8 (Нижнеангарск) и таблицы 4.9 (акватория северного Байкала) по активным для островного бара румбам ветра имеют ряд существенных отличий. Во-первых, таблица 4.9 задает более «жесткие» как по силе, так и по продолжительности, волновые условия по юго-юго-

западному направлению. Во-вторых, таблица 4.9 дает больше юго-восточных, а таблица 4.8 – западных ветров. Однако в обеих таблицах четко выделяется существенное преобладание, прежде всего, юго-юго-западного, а затем южного направлений, над ветрами остальных румбов. Следовательно, опираясь на результаты расчетов параметров волн, представленных в таблицах 4.2-4.6, можно заключить, что волновая нагрузка, а, следовательно, и литодинамика береговой зоны островного бара Ярки определяется волнами юго-юго-западного направления. Волнения с остальных направлений играют второстепенную роль.

Приведенную в таблицах 4.8 и 4.9 среднемноголетнюю повторяемость ветров по скоростям и направлениям, можно перевести в их среднюю продолжительность в часах за год:

$$P = N \cdot 8760 / 100 \quad (4.4)$$

где P – продолжительность, час/год; N – повторяемость, %; 8760 – количество часов в году.

Однако полученная таким образом значение продолжительности будет включать в себя и зимнее время, когда акватория озера покрыта льдом.

Согласно многолетним наблюдениям период открытой воды продолжается в районе островного бара Ярки, в среднем, с июня по октябрь включительно, то есть 3672 часа, или 42% от общего количества часов в году. Тогда среднюю продолжительность ветров по скоростям и направлениям за период открытой воды (сезон) можно оценить как:

$$p = 0,42 \cdot P = 0,42 \cdot N \cdot 8760 / 100 \quad (4.5)$$

где p – продолжительность за период открытой воды, час/сезон; 0,42 – доля периода открытой воды в году для района островного бара Ярки; P – продолжительность, час/год; N – повторяемость, %; 8760 – количество часов в году.

В таблицах 4.8 и 4.9 повторяемость (продолжительность действия) ветра даётся для интервалов его скоростей. В то же время расчет параметров волн требует задания конкретного значения скорости ветра,

соответствующей данному интервалу. Для этой цели воспользуемся «Шкалой для оценки силы ветра и волнения», в которой каждому интервалу скоростей ветра, сопоставлено одно значение скорости, дающее эквивалентное состояние поверхности водоема в результате действия ветра [Смирнов, 1974].

Таблица 4.10

Шкала для оценки силы ветра и волнения [Карта ..., 2007]

Сила ветра по шкале Бофорта, баллы	Характер ветра	Средняя эквивалентная скорость ветра (в скобках — интервал), м/с	Признаки определения силы ветра		Состояние водной поверхности, баллы
			Действие ветра на судно и его оснастку	Состояние поверхности моря, озера или крупного водохранилища в результате влияния ветра	
0	Штиль	(0–0,2)	Движение воздуха совершенно не ощущается. Дым поднимается отвесно; вымпел неподвижен	Зеркально гладкая поверхность	0
1	Тихий	1 (0,3–1,5)	Ветер едва ощущается как легкое дуновение и лишь временами. Дым поднимается наклонно, указывая направление ветра	Рябь	1
2	Легкий	3 (1,6–3,3)	Ветер ощущается как непрерывный легкий поток воздуха. Слегка колеблются флаги и вымпелы	Появляются небольшие гребни волн	2
3	Слабый	5 (3,4–5,4)	Ветер развивает флаги и вымпелы. Дым вытягивается по ветру почти горизонтально	Небольшие гребни волн начинают опрокидываться, но пена не белая, а стекловидная	3
4	Умеренный	7 (5,5–7,9)	Вытягивается вымпел	Хорошо заметны небольшие волны, некоторые из них опрокидываются, образуя местами клубящуюся пену — «барашки»	4
5	Свежий	9 (8,0–10,7)	Вытягиваются и полощутся большие флаги. Ветер переносит легкие предметы	Волны принимают хорошо выраженную форму, повсюду образуются «барашки»	4
6	Сильный	12 (10,8–13,8)	Начинают гудеть провода и снасти	Появляются гребни большой высоты, их пенящиеся вершины занимают большие площади, ветер начинает срывать пену с гребней волн	5
7	Крепкий	15 (13,9–17,1)	Слышится свист ветра около всех снастей, палубных надстроек и сооружений. Возникают затруднения в ходьбе против ветра	Гребни очерчивают длинные валы ветровых волн. Пена срывается ветром с гребней волн и начинает вытягиваться полосами по склонам волн	6
8	Очень крепкий	19 (17,2–20,7)	Всякое движение против ветра затрудняется	Длинные полосы пены, срываемые ветром, покрывают склоны волн и, местами сливаясь, достигают их подошв	7
9	Шторм	23 (20,8–24,4)	Возможны небольшие повреждения в палубных надстройках и сооружениях, сдвигаются с мест неукрепленные предметы	Пена широкими плотными сливающимися полосами покрывает склоны волн, отчего поверхность становится белой; только местами, во впадинах волн, видны свободные от пены участки	8
10	Сильный шторм	27 (24,5–28,4)	Возможны более значительные повреждения в оснастке и надстройках судна	Поверхность моря покрыта слоем пены, воздух наполнен водяной пылью и брызгами, видимость значительно уменьшена	8
11	Жестокий шторм	31 (28,5–32,6)	То же	Поверхность моря покрыта слоем пены. Горизонтальная видимость ничтожна	9
12	Ураган	32,7 и более	Ветер производит опустошительные разрушения	То же	9

Сообразуясь с интервалами скорости ветра из таблиц 4.8 и 4.9 и сведениями, приведенными в таблице 4.10, будем использовать следующие расчетные скорости ветра: 7, 9, 15, 20, 23 и 27 м/с.

Рассчитанные для этих скоростей ветра параметры волн приведены выше – в таблицах 4.2 – 4.7.

Ветры со скоростями 5 м/с и менее не дают значительного волнения, как видно из таблицы 4.10, и, далее рассматриваться не будут.

Результаты предварительных расчетов емкости результирующего вдольберегового потока наносов в различных точках по протяжению островного бара, выполненных на основе данных о повторяемости ветров из таблицы 4.9 (акватория северного Байкала) дали значения, которые представляются нам нереально высокими: 126000 м³/год – в устье Верхней Ангары, 52000 м³/год – на восточной оконечности большого фрагмента бара. Эти значения не согласуются ни с наблюдаемыми скоростям размыва аккумуляции берега фрагментов бара, ни с оценками годового объема твердого стока Верхней Ангары, сделанными Т.Г. Потемкиной.

Использование данных о продолжительности ветров по метеостанции Нижнеангарск (табл. 4.8) дало, как будет показано далее, более реалистичные значения емкости вдольберегового потока наносов. Кроме того, использование для оценки параметров и продолжительности волнения данных о ветре с ближайшей к району исследования прибрежной метеостанции прямо предписывается соответствующим методическим руководством [Руководство..., 1978]. Так что и с формальной точки зрения такой выбор вполне обоснован.

Поэтому, во всех дальнейших работах по моделированию и прогнозированию литодинамических процессов в береговой зоне островного бара Ярки будут использована информация о скоростях ветра и его продолжительности, полученная из таблицы 4.8 (Нижнеангарск). Эта информация, с учетом описанных выше корректировок (изменение направления волн для юго-западного румба, учет периода открытой воды, эквивалентные скорости ветра) приведена в таблице 4.11.

Таблица 4.11

Средняя продолжительность ветра, в часах, по скоростям и направлениям за период открытой воды на акватории озера Байкал в районе островного бара Ярки (по данным метеостанции Нижнеангарск)

Скорость ветра, м/с		Направление, румб (азимут в градусах)			
Интервал	Значение	ЮВ (135°)	Ю (180°)	ЮЮЗ (202,5°)	З (270°)
6-7	7	4,78296	30,90528	44,51832	11,40552
8-9	9	—	6,99048	16,55640	2,20752
10-15	15	—	3,31128	12,50928	1,83960
15-20	20	—	—	3,31128	—

В заключении следует отметить, что полученные количественные оценки параметров ветровых волн, их направлений распространения и продолжительности базируются на целом ряде предположений той или иной степени достоверности. Следовательно, и основанные на них оценки и прогнозы литодинамических процессов могут рассматриваться как сугубо предварительные, оценочные.

Получить действительно надежные результаты можно лишь с использованием данных инструментальных наблюдений за волнением в рассматриваемом районе за достаточно продолжительное время, хотя бы несколько лет.

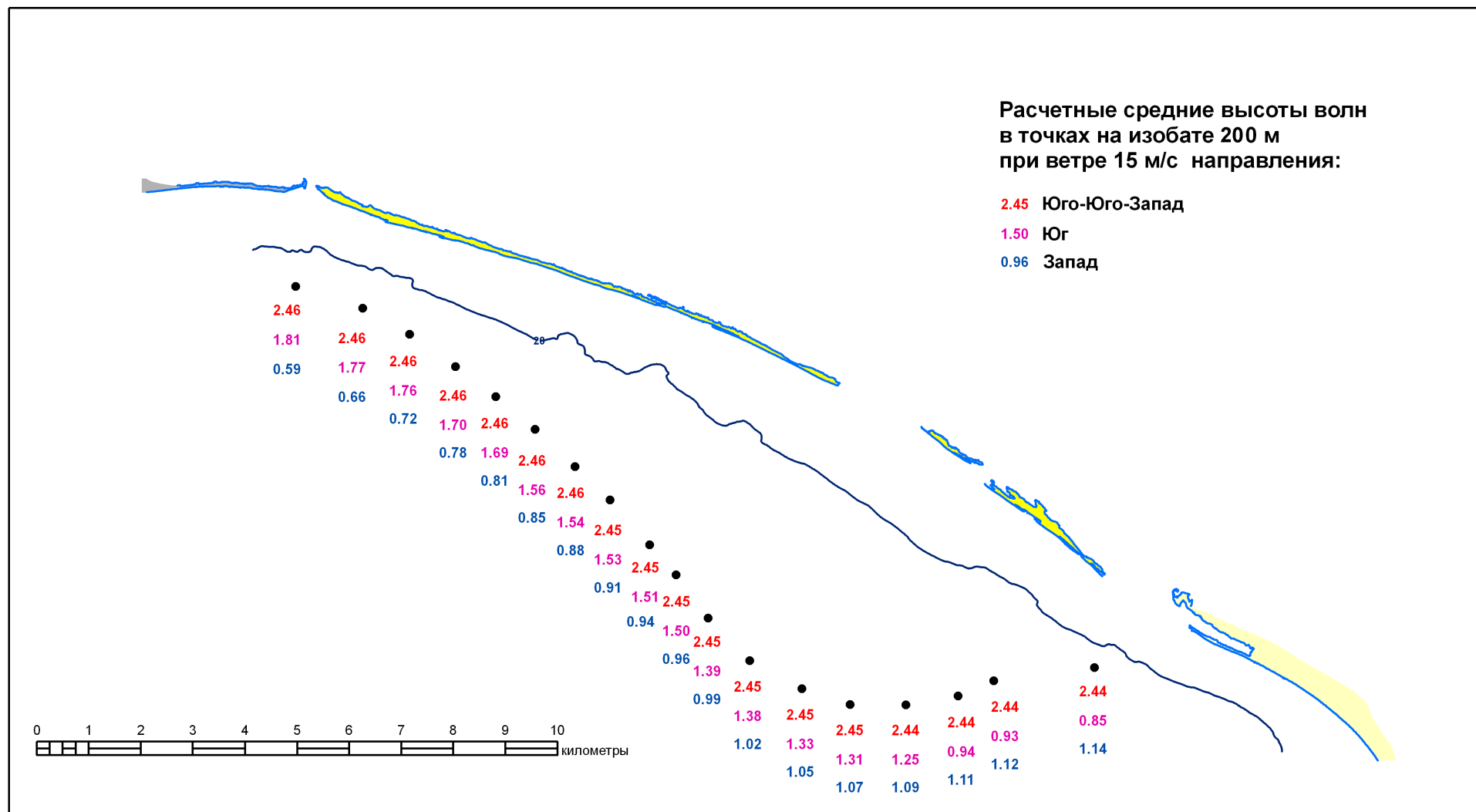


Рисунок 4.5. Расчетные средние высоты волн в точках на изобате 200 м при ветре 15 м/с

4.3. Устойчивость профиля береговой зоны островного бара Ярки к воздействию штормовых волн

Средствами численного моделирования исследовался также вопрос об устойчивости современного профиля береговой зоны островного бара Ярки к воздействию штормовых волн со стороны основной акватории озера Байкал.

Для этой цели использовалась математическая модель штормовых деформаций профиля песчаного берега, разработанная И.О. Леонтьевым и реализованная, для практического использования, в программном продукте CROSS-P, созданном в ИВЭП СО РАН [Леонтьев, 2001; Хабидов, Леонтьев, 2009].

В качестве объекта исследований был выбран поперечный профиль берега, лежащий в самом узком месте наибольшего из остовов бара. (Рисунок 4.6). Ширина надводной части профиля на момент съемки (11 августа 2013 г.) составляла 32 метра, а максимальное возвышение над урезом – 1,5 м (Рисунок 4.6).

Примечательной особенностью профиля является наличие обширного мелководья со стороны основной акватории озера. Так изобата 2 м располагается на расстоянии 165 м от уреза, изобата 5 м – на расстоянии 470 м, а изобата 10 м – на расстоянии 800 м. Впрочем, как показывают результаты промеров, это характерно для всей береговой зоны бара Ярки со стороны озера.

Медианная крупность формирующего профиль материала (песка) составляет 0,25 мм [Отчет ..., 2007].

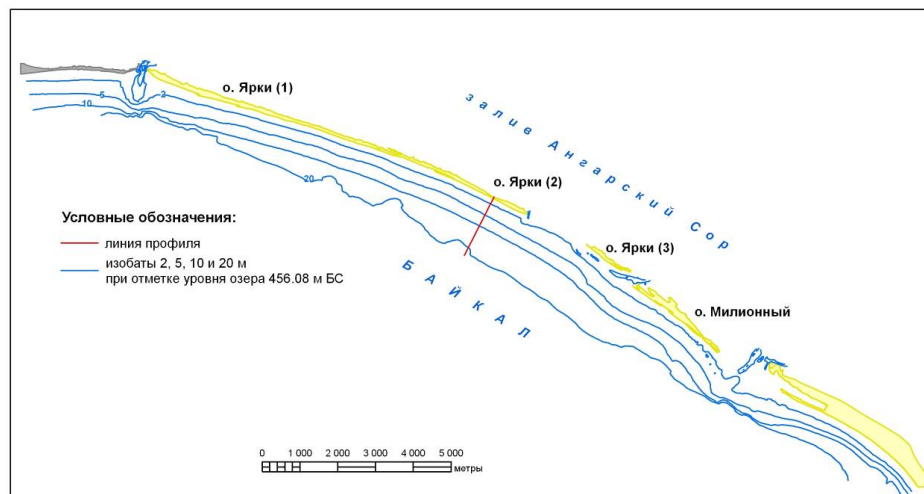
В качестве расчетного волнового воздействия примем шторм, генерируемый южным ветром со скоростью 20 м/с. Повторяемость такого шторма – 1 раз в 25 лет. Параметры волн вне береговой зоны (на глубине 100 м): средняя высота волн – 2,39 м; средний период – 6,7 с. [Отчет..., 2007].

Согласно данным наблюдений максимальная продолжительность такого шторма составляет 6 ч. [Атлас волнения ..., 1997]. Однако, для «ужесточения» условий увеличим эту продолжительность вдвое, т.е. до 12 ч.

Результаты расчетов представлены на рисунке 4.8.

Под воздействием мощного шторма подводный береговой склон подвергся небольшому размыву на значительном протяжении, а изъятый материал был перемещен и отложен частично на глубине, а частично – в приурезовой полосе. Так что шторм привел не к разрушению, а к надстройке надводной части.

а)



б)

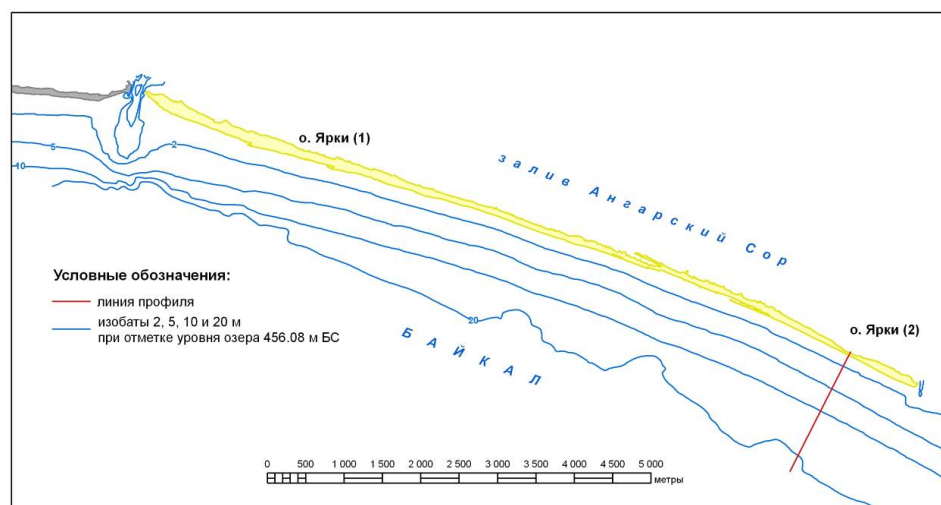
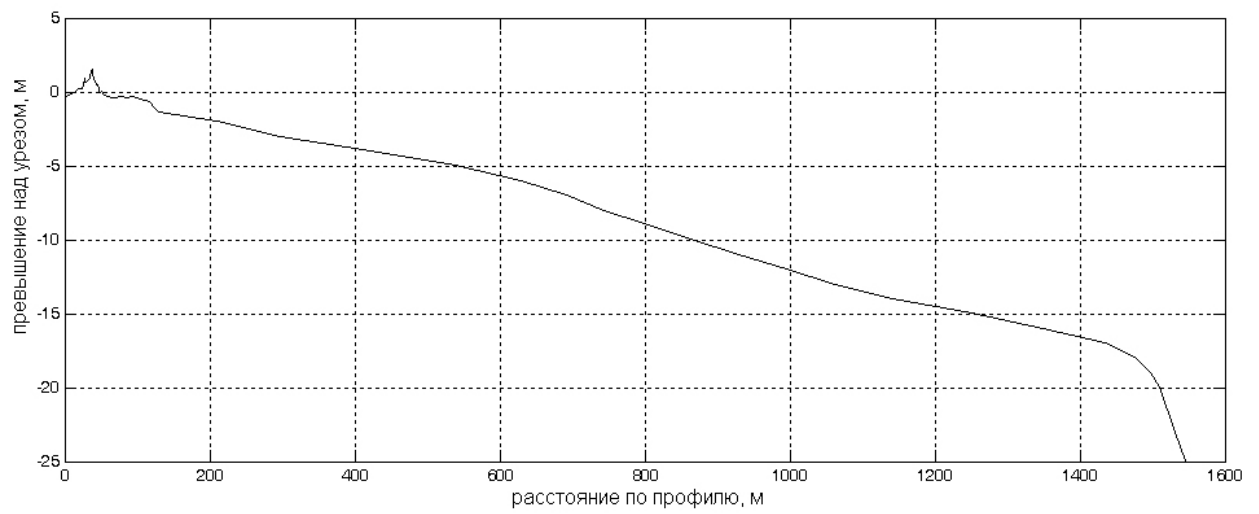


Рисунок 4.6. Местоположение расчетного профиля: а) общий вид; б) фрагмент.

а)



б)

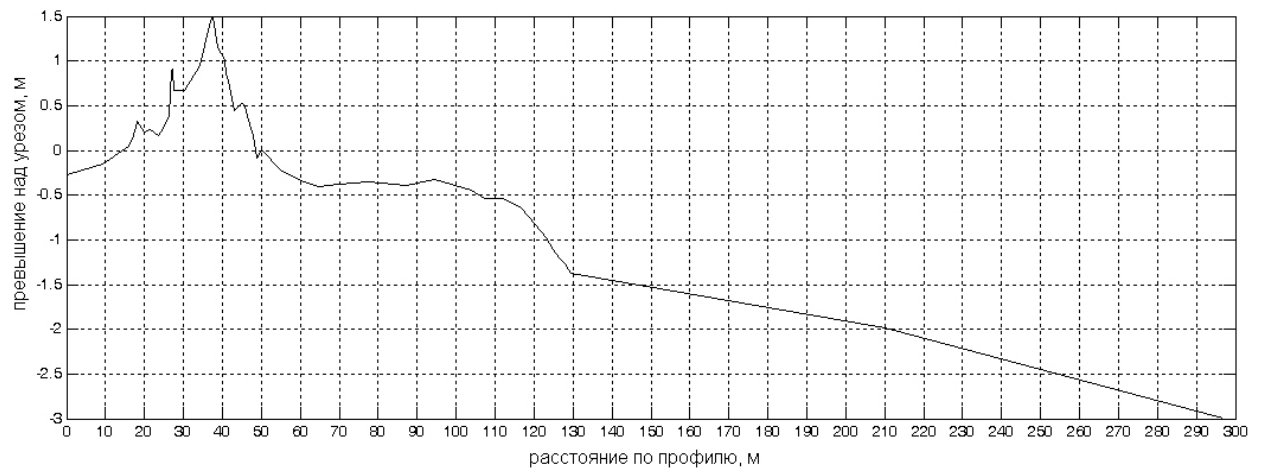
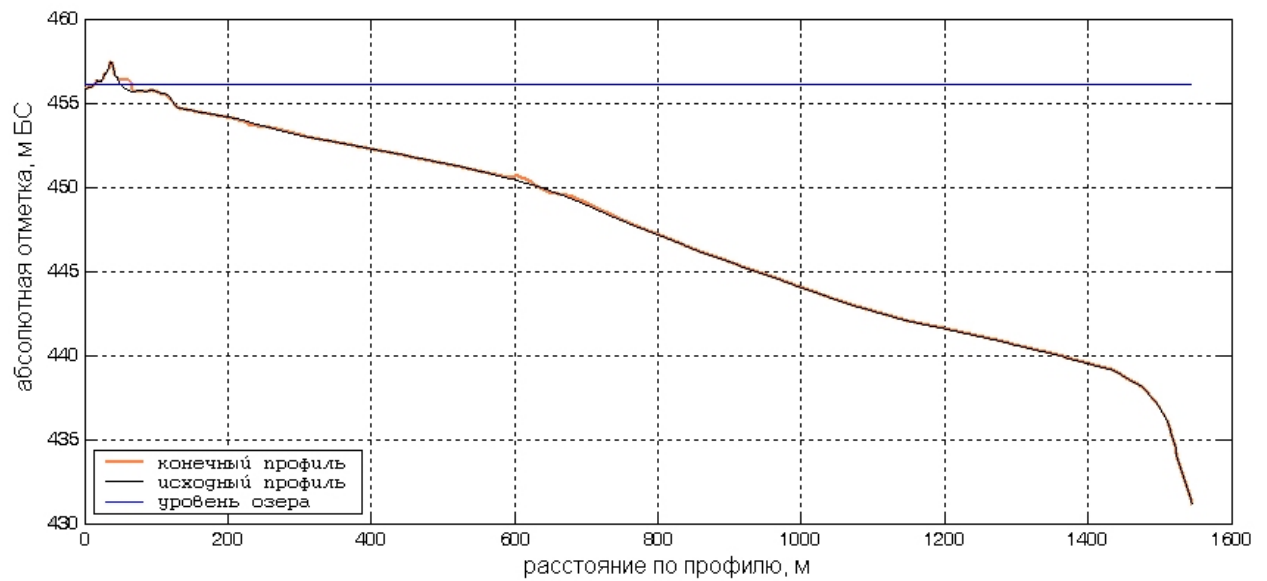


Рисунок 4.7. Расчетный профиль: а) общий вид; б) фрагмент. Отметка уровня озера – 456,08 м абс.

а)



б)

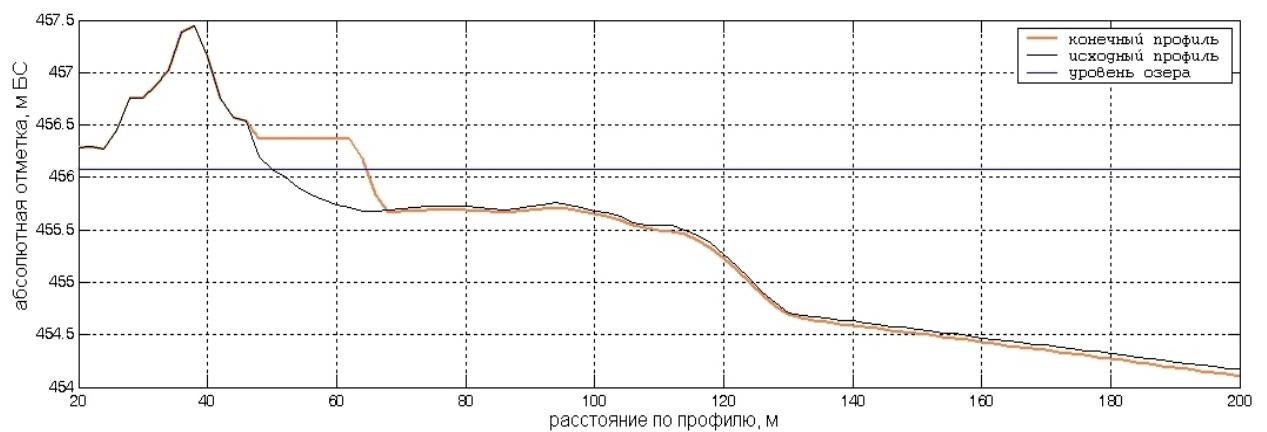


Рисунок 4.8. Результаты математического моделирования переформирования расчетного профиля штормовым волнением: а) общий вид; б) фрагмент.

Параметры шторма: средняя высота волн – 2,39 м; средний период – 6,7 с.; продолжительность шторма – 12 ч; повторяемость – 1 раз в 25 лет.

Абсолютная отметка уровня озера – 456,08 м.

Этот, на первый взгляд, неожиданный результат, как раз и обусловлен наличием широкой мелководной зоны по которой разрушающаяся волна распространяется в виде бора с преобладающим переносом водных масс, а следовательно и рыхлого материала, в сторону берега.

Однако, отложенный в приурезовой зоне песок не останется там навсегда. Последующие шторма меньшей силы размоют его и вновь распределят по профилю, или, он будет переотложен на мелководье в виде вала, который затем также будет размыт и т.д.

То есть под действием штормов разной силы и длительности песок постоянно перемещается вверх и вниз по склону, но не покидает профиль. Иллюстрацией этого процесса служат результаты численного моделирования, приведенные на рисунке 4.10.

Такие миграции материала являются отличительной чертой профиля динамического равновесия, они многократно наблюдались в натурных условиях и широко описаны в специальной литературе [Леонтьев, 2001; Dean, 1993].

Представляет несомненный интерес также возможная реакция профиля на штормовое воздействие при общем повышении уровня водоема.

На рисунке 4.9 приведены результаты математического моделирования переформирования профиля мощным штормом повторяемостью 1 раз в 25 лет, который уже упоминался выше, при повышении уровня озера на 1 м от реальной отметки, т.е. 457,08 вместо 456,08 м абс. Из них хорошо видно, что даже в этом случае, надводная часть профиля не будет полностью размыта.

Кроме того, достаточно ясно просматривается тенденция к смещению профиля назад и вверх в соответствие с известным правилом Брюна [Bruun, 1988].

Следует отметить, что такая реакция островного бара на повышение уровня является типичной и широко наблюдается на океанских берегах [Dean, 1993].

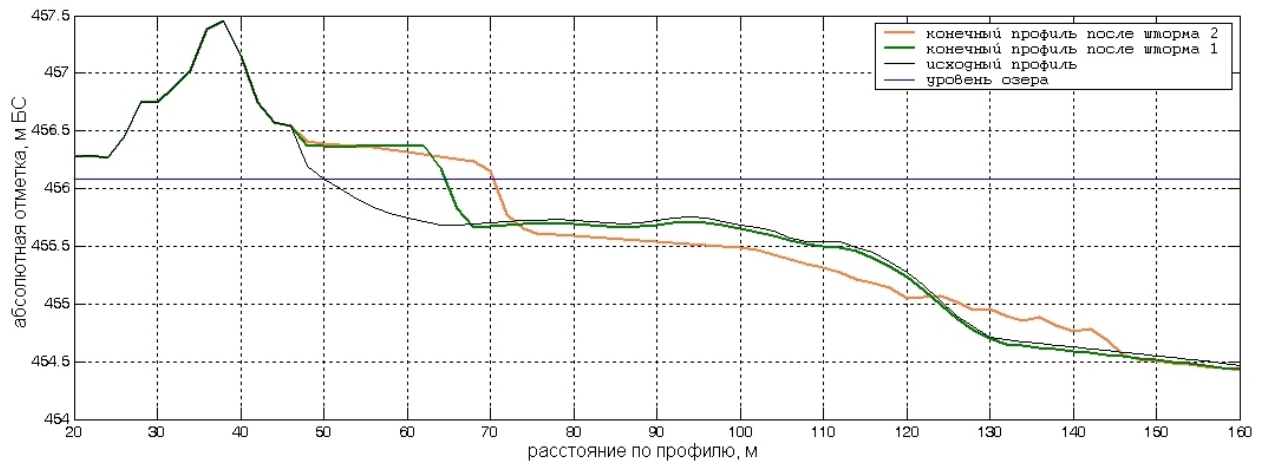


Рисунок 4.9. Результаты математического моделирования переформирования расчетного профиля последовательно двух штормов – мощного (шторм 1) и умеренного (шторм 2). Параметры шторма 1: средняя высота волн – 2,39 м; средний период – 6,7 с.; продолжительность шторма – 12 ч. Параметры шторма 2: средняя высота волн – 0,87 м; средний период – 4,2 с.; продолжительность шторма – 24 ч. Абсолютная отметка уровня озера – 456,08 м.

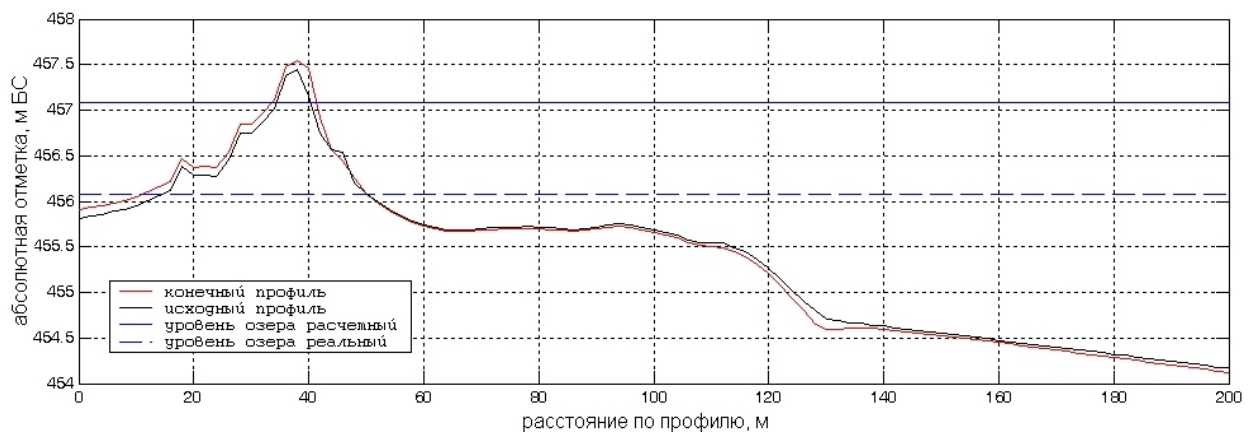


Рисунок 4.10. Результаты математического моделирования переформирования расчетного профиля штормовым волнением при повышении уровня водоема. Параметры шторма: средняя высота волн – 2,39 м; средний период – 6,7 с.; продолжительность шторма – 12 ч; повторяемость – 1 раз в 25 лет. Расчетная абсолютная отметка уровня озера – 457,08 м.

4.4. Расчет вдольберегового перемещения материала в районе островного бара Ярки

Для оценки интенсивности вдольберегового переноса песка под воздействием волн использованы два метода расчета, учитывающие энергию подходящих к берегу волн. Первый метод разработан на основе теоретических положений [Лаппо и др., 1990], согласно которым величина вдольберегового расхода наносов определяется по формуле:

$$Q = 0,0023 \, g \left(\frac{\nu}{D} \right)^{0,5} (h \cdot \bar{T})^{1,5} \cdot \sin 2\alpha \, \text{м}^3/\text{с}, \quad (4.6)$$

где g – ускорение свободного падения, $\text{м}/\text{с}^2$;

ν – кинематический коэффициент вязкости;

D – диаметр зерен песка, м ;

h – высота «значительной» волны (обеспеченность 13% в системе), м ;

$\bar{T}$ – средний период волны, с ;

α – угол между лучом волны и нормалью к береговой линии.

А числовой коэффициент получен на материалах опубликованных работ, в основном, зарубежных авторов.

Принимая $g=9,81 \, \text{м}/\text{с}^2$; $\nu = 10^{-6} \, \text{м}^2/\text{с}$; $D = 0,000276 \, \text{м}$ и подставив их в формулу (4.6) получаем

$$Q = 0,001358 (h\bar{T})^{1,5} \sin 2 \alpha \, \text{м}^3/\text{с} \quad (4.7)$$

Для определения общего объёма песка, перемещаемого за год (величину вдольберегового потока наносов), необходимо вычислить расходы наносов по всем диапазонам высот и направлений волн с учетом их продолжительности. Для выполнения расчетов воспользуемся данными о

повторяемости волн. Для перехода от волн 1% обеспеченности в системе к волнам «значительной» высоты (13%) нужно умножить их на коэффициент $k = 0,86$. Соотношение высоты волн и среднего периода приведено в таблице 4.12.

Таблица 4.12

Соотношение высоты и среднего периода волн на северном Байкале

$h_{1\%,M}$	0,35	0,80	1,3	1,8	2,3	2,8	3,3	3,8	4,3	4,8	5,3	5,6
$\bar{T}, c$	1,8	2,8	3,5	4,2	4,7	5,2	5,6	6,0	6,4	6,8	7,1	7,3

В таблице 4.13 представлены углы подхода волн к берегу, вычисленные по разнице между лучом волны и нормалью к береговой линии.

Таблица 4.13.

Углы подхода волн

Волны		Западная часть Фрагмент 1			Средняя часть Фрагмент 2			Восточная часть Фрагмент 4		
Направление	Азимут луча, ⁰	Азимут берега, ⁰	Азимут Нормали	θ ,град.	Азимут берега	Азимут нормали	θ ,град.	Азимут Берега	Азимут нормали	θ ,град.
ЮВ	135	103	193	58	116	206	71	129	219	84
Ю	180	103	193	13	116	206	26	129	219	39
ЮЗ	225	103	193	-32	116	206	-19	129	219	-6
З	270	103	193	-77	116	206	-64	129	219	-51

Расчет величины вдольберегового переноса песка представлен в таблицах 4.14-4.16, из которых следует, что вдоль первого фрагмента о. Ярки однонаправленного переноса песка нет. Здесь имеет место его миграции, величины которых почти равны и в сумме составляют 25 тыс. м³ в год. Вдоль средней части острова (фрагмент 2) преобладает перенос песка на запад. Аналогичный результат получен и на восточном конце Ярков

(о.Миллионный). Здесь вдольбереговой перенос максимальный – 15 тыс. м³ в год, а суммарные миграции составляют 27 тыс. м³ в год.

Второй метод базируется на результатах натурных исследований, выполненных на песчаных берегах водохранилищ, согласно которому, объём перемещаемого вдоль берега материала, определяется по формуле:

$$Q = 11,7N_{\text{вд.}}, \quad (4.8)$$

где Q – объём наносов, перемещаемых за годовой интервал, м³/год; $N_{\text{вд.}}$ – проекция равнодействующей волновой энергии на линию берега. Для её расчета определяется энергия, переносимая волнами за 1 час через 1 м, параллельный фронту волны, которая вычисляется по формуле:

$$N = 1260h_{1\%}^{2,5}, \quad (4.9)$$

где $h_{1\%}$ – высота волны, обеспеченностью 1% в системе, м.

Азимуты береговой линии представлены в таблице 4.17, расчет вдольберегового перемещения песка по зависимости (4.6) в таблицах 4.14 – 4.16, а результаты расчета по двум методам в таблице 4.21.

Таблица 4.14

Расчет вдольберегового перемещения песка на западном участке острова Ярки (фрагмент 1) по зависимости (4.6)

h,м	T,с	(hT) ^{1,5}	ЮВ				Ю				ЮЗ				З			
			Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t, сут.	W,м³
0,28	2,1	0,45	0,900	47,5	12,5	594,0	0,438	5,0	13,5	67,5	-0,90	-47,5	17,5	-831,2	-0,438	-23,1	10,7	-53,5
0,65	3,2	3,0	0,900	316,8	0,1	31,7	0,438	17,8	12,0	213,6	-0,90	-316,8	3,2	-1013,8				
1,06	4,1	9,06	0,900	956,8	0,1	95,7	0,438	36,2	2,7	97,7	-0,90	-956,8	1,5	-2099,5				
1,47	4,8	18,7					0,438	87,4	1,0	87,4	-0,90	-1924,8	0,6	-1435,2				
1,88	5,4	32,3					0,438	1660,0	1,0	1660,0	-0,90	-3411,1	0,6	-1154,9				
2,28	6,0	50,6					0,438	2600,6	0,5	1300,3	-0,90	-5343,7	0,3	-2046,6				
2,69	6,5	73,1					0,438	3757,0	0,3	1127,1	-0,90	-7719,8	0,2	-3206,2				
3,10	7,0	101,1					0,438	5196,0	0,2	1039,2	-0,90	-10676,8	0,2	-1544,0				
3,51	7,4	132,4					0,438	6804,7	0,2	1360,9				-2135,4				
3,92	7,8	169,1					0,438	8690,8	0,2	1738,2								
4,32	8,2	210,8					0,438	10834,0	0,2	2166,8								
Σ						+1582,7				10858,7				13367,3				-53,5

Суммарный перенос, м³/год: на запад – (+12416,7)
на восток – (-13420,8)
Итого – (-1004,1)

Таблица 4.15.

Расчет вдольберегового перемещения песка на среднем участке острова Ярки (фрагмент 2) по зависимости (4.6)

h,м	T,с	(hT) ^{1,5}	ЮВ				Ю				ЮЗ				З			
			Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t, сут.	W,м³
0,28	2,1	0,45	0,616	32,5	12,5	406,6	0,789	41,7	13,5	562,4	-0,616	-32,5	17,5	-569,2	-0,78	-41,2	10,7	-445,8
0,65	3,2	3,0	0,616	216,8	0,1	21,7	0,789	277,7	12,0	3332,9	-0,616	-216,8	3,2	-693,9				
1,06	4,1	9,06	0,616	654,9	0,1	65,5	0,789	838,8	2,7	2264,7	-0,616	-654,9	1,5	-982,3				
1,47	4,8	18,7					0,789	1382,4	1,0	1731,3	-0,616	-1351,7	0,6	-811,0				
1,88	5,4	32,3					0,789	2387,1	1,0	2990,4	-0,616	-2334,7	0,6	-1400,8				
2,28	6,0	50,6					0,789	3740,6	0,5	2342,3	-0,616	-3657,4	0,3	-1097,2				
2,69	6,5	73,1					0,789	5403,8	0,3	2030,3	-0,616	-5283,8	0,2	-1056,8				
3,10	7,0	101,1					0,789	7473,7	0,2	1872,0	-0,616	-7307,6	0,2	-1461,5				
3,51	7,4	132,4					0,789	9787,7	0,2	2454,9								
3,92	7,8	169,1					0,789	12500,6	0,2	3131,1								
4,32	8,2	210,8					0,789	15583,2	0,2	390,3								
Σ						+493,8				23102,6				-8072,5				-445,8

Суммарный перенос, м³/год: на запад – (+23596,5)

на восток – (-8518,3)

Итого – (-15078)

Таблица 4.16.

Расчет вдольберегового перемещения песка на восточной части острова Ярки (о. Миллионный)) по зависимости (4.6)

h,м	T,с	(hT) ^{1,5}	ЮВ				Ю				ЮЗ				З			
			Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут.	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t,сут	W,м³	Sin2θ	Q, м³/сут	t, сут.	W,м³
0,28	2,1	0,45	0,39	20,6	12,5	257,4	0,63	33,3	13,5	449,6	-0,39	-20,6	17,5	-360,5	-0,78	-41,2	10,7	-444,8
0,65	3,2	3,0	0,39	137,3	0,1	13,7	0,63	221,8	12,0	2661,6	-0,39	-137,3	3,2	-439,3				
1,06	4,1	9,06	0,39	414,6	0,1	41,4	0,63	669,8	2,7	1808,5	-0,39	-414,6	1,5	-621,9				
1,47	4,8	18,7					0,63	1382,4	1,0	1382,4	-0,39	-855,8	0,6	-513,4				
1,88	5,4	32,3					0,63	2387,1	1,0	2387,1	-0,39	-1478,1	0,6	-886,9				
2,28	6,0	50,6					0,63	3740,6	0,5	2010,2	-0,39	-2315,6	0,3	-694,7				
2,69	6,5	73,1					0,63	5403,8	0,3	1621,1	-0,39	-3345,2	0,2	-669,0				
3,10	7,0	101,1					0,63	7473,7	0,2	1494,7	-0,39	-4626,6	0,1	-462,6				
3,51	7,4	132,4					0,63	9787,7	0,2	1957,5								
3,92	7,8	169,1					0,63	12500,6	0,2	2500,1								
4,32	8,2	210,8					0,63	15583,2	0,2	3116,6								
Σ						+312,5				21389,4				-4648,3				-444,8

Суммарный перенос, м³/год: на запад – (+21701,9)

на восток – (-5093,8)

Итого – (-16608,8.)

Таблица 4.17.

Азимуты береговой линии о-ва Ярки и углы подхода волн для расчета по зависимости (4.8)

Волны		Коса			Западная часть			Средняя часть			Восточная часть		
Направление	Азимут луча	Азимут берега	Угол α , град.	$\cos \alpha$	Азимут Берега	Угол α , град.	$\cos \alpha$	Азимут Берега	Угол α , град.	$\cos \alpha$	Азимут Берега	Угол α , град.	$\cos \alpha$
ЮВ	135	97	38	0,790	103	32	0,850	116	19	0,948	129	6	0,994
Ю	180	97	83	0,122	103	77	0,225	116	64	0,439	129	51	0,630
ЮЗ	225	277	52	0,616	283	58	0,530	296	71	0,326	309	84	0,105
З	270	277	7	0,990	283	13	0,978	296	26	0,900	309	39	0,779

Таблица 4.18.

Расчет вдольберегового перемещения песка на западном участке острова Ярки (фрагмент 1) по зависимости (4.8)

Высота волн, м	ЮВ					Ю					ЮЗ					З				
	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N_{\cos \alpha}$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N_{\cos \alpha}$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N_{\cos \alpha}$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N_{\cos \alpha}$	$Q, \text{ м}^3$
0,35	0,077	300	29,11	24,74	289,5	0,077	324	31,43	7,07	82,7	0,077	420,0	40,75	-21,60	-252,7	0,077	256,8	24,91	-24,36	285,0
0,8	0,576	2,4	1,74	1,48	17,3	0,576	288	209,02	47,03	550,2	0,576	76,8	55,74	-29,54	-345,6					
1,3	1,92	2,4	5,81	4,94	285,4	1,92	64,8	156,76	35,27	412,7	1,92	36,0	87,09	-46,16	-540,0					
						4,37	24,0	132,15	29,73	347,9	4,37	14,4	70,29	-37,25	-435,9					
						8,05	24,0	243,43	54,77	640,8	8,05	14,4	154,22	-81,74	-956,3					
						13,2	12,0	199,58	44,90	525,4	13,2	7,2	119,78	63,47	742,6					
						19,8	7,2	179,62	39,52	462,3	19,8	4,8	119,75	63,47	742,6					
						28,2	4,8	170,55	38,37	449,0	28,2	2,4	85,28	-45,20	-528,8					
						38,4	4,8	232,24	52,25	611,4										
						50,4	4,8	304,82	68,58	802,4										
						64,6	0,48	39,07	8,79	102,8										
					592					+4898					-4544					-285,0

Суммарный перенос, м^3 : на запад – (+5490 м^3)
на восток – (-4829 м^3)
Итого – (+661 м^3)

Таблица 4.19.

Расчет вдольберегового перемещения песка на среднем участке острова Ярки (фрагмент 2) по зависимости (4.8)

Высота волн, м	ЮВ					Ю					ЮЗ					З				
	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$
0,35	0,077	300	29,11	27,60	322,9	0,077	324	31,43	13,80	161,4	0,077	420,0	40,75	-14,67	-171,6	0,077	256,8	24,91	-22,42	262,3
0,8	0,576	2,4	1,74	1,65	19,3	0,576	288	209,02	91,76	1073	0,576	76,8	55,74	-18,17	-212,6					
1,3	1,92	2,4	5,81	5,51	64,4	1,920	64,8	156,76	68,81	805,2	1,92	36,0	87,09	-28,39	-322,2					
						4,37	24,0	132,15	58,01	678,8	4,37	14,4	79,29	-25,85	-302,4					
						8,05	24,0	243,43	106,86	1250	8,05	14,4	154,22	-50,28	-588,2					
						13,2	12,0	199,58	87,62	1025	13,2	7,2	119,78	39,04	-456,8					
						19,8	7,2	179,62	78,85	922,6	19,8	4,8	119,75	39,04	-456,8					
						28,2	4,8	170,55	74,87	876,0	28,2	2,4	85,28	-27,80	-325,3					
						38,4	4,8	232,24	101,95	1192										
						50,4	4,8	304,82	133,8	1565										
						64,6	0,48	39,07	17,5	200,7										
					406,6					8843					2644,9					-262,3

Суммарный перенос, м^3 : на запад – (-2907 м^3)
на восток – (-9250 м^3)
Итого - +(6343 м^3)

Таблица 4.20.

Расчет вдольберегового перемещения песка на восточном участке острова Ярки (о. Миллионный) по зависимости (4.8)

Высота волн, м	ЮЗ					Ю					ЮЗ					З				
	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$	$h^{2,5}$	Т, час.	N	$N \cos \alpha$	$Q, \text{ м}^3$
0,35	0,077	300	29,11	28,94	338,5	0,077	324	31,43	19,8	231,7	0,077	420,0	40,75	-4,28	-50,1	0,077	256,8	24,91	-19,40	-227
0,8	0,576	2,4	1,74	1,73	19,0	0,576	288	209,02	131,68	1540,6	0,576	76,8	55,74	-5,85	-68,5					
1,3	1,92	2,4	5,81	5,77	67,6	1,920	64,8	156,76	98,76	1155,5	1,920	36,0	87,09	-9,14	-107,0					
1,8						4,37	24,0	132,15	83,25	974,1	4,37	14,4	79,29	-8,32	-97,4					
2,3						8,05	24,0	243,43	153,36	1794,3	8,05	14,4	154,22	-16,19	-189,4					
2,8						13,2	12,0	199,58	125,73	1471,1	13,2	7,2	119,78	-12,57	-147,1					
3,3						19,8	7,2	179,62	113,16	1244,7	19,8	4,8	119,75	-12,57	-147,1					
3,8						28,2	4,8	170,55	107,45	1257,1	28,2	2,4	85,28	-8,95	-104,8					
4,3						38,4	4,8	232,24	146,31	1711,8										
4,8						50,4	4,8	304,82	192,03	2246,8										
5,3						64,6	0,48	39,07	24,61	288										
Σ					425,1					13915,7					-911,4					-227

Суммарный перенос, м^3 : на запад – (+14341 м^3)

на восток – (-1138 м^3)

Итого – (13203 м^3)

Таблица 4.21.

Вдольбереговое перемещение песка по формулам (4.6) и (4.8)

Участок берега острова	Объём переноса песка, тыс.м ³				Объём миграций		Поток наносов	
	На запад		На восток					
	Ф-ла 7	Ф-ла 8	Ф-ла 7	Ф-ла 8	Ф-ла 7	Ф-ла 8	Ф-ла 7	Ф-ла 8
Западный	12,4	5,5	-13,4	-4,8	25,8	10,3	-1,0	+0,7
Средний	23,6	9,2	-8,5	-2,9	32,1	12,1	15,1	+6,3
Восточный	21,7	14,3	-5,1	-1,1	26,8	15,4	16,6	13,2

Как видно из таблицы 4.21 по двум зависимостям получаем качественно совпадающую картину переноса песка, за исключением западного участка для которого по формуле (4.8) получено преобладание переноса в восточном направлении, правда, в незначительном объёме. Вдоль озерного берега острова преобладает перенос песка на запад. При этом основной вклад в итоговый перенос приходится на волны южного направления.

Максимальная мощность потока наносов, достигающая 16 тыс. м³ в год, имеет место у острова Миллионный. По мере продвижения на запад мощность потока наносов снижается, и, вблизи устья р. Кичера объёмы миграций песка в противоположных направлениях оказываются практически равным.

Также было рассчитано направление и ёмкость вдольберегового перемещения наносов у побережья островного бара Ярки при помощи программного комплекса LITRACK, который является компонентом хорошо известной системы гидравлического и гидрологического моделирования MIKE (разработчик – Danish Hydraulic Institute). Результаты расчетов представлены на рисунке 4.11.

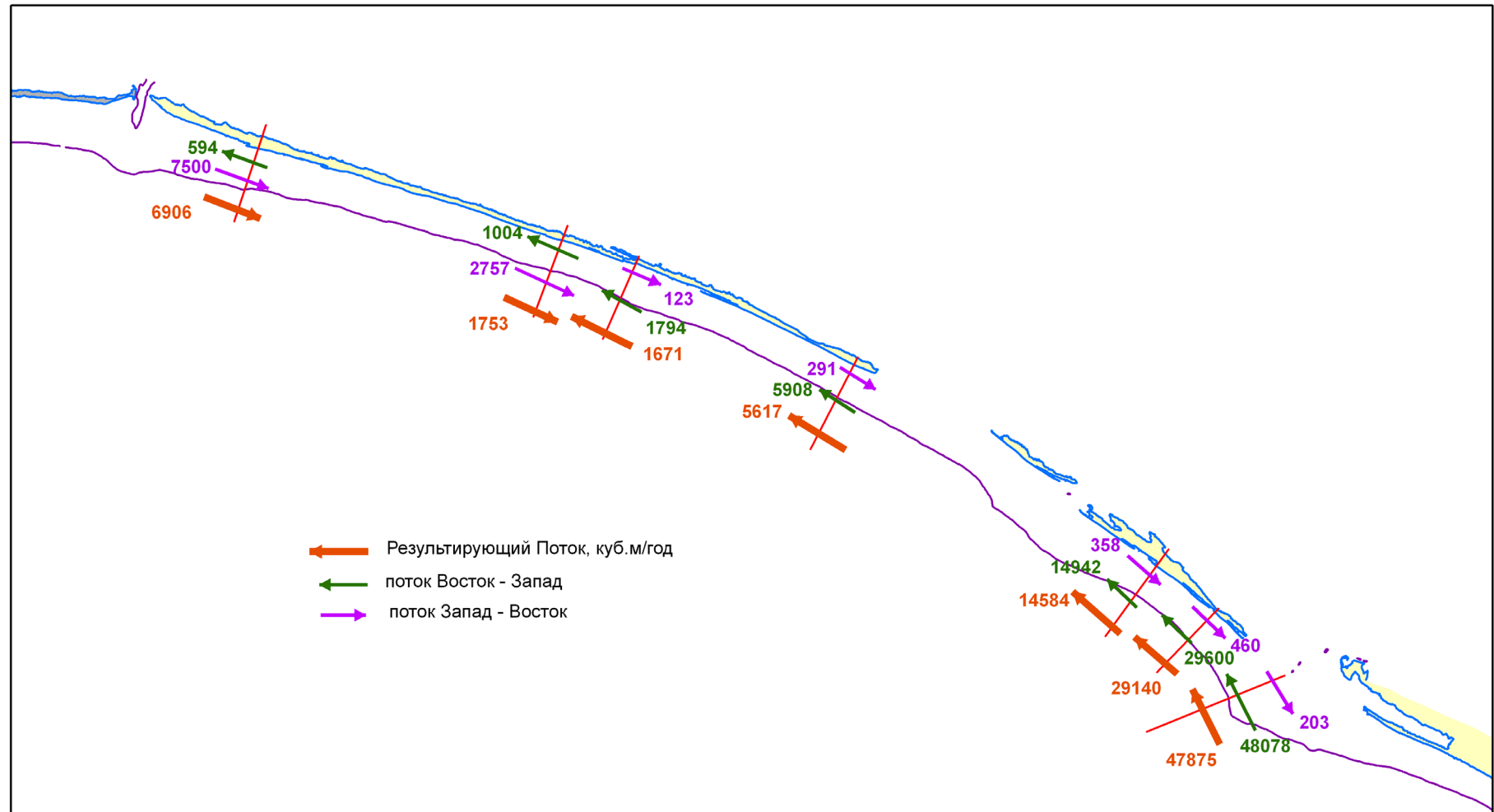


Рисунок 4.11. Вдольбереговое перемещение наносов в районе островного бара Ярки

Исходные данные, по которым рассчитывались показатель вдольберегового перемещения наносов представлены в таблице 4.22.

Таблица 4.22

Средняя продолжительность ветра, в часах, по скоростям и направлениям за период открытой воды на акватории озера Байкал в районе островного бара Ярки (по данным метеостанции Нижнеангарск)

Скорость ветра, м/с		Направление, румб (азимут в градусах)			
Интервал	Значение	ЮВ (135°)	Ю (180°)	ЮЮЗ (202,5°)	З (270°)
6-7	7	4,78296	30,90528	44,51832	11,40552
8-9	9	—	6,99048	16,55640	2,20752
10-15	15	—	3,31128	12,50928	1,83960
15-20	20	—	—	3,31128	—

Напомним, что полученные количественные оценки параметров ветровых волн, их направлений распространения и продолжительности базируются на целом ряде предположений той или иной степени достоверности. Следовательно, и основанные на них оценки и прогнозы литодинамических процессов могут рассматриваться как сугубо предварительные, оценочные.

Результаты расчетов потока наносов, рассчитанного по разным формулам, согласуются с выводами, полученными по морфологическим признакам. Отличается лишь количественная оценка ёмкости потока, качественно же она показывает схожую тенденцию.

В настоящее время значительная, а, возможно, и большая часть песка, подаваемая волнами от устья Верхней Ангары, уходит в просвет между вторым и третьим островами протяженностью 2,3 км и наращивает ширину мелководья со стороны Ангарского Сора. Аналогичная картина имеет место и за промоиной у восточного конца первого острова. Поэтому и происходит интенсивный размыв восточных концов островов.

4.5. Схема литодинамики островного бара Ярки

Анализ собранной ретроспективной информации и данных, полученных в ходе полевых работ 2013 года, позволил построить общую качественную схему современных литодинамических процессов в береговой зоне островного бара и сделать численные оценки основных факторов этих процессов (ветрового волнения, уровня режима, батиграфии дна, состава и крупности наносов). Основываясь на этой схеме и оценках были выбраны математические модели и программные средства, которые затем применялись для прогнозирования эволюции берегов бара.

В работе использовался комплекс математических моделей вдольберегового потока наносов и эволюции береговой линии, реализованный в программном продукте LITRACK, который является компонентом хорошо известной системы гидравлического и гидрологического моделирования MIKE (разработчик – Danish Hydraulic Institute).

В северной части акватории Байкала господствуют ветры южного – юго-западного направлений, дующие вдоль котловины озера. Они же являются и наиболее сильными. Волны от ветров этих румбов генерируют два основных вдольбереговых потока наносов. Один из них, более мощный, направлен от устья р.Верхняя Ангара на северо-запад, другой, менее мощный, идет от устья р.Кичера на юго-восток, навстречу первому. Вспомогательные вдольбереговые потоки наносов, создаваемые более слабыми и реже повторяющимися ветрами других направлений, обеспечивают распределение аккумулируемого материала по протяжению береговой линии бара, а нормальная составляющая волнения перемещает откладываемый из вдольберегового потока материал преимущественно вверх по береговому склону (Рисунок 4.12).

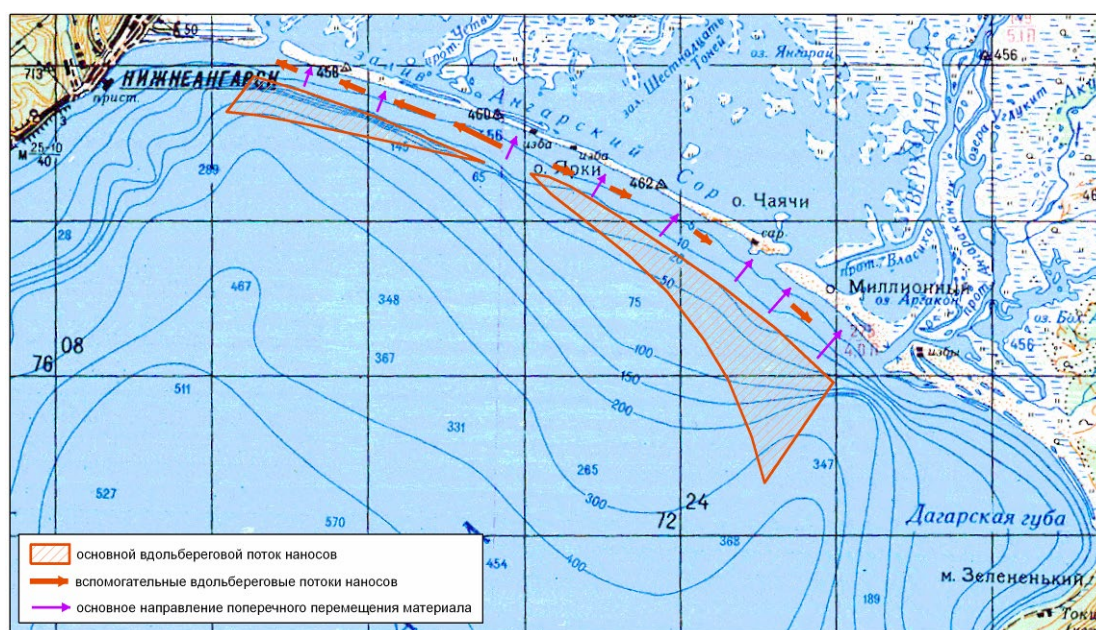


Рисунок 4.12. Качественная схема литодинамики береговой зоны островного бара Ярки

При относительно неизменных в долговременном плане условиях (ветровом и уровненом режиме водоема, величине твердого стока рек) островной бар Ярки должен иметь тенденцию к неуклонному росту, поскольку постоянно приносимые реками наносы должны куда-то складироваться.

Причинами отмеченных выше трансформаций островного бара (утрата части территории и отступление берега вглубь залива) явились: повышение среднего уровня озера Байкал после строительства Иркутской ГЭС (фундаментальное правило Бруна-Зенковича), дефицит вдольберегового потока наносов, образовавшийся вследствие подпора устьевых участков рек и масштабных выемок песчано-гравийной смеси из их русел в ходе строительства БАМа.

В настоящее время практически по всему протяжению берега бара, обращенного к основной акватории озера, наблюдается интенсивная аккумуляция наносов. Существенный (со скоростью до 3 м/год) размыв берега обнаруживается лишь на двух участках, приуроченных к западной и восточной оконечностям большого фрагмента бара. Протяженность каждого

из этих участков составляет около 300 метров. Со стороны залива Ангарский Сор берег стабилен.

Результаты математического моделирования позволяют заключить, что при существующем уровне режиме озера Байкал, с директивно ограниченной максимальной отметкой уровня 457,0 м ТС, деградация и разрушение островному бару Ярки не угрожают. Процессы аккумуляции преобладают над процессами размыва, которые проявляются лишь локально и их интенсивность неуклонно снижается. Общие потери площади в результате размыва за 20 лет составят 3,0 га, в то же время ее прирост за счет процессов аккумуляции будет равен 3,4 га. Берег малого фрагмента продвинется в западном направлении на 200 м, в то время как восточная оконечность большого фрагмента отступит к западу всего на 5 м. То есть заполнение промоины происходит быстрее, чем отступление ее западной границы, и, целостность острова будет со временем восстановлена.

Наблюдаемый в настоящее время процесс естественного восстановления бара может быть существенно ускорен путем снижения отметок уровня озера. Результаты выполненных исследований позволяют заключить, что при относительно стабильном в долговременном плане уровне режиме озера Байкал литодинамическая система бара до конца «отработает» изменения природных условий, вызванных повышением среднего уровня озера после строительства Иркутской ГЭС, и, островной бар Ярки продолжит существовать. Хотя процесс такой адаптации займет длительное время.

Необходимо особо отметить, что островной бар Ярки является редким, выдающимся природным объектом – памятником природы, который желательно сохранить в его естественном состоянии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В диссертационной работе приведена оценка особенностей развития гидродинамических, морфодинамических и литодинамических процессов в береговой зоне островного бара Ярки (оз. Байкал) и проанализировано влияние литодинамического переноса материала на морфологию острова. В результате выполнения работы получены следующие выводы:

1. Проанализирована динамика о.Ярки на основе сравнения его современной конфигурации с материалами предыдущих исследований. За последние 60 лет площадь бара сократилась практически втрое;

2. Составлена цифровая модель рельефа подводного берегового склона, на основании которой построены цифровые карты;

3. Составлена геоморфологическая карта островного бара Ярки на основе детальных топографических и гидрографических работ на участке берега от устья реки Кичера до устья р. Верхняя Ангара;

4. Проведена апробация и верификация комплекса методов математического моделирования береговых процессов на аккумулятивных берегах Новосибирского водохранилища. В результате выбраны следующие модели для исследования литодинамических процессов на о. Ярки: модель Дина для расчета профиля относительного динамического равновесия; модель штормовых деформаций И.О. Леонтьева; модель расчета вдольберегового перемещения наносов И.О. Леонтьева; правило Бруна-Зенковича; модель Дина-Маурмайера для островных баров.

5. Рассчитаны теоретические профили относительного динамического равновесия для различных участков о.Ярки, проведен их анализ и сравнение с реальными профилями подводного берегового склона. Расположение теоретического профиля ниже реального свидетельствует об аккумулятивном характере береговых процессов, а уменьшение угла наклона к западу говорит о большом содержании мелкой фракции на западных участках, что подтверждается натурными наблюдениями и анализом песчаного материала;

6. Методом математического моделирования выявлено два встречных потока наносов. Результирующая ёмкость вдольберегового перемещения наносов на запад в районе р. В.Ангара составляет от 16 до 48 тыс. м³ в год;

7. На основе модели штормовых деформаций рассчитано переформирование островного бара Ярки при различной мощности штормов с учетом переменного уровня озера. После штормов размывается подводный береговой склон и за счет поперечного движения материала вверх по склону происходит надстройка берега со стороны уреза. При увеличении уровня на 1 м наблюдается тенденция к смещению профиля назад в сторону лагуны, в соответствии с моделью Дина-Маурмайера и правилом Брууна-Зенковича;

8. Проведен прогноз береговых процессов в существующих условиях с учетом влияния переменного уровня озера. При подъеме уровня на 1 м происходит смещение берега на 110-130 м в сторону лагуны, что подтверждается натурными наблюдениями;

9. Проведена оценка особенностей развития гидродинамических, литодинамических и морфодинамических процессов в береговой зоне островного бара Ярки на основе расчетов и натурных наблюдений.

Необходимые расчеты проводились в программах, разработанных в ИВЭП СО РАН и зарегистрированных в 2012 г. в Федеральном институте промышленной собственности (ФИПС):

- «Программа расчета параметров ветровых волн вне береговой зоны»;
- «Программа расчета параметров ветровых волн в береговой зоне»;
- «Программа расчета профиля динамического равновесия берегового склона», применение которой является принципиально важным аспектом при оценках дефицита наносов в прибрежной зоне водоема и требуемых объемах питания береговой зоны рыхлым материалом;

- «Программа расчета результирующего вдольберегового потока наносов», которая позволяет детализировать приведенные выше результаты расчетов;
- Программа «Абразия» для расчета воздействия ветровых волн на берега, сложенные рыхлыми, слабосцементированными или связными осадочными горными породами, в нашем случае – в приложении к области питания Дагарской косы;
- Программа «Динамика профиля» для расчета воздействия ветровых волн на берега, сложенные рыхлыми отложениями, в нашем случае в приложении к области питания Нижнеангарской косы, собственно островного бара Ярки и острова Миллионный;

Кроме того, использовался программный продукт LITPASC, входящий в разработанный в Danish Hydraulic Institute (в Датском гидравлическом институте) пакет прикладных программ MIKE 21.

При изучении литодинамики береговой зоны островных баров северной части Байкала было выявлено два разнонаправленных потока наносов навстречу друг другу (от В.Ангара к Кичере и от Кичеры к В.Ангаре). Поток наносов, направленный в сторону Кичеры является более мощным. Размыв берега обнаружен только на двух участках и обусловлен дефицитом наносов, которые формируют обширную отмель на сопряженных участках. Смещение береговой линии вглубь Ангарского сора связано с различными факторами (сокращение стока речных наносов, антропогенное влияние, тектоническое погружение Верхнеангарской впадины и др.), но в большей степени разрушение берега и сокращение площади бара связано с изменением уровня Байкала, что доказано конкретными математическими зависимостями, представленными в данной работе. Результаты выполненных исследований позволяют заключить, что при относительно стабильном в долгосрочном плане уровне режиме озера Байкал, литодинамическая система бара до конца адаптируется к природным условиям, вызванным повышением среднего уровня озера после строительства Иркутской ГЭС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Айбулатов Н.А. Деятельность России в прибрежной зоне моря и проблемы экологии. М.: Изд-во «Наука», 2005. 364 с.
2. Атлас волнения и ветра озера Байкал. Гидрометеиздат, Ленинград, 1977.
3. Атлас озера Байкал. Иркутск-Москва, 1969 г.
4. Афанасьев А.Н. Водный баланс оз. Байкал. Тр. Байкальской станции.
5. Бейром С.Г., Вострякова Н.В., Широков В.М. Изменение природных условий в средней Оби после создания Новосибирской ГЭС. Новосибирск. 1973. Наука, Сибирское отделение. 142 с.
6. Бондарик Г.К., Пендин В.В., Ярг Л.А. Инженерная геодинамика. М. Книжный дом. 2007. 452 с.
7. Бубнов И.А. и др. Военная топография. М. Военное изд-во МО СССР. 1953. 390 с.
8. Васильев О. Ф., Годунов С. К. Численный метод расчета длинных волн в открытых руслах и приложение его к задаче о паводке. Докл. Академии наук, 1963. Т. 151. № 3. С. 525-527.
9. Васильев О. Ф. Математическое моделирование гидравлических и гидрологических процессов в водоемах и водотоках (обзор работ, выполненных в Сибирском отделении Российской академии наук). Водные ресурсы, 1999, т. 25, № 5. С. 600-611.
10. Васильев Ф. П. Численные методы решения экстремальных задач. М. Наука. 1988. 550 с.
11. Вольцингер Н.Е., Клеванный К.А., Пелиновский Е.Н. Длинноволновая динамика прибрежной зоны. Л., Гидрометеиздат, 1989. 272 с.

12. Водный кодекс Российской Федерации. "Собрание законодательства РФ", 05.06.2006, N 23, ст. 2381.
13. Войцехович О.В. Транспорт наносов вдоль берега – обобщенные зависимости и натурные данные // Водные ресурсы. 1986. №5. С.108-116.
14. Годунов С.К., Забродин А.В., Иванов М.Я., Крайко А.Н., Прокопов Г.П. Численное решение многомерных задач газовой динамики. М. Наука. 1976. 400 с.
15. Гончаров В.Н. Динамика русловых потоков. Л. Гидрометеиздат. 1962. 374 с.
16. Гречищев Е.Н. Разработка экологической программы восстановления остров Ярки на Байкале. Отчет НИЦ «Морские берега» (филиал ОАО ЦНИИС), Сочи, 1999. – 101 с.
17. Гришанин К.В. Основы динамики русловых потоков. М. Транспорт. 1990. 320 с.
18. Дебольская Е.И., Дебольский В.К., Масликова О.Я. Математическое моделирование деформаций дна в покрытых льдом нестационарных потоках. Водные ресурсы, т.33, №1, 2006, с.29-38.
19. Дегтярев В.В., Долженко Ю.А., Шлычков В.А. Гидротехническое строительство водных путей Якутского транспортного узла. Новосибирск. "Агрос" 2007. 358 с.
20. Динамика берегов оз. Байкал при новом уровне режиме / А.В. Пинегин, А.А. Рогозин, Ф.Н. Лещиков и др. – М.: Наука, 1976. – 88 с.
21. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. 1973,...,1984. Обнинск. ВНИИГМИ – МЦД.
22. Зенкович В.П. Основы учения о развитии морских берегов. М.: Изд-во АН СССР, 1962. - 711 с.
23. Иметхенов А.Б. Катастрофические явления в береговой зоне Байкала. – Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 1994. – 85 с.
24. Иметхенов А.Б. Бурятия: стихии и катастрофы. – Улан-Удэ: Изд-во БГУ, 2003. – 201 с.

25. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л., Гидрометеиздат, 1977. 272 с.
26. Кинг К.А.М. Пляжи и берега. М.: Изд. Иностр. лит., 1963. 435 с.
27. Китаев А.Б. Обмен вод в искусственных водоемах. Изд-во Пермского Государственного технического университета. Пермь. 2005. 112 с.
28. Кочин Н.Е., Кибель И.А., Розе Н.В. Теоретическая гидромеханика. М., Физматгиз, 1963, Ч.1. 583 с.
29. Копия карты северного Байкала с промером глубин прилегающей акватории озера снятой с Атласа озера Байкал, составленного по материалам гидрографических исследований, выполненных в 1897-1902 годах под руководством Ф.К.Дриженко.
30. Крылов Ю.М., Стрекалов С.С., Цыплухин В.Ф. Ветровые волны и их воздействие на сооружения. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 256 с.
31. Лаппо Д.Д., Стрекалов С.С., Завьялов В.К. Нагрузки и воздействия ветровых волн на гидротехнические сооружения. Л.: 1990. – 432 с.
32. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 336 с.
33. Леонтьев И.О. Количественный анализ эволюции профиля абразионного берега. // В кн.: Проблемы развития морских берегов. / ред. Н.А.Айбулатов. М.: Наука, 1989. С. 30-37.
34. Леонтьев И.О. Динамика прибойной зоны. М.: Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова АН СССР, 1989. 184 с.
35. Леонтьев И.О. Прибрежная динамика: волны, течения, потоки наносов. М. ГЕОС, 2001. – 272 с.
36. Леонтьев И.О. Прогнозирование эволюции берегов на основе математического моделирования // Океанология. 2006. Т. 46. № 4. С.603-611.
37. Леонтьев И.О. Бюджет наносов и прогноз развития берега // Океанология. 2008. Т. 48. № 3. С.467-476.

38. Леонтьев И.О. Динамика профиля песчаного берега на различных масштабах времени // Сборник научных трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». 2010. № 4(10). С.78-89.
39. Леонтьев И.О. Моделирование штормовых деформаций профиля галечного пляжа // International Journal for Computational Civil and Structural Engineering. 2011. V.7. Issue 2. P.90-97.
40. Леонтьев И.О. Моделирование эволюции берегового профиля на временных масштабах от десятков до тысяч лет // Океанология. 2012. Т. 52. № 4.
41. Леонтьев И.О. Профиль песчаного берега: некоторые свойства морфологии и сезонная изменчивость // Геоморфология. 2012а. № 4.
42. Леонтьев И.О. Прогнозирование развития берега в масштабе столетия на примере Вислинской косы // Океанология. 2012б (в печати).
43. Леонтьев И.О., Рябчук Д.В., Спиридонов М.А., Куренной Д.Н. Береговой профиль восточной части Финского залива: результаты наблюдений и реконструкция развития в позднем голоцене // Океанология. 2011. Т. 50. № 6. С. 1034–1044.
44. Леонтьев И.О., Хабидов А.Ш. Моделирование динамики береговой зоны (обзор современных исследований). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 90 с.
45. Лопатин Г.В. Многолетние колебания уровня Байкала. Тр. Байкальской лимнологической станции АН СССР, т.16, 1957. 75 с.
46. Лоция и физико-географический очерк озера Байкал. Издание Главного Гидрографического Управления. Под редакцией бывшего начальника Гидрографической экспедиции Байкальского озера генерал-майора О.К.Дриженко. С.-Петербург.1908 г. 64
47. Лыгин А.А., Лыгин А.А., Хабидов А.Ш. Разработка концепции построения автоматизированной информационной системы мониторинга береговой зоны // Мат-лы междунар. конф. «ИнтерКарто/ИнтерГИС: Устойчивое развитие территорий: теория ГИС и практический опыт».

Белокуриха (Россия) – Денпасар (Индонезия), 14-19 декабря 2011 г. – Барнаул: ОАО ИПП «Алтай». С. 321-325.

48. Макаров К.Н. Основы проектирования берегозащитных мероприятий. М. ПНИИИС Госстроя РФ, 1999. 222 с.

49. Марчук Г.И., Кочергин В.П., Саркисян А.С. и др. Математические модели циркуляции в океане. Новосибирск, Наука. Сиб. отделение. 1980. 225 с.

50. Маханов С.С., Паниткулпонг А., Вандерпирре Е.Д. Математическое моделирование движения поверхностных и подземных вод с использованием криволинейных сеток. Метеорология и гидрология, 1997, № 2, с.92-106.

51. Милитеев А.Н., Базаров Д.Р. Математическая модель для расчета двумерных (в плане) деформаций русел. Водные ресурсы, т.26, №1, 1999, с.22-26.

52. Методические рекомендации по составлению и ведению реестра наблюдательной сети мониторинга экзогенных геологических процессов / Министерство природных ресурсов Российской Федерации. М., 2000. 21 с.

53. Мониторинг и прогнозирование опасных геологических явлений и процессов / ГОСТ Р 22.1.06-99. Госстандарт России, 1999. 20 с.

54. Овчинников Г.И., Павлов С.Х., Тржцинский Ю.Б. Изменение геологической среды в зонах влияния Ангара-Енисейских водохранилищ. - Новосибирск: Наука, 1999. – 253 с.

55. Отчет «Берегоукрепление и защита участков берега оз. Байкал в Северобайкальском районе Республики Бурятия» (участок №2 – архипелаг «остов Ярки» и местность «Дагары»)). т.8. «Разработка рекомендаций по защите от размыва волнами островов Ярки». Сочи, филиал ОАО ЦНИИС НИЦ «Морские берега», 2007 – 100 с.

56. Петров В.А., Ярославцев Н.А. Динамика бара Ярки на северном Байкале и проблемы его восстановления. Материалы конференции

«Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря». Краснодар, 2007, с. 149-151.

57. Пинегин А.В. Прогноз переработки берегов естественных водоемов на примере озера Байкал // Долгосрочные прогнозы природных явлений. – Новосибирск: Наука, 1977. – с. 29-33.

58. Подлипский Ю.И. К вопросу о режиме взвешенных наносов Новосибирского водохранилища. Труды ЗапСибНИИ Госкомгидромета. 1981. Вып.52. С.79-85.

59. Потемкина Т.Г., Ярославцев Н.А., Петров В.А. Современные потоки наносов у острова Ярки (Северный Байкал). Успехи современного естествознания. № 8. 2008, с. 113-114.

60. Потемкина Т.Г., Ярославцев Н.А., Петров В.А. Гидролого-морфологические особенности устьевой области р. Верхняя Ангара. Водные ресурсы, т. 39, № 4, 2012, с. 367-376.

61. Потёмкина Т.Г., Потёмкин В.Л. Береговая зона озера Байкал в современных условиях. Успехи современного естествознания, №12, 2007, [http:// www.rae.ru](http://www.rae.ru)

62. Потемкина Т.Г. Исчезающий остров Байкала / Природа, № 5, 2011, с. 32-38.

63. Потемкина Т.Г. Гидролого-морфологические особенности устьевой области р. Верхняя Ангара / Водные ресурсы, т. 39, вып. 4. с. 367-376.

64. Потемкина Т.Г. Потемкин В.Д. Экологические проблемы береговой зоны Байкала. / Труды XXII Международной конференции «Проблемы управления и устойчивого развития прибрежной зоны моря». <http://www.coruna.coastdyn.ru/iccaldpub/potyomkina.pdf>

65. Потемкина Т.Г., Сутурин А.Н. Геоэкология: геоэкологические аспекты сохранения песчаного бара – о. Ярки (северный Байкал) / Инженерная экология. № 6, 2011 (рукопись).

66. Потёмкина Т.Г. Литодинамика прибрежной зоны озера Байкал: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. - Иркутск, 2000. 19 с.
67. Постановление Правительства Российской Федерации от 10 апреля 2007 года № 219 «Положение об осуществлении государственного мониторинга водных объектов».
68. Приказ от 7 мая 2008 г. № 111 Министерства природных ресурсов Российской Федерации «Об утверждении форм и порядка представления данных мониторинга, полученных участниками ведения государственного мониторинга водных объектов».
69. Природные опасности России. Экзогенные геологические процессы. / Под ред. В.М. Кутепова, А.И. Шеко. М: Издательская фирма «КРУК», 2002. Т.3. 348 с.
70. Россинский К.И., Дебольский В.К. Речные наносы. М., Наука, 1980. 214 с.
71. Распоряжение правительства Российской Федерации от 27 августа 2009 г. № 1235-р «Водная стратегия Российской Федерации на период до 2020 года».
72. Распоряжение правительства Российской Федерации от 28 июля 2011 г. N 1316-р «Концепция федеральной целевой программы "Развитие водохозяйственного комплекса Российской Федерации в 2012 - 2020 годах"»
73. Рогозин А.А. Береговая зона Байкала и Хубсугула. Морфология, динамика и история развития. Новосибирск. Наука, 1993 г. 168 с.
74. Рогозин А.А., Тржцинский Ю.Б. Техногенная активизация абразионно-аккумулятивных процессов на берегах Байкала. Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 1993.с.80-85.
75. Савкин В.М., Двуреченская С.Я., Квон В.И., Попов П.А. Мониторинг качества воды Новосибирского водохранилища. Окружающая среда и экологическая обстановка в Новосибирском научном центре СО РАН. Изд-во СО РАН. Новосибирск. 1995. С.141-153.

76. Семчуков А. Н., Квон В. И. Определение интенсивности сброса загрязняющих веществ в реку по данным наблюдений в расположенном ниже створе. Метеорология и гидрология. 1999. № 7. С. 84-91.
77. Спицын И.П., Соколова В.А. Общая и речная гидравлика. Л. Гидрометеиздат. 1990. 360 с.
78. Строительные нормы и правила (СНиП) 2.06.04-82. Нагрузки и воздействия на гидротехнические сооружения (волновые, ледовые и от судов). М.: Госстрой СССР, 1989. 80 с.
79. Суходольский А.С. Динамические явления в водоемах. Л., Гидрометеиздат. 1991. 262 с.
80. Томлинсон Р. Планирование географических информационных систем. Руководство для менеджеров. М.: Изд-во «Дата+», 2004. 347 с.
81. Филлипс О.М. Динамика верхнего слоя океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 319 с.
82. Хабидов А.Ш., И.О. Леонтьев и др. Управление состоянием берегов водохранилищ. – Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2009. – 239 с.
83. Хабидов А.Ш., Коротаев В.Н. и др. Динамика берегов озера Байкал, его аналогов и изменчивость дельты реки Селенга при колебаниях уровня воды / Аналитическая записка межинститутской рабочей группы Сибирского отделения РАН по вопросу обоснования допустимых предельных значений уровня воды оз. Байкал. Барнаул: ИВЭП СО РАН. 2004, 58 С. (Архив ИВЭП СО РАН).
84. Хабидов А.Ш. Динамика береговой зоны крупных водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 104 с.
85. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Кусковский В.С., Овчинников Г.И., Савкин В.М., Тржцинский Ю.Б. Геоморфология береговой зоны и побережий крупных водохранилищ Сибири. Новосибирск: Изд-во «Наука», 2001. 120 с.

86. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Тризно А.К. Динамические обстановки рельефообразования и осадконакопления береговой зоны крупных водохранилищ. Новосибирск: Изд-во «Наука», 1999. 191 с.
87. Хабидов А.Ш., Леонтьев И.О., Марусин К.В., Шлычков В.А., Савкин В.М., Кусковский В.С. Управление состоянием берегов водохранилищ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 239 с.
88. Хабидов А.Ш., Федорова Е.А., Марусин К.В. Тр. XXIII Междунар. береговой конф. «Учение о развитии морских берегов: вековые традиции и идеи современности» // Материалы конференции. Санкт-Петербург, 7-10 октября 2010 г. СПб: Изд-во РГГМУ, 2010. С. 262-263.
89. Хабидов А.Ш., Жиндарев Л.А., Федорова Е.А., Марусин К.В., Хомчановский А.Л., Лыгин А.А. Геоморфология и динамика берегов крупного равнинного водохранилища // Геоморфология.
90. Хабидов А.Ш. Мониторинг береговой зоны внутренних водоемов России. / А.Ш. Хабидов, И.О. Леонтьев, К.В. Марусин, В.А. Шлычков, Е.А. Федорова, А.А. Лыгин, А.А. Лыгин, А.Л. Хомчановский; отв. ред. Л.А. Жиндарев. Федерал. Агенство вод. ресурсов, Рос. акад. наук, Сиб. отд-ние, Ин-т водн. и экол. проблем. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. – 139 с.
91. Хабидов А.Ш. Закономерности рельефообразования и осадконакопления в береговой зоне крупных водохранилищ // Диссертация доктора географических наук. . / А.Ш. Хабидов. – М.: Московский государственный университет, 2000. – 236 с.
92. Хомчановский А.Л. Морфологические изменения островного бара Ярки в связи с повышением уровня Байкала // Строение литосферы и геодинамика / Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с участием исследователей из других стран (г. Иркутск, 22–28 мая 2017 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. – 294 с.
93. Хомчановский А.Л., Фёдорова Е.А., Лыгин А.А., Хабидов А.Ш. Сравнительный анализ методов расчета профиля динамического равновесия. Геоморфология. 2014;(3):39-42.

94. Цибульчик В.М., Аношин Г.Н., Маликов Ю.И. Тяжелые металлы в донных осадках Новосибирского водохранилища. Доклады II международной научно-практической конференции "Тяжелые металлы, радионуклеиды и элементы-биофилы в окружающей среде". Т.2. Новосибирск. 2002. С. 493-498.

95. Шлычков В.А. Численная гидродинамическая модель плановых течений, переноса примесей и русловых деформаций в водоемах и водотоках. Федеральная служба по интеллектуальной собственности, патентам и товарным знакам. Свидетельство об официальной регистрации программ для ЭВМ № 2007611110. 2007.

96. Шлычков В.А. Численное моделирование речных потоков с учетом генерации вихрей на границе русло - пойма. Водные ресурсы. 2008. Т.35. №5. С.546-553.

97. Шлычков В.А. Численная модель взвесенесущего потока для Новосибирского водохранилища. Вычислительные технологии. 2010. Т.16. № 2. С. 111-121.

98. Шлычков В.А. Численная модель для уравнений мелкой воды на криволинейной сетке с сохранением интеграла Бернулли. Журнал вычислительной математики и математической физики. 2012. Т.52. № 4. С.1-8.

99. Электронный ресурс:
http://www.coastalwiki.org/coastalwiki/Argus_video_monitoring_system

100. Ярославцев Н.А. Динамика наносов прибрежной зоны Горьковского водохранилища / Сборник работ по гидрологии, № 4, 1964. – 151 с.

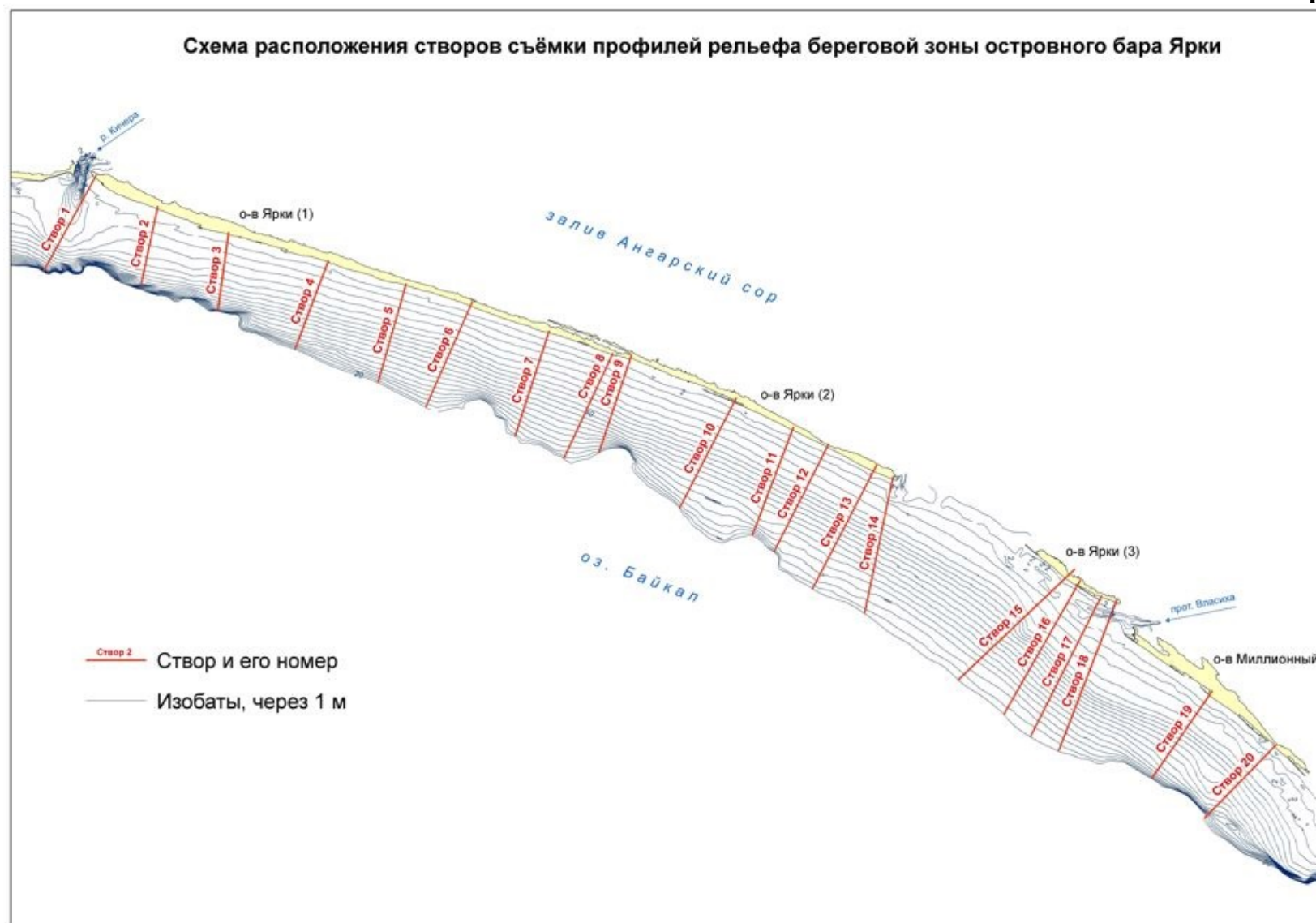
101. Bagnold R.A. Mechanics of marine sedimentation // The Sea. V.3. N. Y.: J. Wiley, 1963. P.507-528.

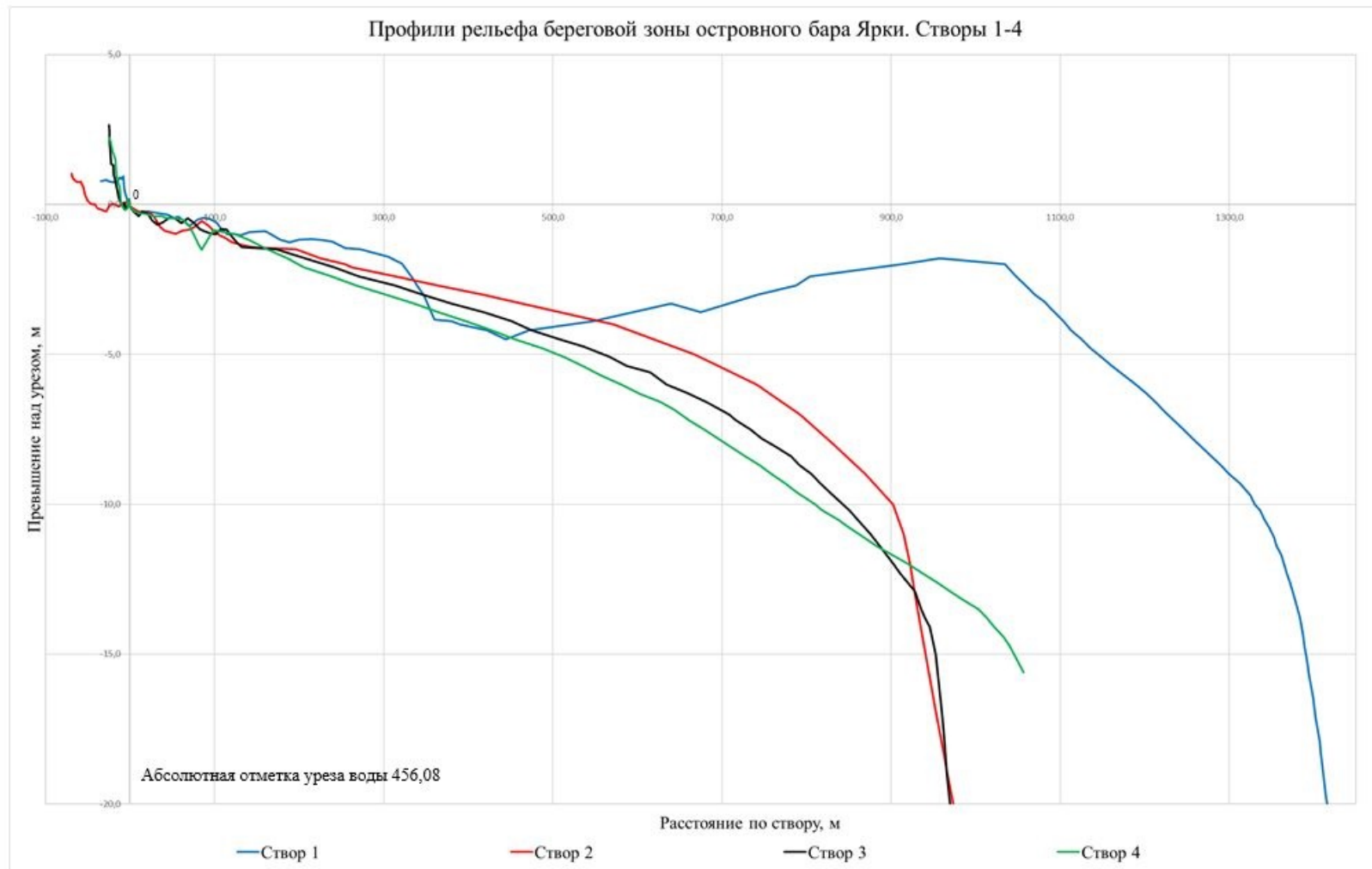
102. Bagnold R.A. The nature saltation and of "bed-load" transport in water. Proc. Roy. Soc. L., 1973, A332, N 1591, p.473-604.

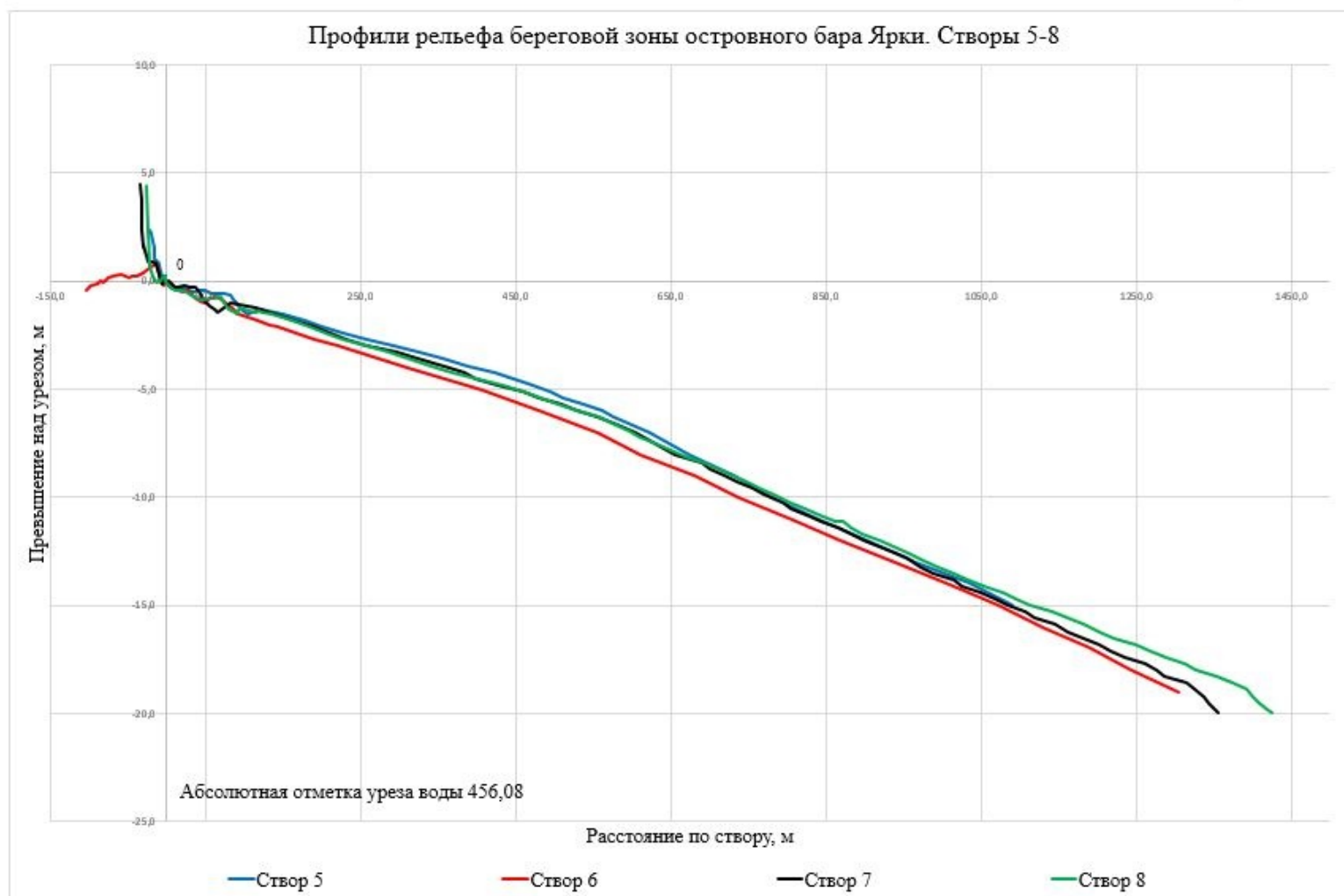
103. Bayram A., Larson M., Hanson H. A new formula for the total longshore sediment transport rate // Coastal Eng. 2007. V.54. P.700-710.
104. Bernabeu A.M., Medina R., Vidal C. A morphological model of the beach profile integrating wave and tidal influences // Marine Geol. 2003. V. 197. P.95-116.
105. Brown L.C., Barnwell T.O. The enhanced stream water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS. Athens: EPA, 1987, 189 p.
106. Bowen A.J. Simple models of nearshore sedimentation; beach profiles and longshore bars // Coastline of Canada. Geol. Surv. Can. Halifax, 1980. P.1-11.
107. Brøker H.I., Roelvink J.A., Southgate H., Pechon P., Nicholson J., Hamm L. Intercomparison of coastal profile models // 23rd Coastal Eng. Conf. ASCE. 1992. P.2108-2121.
108. Bruun P. Coast erosion and the development of beach profiles. TM-44. US Army Corps of Eng. Beach Erosion Board. Washington, 1954.
109. Bruun P. The Bruun rule of erosion by sea-level rise: a discussion on large-scale two- and three-dimensional usages // J. of Coastal Res. 1988. V. 4, N 4. P.627-648.
110. Coastal Engineering Manual (CEM). EM 1110-2-1100. Part III. Chap.4. Wind-blown sediment transport. 2002. P. III-4-1 – III-4-77.
111. Cowell P.J., Roy P.S., Jones R.A. Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model // Marine Geol. 1995. Vol.126. P.45-61.
112. Dean R.G. Equilibrium beach profiles: U.S. Atlantic and Gulf coasts. Department of Civil Engineering. Ocean Engineering Report No.12. University of Delaware, 1977.
113. Dean R.G. Equilibrium beach profiles. Characteristics and applications // J. of Coastal Res. 1991. V.7. N 1. P.53-84.
114. Dean R.G. Beach nourishment: theory and practice // World Scientific, Inc., 2002. 399 pp.

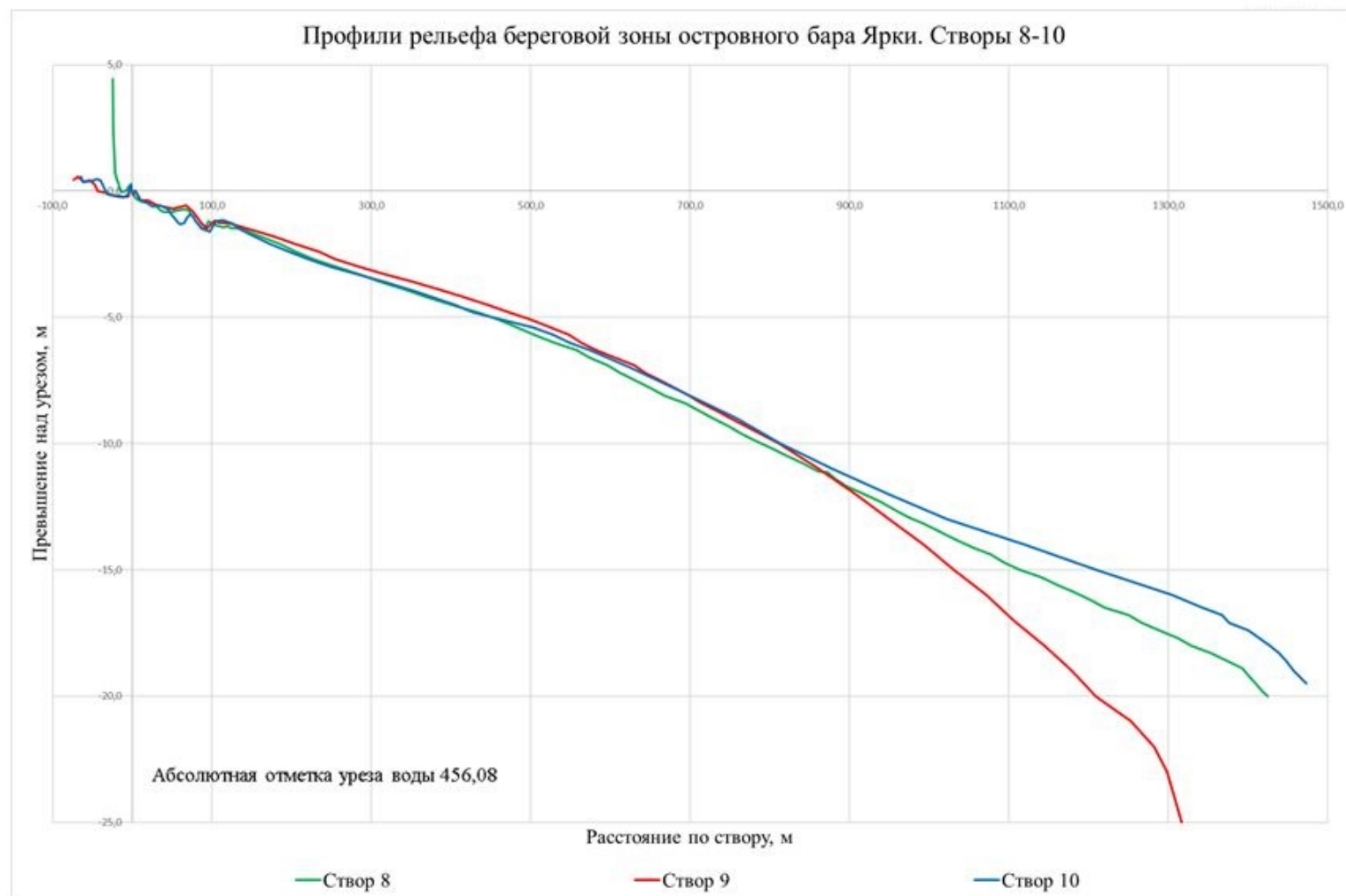
115. Dean R.G., Dalrymple R.A. Water wave mechanics for engineers and scientists. World Scientific Publishers, 1992. 353 p.
116. Dean R.G. Beach Nourishment. Theory and practice. Advanced series in Coastal Engineering. World Scientific Publishers, 2002. 420 p.
117. Eckart C. The propagation of gravity waves from deep to shallow water // Natl. Bur. Standards. Circular 521. Washington, DC. 1952. P.165-173.
118. Hunter J.R. Estimating sea-level extremes under conditions of uncertain sea-level rise // Climate Change. 2010. V. 99. P.331-350, doi: 10.1007/s10584-009-9671-6.
119. Inman D.L., Elwany H.S., Jenkins S.A. Shorerise and bar-berm profiles on ocean beaches // J. of Geophys. Res. 1993. V.98. N C10. P.18181-18199.
120. Komar P.D., Inman D.L. Longshore sand transport on beaches // J of Geophys. Res. 1970. V.75. N 30. P.5914-5927.
121. Kriebel D.L., Kraus N.C., Larson M. Engineering methods for predicting beach profile response // Conf. "Coastal Sediments'91". Seattle. 1991. P. 557-571.
122. Larson M., Kraus N.C. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. 1989. US Army Eng. Waterw. Exp. Station. Coastal Eng. Res. Center.
123. Miller H.C. Field measurements of longshore sediment transport during storms // Coastal Eng. 1999. V.36. P.301-321.
124. Nairn R.B., Southgate H.N. Deterministic profile modeling of nearshore processes: Part 2. Sediment transport and beach profile development // Coastal Eng. 1993. V.19. P.57-93.
125. Nielsen P. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced series on ocean engineering. V.4. World Scientific, 1992. 324 p.
126. O'Connor B.A., Nicholson J. Modelling short-term beach profile changes // 5th Int. Conf. on Coastal and Port Eng. in developing countries. Cape Town. 1999. P.277-287.

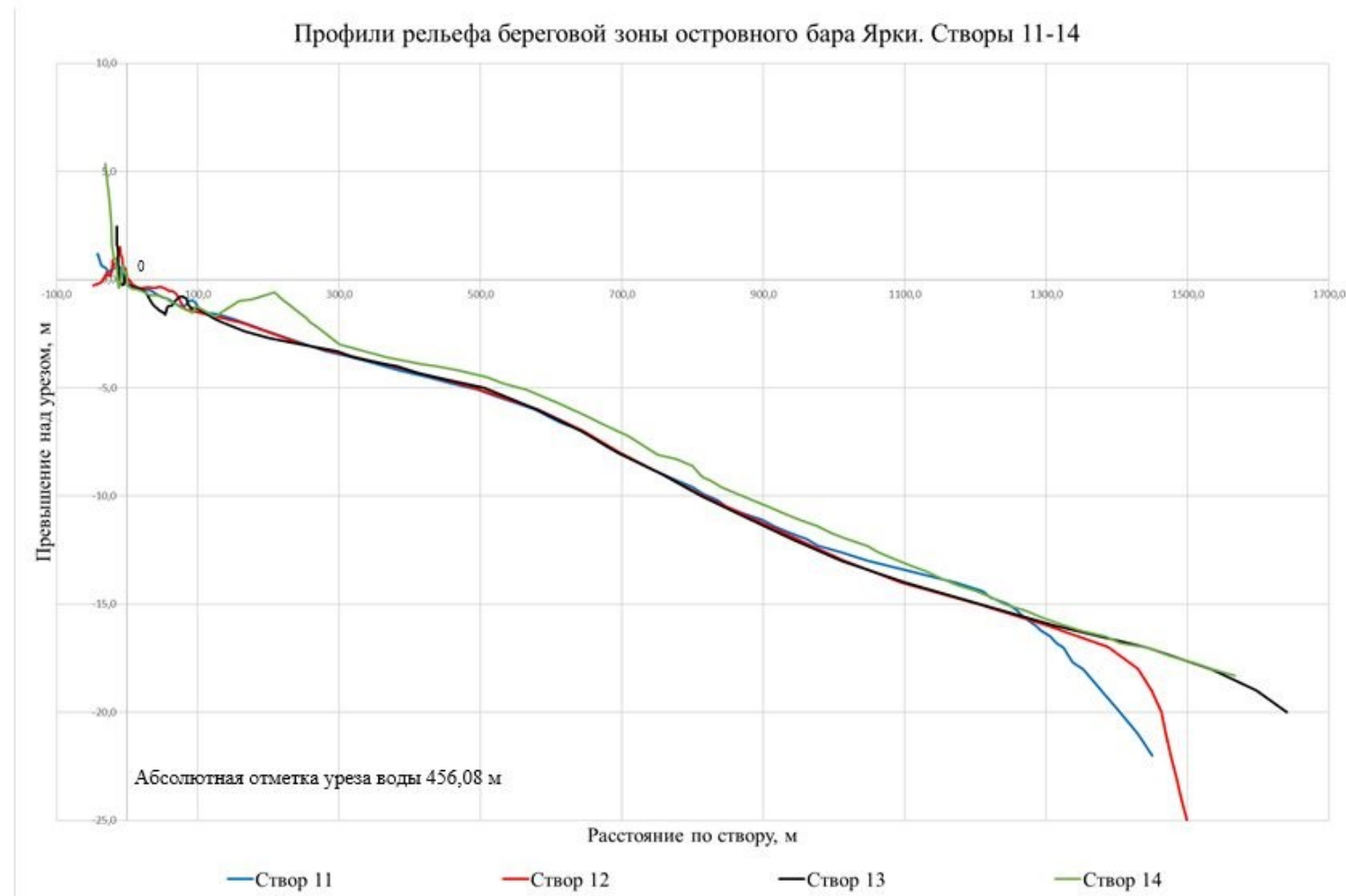
127. Roelvink J.A., Stive M.J.F. Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach // J. of Geophys. Res. 1989. V.94. N C4. P.4785-4800.
128. Shimizu T., Kawata Y. Simultaneous observations on irregular waves, currents, suspended sediment concentrations and beach profile changes in large wave flume // Int. Conf. "Coastal Dynamics'97. ASCE. 1997. P.486-495.
129. Sierra J.P., Azuz I., Rivero F.J., Sanchez-Arsilla A., Rodriguez A. Morphodynamic modeling in the nearshore area // Proc. of COASTAL 97 (Ed. Acinas J.R., Brebbia C.A.). La Coruna, Spain. Computational Mechanic Publ. 1997. P.433-442.
130. Smagorinsky J. General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment. Mon. Weather Rev., 1963. V.91. N 1. P. 1-12.
131. Stive M.J.F., De Vriend H.J. Modelling shoreface profile evolution. // Marine Geol., 1995. V.126. P.235-248.
132. Stolper D., List J.H., Thieler E.R. Simulating the evolution of coastal morphology and stratigraphy with a new morphological-behaviour model (GEOMBEST) // Marine Geol., 2005. V. 218. P.17-36.
133. Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeijer B., Sutherland J., Pan S., Sierra J.P. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models // Coastal Eng. 2003. V. 47. P.295-327.
134. Wise A., Smith S.J., Larson M. SBEACH: numerical model for simulating storm-induced beach change. Tech. Rep. CERC-89-9. Report 4: Cross-shore transport under random waves and model validation with supertank and field data. US Army Corps of Engineers. 1996.

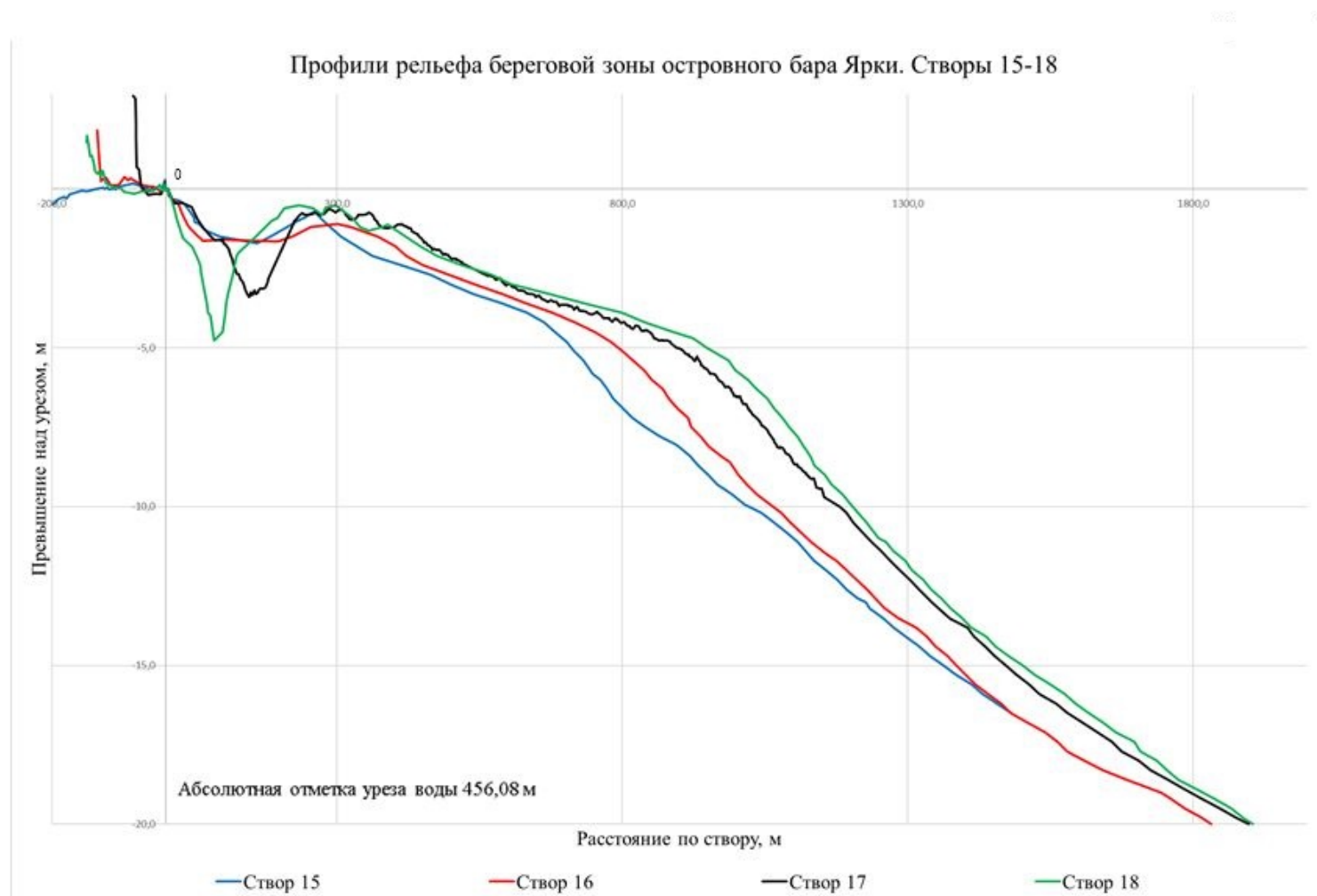


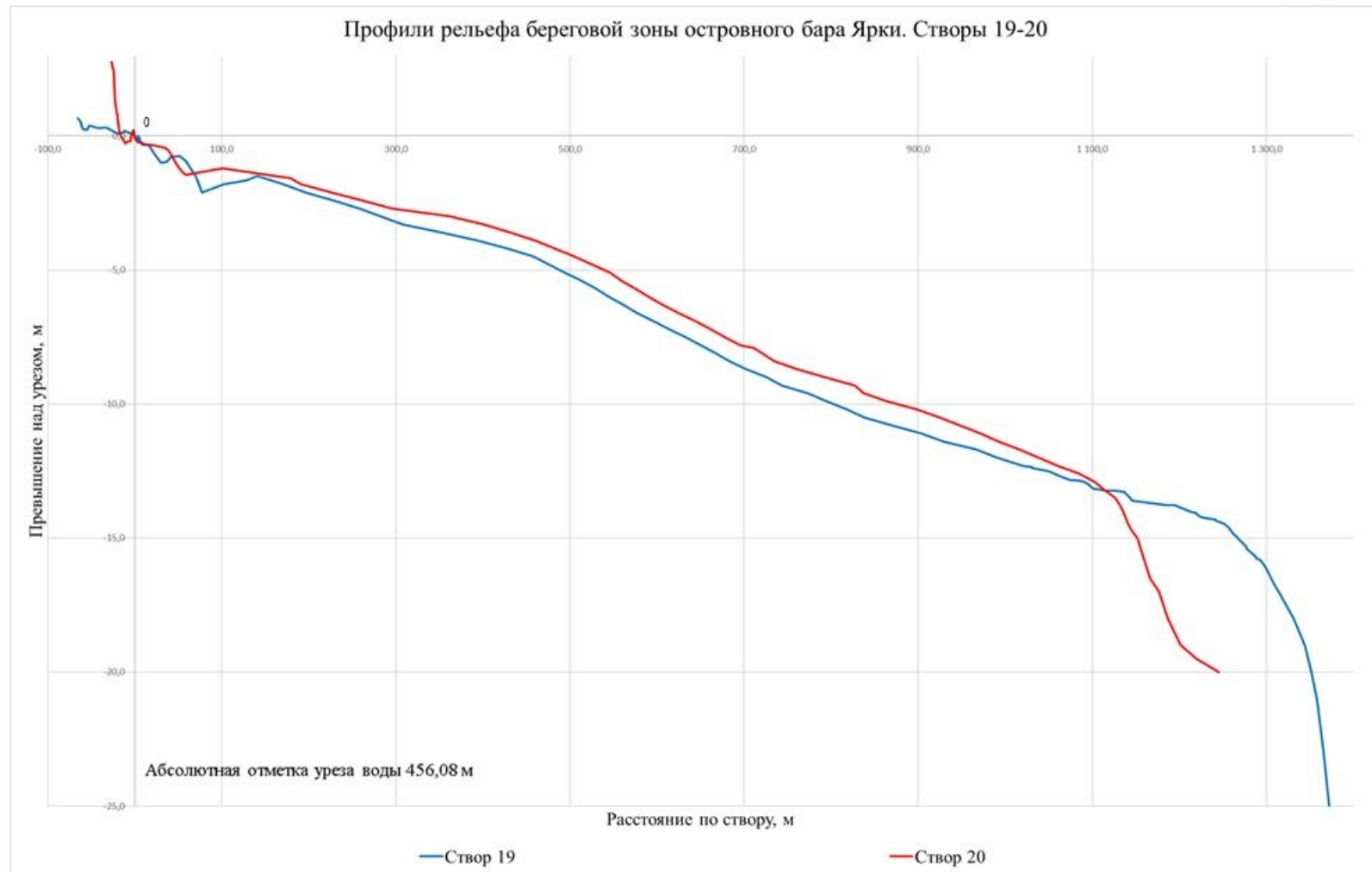












Геоморфологическая карта островного бара Ярки от пос. Нижнеангарск до Дагарской косы

