

The image shows an aerial photograph of the Volga Delta, where the river branches out into a complex network of channels and distributaries. A semi-transparent topographic map is overlaid on the photograph, with colors ranging from green (low elevation) to red and purple (higher elevation). The main title is centered over the map.

АТЛАС ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

*ГЕОМОРФОЛОГИЯ,
РУСЛОВАЯ И БЕРЕГОВАЯ МОРФОДИНАМИКА*

Москва 2015

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

ИНСТИТУТ ОКЕАНОЛОГИИ РАН им. П.П. ШИРШОВА
ЛАБОРАТОРИЯ ГИДРОЛОКАЦИИ ДНА

АТЛАС ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ
ГЕОМОРФОЛОГИЯ, РУСЛОВАЯ И БЕРЕГОВАЯ МОРФОДИНАМИКА

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:
Коротаев В.Н., Рычагов Г.И., Римский-Корсаков Н.А.

МОСКВА 2015

ISBN

УДК 528.94:551.4

Атлас дельты Волги: *геоморфология, русловая и береговая морфодинамика* (ответственные редакторы – В.Н. Коротаев, Г.И.

Рычагов, Н.А. Римский-Корсаков). М.: Изд-во Географического факультета имени М.В. Ломоносова и Института океанологии им. П.П.

Ширшова РАН, 2015. 134 с., илл.

В Атласе впервые обобщен огромный натурный и литературный материал по гидрологии, геологии, геоморфологии, русловой и береговой морфодинамике дельты Волги. В гидрологическом очерке использованы новейшие данные по стоку воды и наносов в дельте Волги. Дано описание геоморфологического строения дельты Волги и реконструкции этапов ее формирования. Рассмотрены морфология, динамика и иерархия руслового рельефа в дельтовых водотоках на основе применения современных методов гидролокации, сейсмоакустики и гидрографии. Отдельная глава посвящена динамике морского края дельты. Работа может быть полезна для специалистов в области береговой и устьевой геоморфологии, гидрологии, палеогеографии и русловой морфодинамики.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и гранта Президента РФ для поддержки ведущих научных школ.

Рецензенты:

профессор, доктор географических наук Н.И. Алексеевский
профессор, доктор географических наук Г.А. Сафьянов

© Коллектив авторов
© Географический факультет МГУ
Институт океанологии РАН

АТЛАС ПОСВЯЩАЕТСЯ:

**70-ЛЕТИЮ КАФЕДРЫ ГЕОМОРФОЛОГИИ И
ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА
МГУ**



**70-ЛЕТИЮ КАФЕДРЫ ГИДРОЛОГИИ СУШИ
ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ФАКУЛЬТЕТА МГУ**



**100-ЛЕТИЮ СО ДНА РОЖДЕНИЯ ИЗВЕСТНОГО УЧЕНОГО-ОКЕАНОГРАФА И ГЕОМОРФОЛОГА
АЛЕКСАНДРА ВАСИЛЬЕВИЧА ЖИВАГО**



ОГЛАВЛЕНИЕ:

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	
Введение	5
Методика и материалы	6
ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ	
Климат и растительность	7
Гидрографическая сеть и гидрологический режим	9
Геологическое строение дельты.	13
Рельеф дельты и история его формирования	16
АТЛАС КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ, КАРТ, СХЕМ И ГРАФИКОВ ПО ГЕОМОРФОЛОГИИ И РУСЛОВОЙ МОРФОДИНАМИКЕ	
СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИСТОВ В АТЛАСЕ	21
ЛИСТ 1 (а–г). Рукав Волга	22
ЛИСТ 2 (а–у). Рукав Бахтемир	41
ЛИСТ 3 (а–г). Волго-Каспийский морской судоходный канал	57
ЛИСТ 4 (а–г). Рукав Бузан	62
ЛИСТ 5 (а–д). Рукав Кривая Болда	69
ЛИСТ 6 (а–д). Рукав Бушма	74
ЛИСТ 7 (а–в). Белинский Банк	79
ЛИСТ 8 (а–в). Рукав Болда	83
ЛИСТ 9 (а–в). Рукав Кизань	88
ЛИСТ 10 (а–в). Рукав Старая Волга	94
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ	
Русловая морфодинамика	98
Динамика морского края дельты	116
ЛИТЕРАТУРА	125

ПРЕДИСЛОВИЕ

Введение. Дельта Волги и сопредельные территории так называемых «западных и восточных подстепных ильменей» издавна привлекали внимание ученых и справедливо считаются одной из наиболее изученных областей юга России. Геологическое строение Нижней Волги и Северного Прикаспия достаточно полно отражена в работах М.М.Жукова, В.А.Николаева, Г.И.Горецкого, П.В.Федорова и других. Геоморфология дельты и динамика её гидрографической сети исследованы Е.Ф. Белевич и Г.В. Русаковым.

Палеогеографический аспект проблемы трансгрессий и регрессий Каспийского моря и их влияние на формирование рельефа Прикаспийской низменности детально исследованы в работах О.К. Леонтьева и др., С.И. Варущенко и др., Г.И. Рычагова, А.А. Свиточа и других.

Большой вклад в изучение гидрологии дельты Волги сделан сотрудниками Государственного океанографического института (С.С. Байдин, Н.А. Скриптунов, В.Ф. Полонский и другие). Систематическое изучение гидрологии дельты Волги проводит Астраханская гидрометеорологическая станция Росгидромета. С 1919 г. в дельте функционирует Астраханский государственный заповедник, занимающийся охраной природных ресурсов и генетических фондов в устье Волги [6, 60].

Дельта Волги принадлежит к числу наиболее освоенных районов Астраханской области. К сожалению, большинство из расположенных здесь объектов хозяйственного назначения и гидротехнических сооружений испытывают значительный пресс негативных проявлений современного руслоформирования: размыв берегов, заносимость водозаборов и подходов к причалам, подмыв

трубопроводов и мостовых опор и др. Минимизация негативного воздействия этих процессов на существующую и прогнозируемую инфраструктуру возможна лишь при условии хорошей изученности гидролого-морфологических и русловых процессов. Однако одна из важнейших водных европейских водных магистралей высшего класса, как это ни кажется странным, в нижнем течении изучена недостаточно, хотя в ряде работ рассматривались вопросы, связанные с деформациями русла Нижней Волги [11, 59, 79-80, 108-109, 172]. Лоции главного русла Нижней Волги и ее дельты издавались в 1917, 1944, 1948, 1965, 1974, 1982, 1991 и 2003 гг. [9, 87-88, 135-137]. В последующие годы проводились лишь выборочные промеры перекатных участков и корректировка положения судового хода. Русловая морфодинамика дельты изучена недостаточно [3, 81-82, 98, 101, 111-112].

Исследования морфолитодинамики водотоков дельты Волги, выполненные Географическим факультетом Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (Научно-исследовательская лаборатория эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева) и Институтом океанологии Российской Академии Наук им. П.П. Ширшова (Лаборатория гидролокации дна) в рамках инициативных проектов Российского Фонда Фундаментальных исследований с 1995 по 2012 гг., позволили значительно дополнить существующие представления о морфологии и динамике русла, литологии и мощности русловых отложений [100, 107, 116-118, 155]. Комплекс геофизических, русловых и геоморфологических исследований охватил дельтовый рукав Волга от Верхнего Лебяжьего до Астрахани (70 км), Бахтемирское направление (150 км) по

дельтовому рукаву Бахтемир и Волго-Каспийскому морскому судоходному каналу до открытого взморья, Белинскому направлению (130 км) по дельтовым рукавам Кривая Болда, Бушма и Белинскому банку до открытого взморья, ряда участков русла в дельтовых рукавах Бузан (от истока до Красного Яра), Ахтуба, Шмагина (от истока до Бушминского канала), Белый Ильмень и Прямая Болда, а также рукавов Кизань и Старая Волга.

Большую помощь в организации полевых изысканий в дельте Волги оказал Астраханский комплексный проектно-изыскательский отдел ОАО «Союзморниипроект».

Методика и материалы. При составлении Атласа использованы результаты полевых и камеральных геоморфологических, русловых, гидроакустических и гидрографических изысканий Географического факультета МГУ и Института океанологии РАН за период 1990–2012 гг., а также опубликованные работы и массив архивных данных ОАО «Союзморниипроект».

Для изучения подводного рельефа и аллювиально-дельтовых отложений был использован комплекс гидроакустической аппаратуры, разработанный в Лаборатории гидролокации дна Института океанологии РАН, и глобальная позиционная система GPS для геодезической привязки судовых галсов. Комплекс аппаратуры состоял из гидролокатора бокового обзора (ГБО-150-1), акустического профилографа (АП-4,5), графического самописца ОКЕАН, цифрового эхолота LMS-350 и цифровой системы сбора-обработки гидролокационной информации РАСТР. Для дешифрирования записей ГБО и АП использовались материалы инженерно-

геологических изысканий институтов «Гидропроект» и «Союзморниипроект», а так же результаты эхолотирования и механического анализа донных проб грунта, отобранных на продольных галсах по фарватеру судового хода при выполнении промерных работ [173, 178-181, 206].

Геоморфологическое картографирование в крупных масштабах проводилось на основе полевых маршрутных работ и камерального анализа топографических карт и космических снимков [199, 210].

Исследование морфологии дна и многолетней динамики дельтовых водотоков выполнялось на основе данных продольного эхолотирования и сопоставленного анализа разновременных лоций, топографических карт и космических снимков.

Динамика морского края дельты Волги исследована по топографическим картам различных лет и космическим снимкам [129].

Гранулометрический состав русловых наносов изучен при проведении грунтовой съемки и аналитической обработке донных проб методом сит и на фракциометре [41, 167].

Авторский коллектив:

Айбулатов Д.Н. (МГУ), Анисимова Н.В. (МГУ), Бабич Д.Б. (МГУ), Иванов В.В. (МГУ), Исупова В.В. (ИВП РАН), Коротаев В.Н. (МГУ), Лабутина И.А. (МГУ), Михайлов В.Н. (МГУ), Михайлова М.В. (ИВП РАН), Пронин А.А. (ИО РАН), Римский Корсаков Н.А. (ИО РАН), Рычагов Г.И. (МГУ), Свиточ А.А. (МГУ), Чалова Е.Р. (МГУ)

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

КЛИМАТ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Дельта Волги – вторая по размеру (после дельты Лены) дельта России и одна из самых разветвленных дельт в мире (рис 1). Её площадь около 8800 км², длина по главному руслу (Волга– Бахтемир) 162 км, число устьев естественных водотоков > 800 [214-215]. Вершина современной дельты Волги – место разделения реки (в 54 км выше г. Астрахани) на два самых крупных магистральных рукава: правый, главный – Волга (продолжение реки в пределах дельты) и левый – Бузан. Западной границей дельты служит рукав Волга и его продолжение – рукав Бахтемир. Восточная, а точнее северо-восточная, граница дельты проходит по левому берегу рукава Бузан, по левому берегу рукава Ахтубы, а далее – по протокам Кигач и Шаронова.

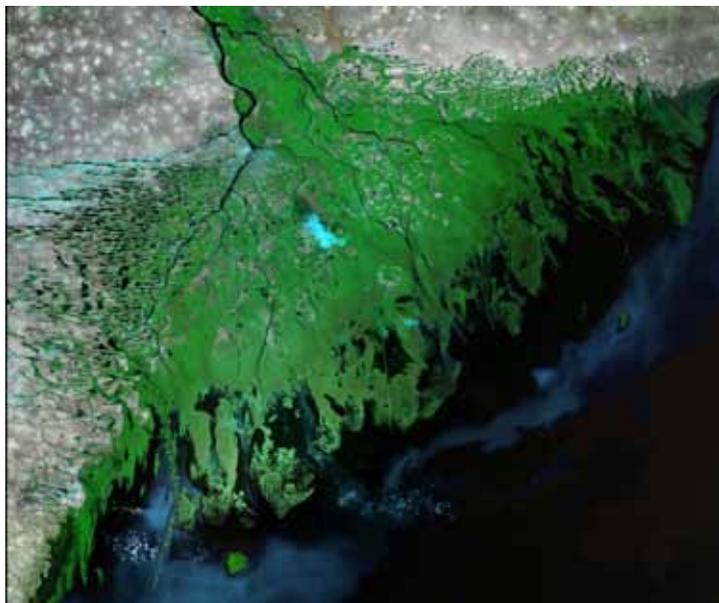


Рис. 1. Космический снимок дельты Волги Landsat-5 (2000)

За морской край дельты принята условная граница между надводной аллювиально-дельтовой равниной и мелководной акваторией устьевого взморья. Длина морского края дельты около 175 км.

Географическое положение низовья Волги, значительная его протяженность в широтном направлении обусловили разнообразие климатических условий. В его пределах наблюдается смена климатических зон от достаточно влажного климата в северной части до засушливого континентального климата пустынь – в южной. Климат Нижней Волги – резко континентальный, засушливый, с неустойчивым режимом увлажнения и сильными ветрами, находящимся под воздействием циркуляционных процессов южной зоны умеренных широт. Континентальность климата характеризуется высокой годовой амплитудой среднемесячных температур воздуха, достигающих 35⁰. Средняя годовая температура воздуха изменяется с севера на юг от 5⁰ до 10⁰С. Самый холодный месяц – январь, когда средняя температура воздуха понижается до –5 – –9,5⁰С. Самая высокая средняя температура отмечается в июле – 24–25⁰С.

Продолжительность безморозного периода составляет в среднем 170 дней, а вегетационного – около 200. Однако обилие тепла плохо реализуется растительностью вследствие недостатка влаги. Годовая сумма осадков колеблется от 450 мм на севере региона (Волгоградская область) до 180–200 мм на юге Астраханской области. Основное количество осадков (70–75%) выпадает в теплое время года. Зимой осадки выпадают в виде мокрого снега и дождя, носящих обложной характер. Летом ливневые дожди сопровождаются грозами, иногда градом.

Нижняя Волга длительное время находится под влиянием отрога Сибирского антициклона, имеющего более высокое давление, поэтому для региона характерны восточные, юго-восточные и северо-восточные ветры. В течение года преобладают ветры со скоростью 4–8 м/с, но иногда скорость ветра возрастает до 11–20 м/с и более.

В зависимости от распределения температуры воздуха и осадков согласно классификации М.И. Будыко и А.А. Григорьева на территории Нижней Волги выделяются следующие географические условия: климат северной пустыни (сухой климат, теплое лето и умеренно мягкая зима). Зона степей занимает до 80% площади Волгоградской и Астраханской областей. В ней выделяется черноземно-степная подзона с разнотравно-типчачково-ковыльной растительностью, расположенная на северо-западе Волгоградской области и имеющая наиболее благоприятные агроклиматические условия. В подзоне темно-каштановых почв развиты типчачково-ковыльные степи. Подзона сухих степей развита на каштановых почвах с белопопынно-ромашково-злаковыми ассоциациями и солонцеватостью. На территории Астраханской области в северных районах распространены светло-каштановые почвы, в южных районах – бурые полупустынные. Зона полупустыни отличается крайней засушливостью, развитием попынно-солянково-злаковой растительности на солонцеватых светло-каштановых почвах. Солонцы и солончаки занимают до 70% земель полупустыни.

Ярким контрастом по сравнению с полупустынными и пустынными пространствами Прикаспийской низменности является сильно обводненная широкая Волго-Ахтубинская пойма и дельта р. Волги с климатом, отличным от климатических условий юго-востока Европейской части России. [7-8, 160, 174].

Для устьевой области Волги характерны условия континентального и засушливого климата. Температура воздуха отличается большой сезонной изменчивостью. Самый теплый месяц – июль. Его средняя температура более +25⁰С, а максимальная может достигать +38⁰. Самый холодный месяц – январь со средней температурой –6 – –7⁰С. Минимальная температура воздуха в январе может снижаться до -28⁰С.

Количество осадков в устье Волги невелико. Наибольшие годовые суммы осадков (180–200 мм) характерны для окраины приморской части дельты, наименьшие (140–150 мм) для центральной

части дельты. Большая часть осадков выпадает в летний период с мая по сентябрь. Снег толщиной до 20 см выпадает обычно в декабре-феврале.

Для устьевой области Волги характерна повышенная ветровая активность. Наибольшей повторяемостью обладают ветры восточных румбов (58,4%). Наиболее сильные ветры приходят с запада, северо-запада и востока.

Испарение зависит от характера подстилающей поверхности: с водной поверхности годовой слой испарения составляет в среднем 634 мм (водотоки) и 876 мм (ильмени). На территориях с болотной растительностью испарение достигает 1400 мм, с заливаемых и незаливаемых лугов – 645 мм и 280 мм соответственно. Среднегодовая величина испарения – 900 мм. Вследствие превышения испарения над осадками в устье Волги происходит потеря стока от 1,5 (западные подступные ильмени) до 7,6 (дельта) км³/год.

Наибольшая средняя месячная температура воды в дельте отмечается в июле-августе (более +23⁰С). На взморье температура воды в июле может достигать +34–40⁰С.

Зарегулирование стока привело к более поздним срокам появления ледовых образований (середина-конец декабря). Толщина льда на взморье не превышает 30–50 см, в дельтовых рукавах – от 32 до 41 см.

Несмотря на относительную засушливость климата, обилие воды предопределяет богатство растительного покрова. Для верхней зоны дельты характерно преобладание луговой (злаковые, мелкотравные) растительности (до 51% площади). В средней зоне дельты преобладают луговые и водно-болотные виды растительности (тростник и рогоз). Нижняя зона дельты занята в основном водно-болотной растительностью с доминированием тростника. Отмелая зона устьевого взморья зарастает тростником, рогозом, нимфейником, ежеголовником, сусаком и рдестом.

Г.И. Рычагов

ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Дренируя территорию Восточно-Европейской равнины, Волга представляет пример типичной равнинной реки со средним уклоном 0,06%. На Нижней Волге главнейшие притоки – Самара, Большой Иргиз и Еруслан. Ниже Волгограда Волга не имеет притоков. Здесь от нее отделяется левый рукав – Ахтуба, который далее течет как самостоятельный водный поток параллельно основному руслу Волги. Обширное пространство между Волгой и Ахтубой шириной от 15 до 30 км, изрезанное многочисленными протоками, носит название Волго-Ахтубинской поймы. В районе с. Верхнелебяжье от главного русла Волги отделяется левый, самый крупный рукав Бузан. Этот узел разветвления считается вершиной современной дельты Волги. За морской край дельты (МКД) принята условная граница между надводной территорией субаэральной дельты и устьевым взморьем (авандельтой). Длина МКД – около 175 км. Общая площадь устьевого взморья составляет 38 тыс. км². В состав устьевого взморья входит обширная отмеляя зона площадью около 10 тыс. км², оконтуренная изогипсой –30 м БС. К югу от нее располагается приглубая зона устьевого взморья площадью 28 тыс. км², ограниченная свалом глубин на изогипсе –38 м БС [214].

Основная часть бассейна Волги расположена в лесной зоне, где в условиях избыточного увлажнения формируется ее сток. Река отличается относительно высокой водоносностью, которая постепенно увеличивается от истоков к устью за счет боковой приточности. Ниже Волгограда Волга теряет часть своего стока на испарение, протекая в пределах степной зоны: суммарный объем стока Волги у Волгограда – 259 км³, а при впадении в Каспийское море – 253 км³ в год.

В XX в. на гидрологический режим Нижней Волги большое влияние оказывал каскад водохранилищ и гидроэлектростанций, расположенных как на самой Волге, так и на ее крупных притоках. Особенно значимый вклад в изменение гидрологического режима внесло создание в 1959 г. Волжской ГЭС и Волгоградского водохранилища, являющихся замыкающими в системе каскада. Ниже по течению от них

происходит восстановление речных условий. С учетом различия в морфологии и характерных особенностей водного режима участка, Волга ниже города Волгограда подразделяется на Волго-Ахтубинский и дельтовый участок реки.

Структура гидрографической сети дельты

Гидрографическая сеть дельты Волги представлена очень сложной системой водотоков и водоемов (рис. 2). Водотоки дельты представлены крупными магистральными рукавами, более мелкими рукавами, протоками и ериками, банками. На устьевом взморье некоторые водотоки продолжают в виде естественных бороздин или искусственно углубленных судоходных или рыбоводных каналов. Среди дельтовых водоемов различают лагунные ильмени, расположенные между буграми Бэра в западных и восточных подступных ильменах; култучные ильмени на морском крае дельты в виде небольших заливов (култуков).

Русловая сеть дельты необычайно густа. Коэффициент густоты речной сети в верхней части дельты составляет 5–7 км/км². Количество водотоков постоянно изменяется: в периоды резкого снижения уровня моря оно заметно уменьшается. В 1930 г. число водотоков на морском крае дельты было около 500, после падения уровня моря их число сократилось до 230. К 1960 г. число водотоков вновь увеличилось до 800, а к 1980 г. – до 1000.

Система Бузана – наиболее крупная из частных русловых систем дельты Волги, которая начинается от вершины дельты. На долю этой системы приходится почти половина площади всей дельты и половина всех ее водотоков. Система Бузана питается водой через рукав Бузан, а так же через Ахтубу и временные водотоки Волго-Ахтубинской поймы. В пределах системы Бузана сток волжских вод распределяется по следующим основным направлениям и водотокам: Бузан–Кигач–Сумница Широкая–Иголкинский банк; Бузан–протока Обжорова; Бузан–

Чурка–Карайский банк; Бузан–Сарбай–Мало-Белинский банк; Бузан–Шмагина–Шага–Бушма–Белинский банк.

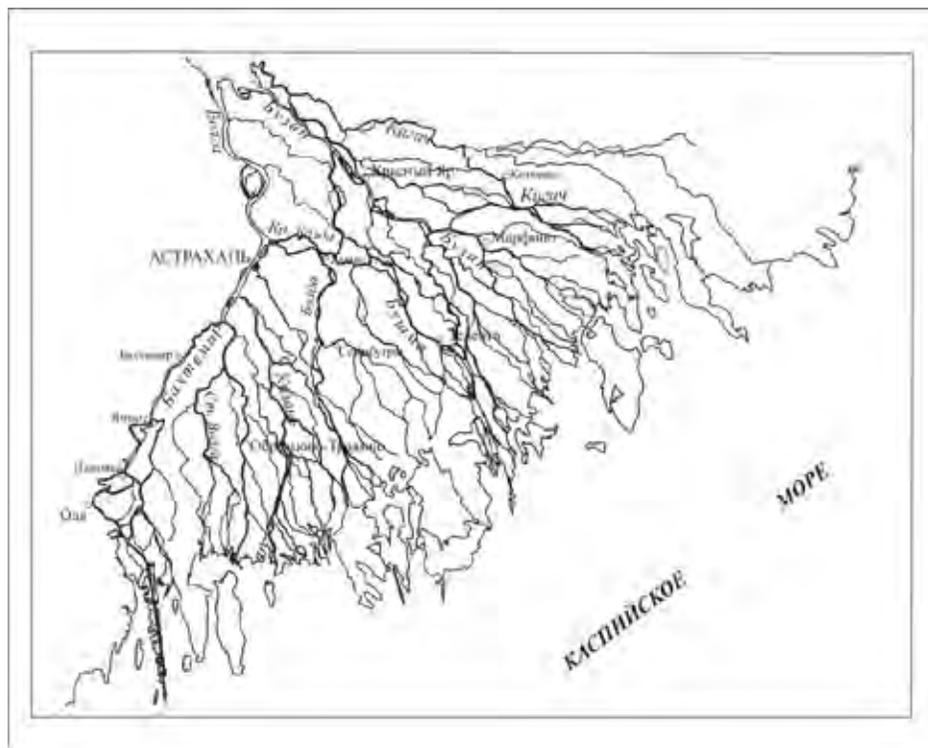


Рис. 2. Гидрографическая сеть дельты Волги (составлена И.А. Лабутиной)

Система Болды – начинается непосредственно от г. Астрахань и по площади занимает второе место в дельте Волги после системы Бузана. Однако ее гидрографическая сеть в связи с отмиранием многих водотоков менее сложна. Основные направления стока: Кривая Болда, Прямая Болда–Большая Болда–Трехизбенка с выходом к Тишковскому каналу; Большая Болда–Большая Черная–Каралатский банк; Рычан–Сухой Рычан с выходом к Тишковскому каналу.

Система Камызака – занимает узкую полосу в западной части дельты. Основные направления стока: Камызяк–Рытый банк; Камызяк–Никитинский банк.

Система Старой Волги – включает основные водотоки Старая Волга–Каныча–Иванчуг–Гандурино–Гандуринский банк и Старая Волга–Бирюль–Гандурино.

Система Бахтемира – занимает относительно небольшую площадь в крайней западной части дельты. Русловая система Бахтемира довольно редка в связи с сосредоточением стока по основному направлению, продолжением которого служит Волго-Каспийский морской судоходный канал (ВКМСК) – главный судоходный путь из Волги в Каспийское море.

Сток воды и наносов

Сток воды, поступающий в вершину дельты, систематически наблюдается с 1881 г. (г/п Верхнее Лебяжье). Период с 1881 по 1955 гг. относится к периоду естественного режима стока, 1956–1960 гг. – к периоду заполнения крупных водохранилищ, с 1961 г. по настоящее время сохраняется период зарегулированного режима стока. За весь период наблюдений наиболее многоводными оказались периоды 1881–1890 гг. (среднегодовой объем стока 273 км^3 , средний расход $8670 \text{ м}^3/\text{с}$) и 1978–1991 гг. (среднегодовой объем стока 250 км^3 , $8570 \text{ м}^3/\text{с}$). Самыми маловодными за весь период наблюдений являлись периоды 1930–1940 гг. (среднегодовой объем стока 195 км^3 , средний расход $6190 \text{ м}^3/\text{с}$) и 1971–1977 гг. (среднегодовой объем стока 198 км^3 , средний расход $6290 \text{ м}^3/\text{с}$) [14-16, 67-69, 84-85] (табл. 1).

Сток взвешенных наносов в вершине дельты наблюдается систематически с 1950 г. (г/п Верхне-лебяжье). В период 1950–1955 гг. в дельту поступало в среднем 13,6 млн т. взвешенных наносов в год. В период заполнения крупных водохранилищ эта величина уменьшилась до 11,5 млн т., в период зарегулированного стока (1971–1977 гг.) сократилась до 4,5 млн т. Средняя мутность воды в период 1950–1955 гг. составляла $58 \text{ г}/\text{м}^3$, а в 1961–1970 гг. – $32 \text{ г}/\text{м}^3$. Некоторое увеличение стока взвешенных наносов наблюдалось в период повышенной водности Волги в 1978–1993 гг., когда в дельту поступало до 8,6 млн т. Средний диаметр взвешенных наносов равен 0,13 мм (табл. 2).

Таблица 1. Основные характеристики стока воды Волги в вершине дельты (г/п Верхнее Лебяжье) в разные периоды [215]

Период	$Q_{\text{ср}}, \text{ м}^3/\text{с}$	$W_Q, \text{ км}^3/\text{ГОД}$	$Q_{\text{макс}}, \text{ м}^3/\text{с}$	$Q_{\text{мин}}, \text{ м}^3/\text{с}$
1881–1955	7760	245	25100	1130
1941–1955	7970	251	25400	1230
1956–1960	7560	239	23400	2480
1961–2010	7870	248	21600	4320
1978–1995	8510	268	23000	4710
1996–2010	7910	249	21000	3940

Таблица 2. Приближенные данные о стоке взвешенных наносов Волги в вершине дельты [215]

Период	$R_{\text{ср}}, \text{ кг/с}$	$W_R, \text{ млн т/ГОД}$	$s_{\text{ср}}, \text{ г/м}^3$	$R_{\text{макс}}, \text{ кг/с}$
1881–1955	407	12,9	55,0	3870
1956–1960	402	12,7	54,0	2780
1961–2006	211	6,7	27,0	2400
1978–1995	269	8,5	32,0	2930

Примечание: R – расход взвешенных наносов, W_R – годовой сток наносов, s – средняя мутность воды.

Распределение стока воды и наносов по водотокам дельты

Распределение и перераспределение стока воды по водотокам дельты Волги – один из важнейших гидрологических процессов в этой устьевой области. Многолетние изменения распределения стока по водотокам дельты Волги связаны, в основном, либо с русловыми процессами в дельте, либо с многолетними изменениями внешних факторов устьевых процессов – стока реки и уровня моря. Распределение стока воды между смежными дельтовыми водотоками или их системами изменяется в результате изменения модулей гидравлического сопротивления этих водотоков и их систем. К увеличению гидравлического сопротивления дельтовых водотоков ведут: удлинение русел, уменьшение морфометрических характеристик водотоков вследствие их занесения и заиления, дробление русла на другие водотоки, зарастание русел водной растительностью, искусственное полное или частичное перекрытие русел. Русловая система, в которой отмечены перечисленные изменения, неизбежно теряет часть своего водного стока в пользу смежной системы. К уменьшению гидравлического сопротивления дельтовых водотоков ведут изменения противоположного характера: сокращение длины русел, увеличение их глубины в результате естественного размыва или искусственного углубления, резкое уменьшение числа водотоков в результате их отмирания, дноуглубительные работы в истоке или устье основного рукава системы, расчистка места его выхода на взморье путем прокоса зарослей растительности. Сток русловой системы, в которой отмечены перечисленные изменения, должен возрасти за счет стока смежной русловой системы [143-151, 169].

Занесение и заиление небольших боковых водотоков в пределах любой русловой системы и сопутствующее этому процессу сосредоточение стока в ограниченном количестве наиболее крупных магистральных водотоках влечет за собой уменьшение суммарных гидравлических сопротивлений всей русловой системы. Поэтому такая система, а точнее ее магистральный рукав, как правило, активизируется. Примерами могут служить русловые системы рукавов Бузан, Кизань (Камызяк), Бахтемир. Разделение основного русла любой системы на многочисленные водотоки (дробление русла), характерное для мест выхода естественных (не углубленных) водотоков на устьевое взморье

Волги, – один из факторов, оказывающих наиболее сильное влияние на увеличение суммарного гидравлического сопротивления всей данной системы и, соответственно, на перераспределение стока в смежную русловую систему. Примерами могут служить влияние на перераспределение стока дробления водотоков в устьях систем рукавов Старая Волга и Большая Болда.

Многолетнее понижение уровня моря обычно ведет к сосредоточению стока в наиболее крупных и глубоких рукавах. Многолетнее повышение уровня моря, как правило, наоборот, способствует рассредоточению стока по водотокам; оно нередко вызывает «оживление» ранее отмиравших водотоков.

Деление основного русла Волги на рукава от вершины дельты к морскому краю сопровождается перераспределением стока речных наносов. Сток наносов и мутность в истоках основных рукавов дельты Волги зависят от стока воды и наносов в вершине устьевой области и от гидролого-морфологических характеристик дельтовых рукавов. Общей закономерностью изменения стока наносов и мутности всех основных рукавов дельты Волги после зарегулирования стока реки является значительное их уменьшение даже в условиях повышения водности реки. Увеличение среднегодовой мутности по сравнению с мутностью в вершине дельты характерно для истоков Бузана, Рычана, Большой Болды, Кизани [214].

Расчеты общего баланса взвешенных наносов в дельте показали, что при расходах воды 22000 м³/с процессы аккумуляции являются господствующими. Наиболее мощные процессы накопления наносов приурочены к приморской зоне дельты. В море выносятся около 76% стока взвеси, поступающего к вершине дельты. При расходах воды около 8000 м³/с в состав взвешенных наносов ежедневно переводится около 18 тыс. тонн минеральных частиц из речных отложений. Область интенсивной аккумуляции располагается в привершинной части дельты, где в русле и на поверхности поймы накапливается до 24,5 тыс. т илистого материала. В центральной (бугровой) зоне, наоборот, преобладает транзит взвешенных наносов по длине большинства водотоков. На устьевое взморье выносятся примерно 80% от стока наносов в вершине дельты. В среднем за год за пределы морского края дельты выносятся около 77% стока взвешенных наносов р. Волги или

6,5 млн тонн. В русловой сети и на поверхности дельтовой равнины накапливается 1.9 млн т частиц песка, ила и глины (табл. 3) [59].

Таблица 3. Сток взвешенных наносов в истоках рукавов [59]

Волга	Бузан	Болда	Рычан	Кизань	Старая Волга	Бахтемир
Сток наносов, млн. т						
<u>15.80</u>	<u>5.04</u>	<u>0.84</u>	<u>0.52</u>	<u>3.30</u>	<u>1.89</u>	<u>3.84</u>
7.57	2.84	0.32	0.16	1.54	0.76	2.89
Расход взвешенных наносов, кг/с						
140	58	8.1	1.7	22	18.6	44.5
400	190	28	13	98	49	180
784	420	63	50	240	100	525
1300	780	110	144	480	150	1090
1940	1200	180	200	730	260	1900

Примечание: в числителе – сток наносов за 1950–1960 гг.;
в знаменателе – сток наносов за 1961–1980 гг.

Уровень Каспийского моря

В четвертичное время уровень Каспийского моря изменялся в диапазоне приблизительно от –100 до +50 м БС. В голоцене (последние 10 тыс. лет) уровень Каспия колебался в диапазоне от –30 до –20 м БС. В историческое время (последние 2 тыс. лет) уровень моря изменялся от –30 до –25 м БС. Уровень Каспия начал резко снижаться после 1930 г. и к 1977 г. достиг отметки –29 м БС. Общее падение уровня за 1929–1977 гг. составило 3,2 м. Начиная с 1978 г. уровень моря стал резко повышаться и к 1995 г. его среднегодовая отметка достигла –26,66 м БС, т.е за 18 лет он поднялся на 2,4 м. За период 1995–2013 гг. уровень Каспия понизился на 0,88 м (рис. 3, табл. 4).

Таблица 4. Изменения среднегодовых уровней Каспийского моря (г/п Махачкала) в характерные периоды [215]

Период (число лет)	Уровень, м БС	
	в начале периода	в конце периода
1837–1853 (17)	–25,25	–26,08
1854–1882 (29)	–26,08	–25,12
1883–1929 (47)	–25,12	–25,88
1930–1941 (12)	–25,88	–27,84
1942–1977 (36)	–27,84	–29,01
1978–1995 (18)	–29,01	–26,66
1996–2011 (16)	–26,66	–27,54
1882–1977 (96)	–25,12	–29,01
1837–2011 (175)	–25,25	–27,54



Рис. 3. Ход среднегодового уровня Каспийского моря по данным уренинного поста Махачкала [215]

В.Н. Михайлов, М.В. Исупова, М.В. Михайлова

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕЛЬТЫ

Дельта Волги приурочена к двум структурно-тектоническим областям, граница между которыми примерно совпадает с широтой Астрахани. Северная часть дельты расположена в пределах крупнейшего прогиба Русской платформы – Прикаспийской низменности, территориально совпадающей с одноименной впадиной (синеклизой), расположенной на юго-восточной окраине Восточно-Европейской платформы.

Прикаспийская синеклиза характеризуется сложным сочетанием локальных тектонических нарушений – зон поднятий и опусканий. Значительная часть Прикаспийской впадины, особенно восточная, испещрена солянокупольными структурами, с которыми связаны

выходы коренных (меловых) пород и разрывные дислокации. Глубинное строение южной части впадины, где расположена дельта Волги и её отмеляя авандельта, существенно отличается от остальной территории наличием погребенного герцинского складчатого сооружения, являющимся продолжением складок Донбасса и получившим название кряжа Карпинского. Последний состоит из нескольких параллельных зон валобразных поднятий и прогибов: в пределах дельты и авандельты Волги выделяются четыре зоны поднятий (Красноярская, Астраханская, Новогоргиевская, Промысловско-Ракушечная), и зоны прогибов (Бузанская, Бахтемирская и Мумринская), подтвержденные глубоким бурением и сейсморазведкой [4, 132, 141]. По глубинному разлому

северо-восточного простираения южные валы кряжа Карпинского кулисообразно сочленяются с зоной мангышлакских валов (рис. 4).



Рис. 4. Структурно-геоморфологическая схема дельты Волги (по [132] с упрощениями и дополнениями). 1 – дельта выполнения туралинской стадии новокаспия (–20 – –23 м БС), 2 – дельта выдвижения уллучайской стадии новокаспия (–23 – –24 м БС), 3 – дельта выдвижения позднейших стадий новокаспия (–25 – –27 м БС), 4 – бэровские бугры, 5 – депрессионные зоны (Бузанская, Бахтемирская, Мумринская), 6 – погребенные поднятия (Красноярское, Астраханское, Новогоргиевское, Промысловское), 7 – изобаты

Для рассматриваемой территории характерно наличие мощного покрова практически недислоцированных новейших отложений, верхняя часть которого относится к плейстоцену и состоит из разнообразных литогенетических фаций пород с господством песчано-глинистых осадков древнекаспийских трансгрессий. Мощность четвертичных отложений в дельте составляет несколько десятков метров, максимальная мощность зафиксирована в ее западной части – 364 м.

Геологический разрез четвертичных отложений волжской дельты отличается большой полнотой и включает все основные подразделения плейстоцена. Нижнечетвертичные отложения представлены осадками бакинской трансгрессии и вскрываются скважинами на отметках –90 – –75 м БС. По составу это глины серые, иногда коричневые, плотные, с прослоями песка. В восточной части дельты в основании бакинской толщи лежит глина зеленовато-серая, сверху розовато-коричневая, плотная песчанистая. В отложениях многочисленны руководящие виды бакинских дидакн, пресноводные и солонатоводные остракоды. Мощность бакинских отложений 30–40 м, максимальная превышает 300 м.

Среднечетвертичные отложения дельты представлены осадками хазара, залегающих с глубины 10–12 м (–30 – –35 м БС). По составу они в основном глинистые, образующие водоупорный горизонт. Их мощность не превышает 40–50 м, представлены они двумя литологическими типами: 1) глины, подстилаемые мелкозернистыми песками; 2) чередование слоев глины и песка. Хазарские отложения волжской дельты содержат разнообразную малакофауну и остракоды. Судя по литологическому составу, ископаемой фауне и условиям залегания, хазарские отложения дельты относятся к морским мелководным образованиям, реже – авандельтовым осадкам сильно опресненных заливов и лиманов [200-205].

Верхнечетвертичные отложения дельты включают частично хазарские, ательские и хвалынские образования. Ательские отложения выделены условно, по своему положению между морскими хазарскими и хвалынскими осадками. Они заполняют глубокие эрозионные врезы центральной и восточной части дельты, фиксируя погребенные протоки пра-Волги. По составу – это пески серые, мелкозернистые, мощностью до 25 м.

Отложения раннехвалынского моря имеют двучленное строение: в верхней части – это шоколадные глины, сохранившиеся от размыва под массивами бэровских бугров; низы толщи сложены песками желтыми, мелкозернистыми, с прослоями шоколадных глин, с обильной фауной солонатоводных и пресноводных моллюсков.

Бугровая толща, представленная осадками одной из заключительных стадий регрессирующего позднехвалынского моря,

слагает ядра бугров Бэра. В виде изолированных линз мощностью до 20 м и более она широко развита в западных и восточных подстепных ильменях, залегая на пьедестале из шоколадных глин. В основании толщи обычно располагаются пески желто-серые, мелкозернистые, косослоистые; средняя часть разреза сложена пачкой диагонально-слоистых желто-бурых и коричневых пылеватых песков, с включениями окатышей шоколадных глин; в верхней части толщи залегают супеси и пески глинистые (рис. 5).

Голоценовые и современные отложения дельты, залегающие в виде сплошного покрова, имеют чрезвычайно пестрое возрастное и литофациальное строение. Среди них выделяют раннеголоценовые образования первой и второй (максимальной) стадий новокаспийской трансгрессии и погребенные позднеголоценовые отложения улчайской стадии новокаспия.

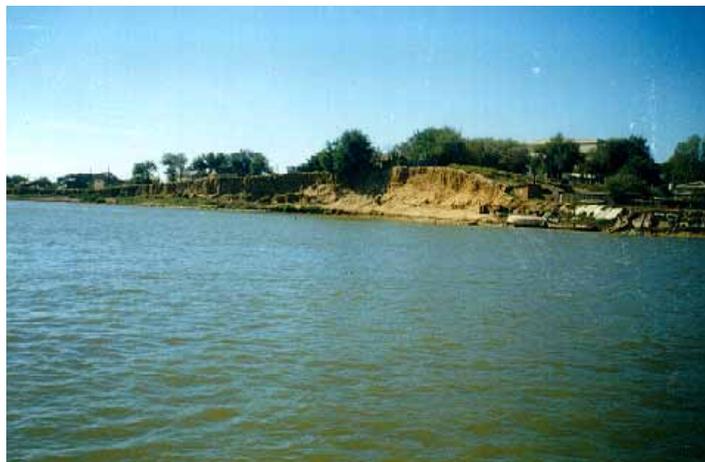


Рис. 5. Бэровский бугор в рукаве Бахтемир

Современные отложения дельты, достигающие мощности 10–12 м, в литофациальном отношении весьма разнообразны. В морской части дельты это обсыхающие во время сгонов авандельтовые пески, сильно водоносные, глинистые и алевритистые, серые, с многочисленными раковинами солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Севернее

они переходят в дельтовые (аллювиально-морские пески) либо култучные образования. Аллювиально-морские отложения вверх по течению сменяются аллювиальными пойменными и русловыми образованиями. Среди современных отложений дельты отмечаются и субаэральные образования – золовые, в виде развеваемых песков и делювиальные шлейфы на склонах бэровских бугров.

В целом структуру дельты можно охарактеризовать как огромный (площадь до 21 тыс. км²) «слоеный пирог» из голоценовых и современных осадков мощностью до 20 м и более (средняя мощность 5 – 10 м).

Первые достоверные сведения о мощности современного аллювия, заполняющего эрозионные послехвалынские врезы р. Волги в нижнем течении и магистральных рукавов в ее дельте, были получены в результате буровых работ экспедиции Государственного океанографического института под руководством проф. М.В.Кленовой в 1937–1939 гг. [56-57, 92-93, 176]. По данным 50 буровых скважин наибольшие мощности руслового аллювия до 21 м были обнаружены в центральной и восточной частях дельтовой равнины, где концентрировался сток палео-Волги. В западной части дельты региональные системы водотоков Бахтемира, Ст. Волги и Кизани врезаны в коренные морские верхнехвалынские отложения от 5 до 11 м. В приморской зоне дельты Волги (за пределами бугровой зоны) и на акватории авандельты неровная поверхность хвалынских отложений расположена на глубине от 7 м (западная часть) до 13–18 м в центральной и в восточной частях дельты от поверхности дельтовой равнины. Создается впечатление, что за исключением центральной и восточной пониженных частей дельты, где от вершины до морского края дельты сохраняются глубокие и широкие эрозионные врезы, заполненные современным аллювием, на большей части дельты, в пределах бугровой зоны, верхнехвалынские морские отложения выходят на поверхность дельты в виде бэровских бугров. За пределами бугровой зоны поверхность верхнехвалынских отложений резко понижается и повсеместно перекрыта голоценовыми аллювиальными и аллювиально-морскими осадками.

Мощность русловых отложений в дельте Волги колеблется от 0,5 м в местах пересечения водотоками бэровских бугров или в

глубоких плесах, до 5 – 12 м на перекатных участках. На большей части Бахтемирского направления (Астрахань-Бахтемир-Волго-Каспийский канал) наблюдается большая изменчивость положения размытой кровли верхнехвалынских глин (рис. 6). Ниже морского края наземной дельты прослеживается тенденция к подъему поверхности кровли глин и уменьшению слоя русловых наносов до 1–2 м. На открытом взморье авандельты мощность слоя современных наносов постепенно увеличивается до 2–4 м.

По данным бурения Астраханского комплексного проектно-изыскательского отдела ОАО «Союзморниипроект» (2012 г.) и результатам сейсмоакустического зондирования МГУ (2012 г.) установлено широкое распространение в дельте пород «бугровой свиты» и, как сказано выше, относительно незначительные накопления аллювия на неровной поверхности хвалынских морских отложений. В морской части канала преобладают авандельтовые осадки. По данным бурения здесь установлено неглубокое залегание неровной (куполовидной) кровли морских глин и суглинков, предположительно представляющих собой захороненные под толщей прибрежно-морских отложений реликты бэровских бугров [166]. Бывшие межбугровые

пространства («карманы») выполнены песчаными и илистыми отложениями.

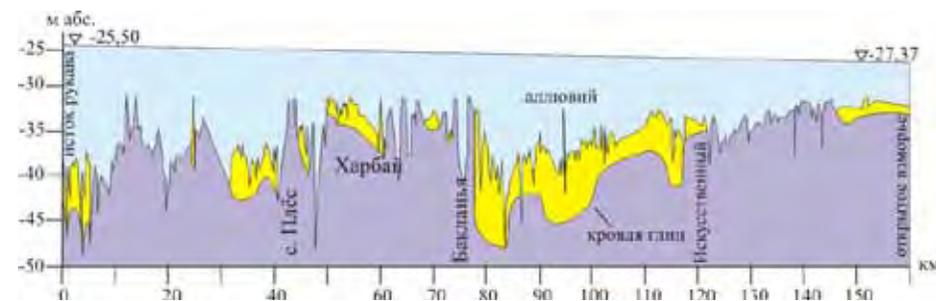


Рис. 6. Мощность русловых отложений по данным сейсмопрофилирования в рукаве Бахтемир и по трассе Волго-Каспийского морского судоходного канала

А.А. Свиточ

РЕЛЬЕФ ДЕЛЬТЫ И ИСТОРИЯ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

Рельеф современной дельты Волги – слабо наклоненная к морю равнина с высотными отметками около –20 м БС в вершине и около – 27 м БС у морского края. По морфологическим особенностям в дельте Волги от её вершины к морскому краю четко выделяются три района: привершинный, центральный и приморский (рис. 7).

Привершинный (северный) район дельты, шириной около 60 км, располагается севернее линии Астрахань – Красный Яр. Эта наиболее древняя часть современной дельты представлена *старично-проточной дельтовой равниной*. Большую часть дельты здесь занимает полого-гравистая пойма с большим количеством старичных озер, русел отмирающих протоков и ериков. Это – переходная зона от Волго-Ахтубинской поймы к собственно дельте. Здесь отсутствуют бэровские бугры.

Центральный (бугровый) район дельты, шириной 40–60 км, простирается на юг примерно до линии Оля – Каралат – Зеленга – Большой Могой – Котьяевка. Эта граница совпадает с местом бывшего свала глубин у морского края дельты, приуроченного к границе распространения первых пиков новокаспийской трансгрессии (около –25 м БС). Район характеризуется разветвленной сетью хорошо развитых крупных дельтовых водотоков, прорезающих реликтовые массивы бэровских бугров и широким развитием в долинах этих водотоков цокольных пойм. В пределах этого района имеются две широкие субмеридианальные полосы (вдоль Бушмы и Бузана), где бэровские бугры отсутствуют и где развиты *пойменно-островные дельтовые равнины*.

Приморский район дельты – *култучно-дельтовая равнина*, сформированная из многочисленных молодых дельтовых конусов выноса. Характерная особенность этой новейшей части дельты Волги – наличие густой сети водотоков веерной формы, незначительная высота поверхности дельты над меженным уровнем русел (0,5–2 м). В половодье большая часть территории приморской дельты затопляется. Выносы дельтовых рукавов и протоков образуют на устьевом взморье выдвигающиеся в море косы и осередки устьевых баров. Между дельтовыми рукавами образуются большие плоские острова. Абсолютные высоты в пределах дельтовой равнины приморского района изменяются от –24 до –27 м БС.

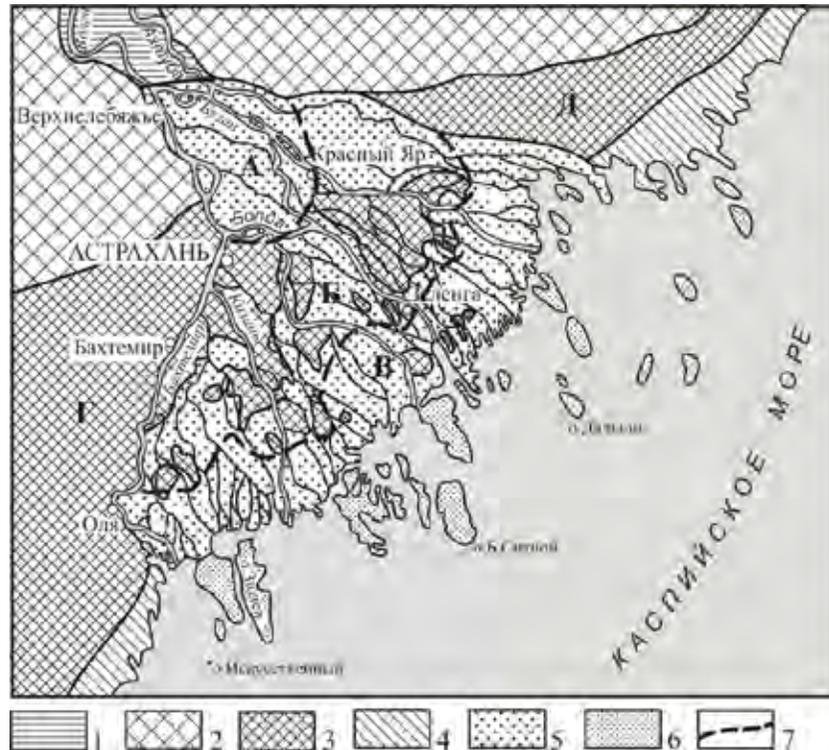


Рис. 7. Схема районирования дельты Волги (по Г.И. Рычагову и В.Н. Коротаеву [155]). 1 – Волго-Ахтубинская пойма, 2 – позднехвалынская морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 3 – новокаспийская (голоценовая) морская равнина, осложненная бэровскими буграми, 4 – современная морская равнина (вышедшая из-под уровня моря после 1929 г.), 5 – аллювиально-дельтовая равнина, 6 – аккумулятивные формы в отмелой зоне устьевоего взморья, 7 – границы районов. Районы дельты: А – верхний (привершинный), Б – центральный (бугровый), В – нижний (приморский), Г и Д – западные и восточные подступные ильмени

Дельта Волги – это своеобразный феномен природы. Особенность этого феномена заключается в специфике условий, оказавших и продолжающих оказывать влияние на формирование её рельефа. К их числу относятся:

1. *Геоструктурное положение дельты.* Дельта Волги, в отличие от многих дельт других рек приурочена к положительной тектонической структуре – валу Карпинского (рис. 8)), следствием чего явилось образование почти плоской поверхности обширного устьевоего взморья, так называемой буферной зоны (своеобразного бенча, сложенного довольно трудно размыаемыми породами – плотными хвалынскими и хазарскими глинами), сдерживающей в пределах определенного интервала высотных отметок влияние колебания уровня моря на гидрологический режим дельты и развитие её рельефа. Существование этого обширного мелководья в эпоху последних стадий позднехвалынской трансгрессии обусловило формирование в его пределах уникального грядового рельефа, начальных форм современного рельефа бэровских бугров.

2. *Глубокая регрессия Каспийского моря в мангышлакское время.* В этот период вся территория современной дельты, её устьевое взморье и акватория Северного Каспия превратились в сушу, подвергнувшись воздействию эрозионных, солончаково-дефляционных и эоловых процессов. К этому времени относится преобразование грядового рельефа, сформировавшегося на мелководье позднехвалынского моря, в тот рельеф бэровских бугров, который существует в настоящее время в дельте Волги и её окрестностях, которым дельта Волги отличается от

всех других дельт. В это же время в пределах территории современной дельты произошел врез двух крупных рукавов Волги, следовавших за отступавшим позднехвалынским морем, которые в ходе новокаспийской трансгрессии были заполнены аллювиально-морскими отложениями (рис. 9). В современном рельефе дельты они выделяются более низкими отметками её поверхности и отсутствием бэровских бугров. Долгое время (вплоть до начала XX века) в приморской части дельты на месте этих реликтовых врезов сохранялись два залива – Синее Морцо в устье Кигача и Кабанкул в устье Бушмы.



Рис. 8. Структурно-тектоническая схема Северного Каспия (по Я.П. Маловицкому и др., 1970, с упрощениями). 1 – глубинные разломы на границе допалеозойской и эпигерцинской платформ; 2 – глубинные разломы, разделяющие основные тектонические зоны; 3 – локальные структуры; 4 – соляные купола; 5 – акватория Северного Каспия

3. *Неоднократные колебания уровня Каспийского моря в голоцене*, оказавшие огромное влияние на формирование рельефа современной дельты Волги (рис.10). В эпоху первых пиков новокаспийской трансгрессии в результате абразионных процессов были уничтожены («срезаны») бэровские бугры до абс. высоты –25 м. Береговая линия этой стадии новокаспийской трансгрессии в современном рельефе дельты прослеживается по границе между центральным (бугровым) и приморским районами. Впоследствии она служила границей высокого стояния уровня моря в X1У, XV11, в конце XV111 – начале XIX вв.

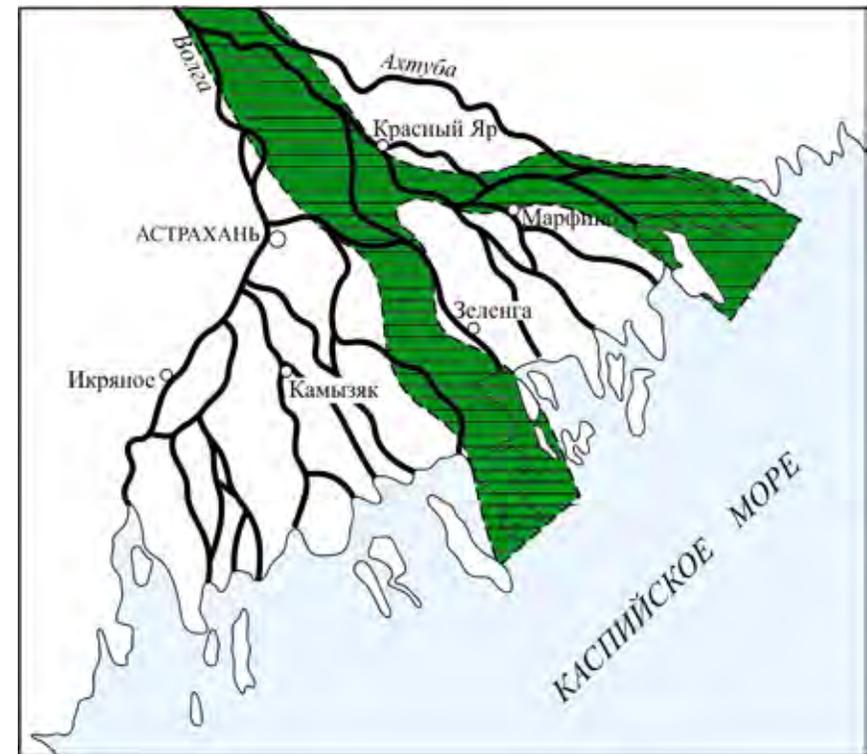


Рис. 9. Мангышлакские долины крупных рукавов дельты Волги (заштриховано) [по 160].

Во время максимума новокаспийской трансгрессии (туралинская стадия) вся современная дельта Волги и прилегающие к ней Западные и Восточные подстепные ильмени были залиты морем. К этому времени относится формирование четкой границы между новокаспийской и позднехвалынкой морскими равнинами на абс. высоте около –20 м и начало формирования дельты выполнения. В рельефе дельты сохранились следы неравномерного отступления максимальной стадии новокаспийской трансгрессии, сопровождавшегося стабилизацией и кратковременными повышениями уровня: это широтные отрезки русел

Бузана и Кигача в северной части современной дельты, Кривой Болды, Прямой Болды и Кривого Бузана вблизи границы привершинного и центрального районов дельты.

С третьим (уллучайским) этапом новокаспийской трансгрессии, а точнее его второй половиной (спадом уровня моря) связано обособление центрального района дельты и образование в его пределах двух, морфологически различных типов дельт: врезанных дельт в районах распространения бэровских бугров и аллювиально-дельтовой равнины выдвигания там, где бэровские бугры отсутствуют. Сохранившиеся в пределах центрального района дельты бэровские бугры оказали и продолжают оказывать влияние не только на плановую конфигурацию гидрографической сети, но и на русловую морфодинамику дельтовых водотоков.

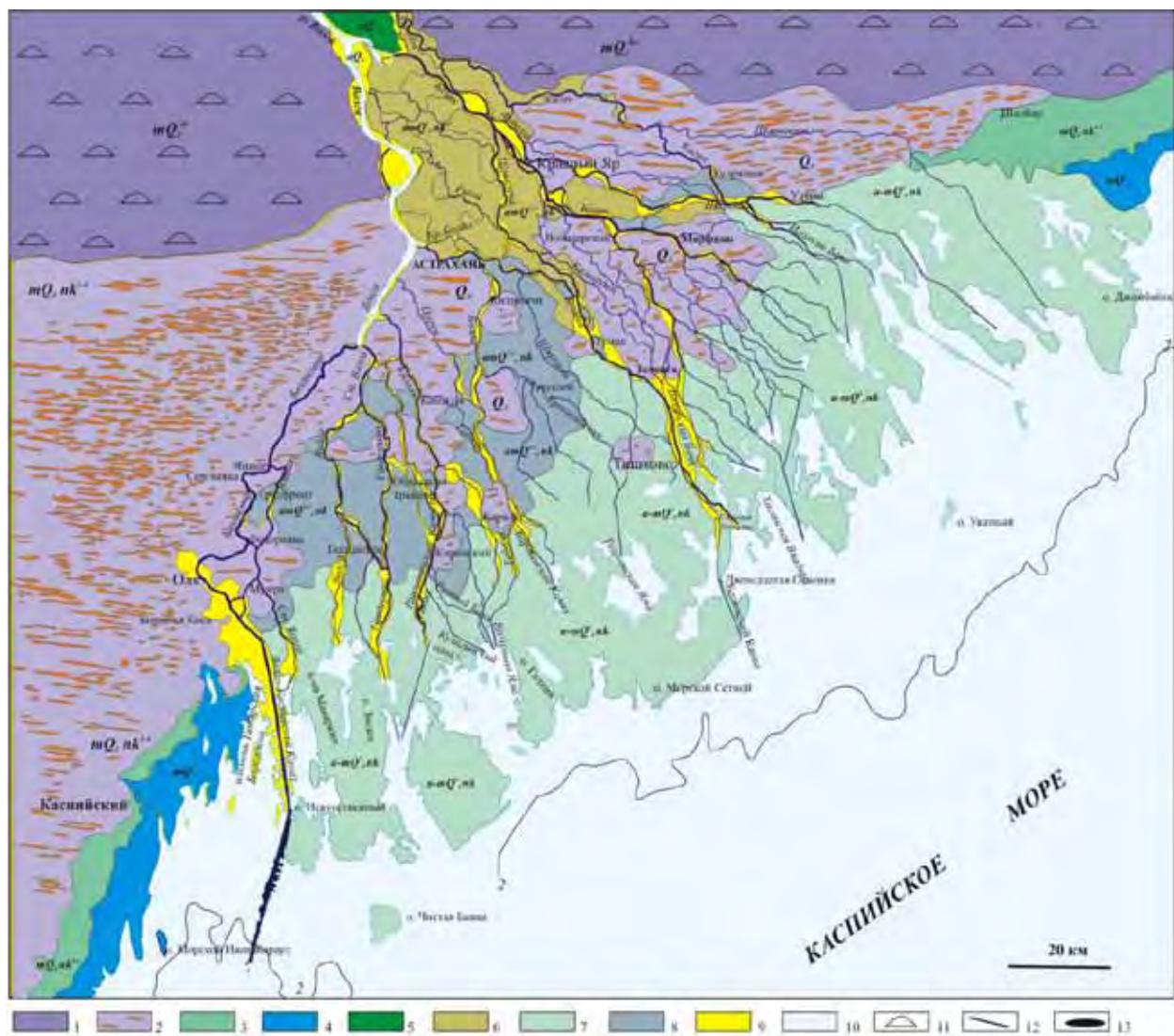


Рис. 10. Схема колебания уровня Каспийского моря в голоцене и основные этапы формирования дельты Волги (по Г.И.

Рычагову, 2005). М – мангышлакская регрессия – образование двух глубоких врезов (рис.10). Д – дербентская регрессия. I – начальная стадия новокаспийской трансгрессии (заполнение мангышлакских врезов, срезание бэровских бугров до изогипсы –25 м БС, цементация бугровой толщи выше отметки –25 м БС); II – максимальная (туралинская) стадия новокаспия (подтопление и частичный размыв бэровских бугров в пределах современной дельты Волги и подступных ильменей, образование залива в долине Волги севернее Астрахани, начало формирования дельты выполнения и замьянского участка Волго-Ахтубинской поймы); III – уллучайская стадия новокаспия (завершение формирования дельты выполнения и начало образования дельты выдвигания, обособление центральной, бугровой, части дельты, формирование астраханского участка Волго-Ахтубинской поймы); IV – современный этап (интенсивное образование дельты выдвигания, усиление роли гидрологических процессов в формировании современного облика дельты Волги). «Зона риска» – зона естественного колебания уровня Каспия в субатлантическую эпоху голоцена.

Новейший (последербентский) этап развития дельты характеризуется резким увеличением роли гидролого-морфологических процессов (дельтообразования) и формирование дельты Волги в её современном виде (рис. 11).

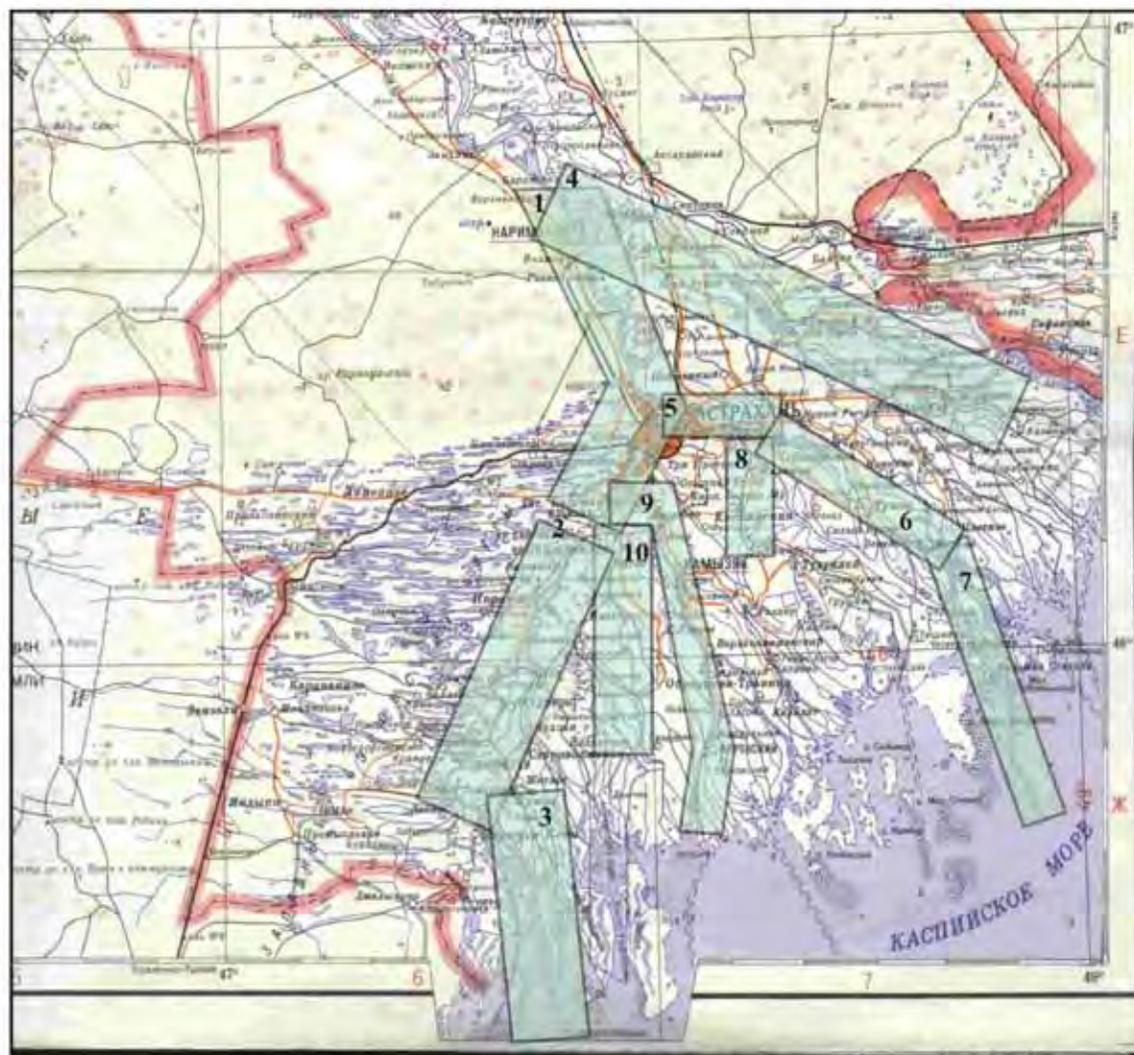
В.Н. Кортаев, Г.И. Рычагов



Условные обозначения: 1 - подкаспийская морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 2 - новошeltaйская морская равнина в пределах распространения буревских бугров, 3 - новокаспийская морская абразионная равнина, 4 - современная морская равнина, вышедшая из-под уровня моря после 1929 г., 5 - Волго-Ахтубинская пойма, 6 - улутайская старично-протоочная дельтовая равнина, 7 - современная илуточно-дельтовая равнина, 8 - новокаспийская поочольная дельтовая равнина, 9 - современная пойма, 10 - водные объекты, 11 - бугристые пески, 12 - гидрографическая сеть и каналы, 13 - дамбы ВКК

Рис. 11. Геоморфологическая карта дельты Волги (составлена В.Н. Коротаевым и Г.И. Рычаговым)

СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИСТОВ АТЛАСА



1 - рукав Волга, 2 - рукав Бахтемир, 3 - Волго-Каспийский канал, 4 - рукав Бузан, 5 - рукав Кривая Болда, 6 - рукав Бушма, 7 - Белинский Банк и Волго-Белинский канал, 8 - рукав Болда, 9 - рукав Кизань, 10 - рукав Старая Волга



Космический снимок Landsat - 5 (2007)

РУКАВ ВОЛГА

Магистральный дельтовый рукав Волга, являющийся естественным продолжением главного русла р. Волги от вершины дельты до истоков рукавов Бахтемир и Ст. Волга, выполняет роль западной границы дельты, следуя вдоль коренного правого борта волжской долины. От вершины дельты до Астрахани на расстоянии 70 км расход рукава Волга уменьшается в 3 раза. Так, при среднем меженном расходе в створе г/п Верхнее Лебяжье 6000 м³/с в левые дельтовые рукава уходит: в Бузан 2100 м³/с (32,5%), Кривую и Прямую Болду 385 м³/с (6,4%), Кизань 880 м³/с (14,7%), Ст. Волгу 605 м³/с (10,1%). В истоке Бахтемира расход воды для условий межени составляет 2000 м³/с (33,3%). Иерархия грядового рельефа состоит из 6 очень крупных гряд (песчаных волн и перекатных участков) длиной от 10 до 14 км и высотой от 11 до 16 м, 28 гряд (перекатов и излучин) длиной 12 км и высотой от 2 до 7 м, а также очень большого количества малых гряд (дюн и рифелей) длиной от 20-200 до 5-10 м и высотой от 0,5-4,0 до 0,1-0,25 м, занимающих практически всю ширину меженного русла.

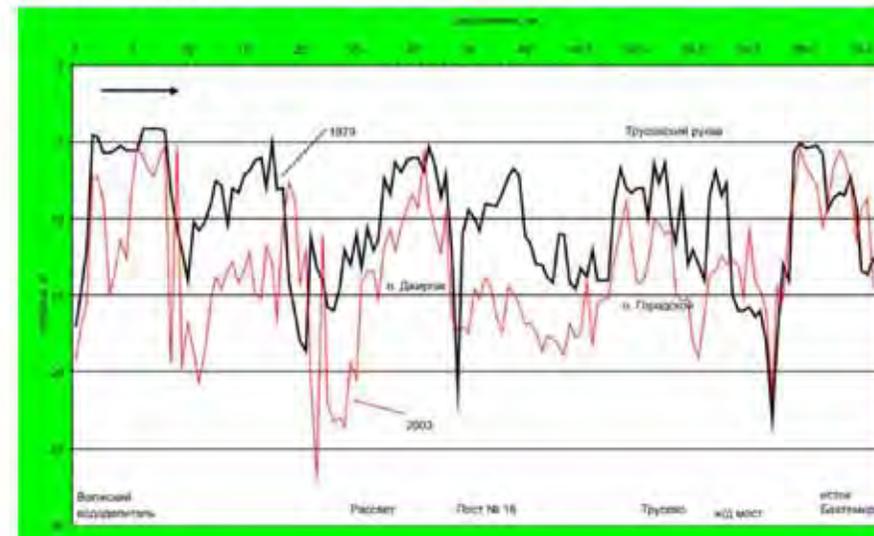


Правый берег рукава Волга (п. Нариманов)

МОРФОЛОГИЯ ДНА

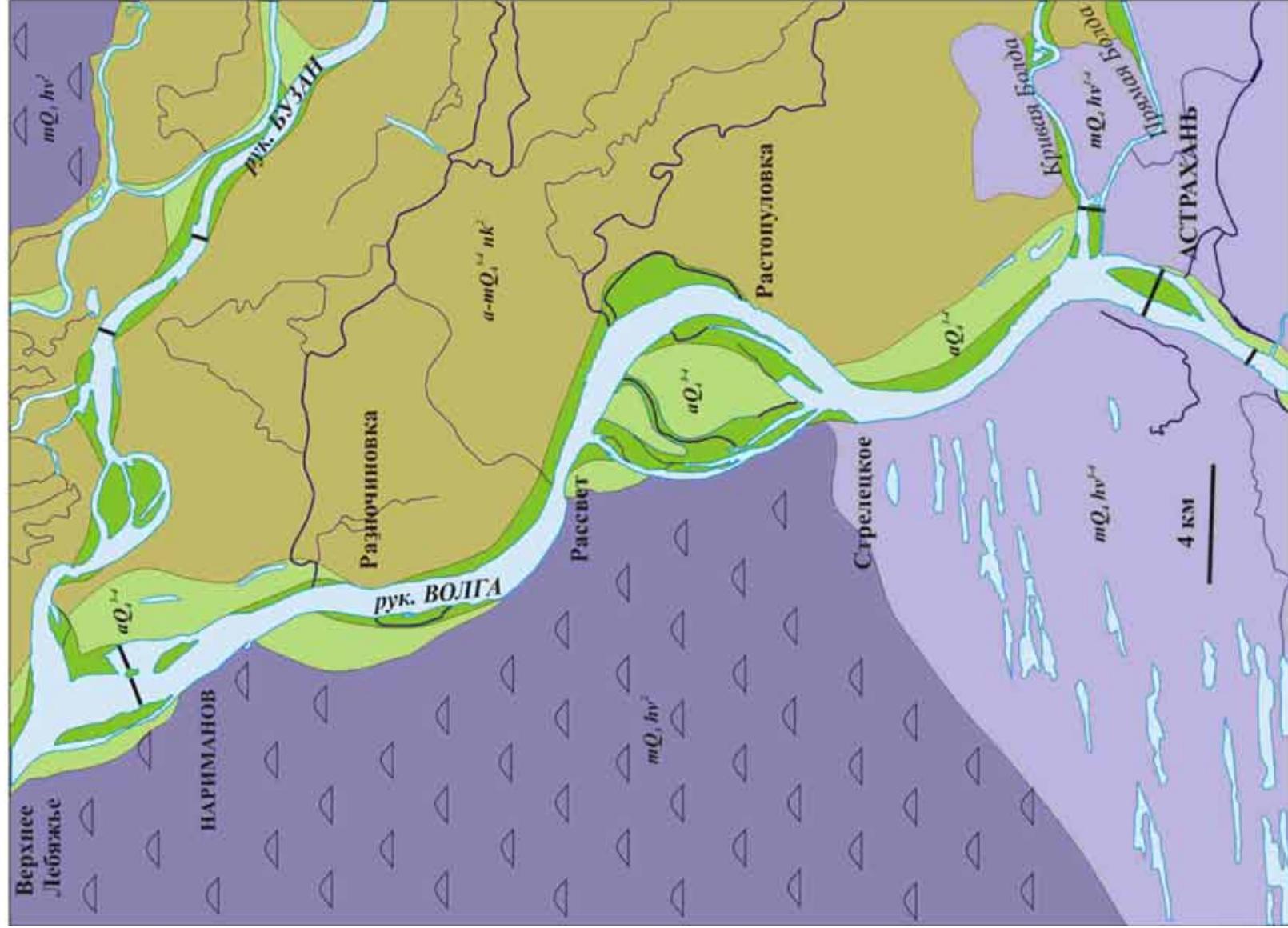


ДИНАМИКА ДНА



ЛИСТ 1-б

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА РУКАВА ВОЛГА



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8

Условные обозначения: 1 - позднелевобережная морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 2 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения буровских бугров, 3 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 4 - старая пойма, 5 - молодая пойма, 6 - гидросооружения, 7 - бугристые пески, 8 - водные акватории

ВЕРШИНА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

Вершиной современной дельты Волги служит узел разветвления р. Волги на два крупных магистральных дельтовых рукава: Бузан (левый), Волга (правый) в 50 км выше г. Астрахани. В истоке рукава Волга в 1966 - 1973 гг. был сооружен Волжский вододелитель, состоящий из гидротехнических сооружений с подъемными щитами и затворами, глухой земляной плотины и судоходного шлюза. Главное назначение вододелителя - поддерживать в маловодные годы на пике половодья подачу воды в восточную часть дельты с расходами не менее 9000 м³/с. За период своего существования вододелитель работал в 1978 - 1978, 1982 - 1983, 1986, 1988 - 1989 гг.



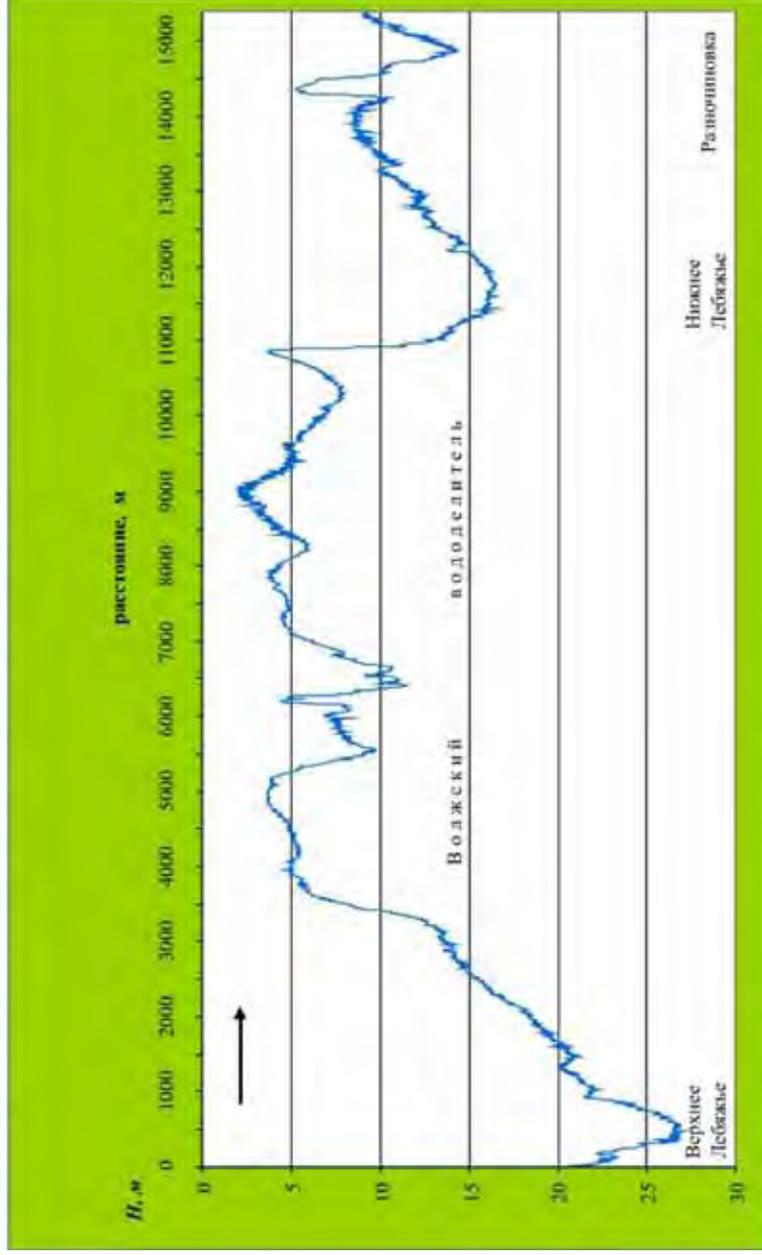
Волжский вододелитель (фото М. Дворникова)



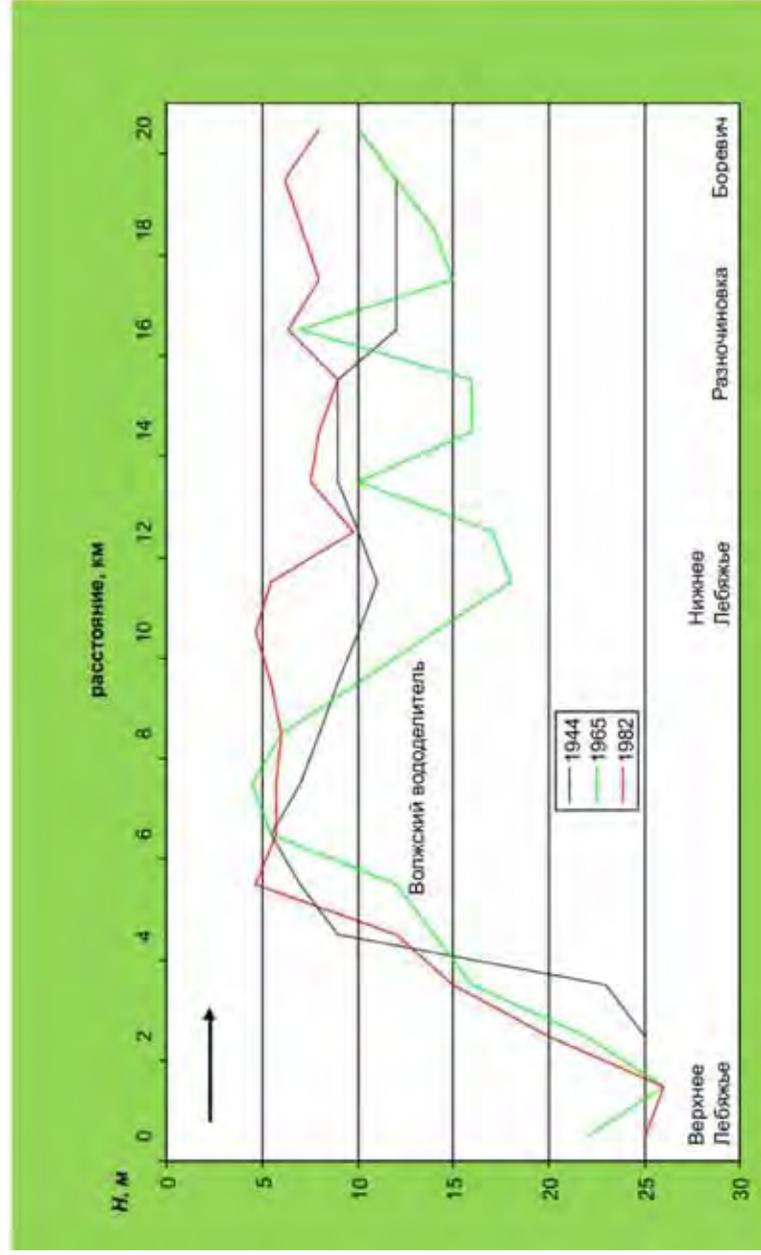
Космический снимок Google Earth 2006

ЛИСТ 1-Г

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА ВОЛГА (Волжский вододельитель)



ДИНАМИКА ДНА РУКАВА ВОЛГА (Волжский вододельитель)

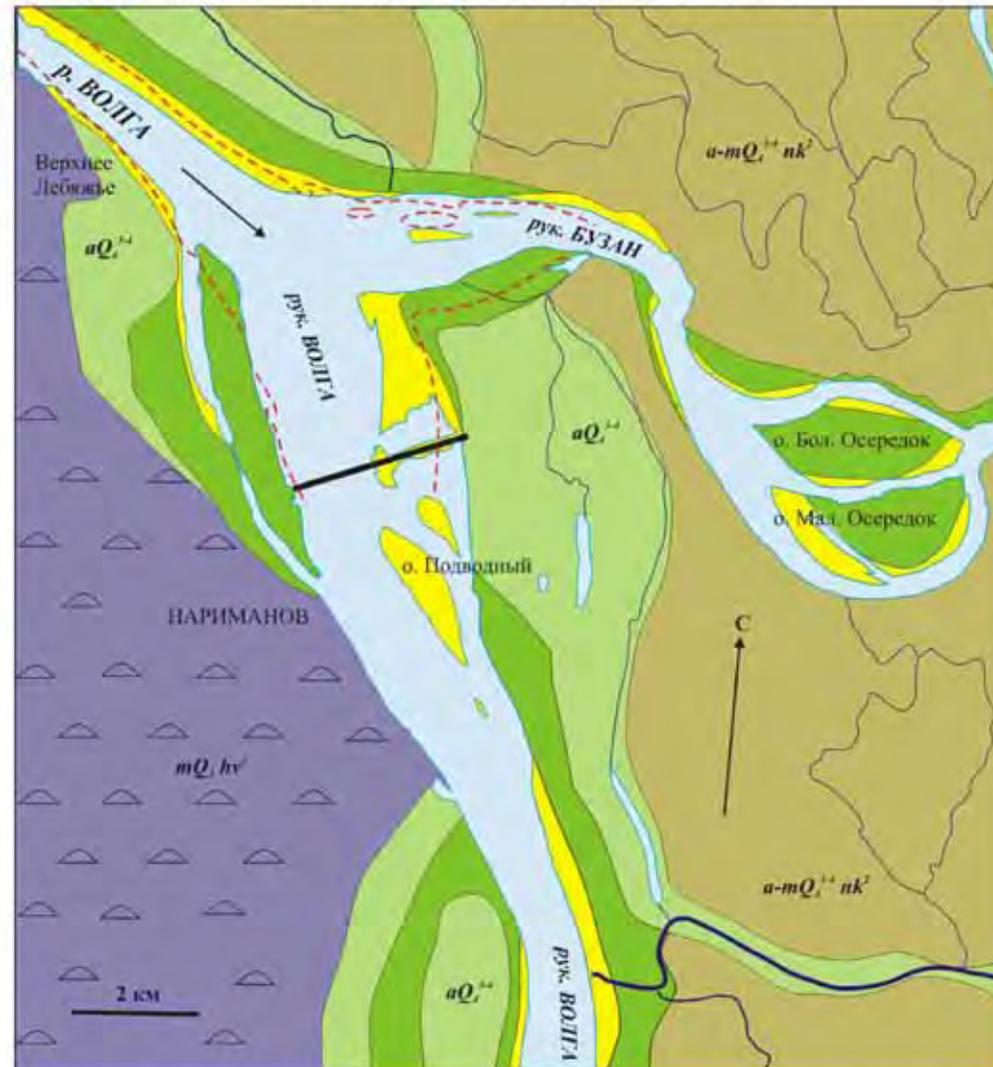


ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕРШИНЫ ДЕЛЬТЫ



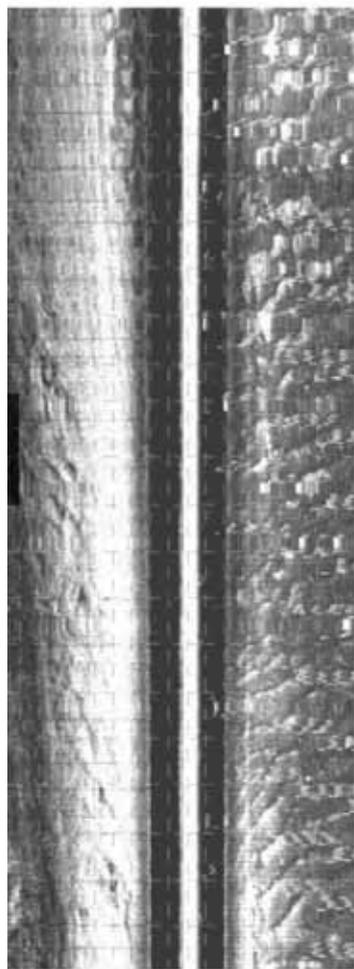
Узел разветвления Волги и Бузана
(фото М. Дворникова)

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11



Условные обозначения: 1 - позднехвалынская морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 2 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 3 - старая пойма, 4 - зрелая пойма, 5 - молодая пойма, 6 - гидрографическая сеть, 7 - берег 1917 г., 8 - берег 2010 г., 9 - Волжский гидроузел, 10 - водные акватории, 11 - бугристые пески

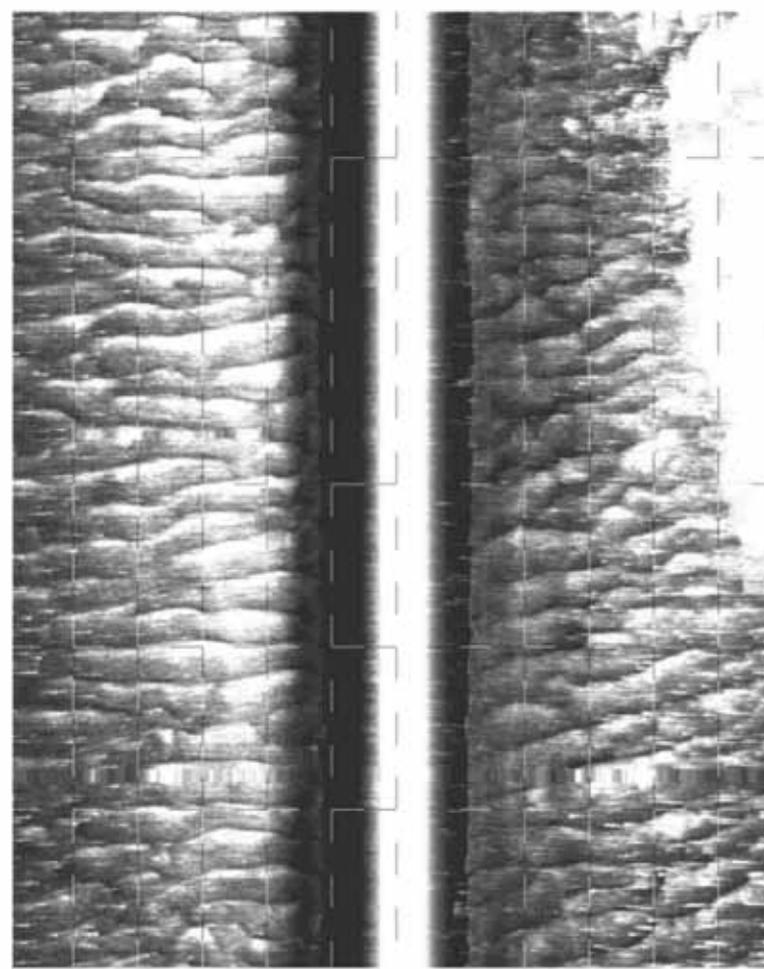
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА
В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ РУКАВА ВОЛГА



В. Лебяжье



Нариманов



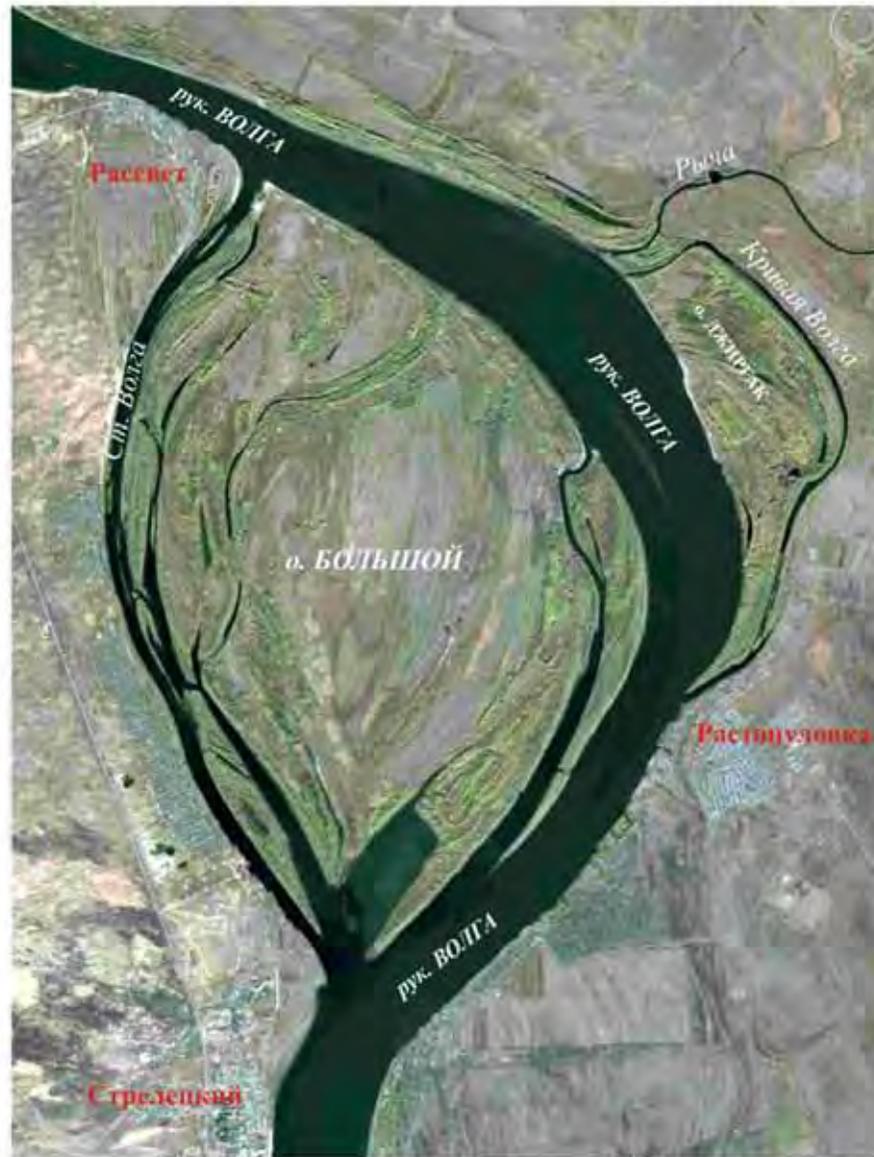
Боревич

**УЗЕЛ РАЗВЕТВЛЕНИЯ
о-ва БОЛЬШОЙ**

Узел разветвления рукава Волга в районе о. Большой представляет собой пример формирования разветвленно-извилистого русла в вогнутости коренного берега в виде системы островов и обширных отмелей в процессе развития излучины. В узле разветвления о. Большой левый рукав является главным и концентрирует большую часть стока воды и наносов. Правобережный рукав под коренным берегом (Старая Волга) в настоящее время заливается и отмирает. Рост отмели от коренного выступа правого берега и смещение динамической оси потока приводит к постоянному размыву левого пойменного берега в районе о-ва Джиргак в среднем по 20-25 м/год.



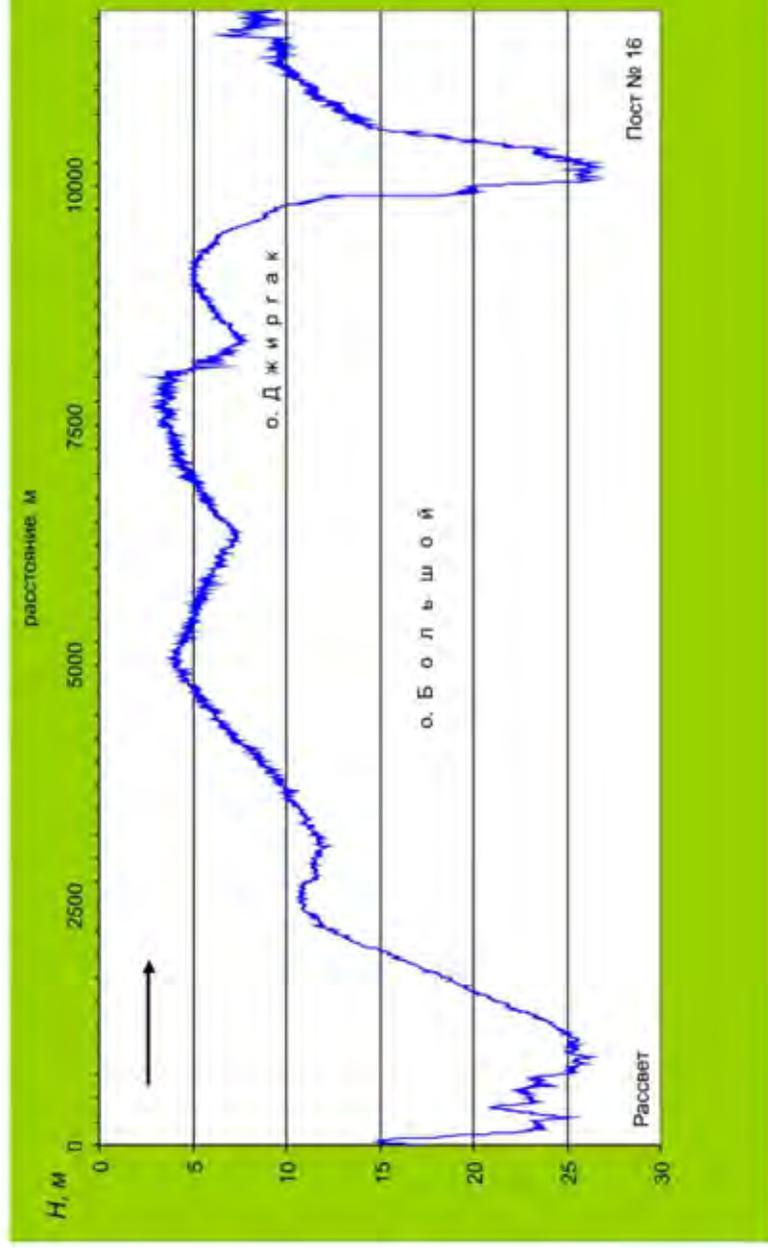
Остров Джиргак (фото М. Дворникова)



Космический снимок Google Earth 2010

ЛИСТ 1-3

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА ВОЛГА (в районе о. Большой)



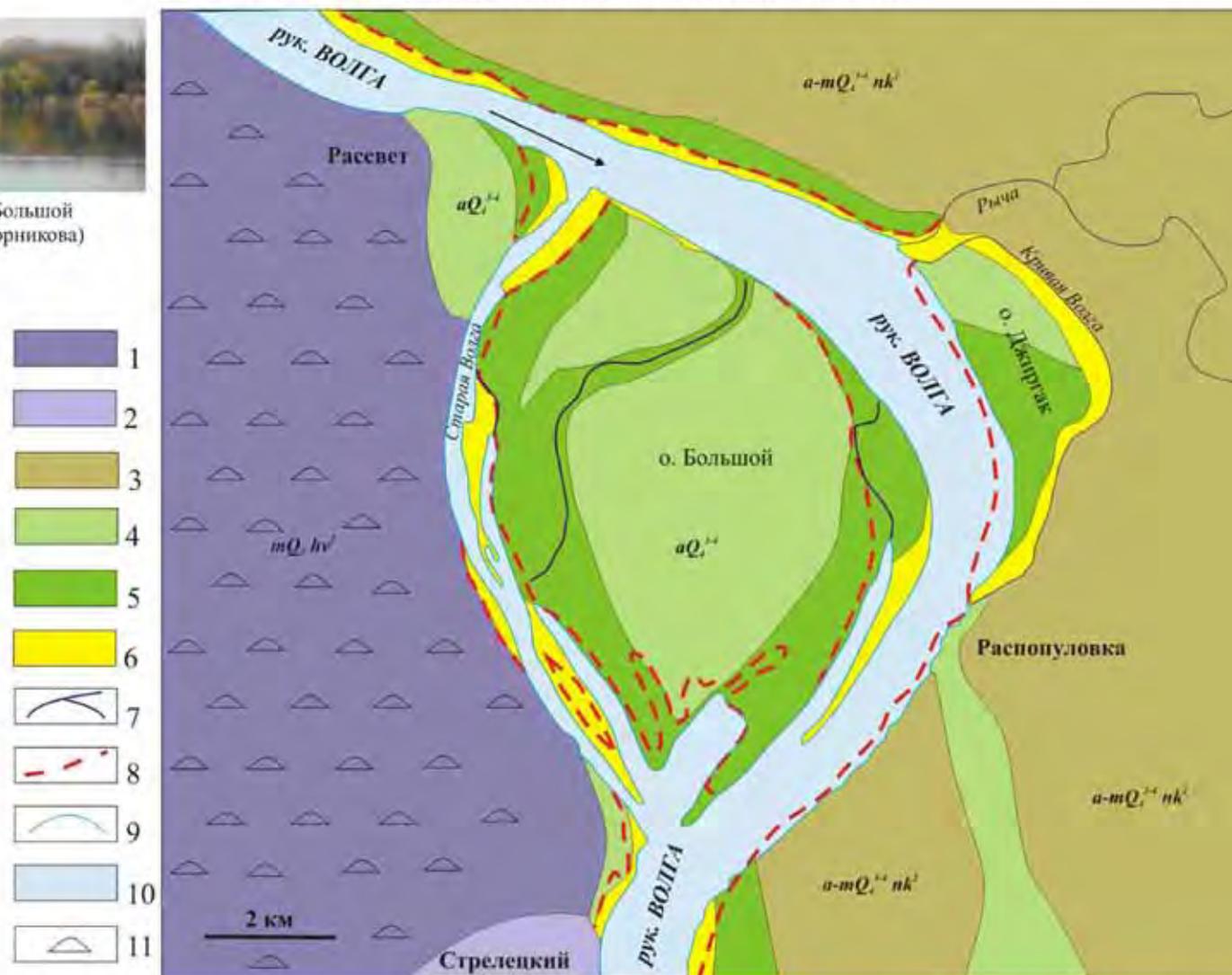
ДИНАМИКА ДНА РУКАВА ВОЛГА (в районе о. Большой)



ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УЗЛА о. БОЛЬШОЙ



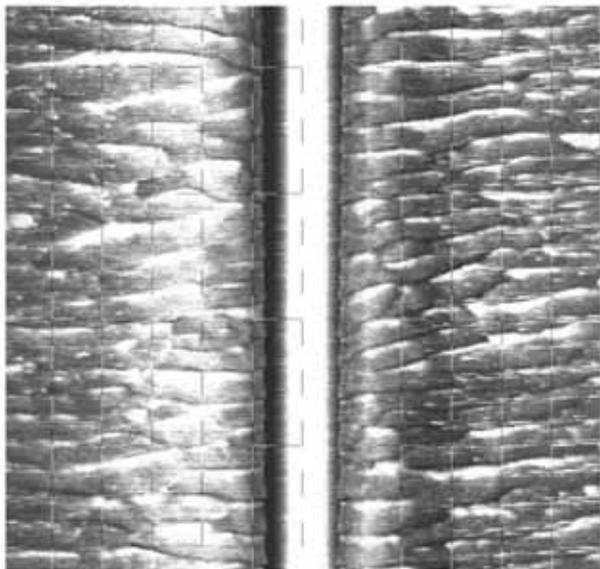
Остров Большой
(фото М. Дворникова)



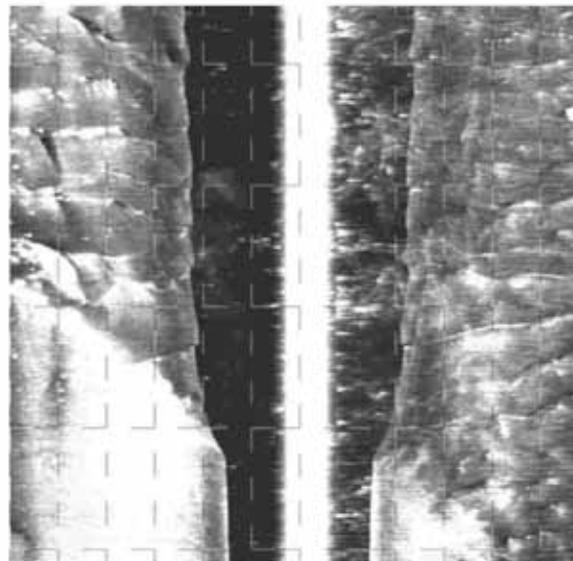
Условные обозначения: 1 - позднехвалынская морская равнина, переработанная золовыми процессами, 2 - удлучайская старично-проточная дельтовая равнина, 4 - старая пойма, 5 - зрелая пойма, 6 - молодая пойма, 7 - гидрографическая сеть, 8 - берег 1917 г., 9 - берег 2010 г., 10 - водные акватории, 11 - бугристые пески

ЛИСТ 1-к

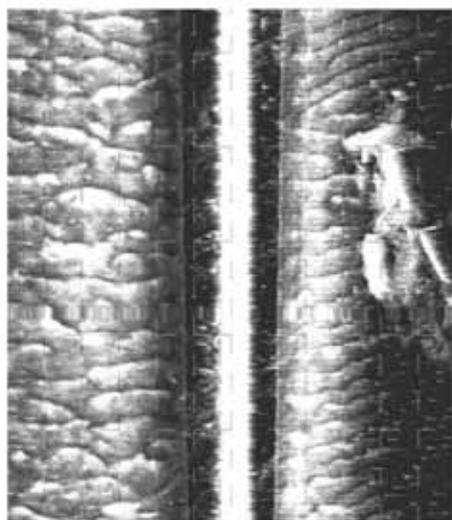
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА ВОЛГА В УЗЛЕ о-ва БОЛЬШОЙ



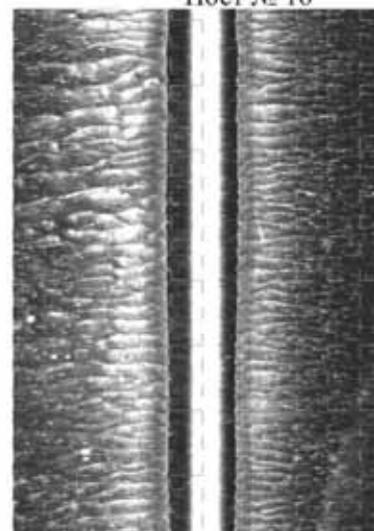
Полигон



Пост № 16



Пост № 12



Новолесное

УЗЕЛ РАЗВЕТВЛЕНИЯ о. ГОРОДСКОЙ

Узел о. Городского представляет собой простое одиночное русловое разветвление, сформированное в местном расширении русла рукава Волга ниже истоков рукавов Кривая и Прямая Болда, куда уходит до 13% стока рукава Волга.

Главной причиной аккумуляции наносов является уменьшение транспортирующей способности водного потока, приводящего к формированию сначала осередка, затем - острова и руслового разветвления, в котором преимущественное развитие получает один из рукавов, в настоящее время - Трусовский.

Динамика узла в период 1914-1940 гг. была связана со смещением оголовка острова вниз по течению на 500 м, за последние 60 лет - с регрессивным наращиванием приверха острова на 1 км при стабильном положении ухвостя острова.

В современном положении длина о. Городского составляет 4,2 км, ширина в средней части - 0,9 км.



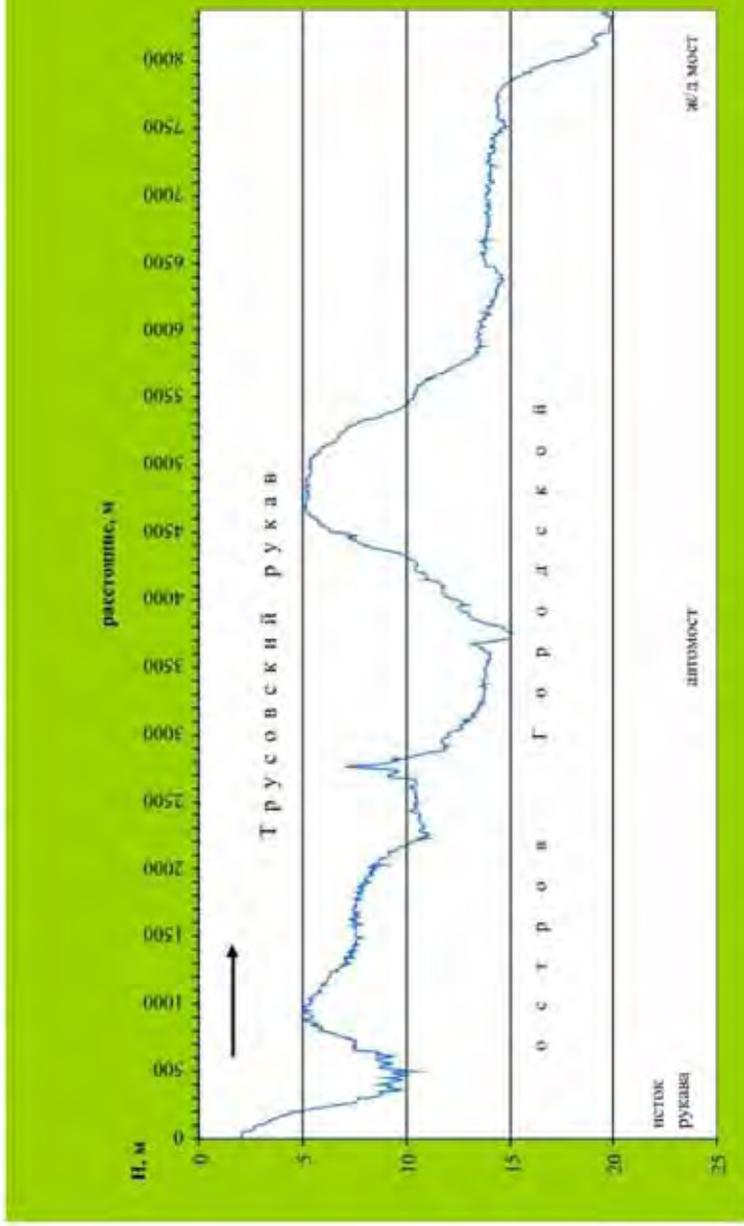
Астраханский автомобильный мост



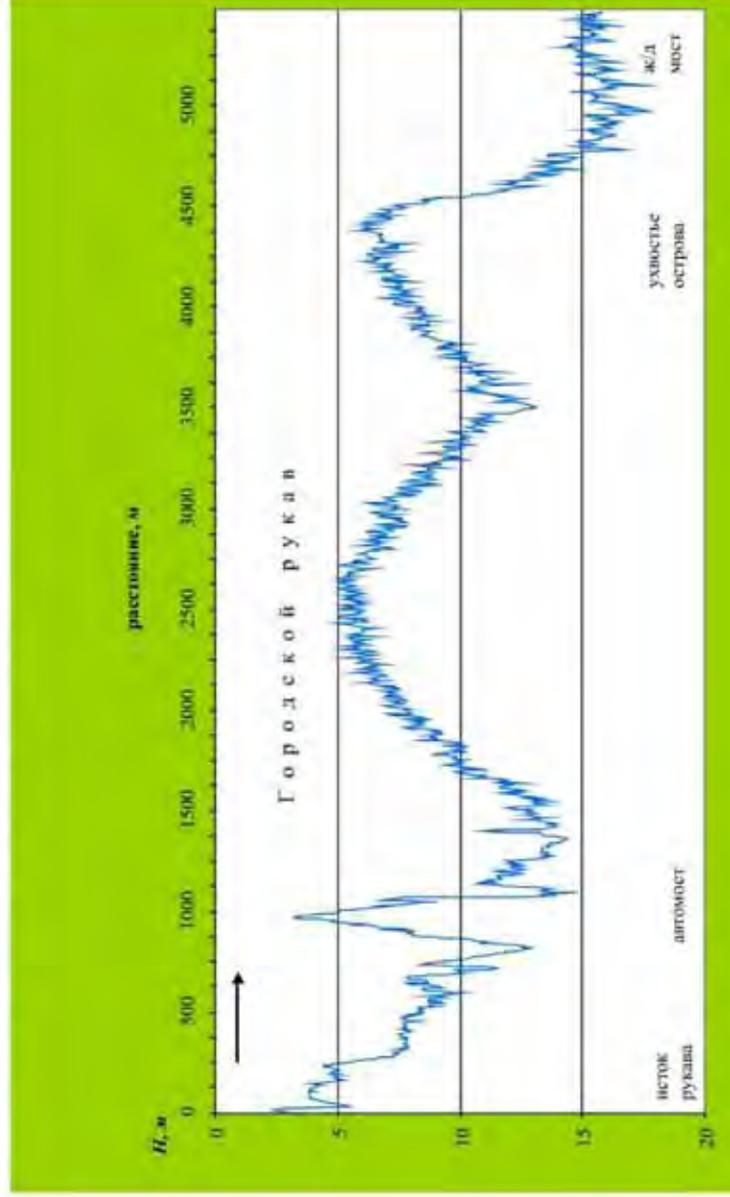
Космический снимок Google Earth 2007

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА ВОЛГА (Трусовский рукав в узле о. Городской)

ЛИСТ 1-М



ДИНАМИКА ДНА РУКАВА ВОЛГА (Городской рукав в узле о. Городской)

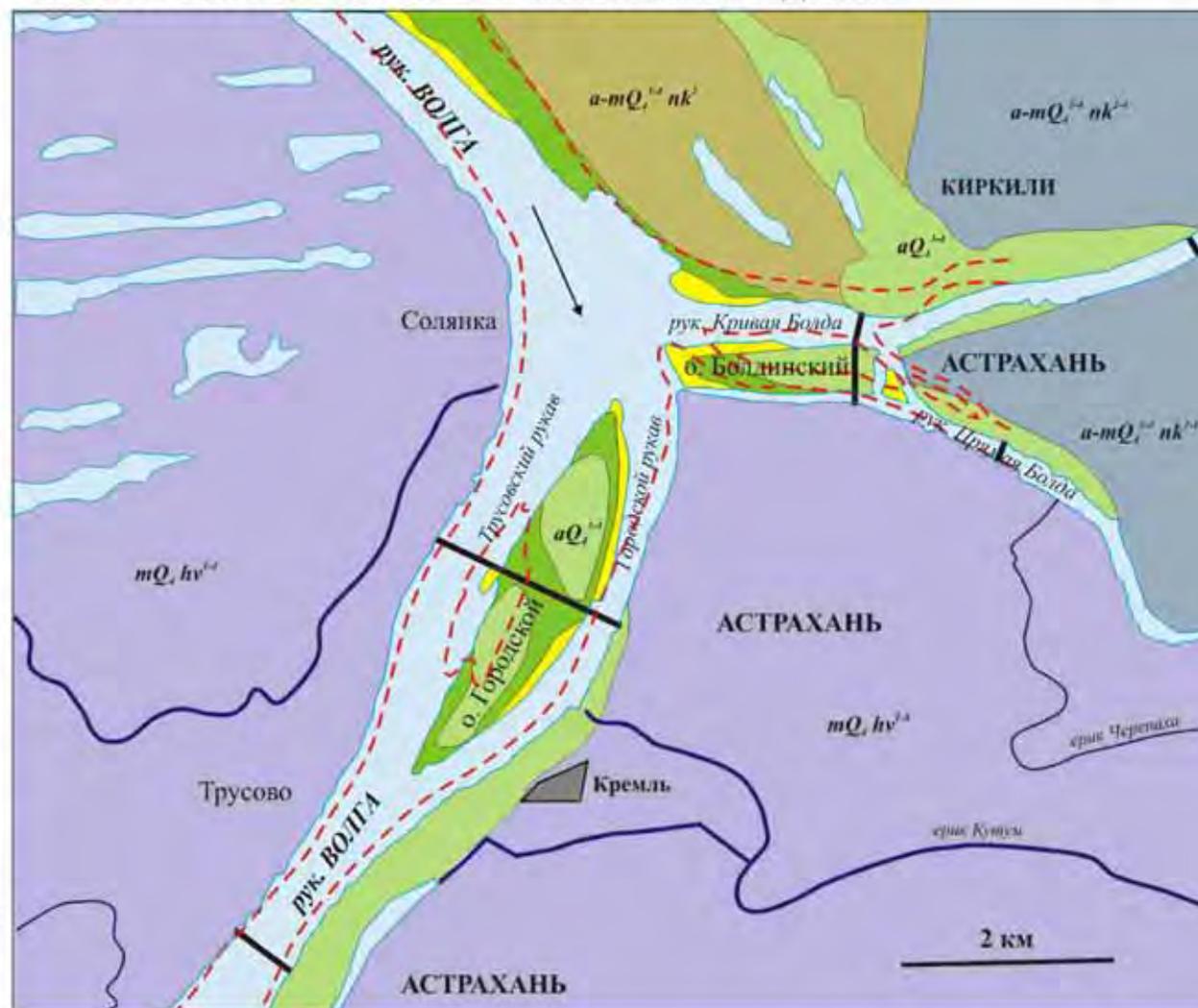


ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УЗЛА о. ГОРОДСКОЙ



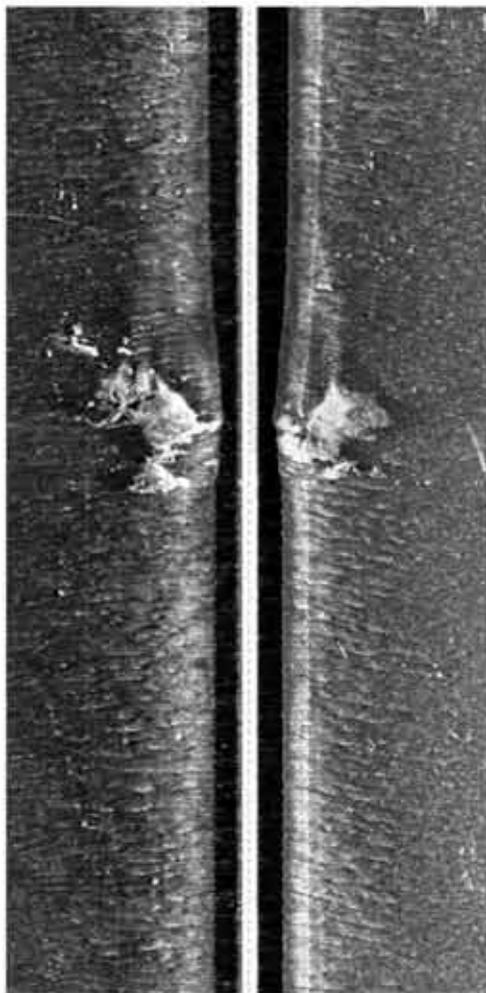
Ухвостье о. Городского
(фото М. Дворникова)

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11

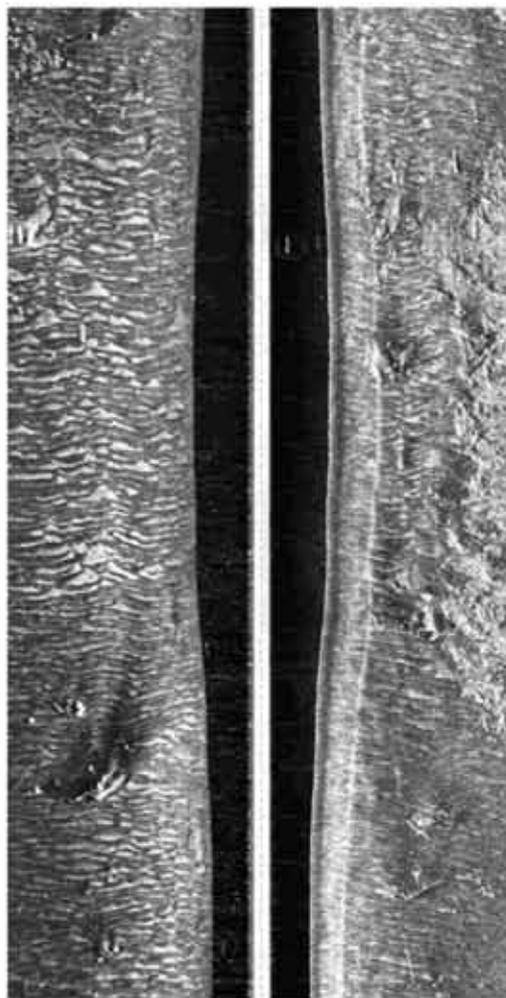


Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 3 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 4 - старая пойма, 5 - зрелая пойма, 6 - молодая пойма, 7 - гидрографическая сеть, 8 - берег 1917 г., 9 - берег 2007 г., 10 - гидросооружения, 11 - водные акватории

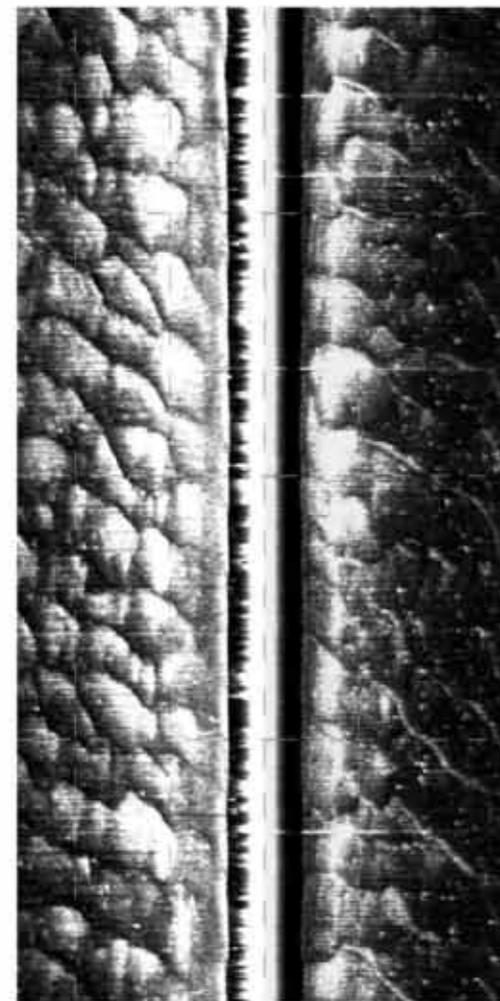
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА ВОЛГА В УЗЛЕ РАЗВЕТВЛЕНИЯ о. ГОРОДСКОЙ



Приверх острова Городского



Новый Астраханский мост



Ухвостье острова Городского

УЗЕЛ РАЗВЕТВЛЕНИЯ о-ва ИЛЬИНСКИЙ

ЛИСТ 1-п

Образование узла разветвления о. Ильинского связано с резким уменьшением транспортирующей способности водного потока из-за оттока части вод в рукав Кизань (до 15%) и местного расширения русла рукава Волга. Формирование сначала осередка и затем острова Ильинского сопровождалось их смещением вниз по течению за счет размыва оголовка и наращивания ухвостья острова. За 34 года (1914-1948 гг.) Ильинский остров сместился на 1 км, ширина его увеличилась в 3, а длина в 2 раза. В последние 50 лет плановое положение острова стабильно, за исключением приверха, где наблюдается наращивание кос в сторону левого берега. В современном положении длина острова составляет 6,25 км, ширина - 0,625 км.



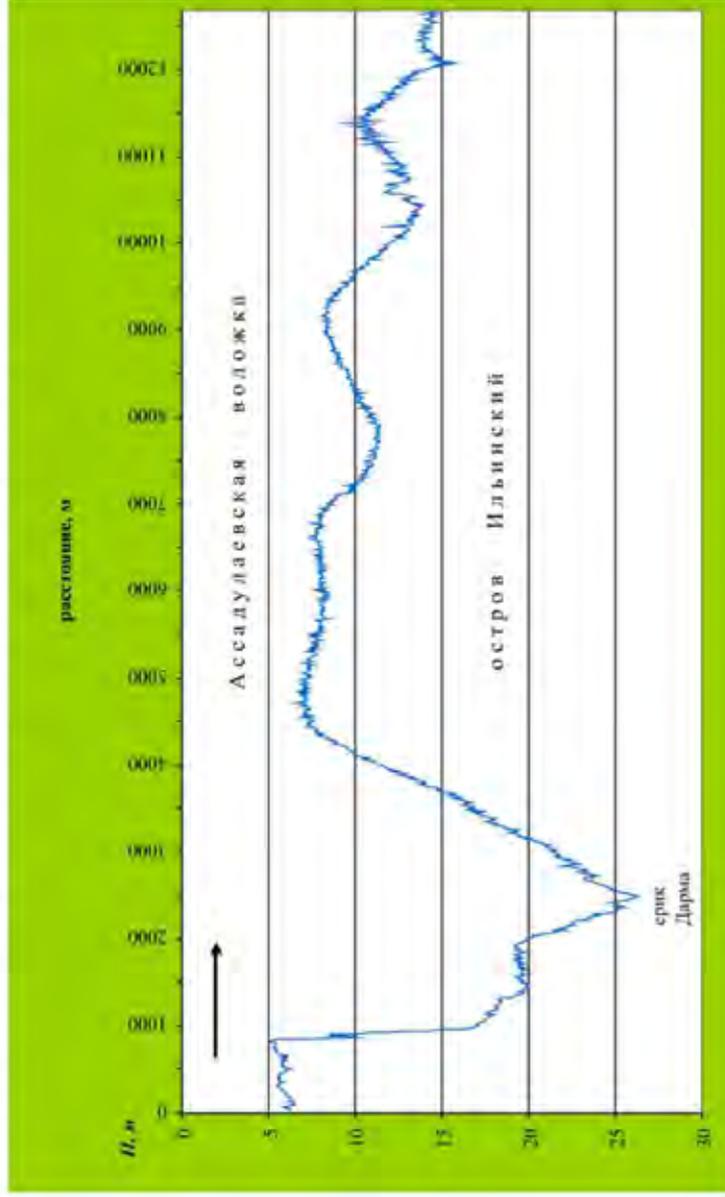
Приверх о-ва Ильинского



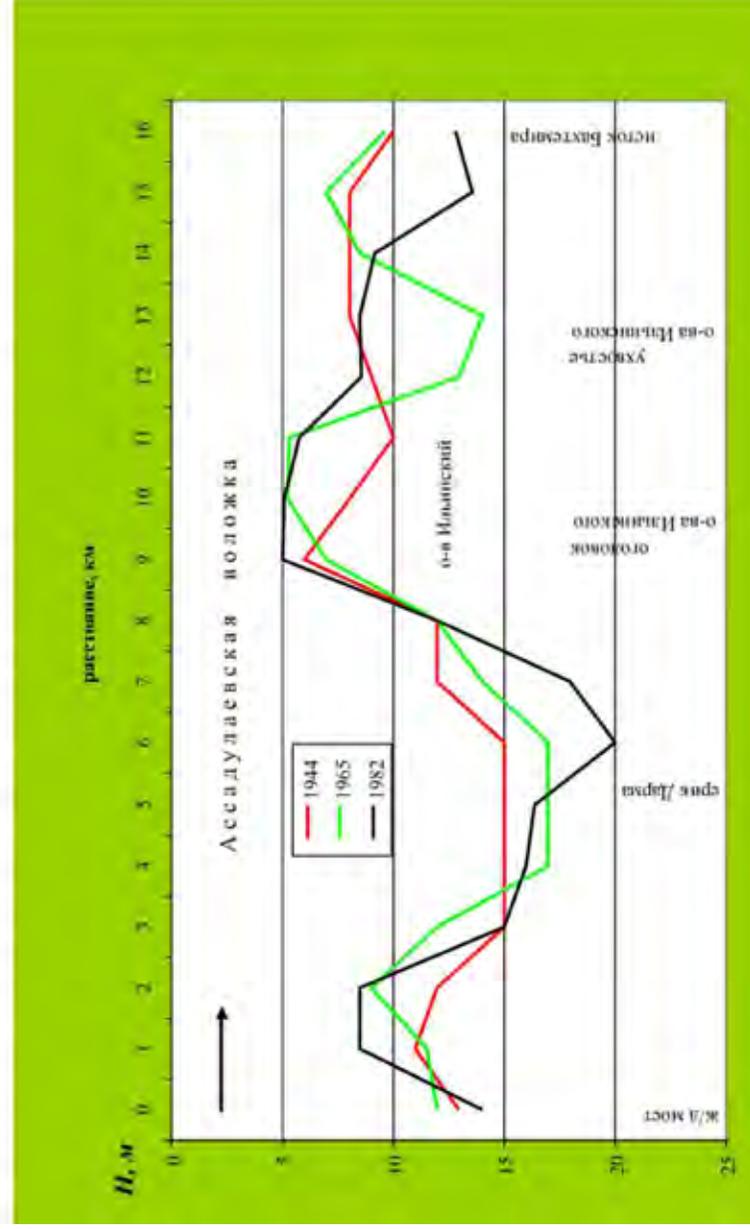
Космический снимок Google Earth 2012

ЛИСТ 1-р

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА ВОЛГА (в узле о. Ильинский)



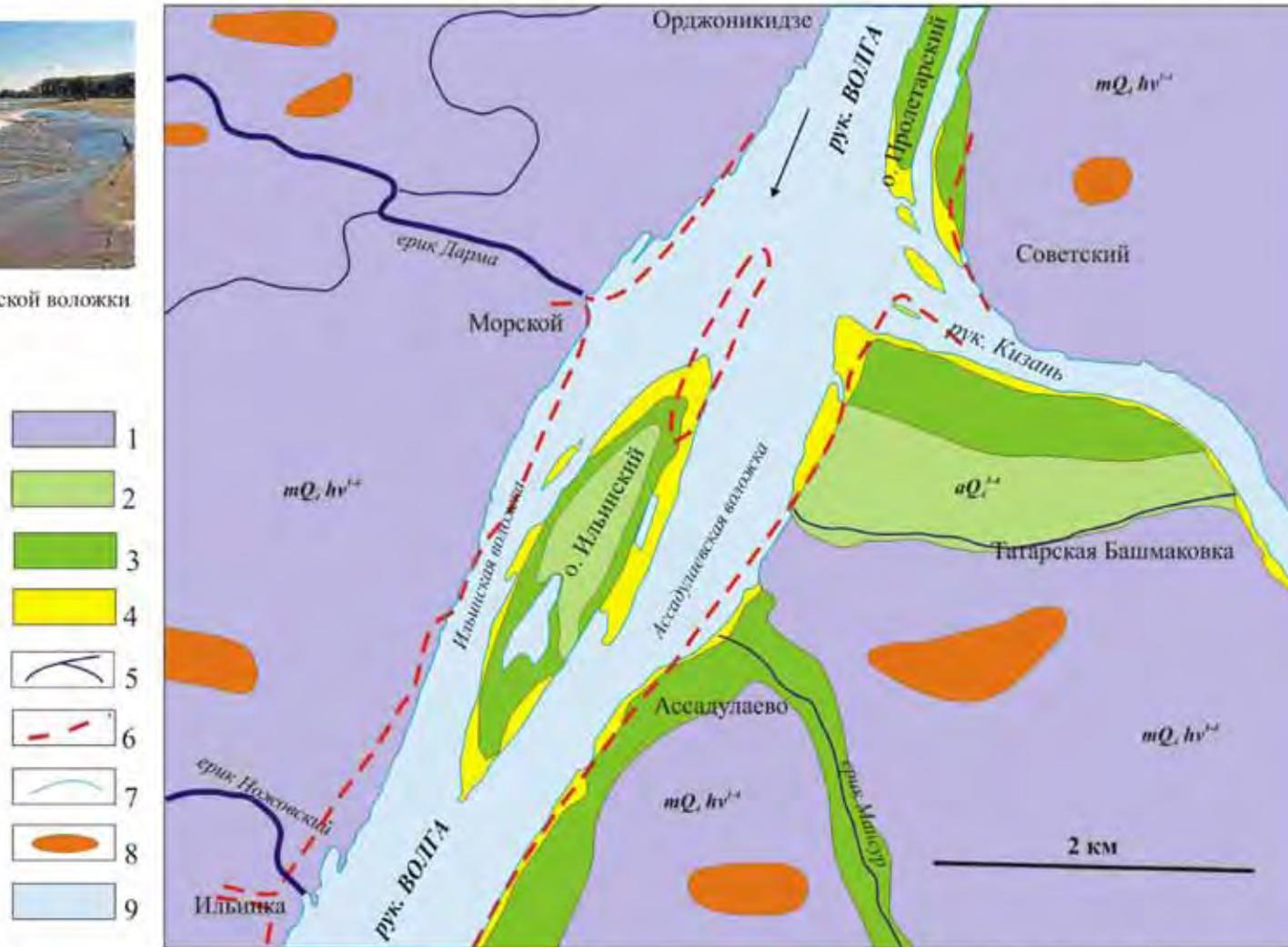
ДИНАМИКА ДНА РУКАВА ВОЛГА (в узле о. Ильинский)



ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УЗЛА РАЗВЕТВЛЕНИЯ о. ИЛЬИНСКОГО



Берег Ассадулаевской воложки



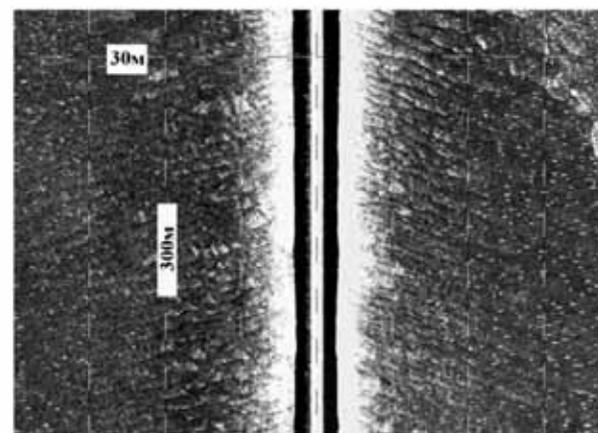
Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - старая пойма, 3 - зрелая пойма, 4 - молодая пойма, 5 - гидрографическая сеть, 6 - берег 1917 г., 7 - берег 2012 г., 8 - бэровские бугры 9 - водные акватории

ЛИСТ 1-т

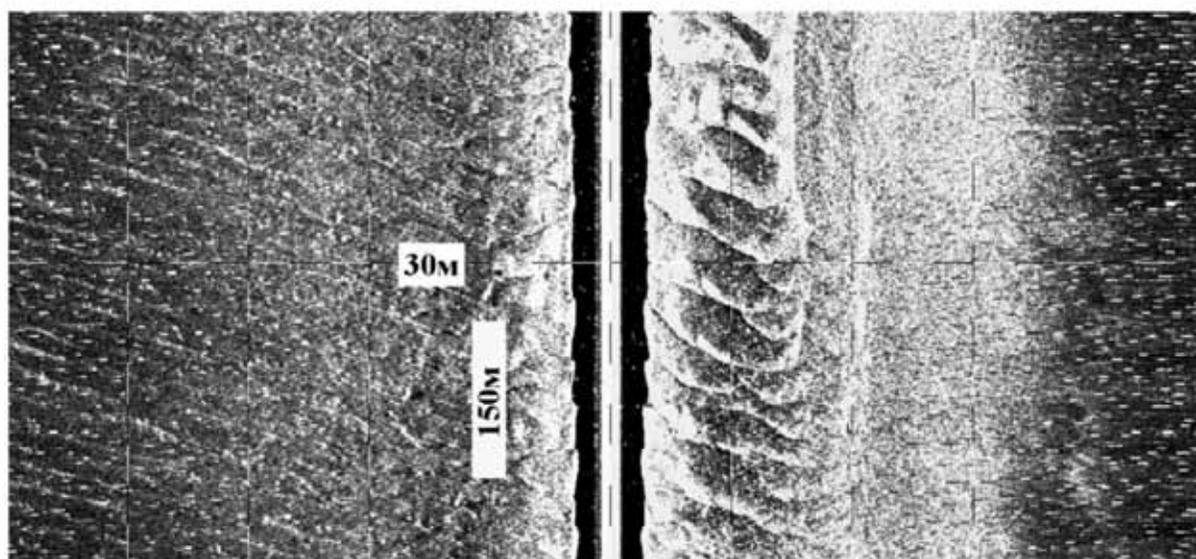
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ИЛЬИНСКОГО УЧАСТКА РУКАВА ВОЛГА



Узел слияния Серебряной Воложки и рукава Волга



Узел разветвления рукава Волга на Бахтемир и Ст. Волгу



Причал нефтебазы



Космический снимок SPOT-5 (2006)

РУКАВ БАХТЕМИР

В рукав Бахтемир, являющимся непосредственным продолжением магистрального рукава Волга и речной частью Волго-Каспийского канала, поступает в различные фазы гидрологического режима от 20 до 33% общего стока воды в вершине дельты. Средние меженные расходы в истоке рукава не превышают 2000 м³/с (при расходе воды на г/п Верхнее Лебяжье 6000 м³/с). Ниже по течению меженные расходы изменяются незначительно на расстоянии 50 км до узла ответвления протоки Талыча, ниже истока которой в Харбайском колене рукава Бахтемир остается не более 500 м³/с. Ниже Оля сток в рукаве восстанавливается полностью за счет притока воды из проток Подстепок, Бакланенок и Бакланья. В Бахтемире положение наиболее крупных форм руслового рельефа (макрогряд) связано с характером рельефа кровли морских глин, подстилающих основания бэровских бугров. В целом по длине Бахтемира выделяются 8 очень крупных гряд длиной от 610 до 1215 км и высотой от 6-8 до 12-16 м. Их поверхность структурирована 26 крупными грядами длиной от 1 до 4 км с высотами от 4 до 8 м, в большинстве случаев представленными глинистыми выступами. На некоторых прямолинейных участках Бахтемира вся ширина меженного русла заполняется мелкогрядовым рельефом (дюнами и рифелями). На извилистых участках рукава малые песчаные гряды занимают наиболее глубокую часть русла, а по обеим сторонам расположены глинистые отмели.

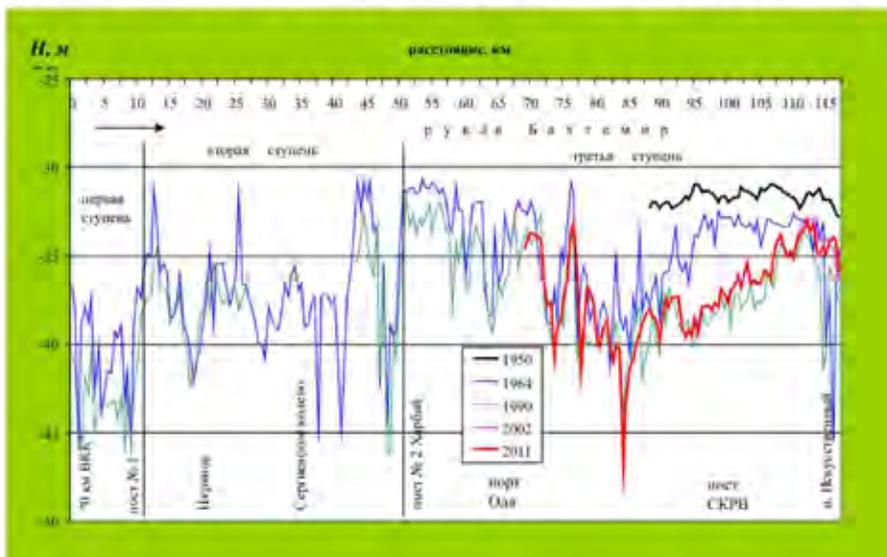


Причал Астрахангазрыбпрома

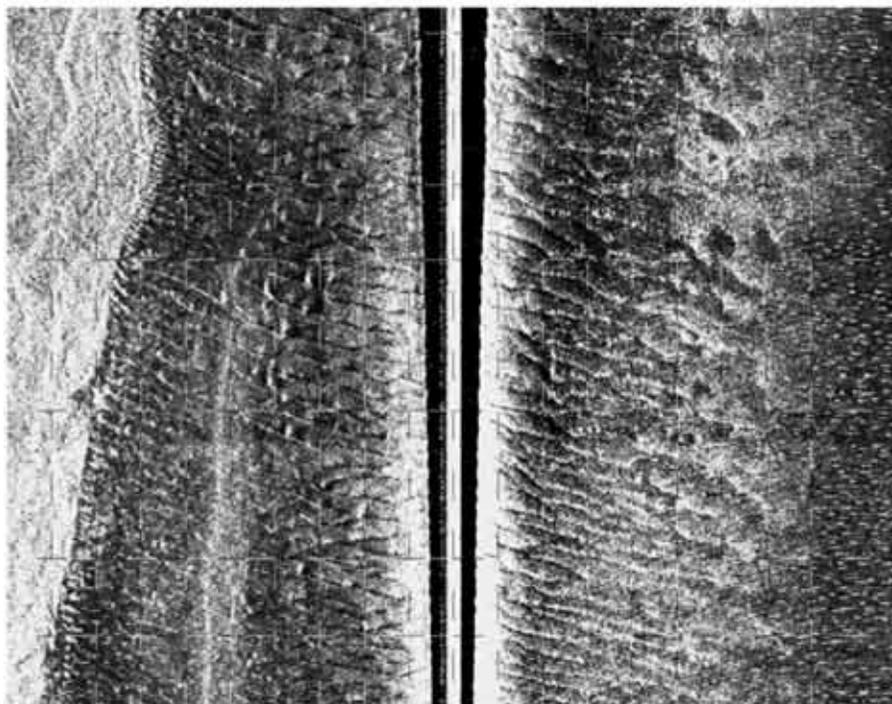
МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА БАХТЕМИР



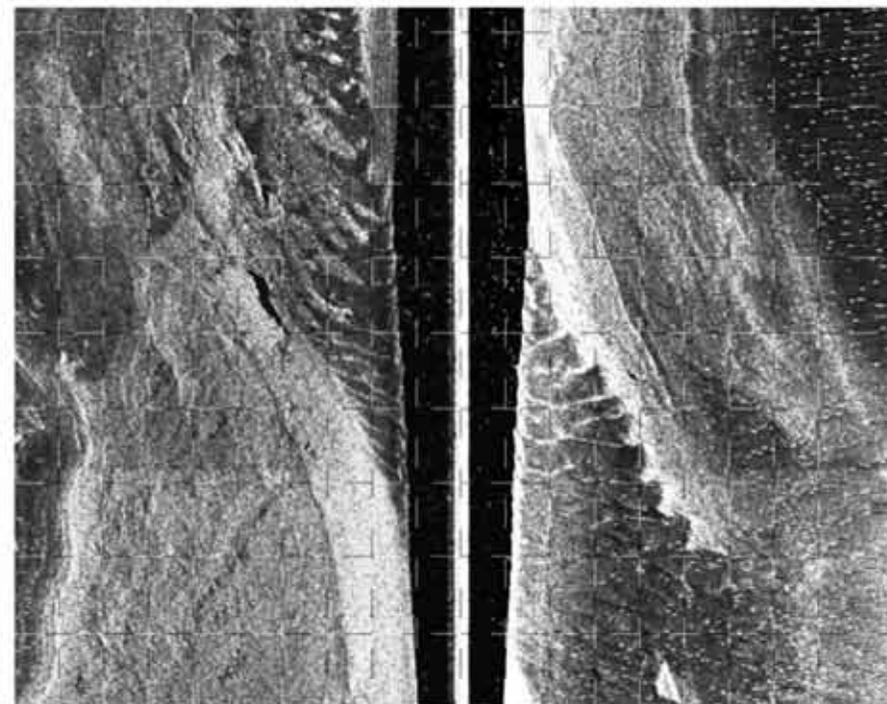
ДИНАМИКА ДНА РУКАВА БАХТЕМИР И ТРАССЫ ВКК



ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ
РУКАВА БАХТЕМИР

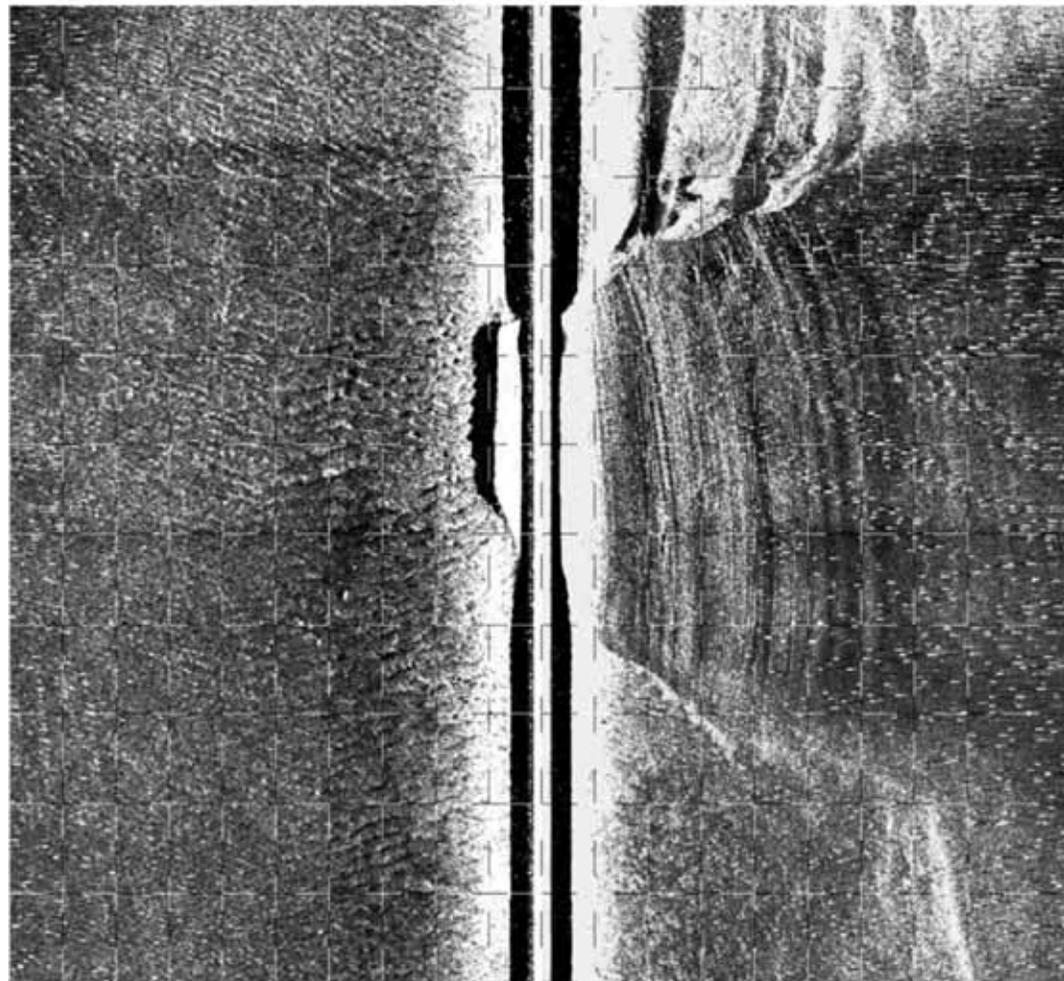


Исток рукава

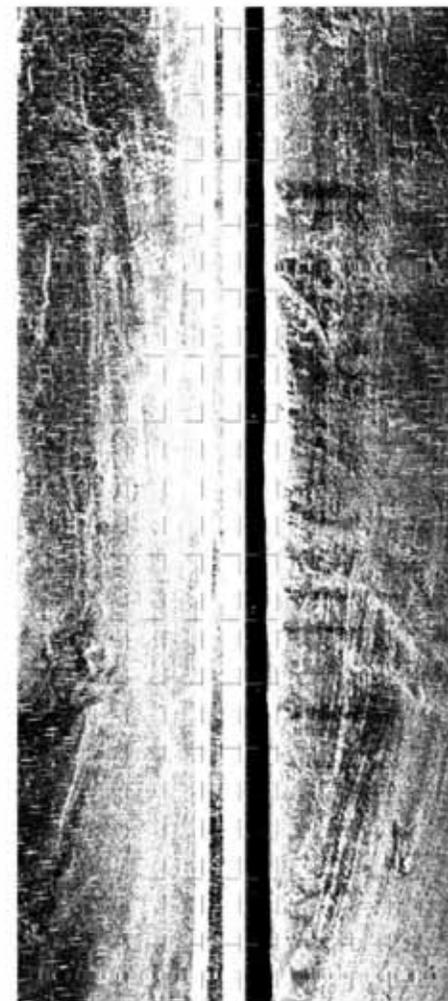


Пост № 1

ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА В СРЕДНЕМ ТЕЧЕНИИ РУКАВА БАХТЕМИР



Рыбводхоз



о-в Свиная Грива

УЗЕЛ РАЗВЕТВЛЕНИЯ РУКАВОВ БАХТЕМИР И СТАРАЯ ВОЛГА

В 18 км ниже пристани № 17 г. Астрахани рукав Волга разветвляется на рукав Ст. Волга (левый) и рукав Бахтемир (правый). От верховьев до устья Бахтемир протекает через бугровую зону дельты, приспособиваясь к рельефу бэровских бугров и формируя извилистое русло.



Узел разветвления рукавов Ст. Волга и Бахтемир



Исток Бахтемира



Космоснимок Google Earth 2010

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА УЗЛА РАЗВЕТВЛЕНИЯ
РУКАВОВ БАХТЕМИР И СТАРАЯ ВОЛГА



с. Бахтемир



Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения боровских бугров, 2 - старая пойма, 3 - зрелая пойма, 4 - молодая пойма, 5 - гидрографическая сеть, 6 - берег 1944 г., 7 - берег 2007 г., 8 - водные акватории

СЕРГИЕВСКОЕ КОЛЕНО РУКАВА БАХТЕМИР



Размыв бэровского бугра
в районе с. Сергиевское



Общий вид правого берега рукава
Бахтемир в районе Сергиевского
колена



Урочище Лбище

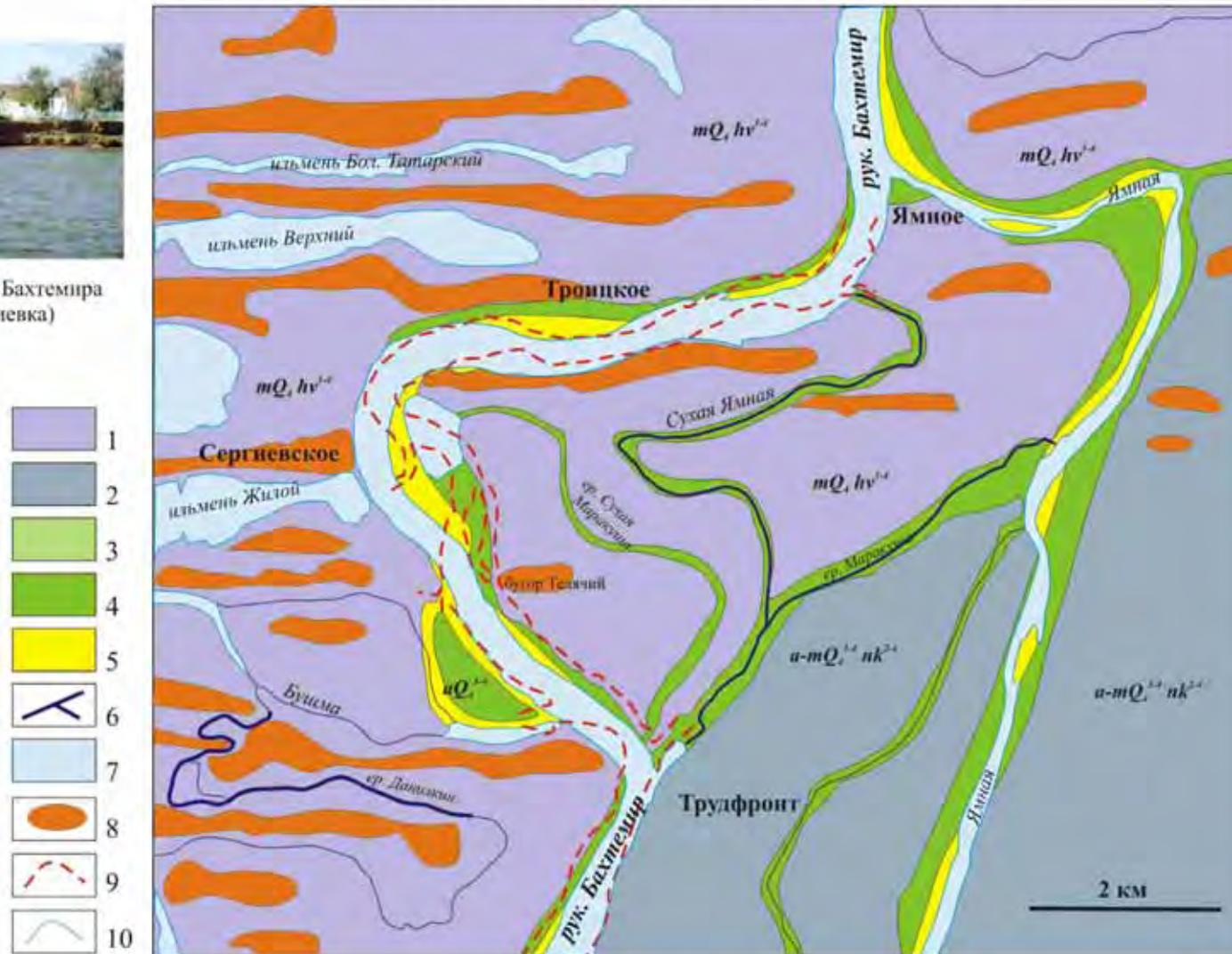


Космический снимок RapidEye 2009.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СЕРГИЕВСКОГО КОЛЕНА



Размыв берега Бахтемира (с. Сергиевка)



Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 3 - старая пойма, 4 - зрелая пойма, 5 - молодая пойма, 6 - гидрографическая сеть, 7 - водные акватории, 8 - бэровские бугры, 9 - берег 1917 г., 10 - берег 2009 г.

ХАРБАЙСКИЙ УЗЕЛ РУКАВА БАХТЕМИР



Укрепление берега в с. Ниновка



Заход в Харбайское колено



Пост № 2 (фото В. Попова)

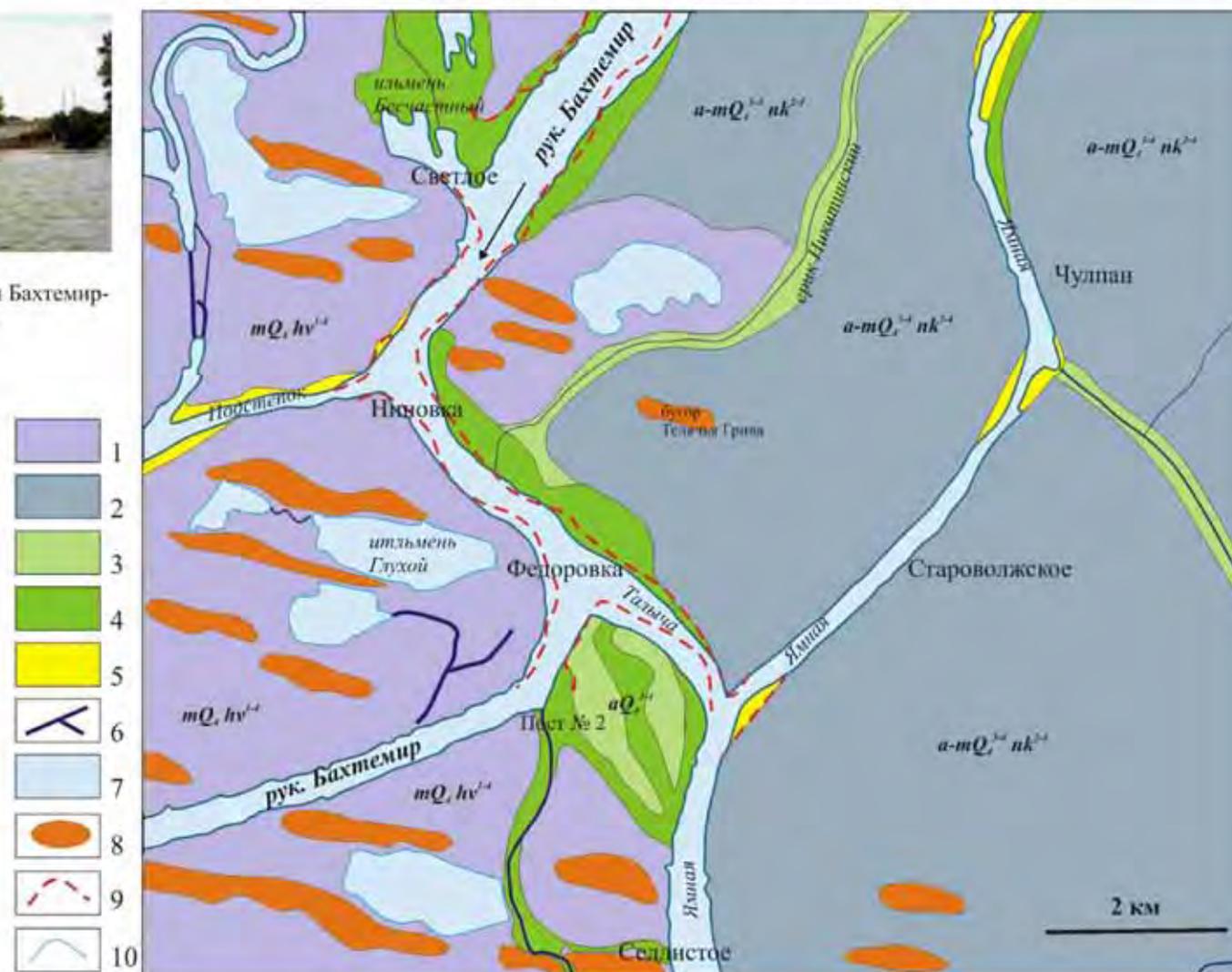


Космический снимок ALOS 2009

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ХАРБАЙСКОГО УЧАСТКА



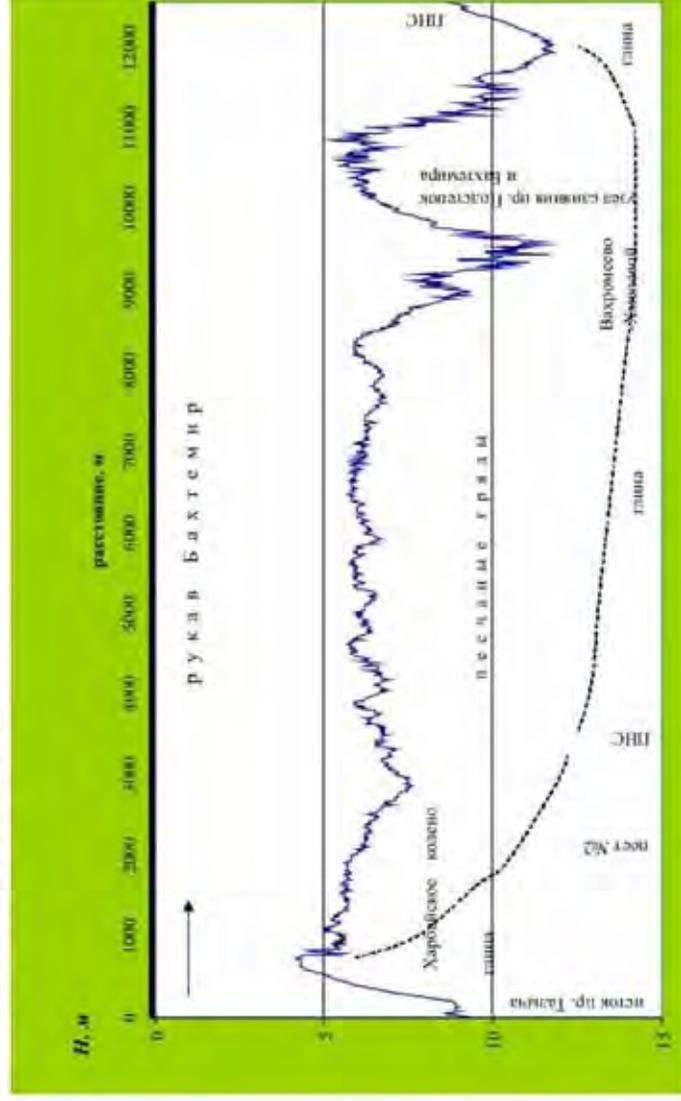
Узел разветвления Бахтемир-Тальча



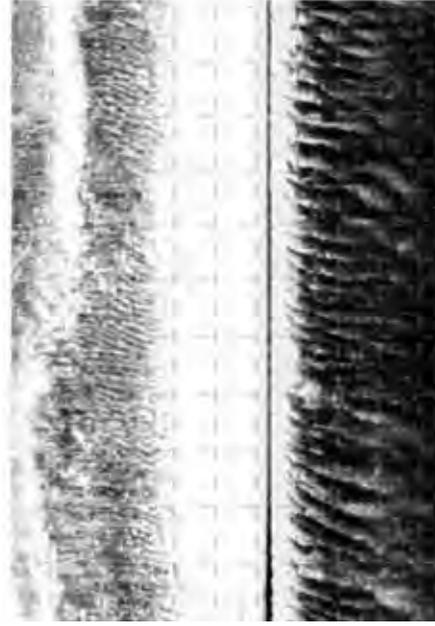
Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 3 - старая пойма, 4 - зрелая пойма, 5 - молодая пойма, 6 - гидрографическая сеть, 7 - водные акватории, 8 - бэровские бугры, 9 - берег 1917 г., 10 - берег 2007 г.

ЛИСТ 2-М

МОРФОЛОГИЯ ДНА ХАРБАЙСКОГО УЧАСТКА РУКАВА БАХТЕМИР



ГИДРОЛОКАЦИОННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ХАРБАЙСКОГО УЧАСТКА РУКАВА БАХТЕМИР



Пост № 2 (Харбайт)



с. Вахромеево

НИЗОВЬЕ РУКАВА БАХТЕМИР



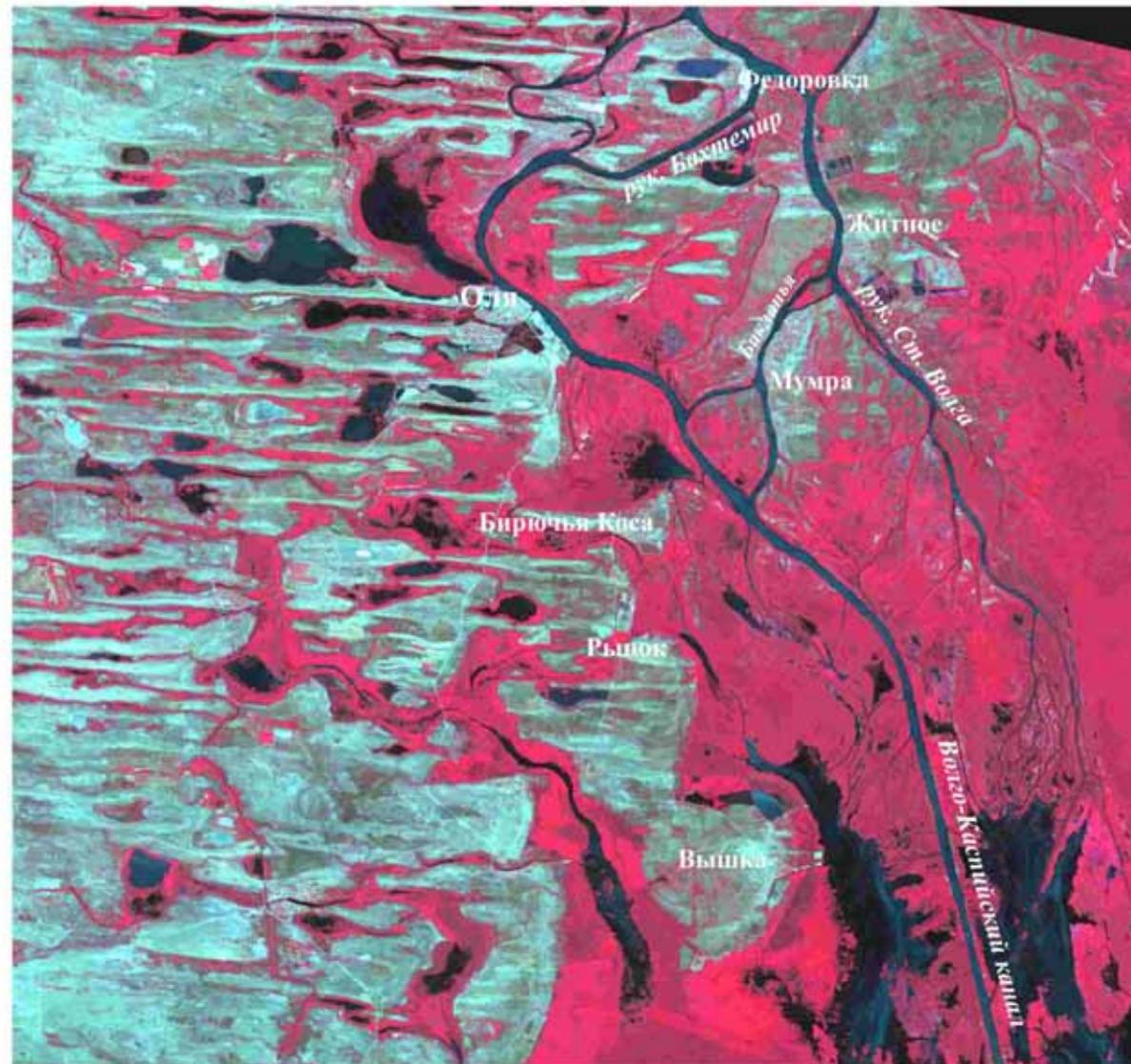
Порт Оля (фото В. Попова)



Тоня Поплавок (94 км ВКК)



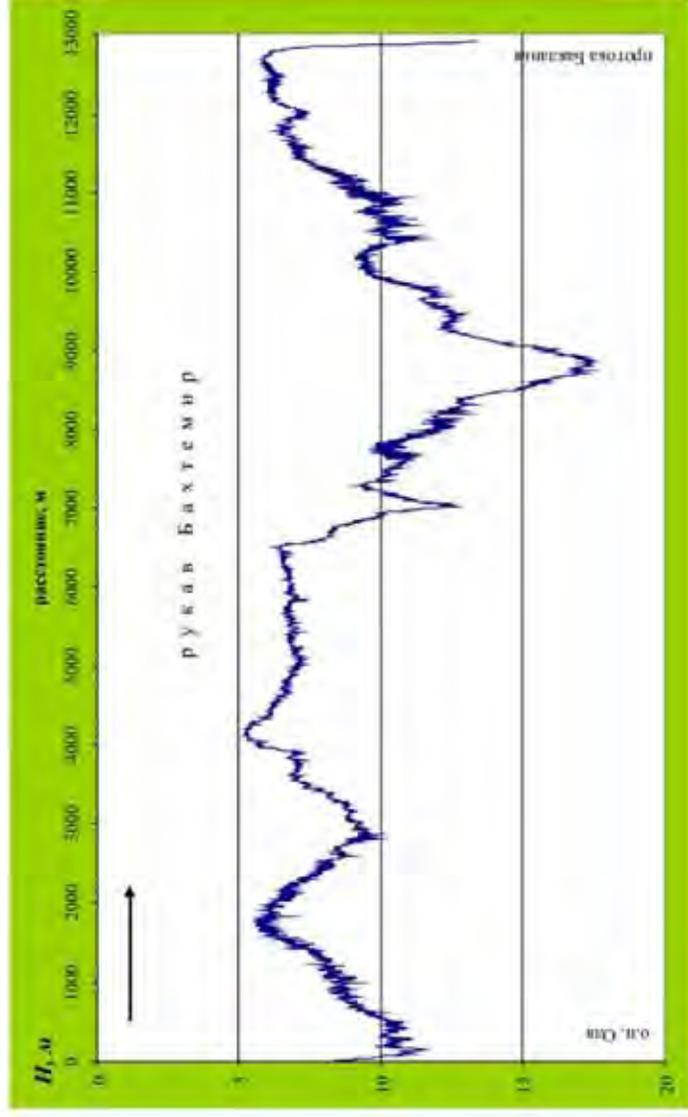
Протока Бакланья



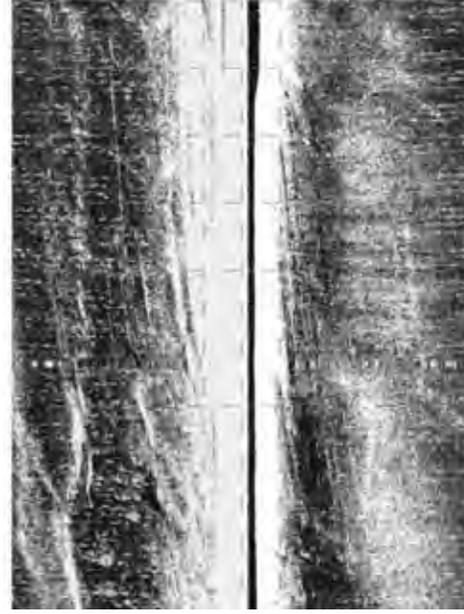
Космоснимок ALOS 2009

ЛИСТ 2-п

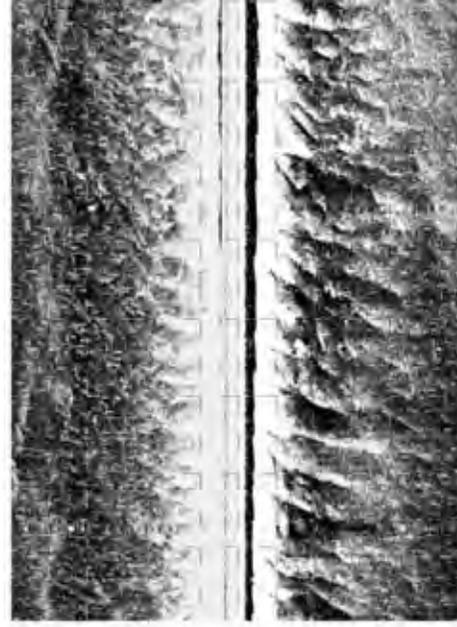
МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА БАХТЕМИР В НИЗОВЬЕ



ГИДРОЛОКАЦИОННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БАХТЕМИР В НИЗОВЬЕ



порт Оля



Калмыцкий канал

ЛИСТ 3

ВОЛГО-КАСПИЙСКИЙ МОРСКОЙ СУДОХОДНЫЙ КАНАЛ



Тоня Жилка (96 км ВКК)



о. Искусственный



Судно в канале (фото Г. Русанова)



Космоснимок Landsat-8 (2013)

ВОЛГО-КАСПИЙСКИЙ КАНАЛ

Волго-Каспийский канал (ВКК) - один из крупнейших морских каналов, не имеющий аналогов в мировой практике регулирования морских устьев рек.

В современном состоянии общая протяженность Волго-Каспийского канала от административного начала в районе п. Бертиоль (3 км ниже истока рукава Бахтемир) составляет 180 км при средней ширине 120 м между проектными изобатами 4,9 м. Более половины длины канала проложено на открытом взморье, часть канала длиной около 70 км обваловано искусственными дамбами.

Недавний подъем уровня Каспийского моря (с 1978 по 1995 гг. на 2,5 м) привел к подтоплению морского края дельты и увеличению глубины устьевое взморья. Подпор от современной ингрессии распространился вверх по Волго-Каспийскому каналу и рукаву Бахтемир до порта Оля, следствием чего явилось смещение зоны аккумуляции речных наносов в канале и области формирования внутренних устьевых баров.

Морская часть Волго-Каспийского канала (от морского края наземной дельты до открытого взморья в районе Астраханского рейда) представляет собой искусственно углубленное и удлиненное, и частично обвалованное, продолжение дельтового рукава Бахтемир на мелководном взморье дельты Волги.

Морской участок канала по особенностям морфологии рельефа дна и динамике вод можно условно разделить на две части:

а) обвалованную часть канала, где на расстоянии около 70 км сохраняется концентрированный сток речных вод, стесненный искусственными насыпными дамбами, и б) открытую часть канала, где происходит растекание речных вод на отмелем устьевом взморье и формируется внешний устьевой бар.

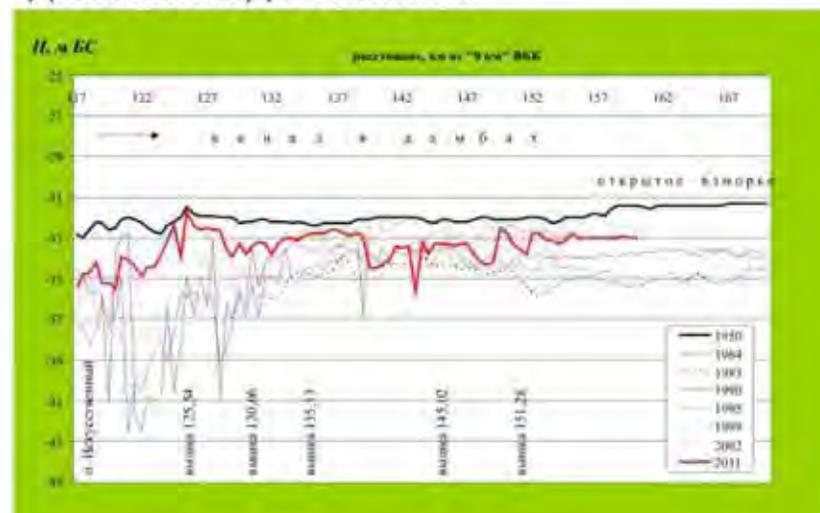


Размыв насыпной дамбы в канале

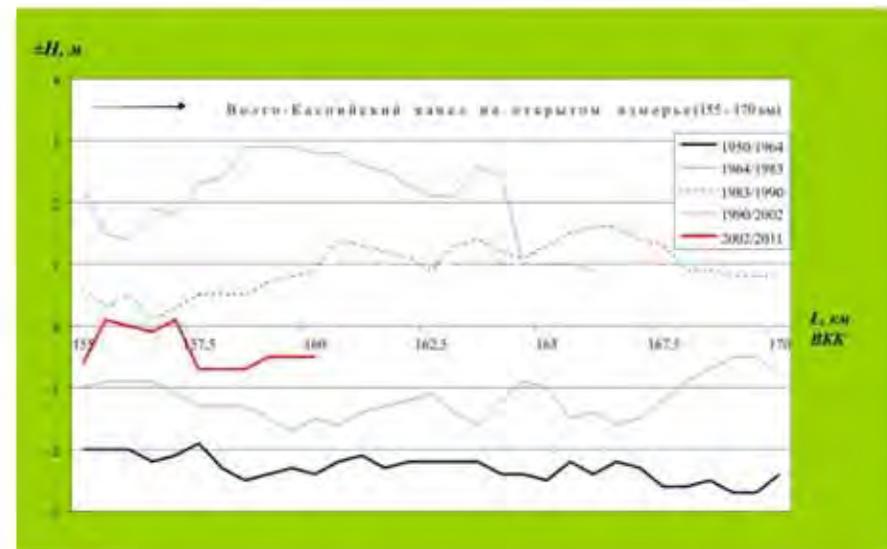
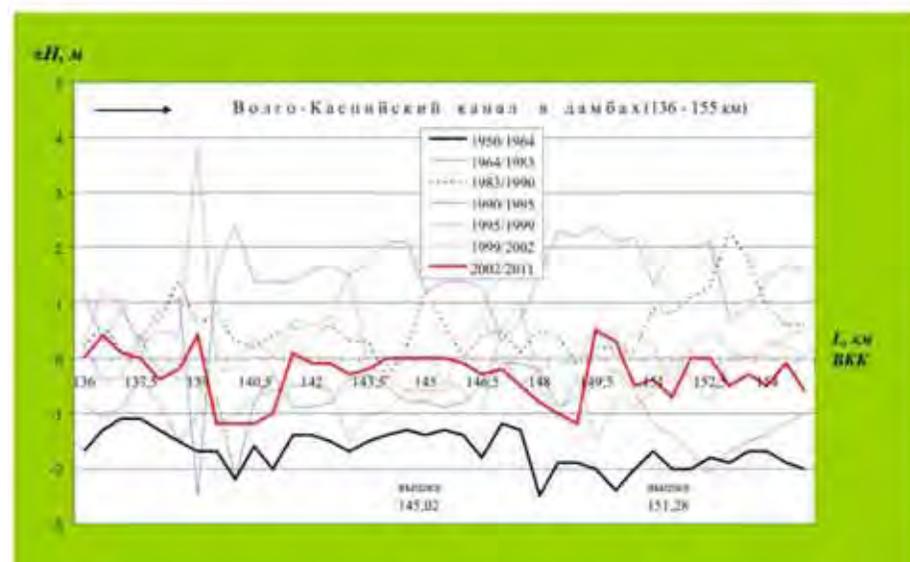
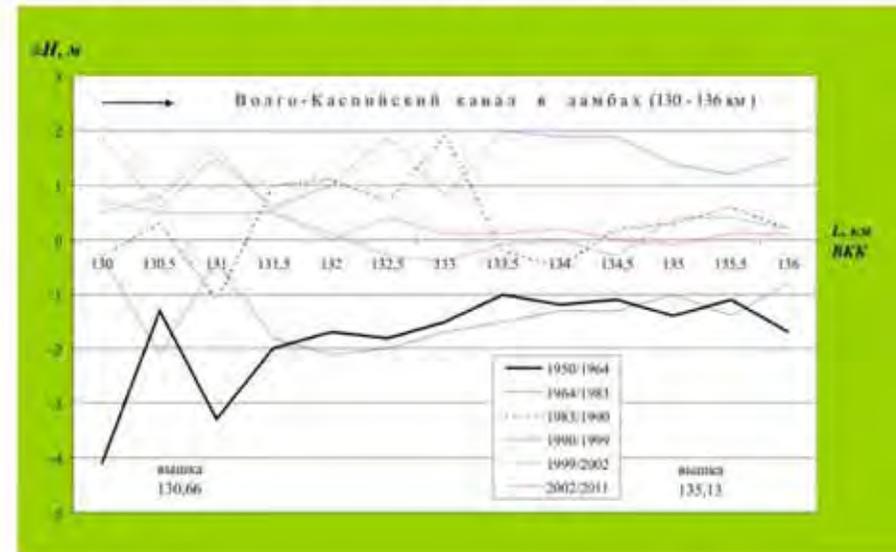
МОРФОЛОГИЯ ДНА КАНАЛА



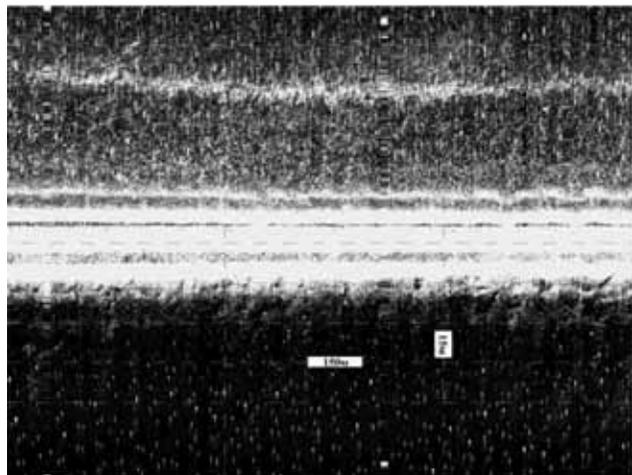
ДИНАМИКА ДНА КАНАЛА



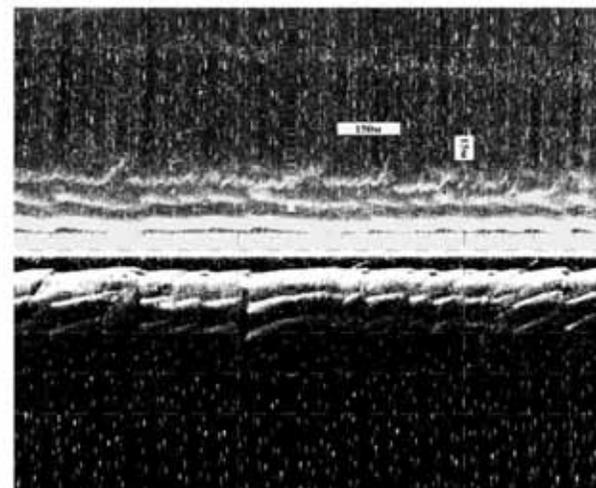
ДИНАМИКА ПРОДОЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ДНА ВОЛГО-КАСПИЙСКОГО КАНАЛА (по участкам)



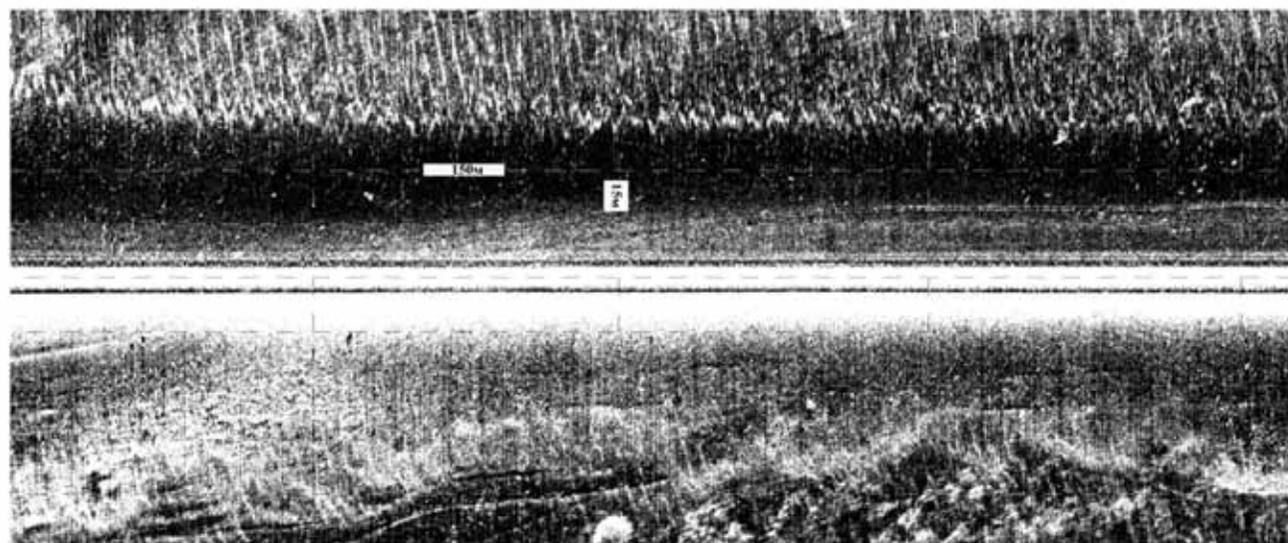
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ВОЛГО-КАСПИЙСКОГО КАНАЛА



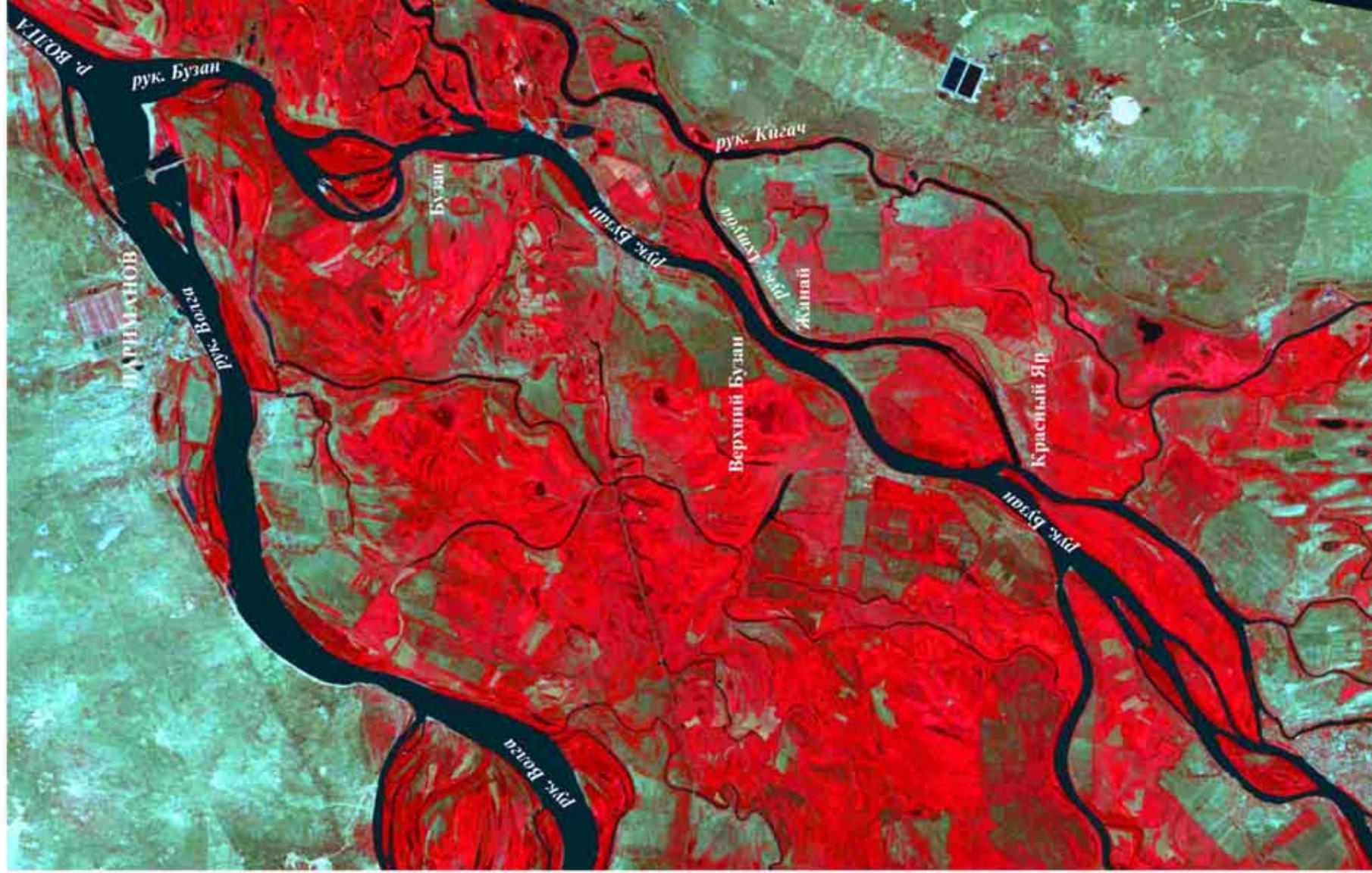
Пост № 15 (о. Искусственный)



Вышка 125,54



Вышка 142,66



Космоснимок Landsat-5 (2007)

РУКАВ БУЗАН

Бузан - второй (после рукава Волга) по водоносности дельтовый рукав. В среднем за год сюда поступает 85,4 км³ (при общем стоке в вершине дельты 243 км³ за период 1961 -1963 гг.).

Длина рукава - 88 км от истока до узла отвления у с. Барановка протоки Васильевской. Ширина русла Бузана в среднем составляет 500-700 м на прямолинейных участках и до 3-4 км в русловых разветвлениях (острова Б. Осередок, Городской). Глубины в верхове рукава колеблются от 3-9 м на перекатах до 20-25 м в плёсах. В нижнем течении рукава Бузан глубины постепенно уменьшаются от 8-16 м в плёсах до 4-5 м на перекатах. По длине от истока до узла отвления протоки Васильевской сформировано не менее 15 очень крупных гряд длиной от 3,5-7,5 до 9-10 км с относительными высотами от 14-16 до 19-25 м. На поверхности этих гряд формируются гряды длиной от 1 до 3,5 км и высотой от 3-4 до 8-10 м. По данным эхолотирования и гидролокации дна на верхнем участке рукава Бузан от истока до прорана Перекоп обнаружена целая иерархия грядового рельефа: 1) макрогряды длиной от 0,9-1,2 до 3-8,4 км с высотами от 6 - 8 до 14 - 22 м; 2) мезогряды длиной от 0,3-0,5 до 1-3,4 км с высотами от 2-3 до 6-8 м и 3) микрогряды длиной от 10-50 до 90-200 м и высотой от 0,1 до 1 м.

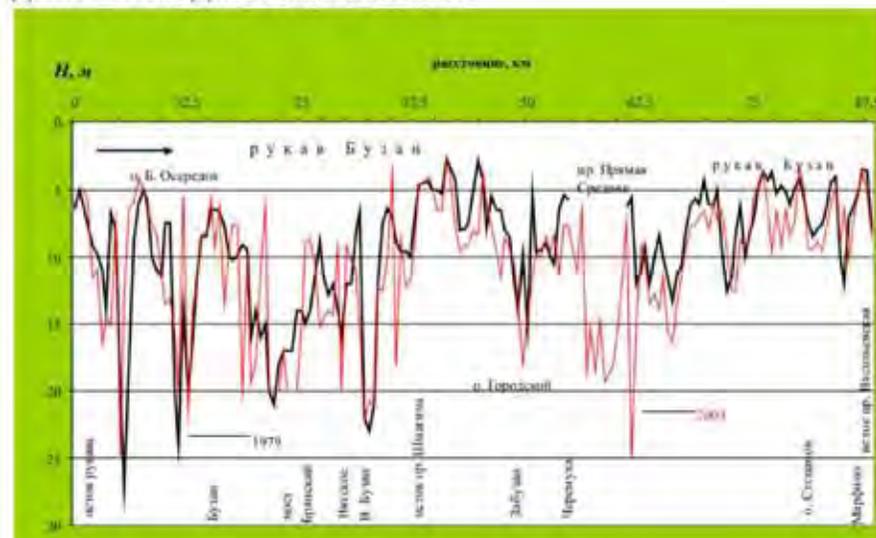


Размыв правого берега Бузана в районе о. Б. Осередок (фото М. Дворникова)

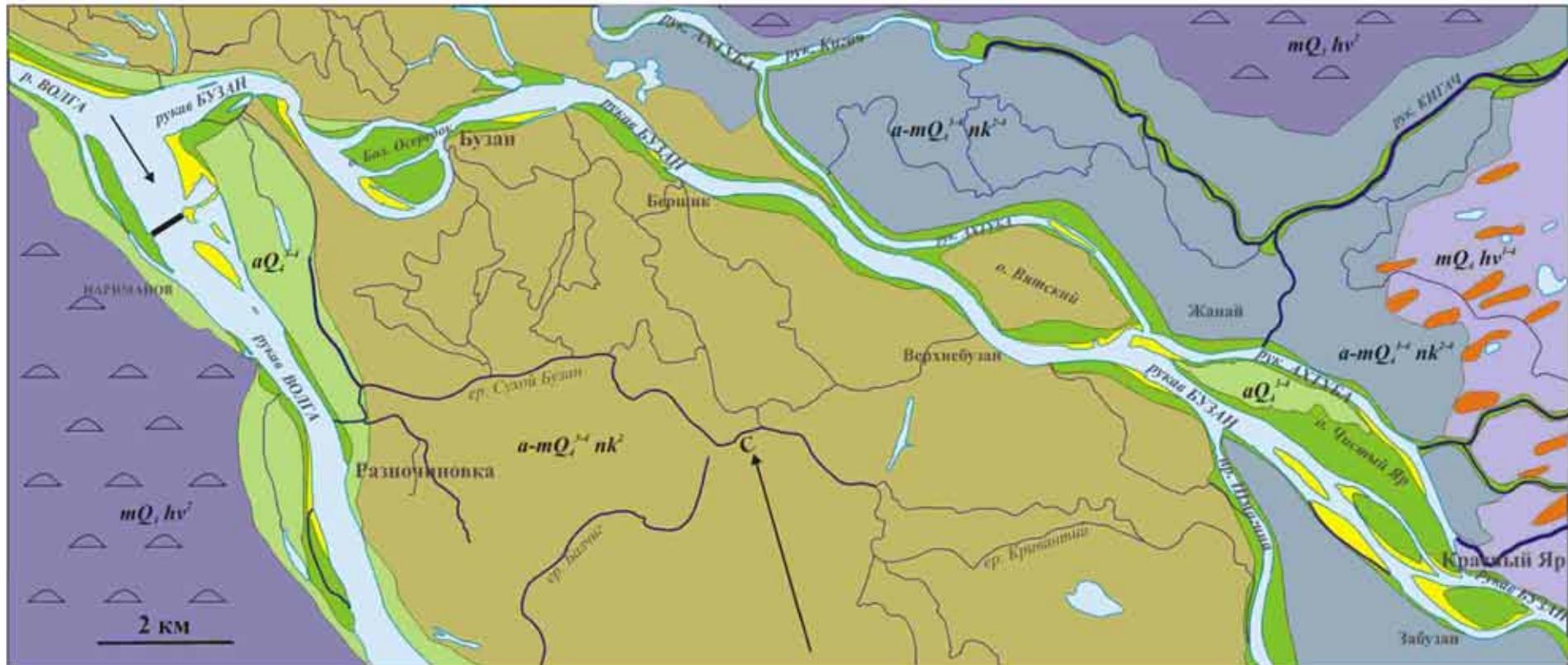
МОРФОЛОГИЯ ДНА ВЕРХОВЬЯ РУКАВА БУЗАН



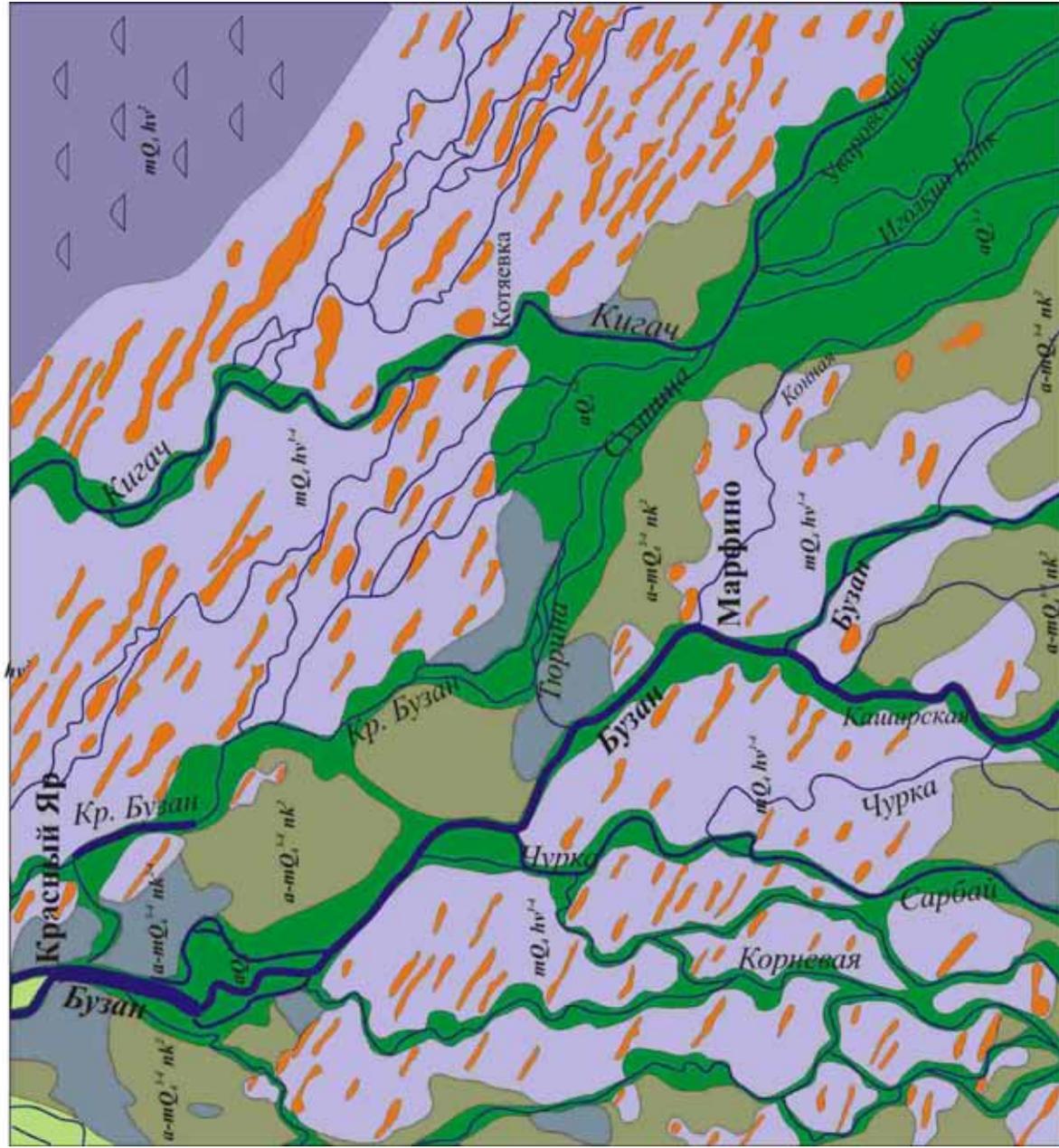
ДИНАМИКА ДНА РУКАВА БУЗАН



ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ВЕРХНЕГО БУЗАНА



Условные обозначения: 1 - позднехвалынская морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 2 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 3 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 4 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 5 - старая пойма, 6 - зрелая пойма, 7 - молодая пойма, 8 - гидрографическая сеть, 9 - Волжский гидроузел, 10 - водные акватории, 11 - бугристые пески, 12 - бэровские бугры



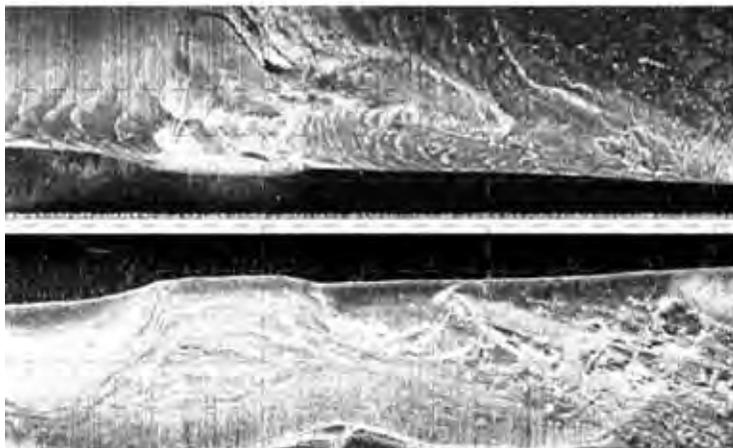
Условные обозначения: 1 - поднехвалынская морская равнина, переработанная эоловыми процессами, 2 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 3 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 4 - новокаспийская поволевая равнина, 5 - старая пойма, 6 - молодая пойма, 7 - водные акватории, 8 - гидрографическая сеть, 9 - бугристые пески, 10 - бэровские бугры

ДИНАМИКА ИСТОКА РУКАВА БУЗАН

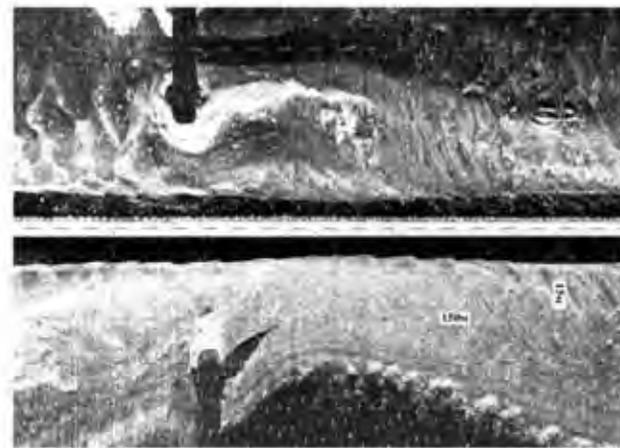


Космоснимок Google Earth 2000 г. (красным пунктиром показан берег 1977 г.)

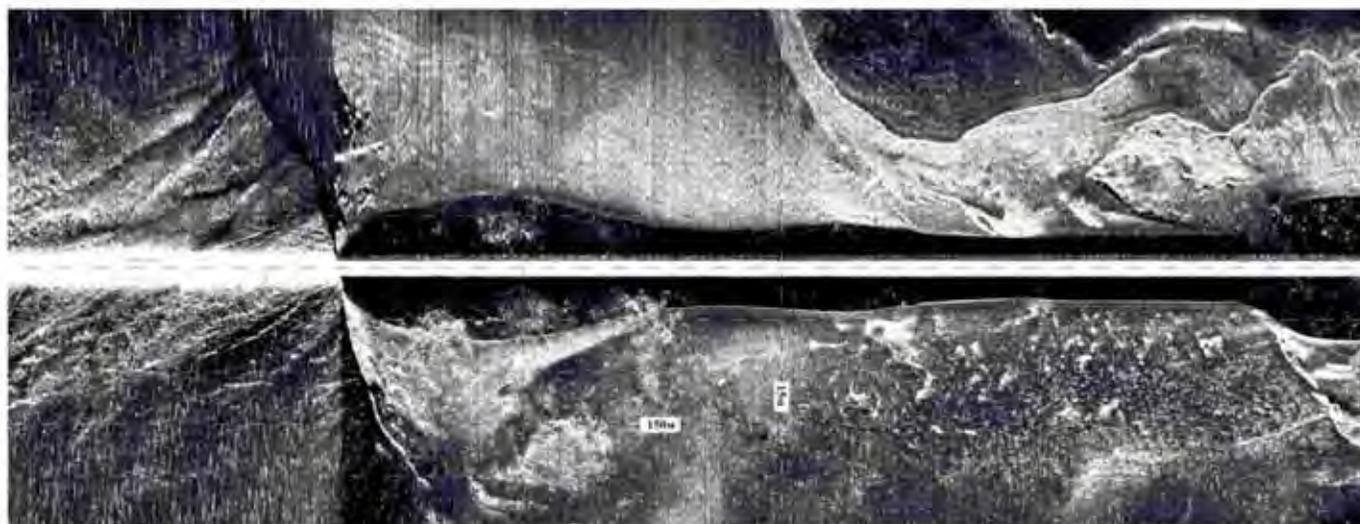
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БУЗАН



Село Бузан



ж/д мост



Узел слияния рукавов Бузана и Ахтубы

ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БУЗАН



с. Красный Яр



Остров Городской

РУКАВ КРИВАЯ БОЛДА



Космоснимок Google Earth 2010

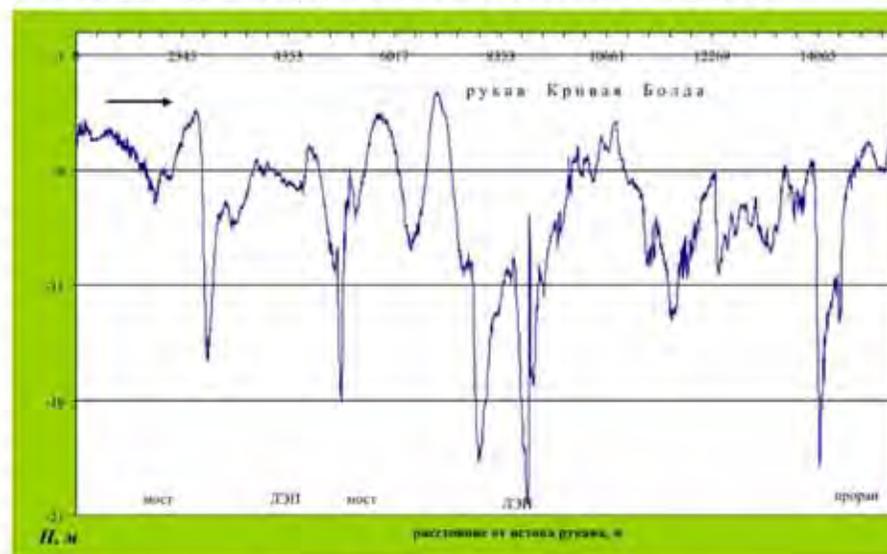
РУКАВ КРИВАЯ БОЛДА

Рукав Кривая Болда от истока до слияния с рукавом Бушма представляет собой сравнительно неширокий (от 500 м в истоке до 200-350 м в среднем и нижнем течении дельтовый водоток, где глубокие плёсы (от 10 до 16 м) чередуются с относительно мелкими перекатными участками (от 5 до 3,5 м). Наиболее глубокие врезы русла обнаружены в плёсовой ложине ниже по течению от ж/д Верхнего Болдинского и а/д Киркилинского мостов (до 16 м), в Киркилинском колене (до 17 м) и в районе трассы газопровода (до 14 м). Наиболее мелкими участками являются перекиды перед ж/д Верхним Болдинским мостом, ниже ответвления прорана Маневка и Яманцугский перекид, где глубины уменьшаются до 3,2-3,5 м. По данным продольного эхолотирования в русле рукава Кривая Болда обнаружено 4 очень крупные гряды (излучины) длиной 2,9 км с относительной высотой от 10 до 14 м. На их поверхности сформированы 15 крупных гряд (перекиды, побочни) длиной от 0,9 до 1,4 км с высотами от 2-3 до 10 м.

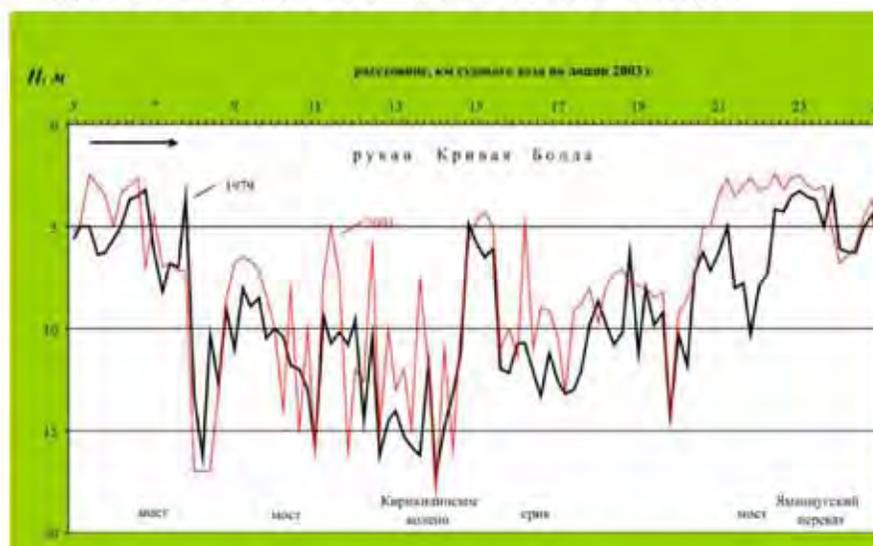


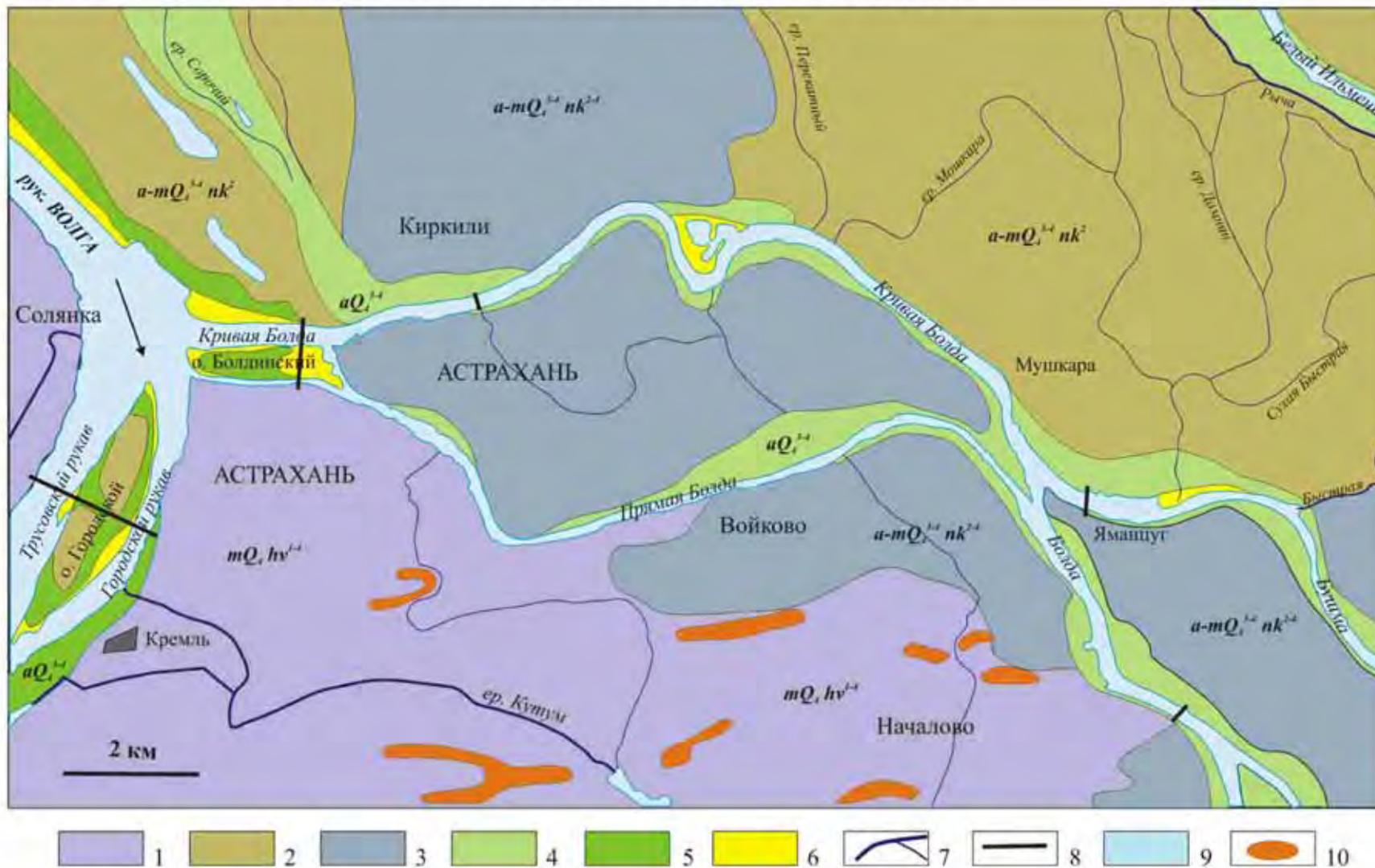
Автомобильный мост (с. Яманцуг)

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА КРИВАЯ БОЛДА



ДИНАМИКА ДНА РУКАВА КРИВАЯ БОЛДА





Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 3 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 4 - старая пойма, 5 - зрелая пойма, 6 - молодая пойма, 7 - гидрографическая сеть, 8 - гидротехнические сооружения, 9 - водные акватории, 10 - бэровские бугры

ДИНАМИКА ИСТОКОВ РУКАВОВ КРИВАЯ И ПРЯМАЯ БОЛДА



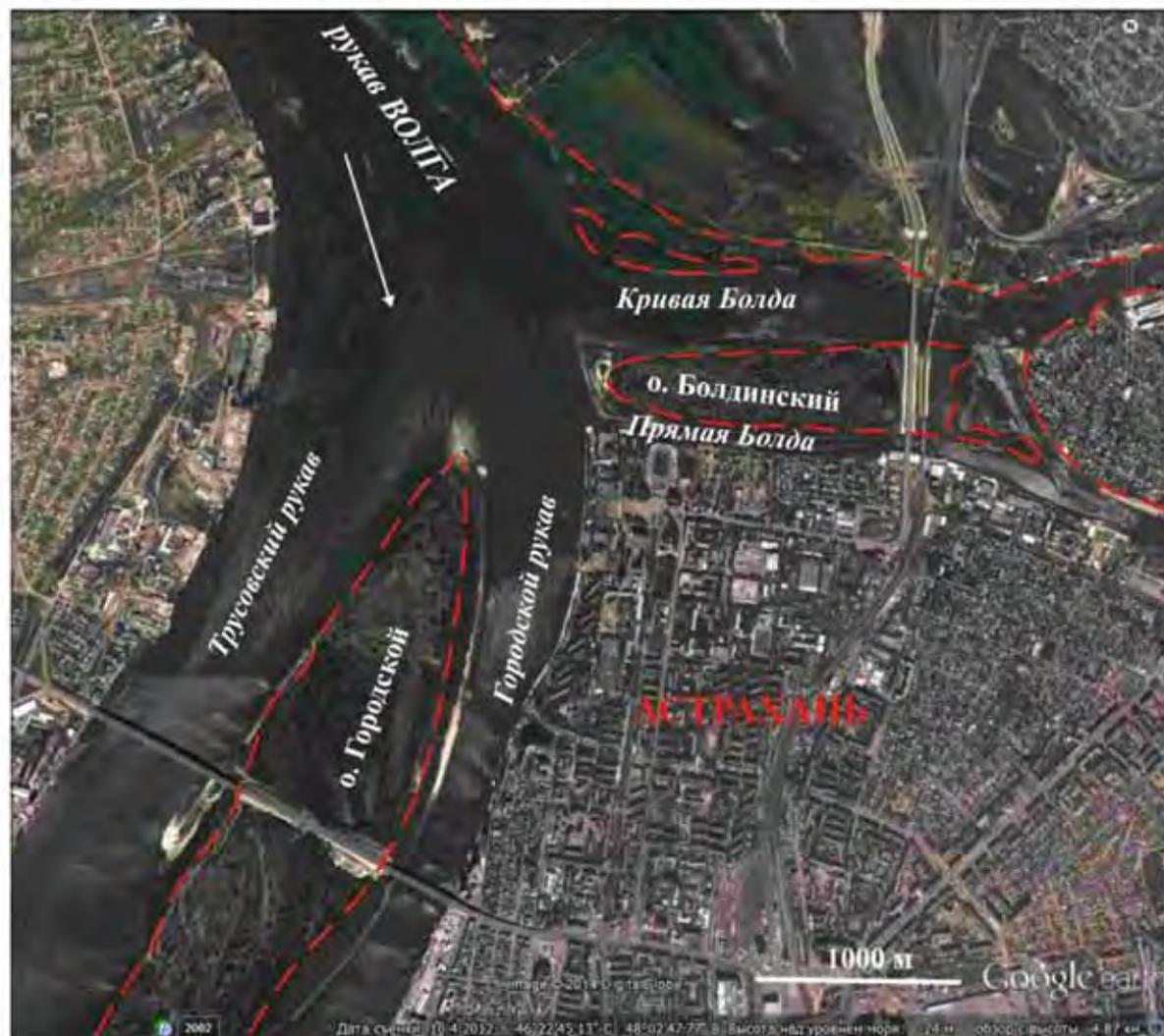
Заход в Кривую Болду



Остров Городской
(фото М. Дворникова)

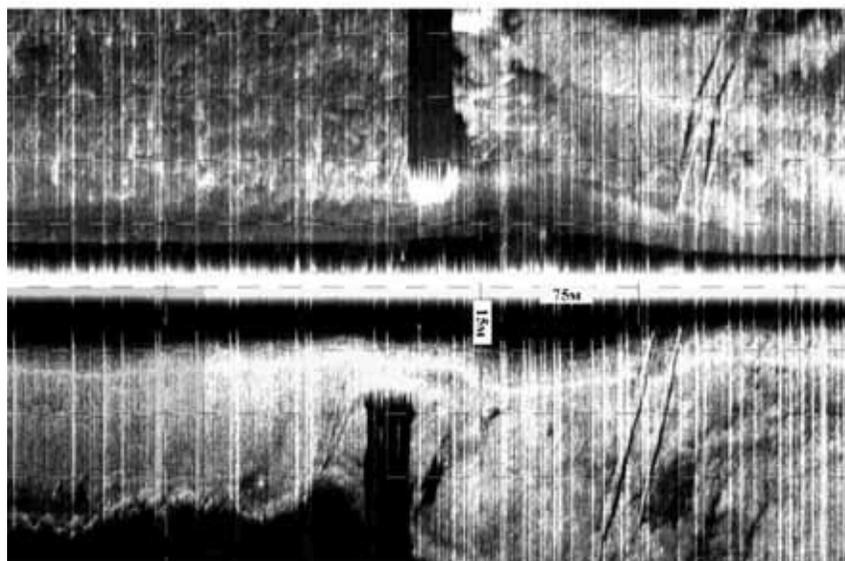


Остров Болдинский
(фото М. Дворникова)

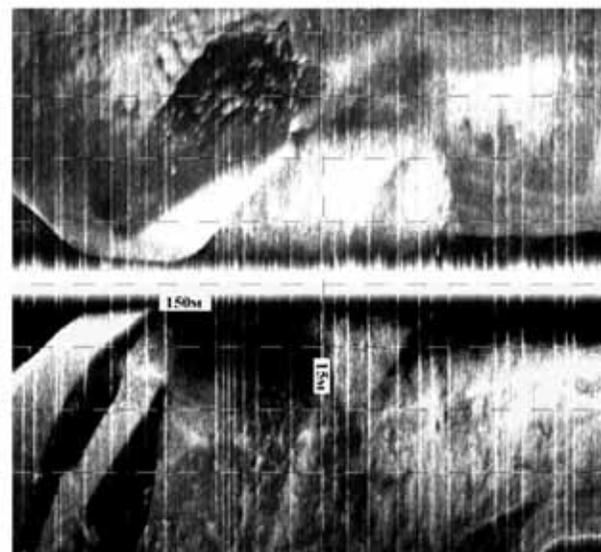


Космический снимок Google Earth 2012 (красный пунктир - берег 1961 г.)

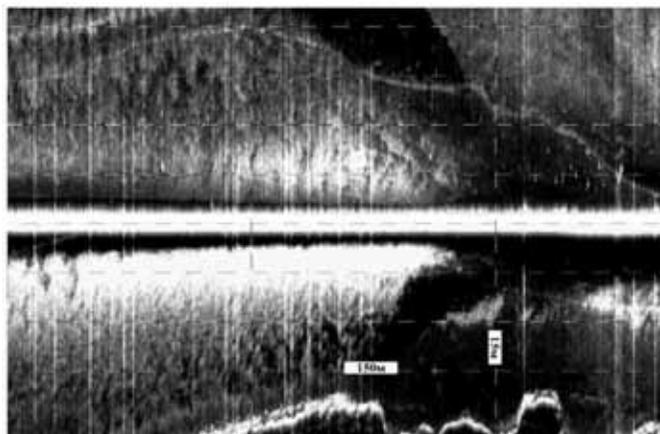
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА КРИВАЯ БОЛДА



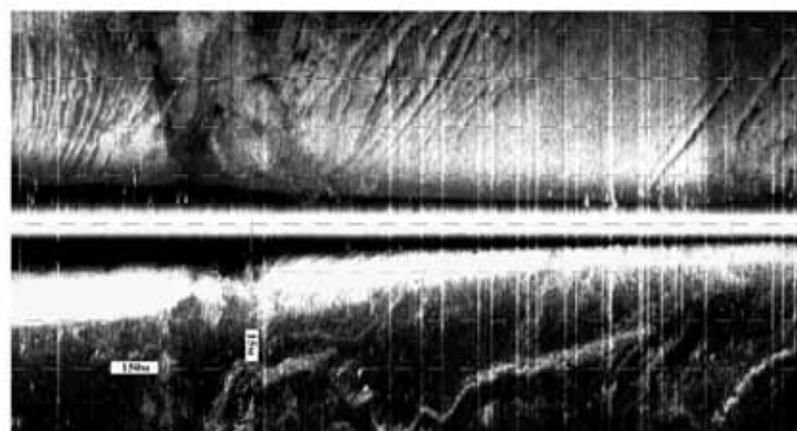
Автомост



Киркилинское колено

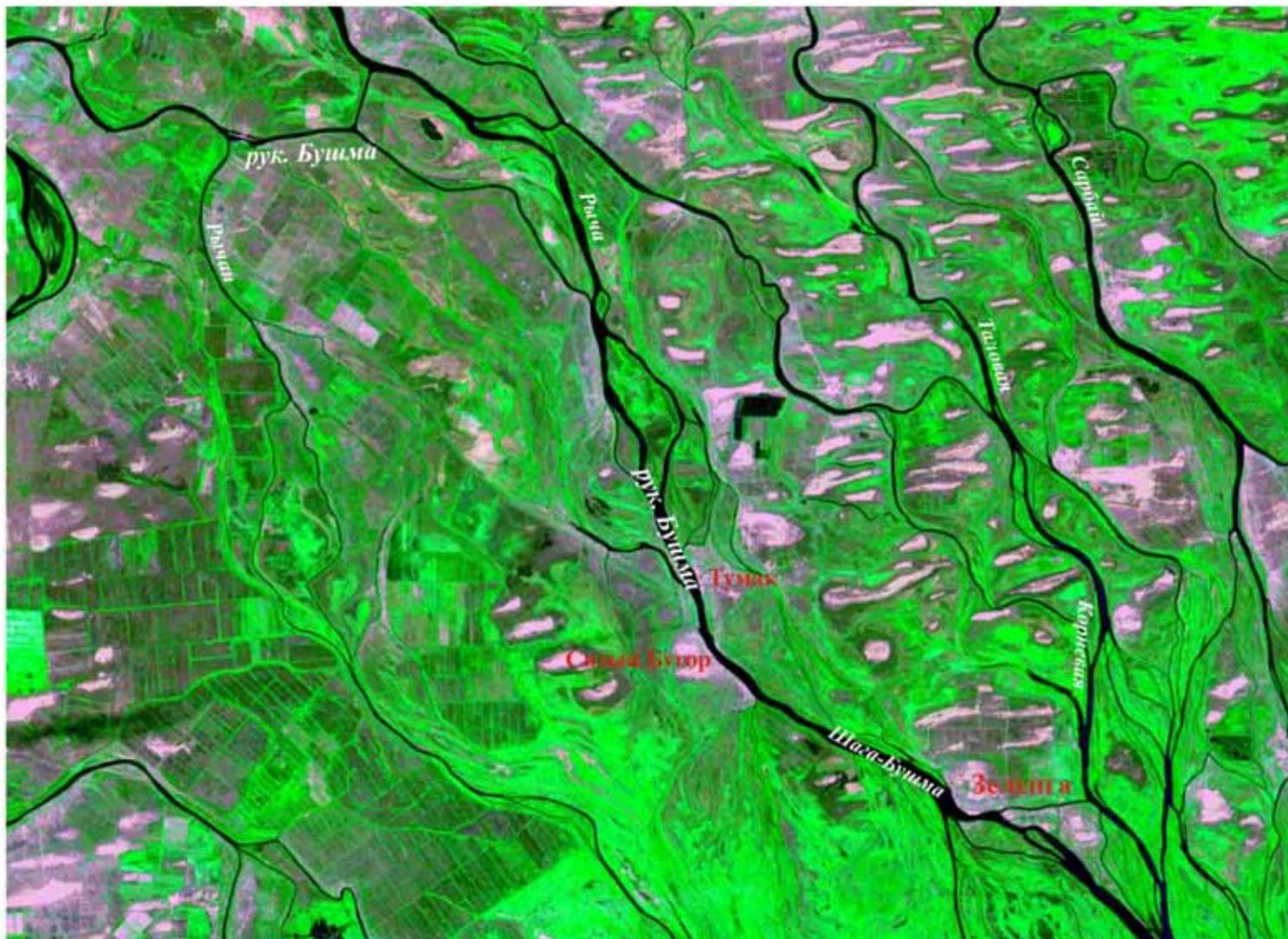


с. Мушкара



с. Яманцуг

РУКАВ БУШМА

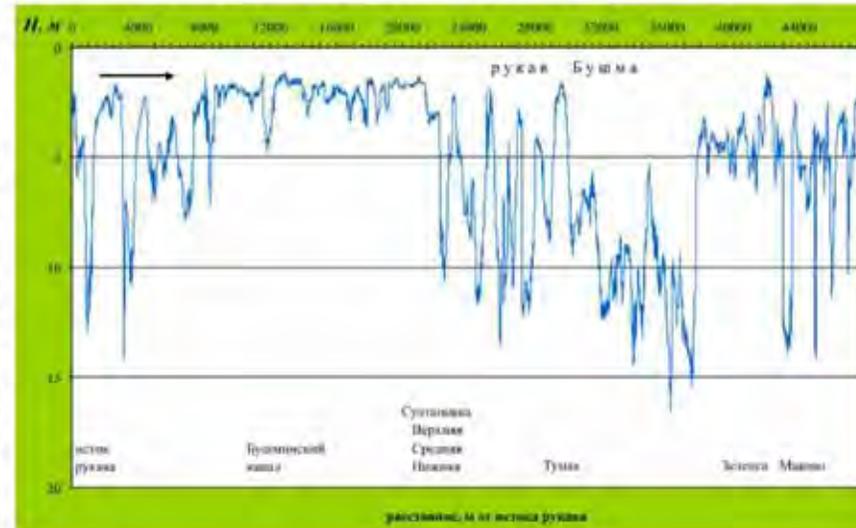


Космоснимок SPOT-5 (2006)

РУКАВ БУШМА

Рукав Бушма от истока протоки Быстрой продолжает Криую Болду на расстоянии 45 км до начала Белинского Банка. Ширина русла в пойменных берегах составляет 100-200 м до слияния с протокой Белый Ильмень. Отсюда она увеличивается до 400-1000 м в русловых расширениях (о. Верх. Султановский, о. Снастной). От ухвостья о. Бернштау до с. Зеленга средняя ширина рукава Бушма составляет 300-400 м, а затем до Белинского Банка не превышает 400 м. В верхнем и нижнем течении рукава глубины не превышают 3-5 м за исключением редких переуглублений русла до 7-12 м. В средней части рукава Бушма наблюдается частое чередование перекатов с глубинами до 3 м и плёсов с глубинами 10-20 м. В рукаве Бушма по данным гидролокации выделяются три очень крупные гряды (перекатные участки) длиной от 3-4 до 10-18 км с высотами от 5 до 14 м. На их поверхности сформированы 22 крупные гряды (излучины, перекаты) длиной от 1-2 до 4-5 км высотой от 2-4 до 6-9 м. Ниже с. Зеленга длина и высота всех макроформ руслового рельефа резко уменьшается. Верхнее течение рукава Бушма от истока до Бушминского канала представлено ровным ячеистым песчаным дном с редкими рифелями. Более крупные гряды (дюны длиной до 30 м) появляются в узле слияния рукава Бушмы с протокой Белый Ильмень (о. Верх. Султановский), дно которой на всем протяжении сложено песчаными дюнами. От островов Султановских до с. Зеленга на дне часто вскрываются глины с полосчатой микротекстурой (перевал Султановский-Судачий Яр, с. Сизый Бугор). Глины часто прикрыты тонким слоем рифельных песков (перекат Тумак, топя Комсомольская). Ниже с. Маково до Белинского переката в рукаве Бушма появляются локальные переуглубления овальной формы (зимовальные ямы) и выходы литифицированных песчаных гряд, расположенных поперек русла.

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА БУШМА

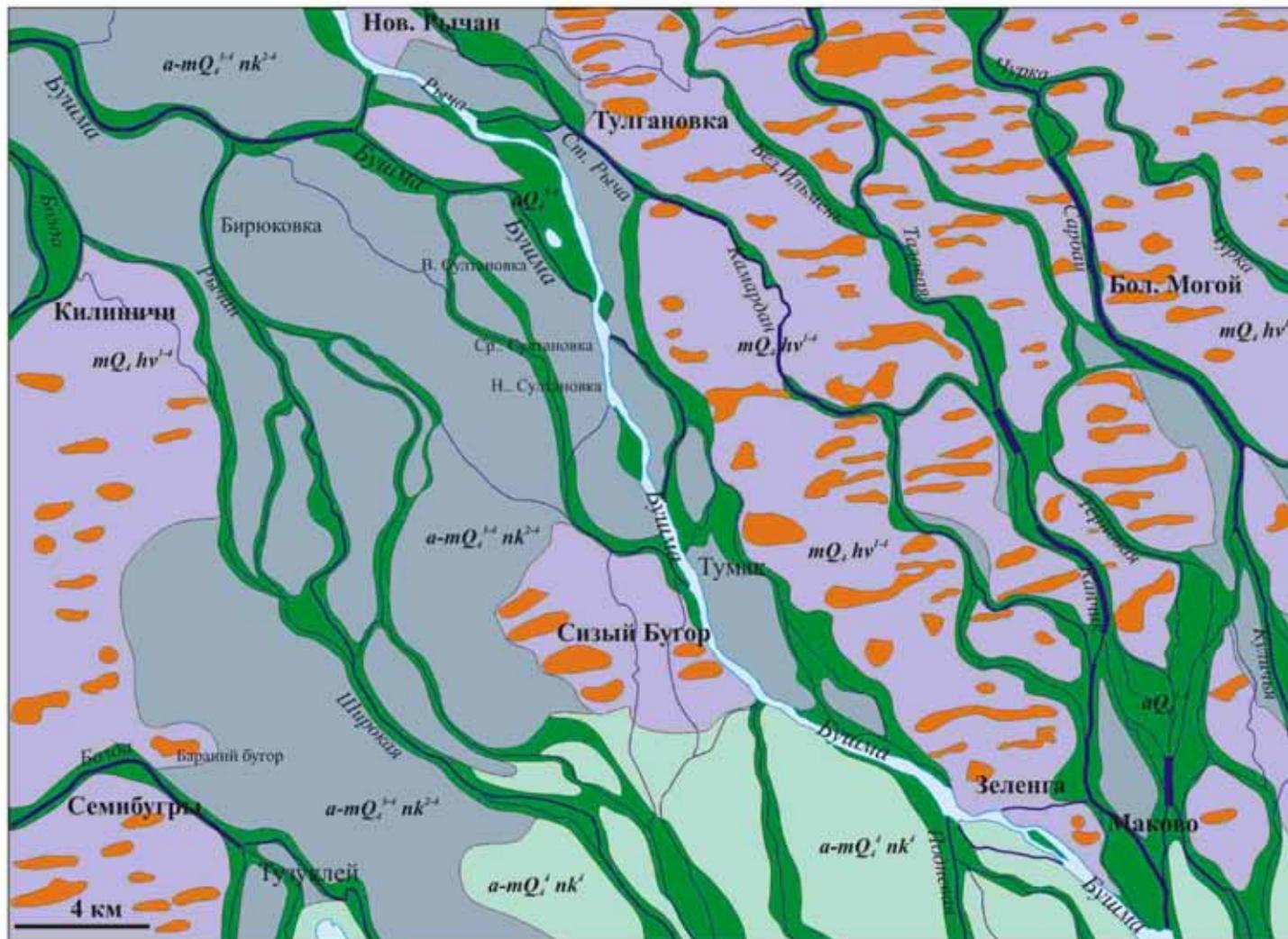


ДИНАМИКА ДНА РУКАВА БУШМА



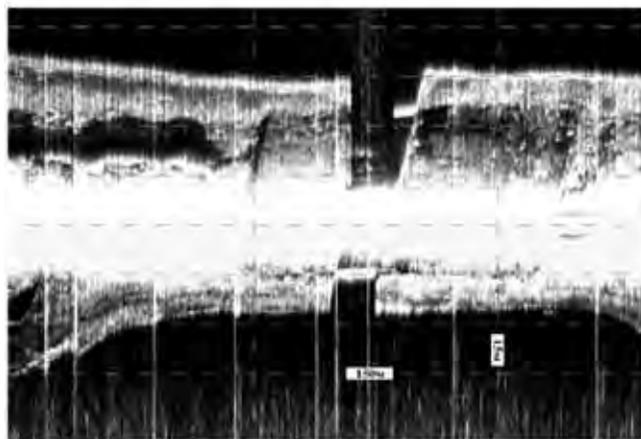
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА РУКАВА БУШМА

ЛИСТ 6-6

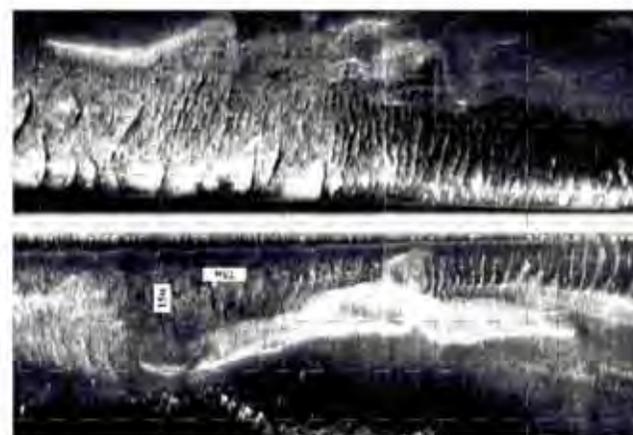


Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - современная культурно-дельтовая равнина, 3 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 4 - пойма, 5 - водные акватории, 6 - гидрографическая сеть, 7 - бэровские бугры

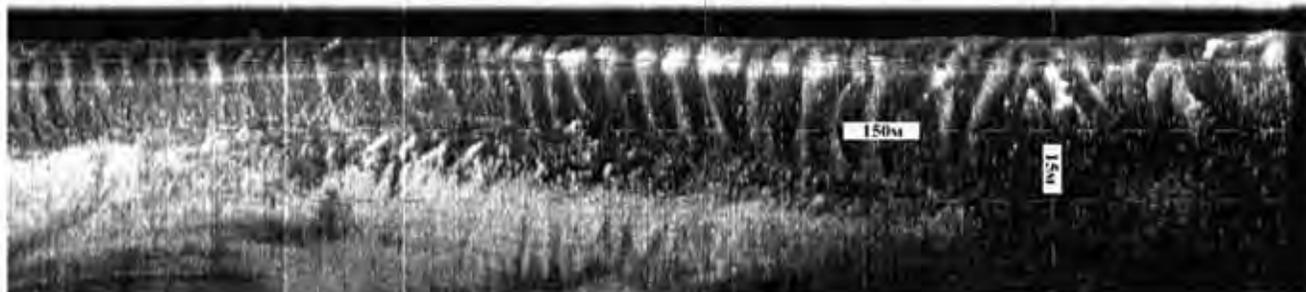
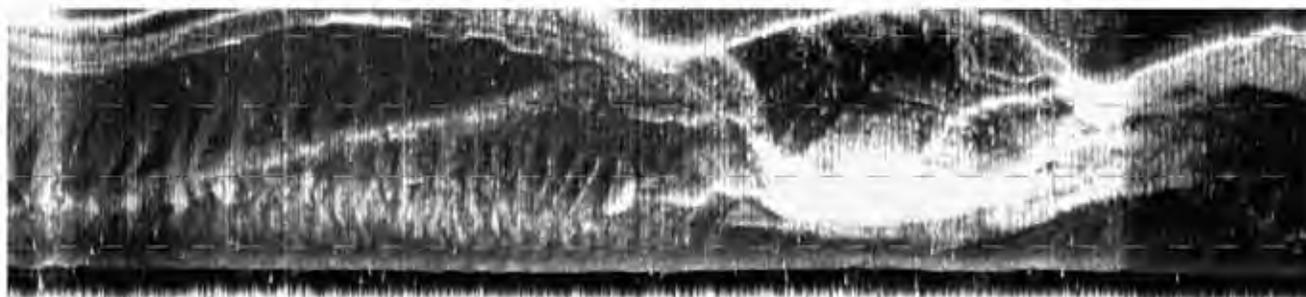
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БУШМА



Бушминский гидроузел

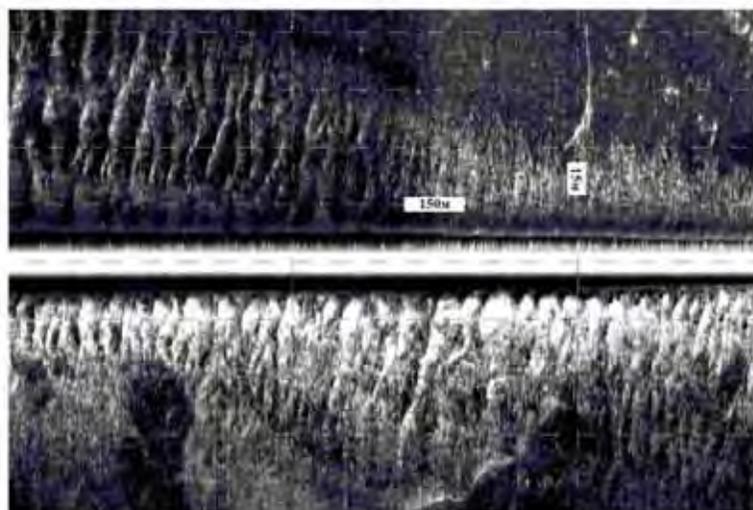


остров Снастной

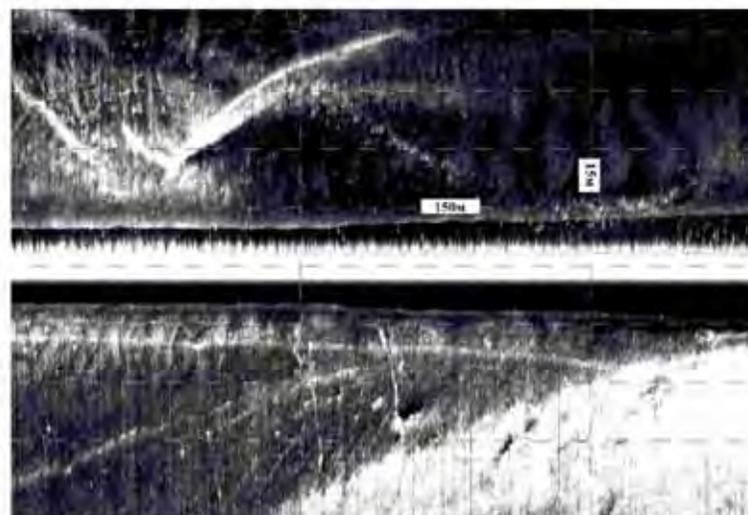


с. Верхняя Султановка

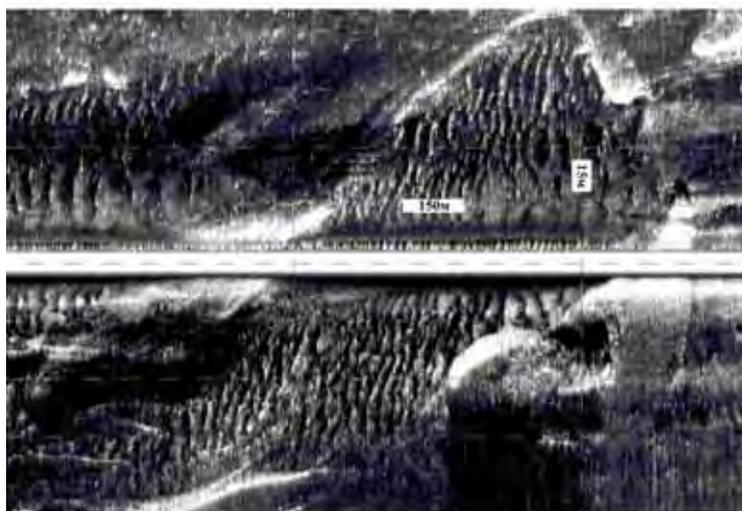
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БУШМА



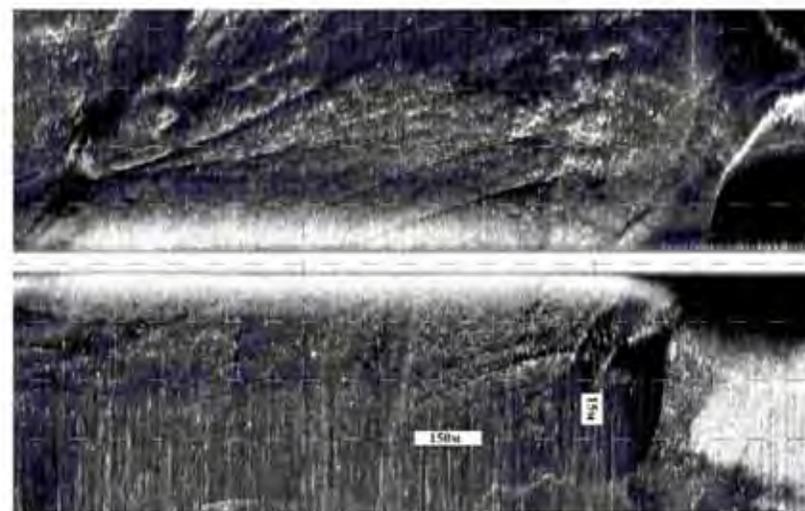
с. Тумак



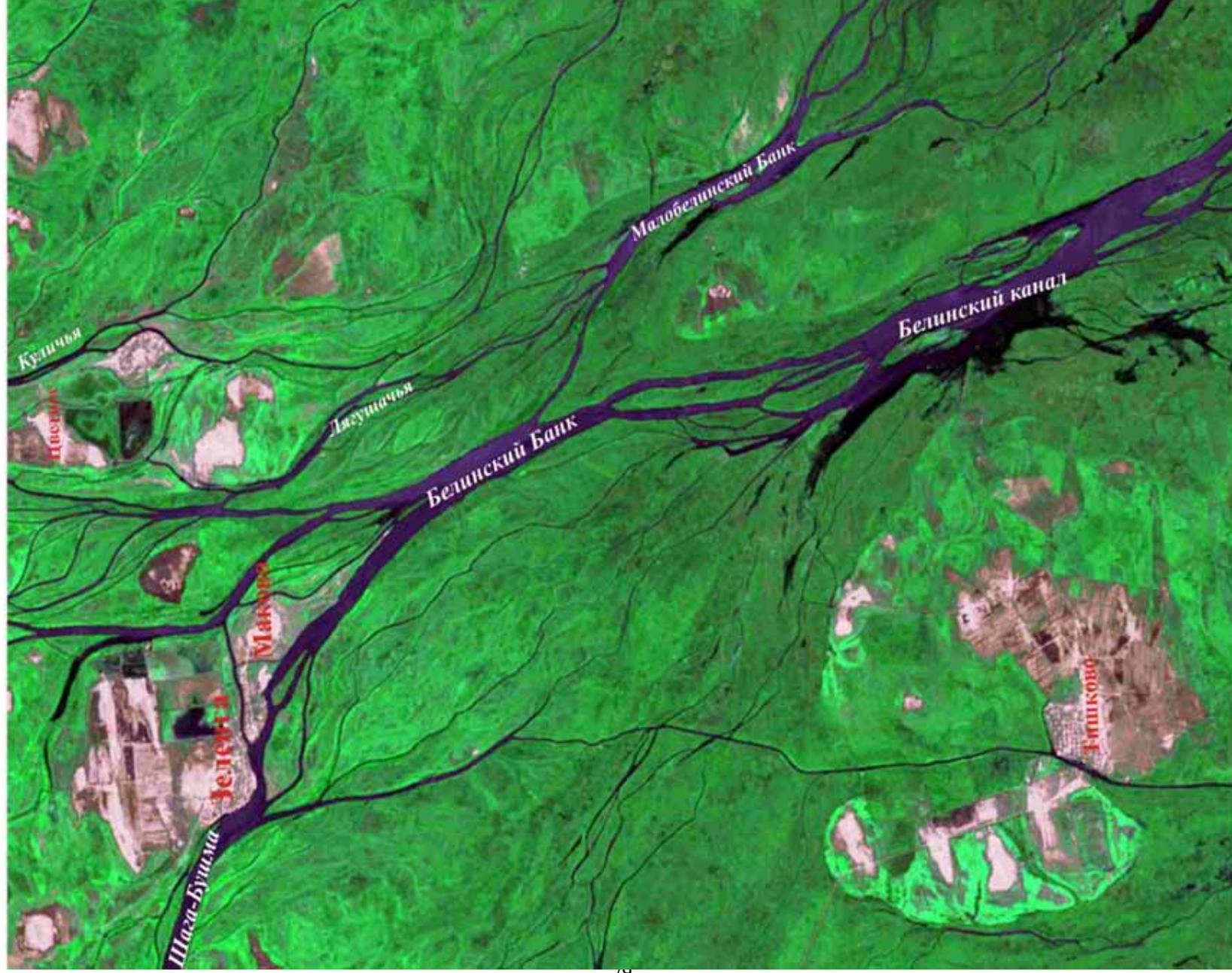
с. Сизый Бугор



протока Кустовая



с. Зеленга



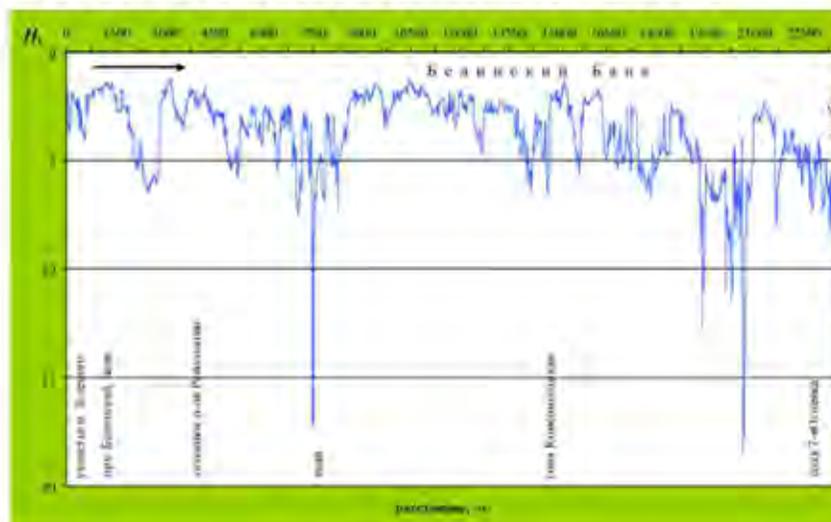
Космоснімок Landsat-5 (2007)

БЕЛИНСКИЙ БАНК

Белинский Банк начинается от узла слияния рукава Бушма и протоки Корневая в районе переката Белинский Банк (73 км судового хода от пристани №17 г. Астрахани), где происходит резкое расширение русла от 5 до 9 км, которое ниже по течению начинает заполняться длинными (до 35 км) и узкими (не более 4 км) дельтовыми островами под названием о-ва Революции. Собственно Белинский Банк в этой части дельты Волги представляет собой слабоизвилистый рукав шириной 150–200 м и весьма изменчивыми глубинами от 3 до 10 м, который заканчивается обширной мелководной акваторией с глубинами 2,1–2,5 м на слиянии с Большим Белинским Банком (ширина от 16 до 25 км, длина – 60 км). В районе тони Комсомольской эта мелководная акватория начинает заполняться целой россыпью дельтовых островов, между которыми Белинский Банк прослеживается в виде узкого (до 100 м шириной) рукава с глубинами от 2,3 до 11,4 м на расстоянии 14 км до выхода на открытое устьевое взморье Волги, где Белинский Банк канализирован искусственными дамбами.

В пределах Белинского Банка наблюдаются 10 очень крупных гряд длиной от 1 до 3 км и высотами от 2 до 6 м и 17 крупных гряд (длина – 1–1,5 км, высота – 1–2 м). По данным гидролокационной съемки 1996 г. на поверхности этих макро- и мезоформ от переката Белинский Банк до тони Комсомольской встречаются участки рифельного дна (гряды длиной до 10 м и высотой до 0,1 м), чередующиеся с относительно выровненным песчаным дном, осложненным выходами литифицированных коренных гряд и переуглубленными котловинами овальной формы (длина от 80 до 180 м, ширина – от 40 до 80 м). Ниже тони Комсомольской до 12-ой Огневки дно Белинского Банка ровное, илистое.

МОРФОЛОГИЯ ДНА БЕЛИНСКОГО БАНКА

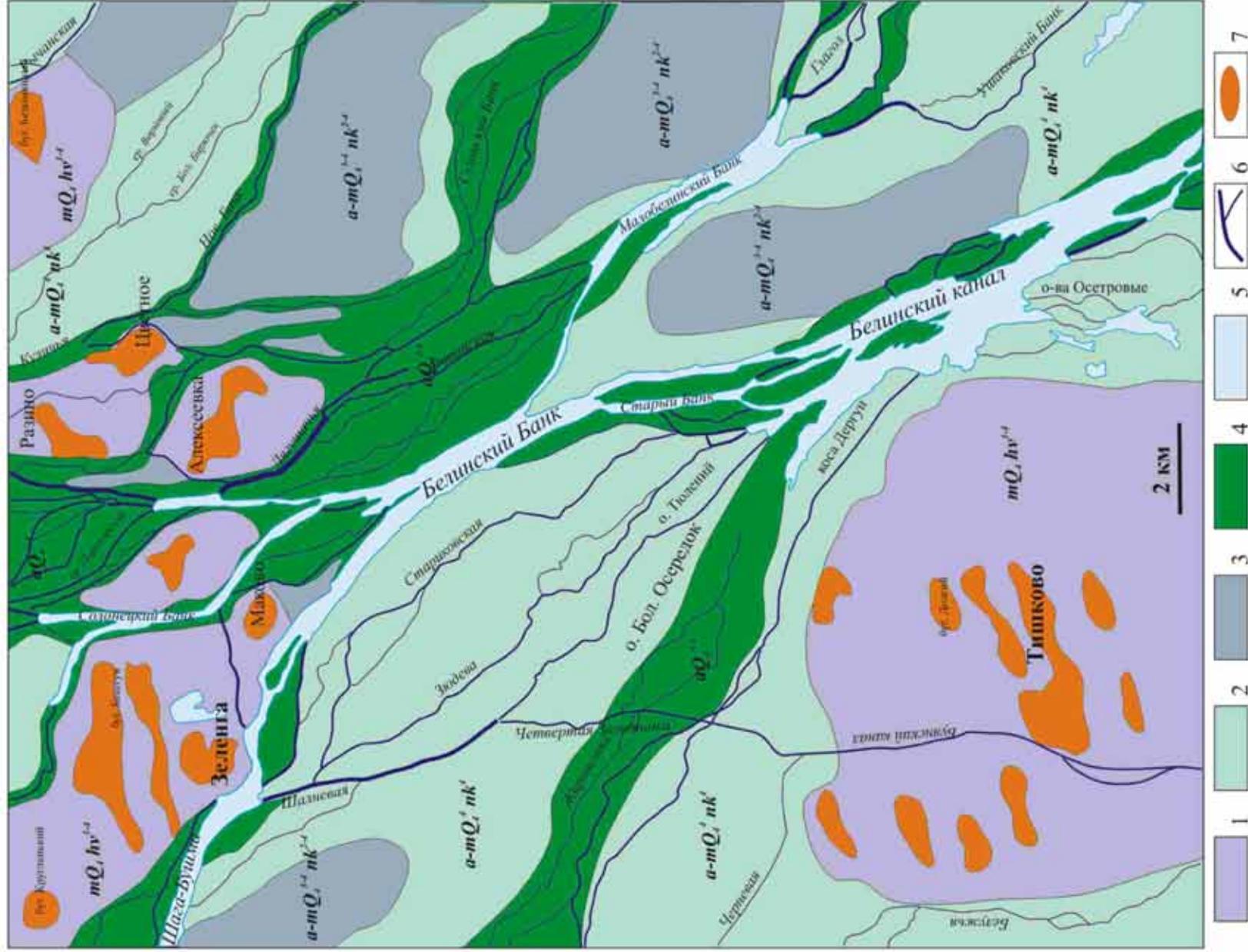


ДИНАМИКА ДНА БЕЛИНСКОГО БАНКА



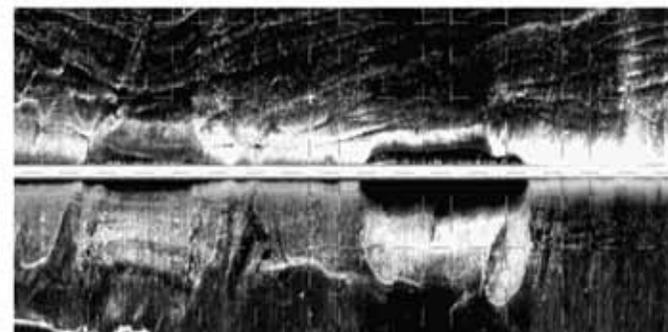
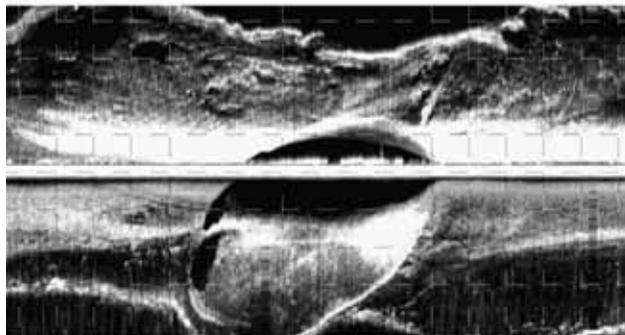
ЛИСТ 7-6

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА БЕЛИНСКОГО БАНКА

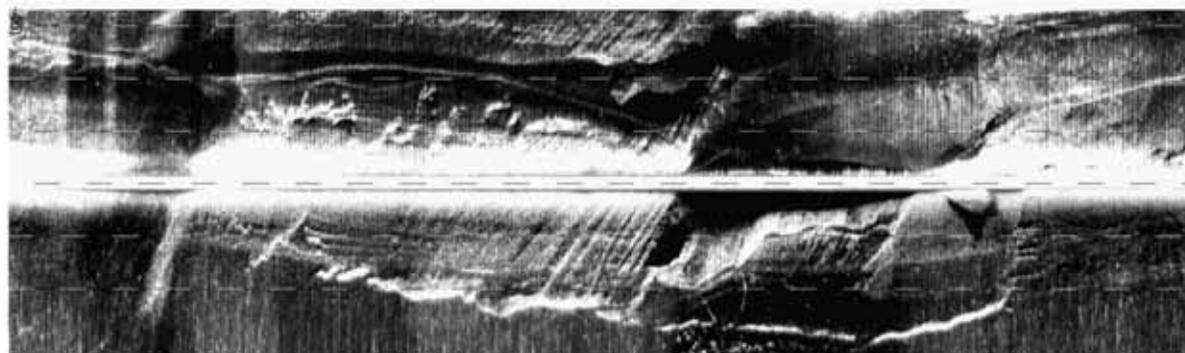


Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - современная кулунно-дельтовая равнина, 3 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 4 - пойма, 5 - водные акватории, 6 - гидрографическая сеть, 7 - бэровские бугры

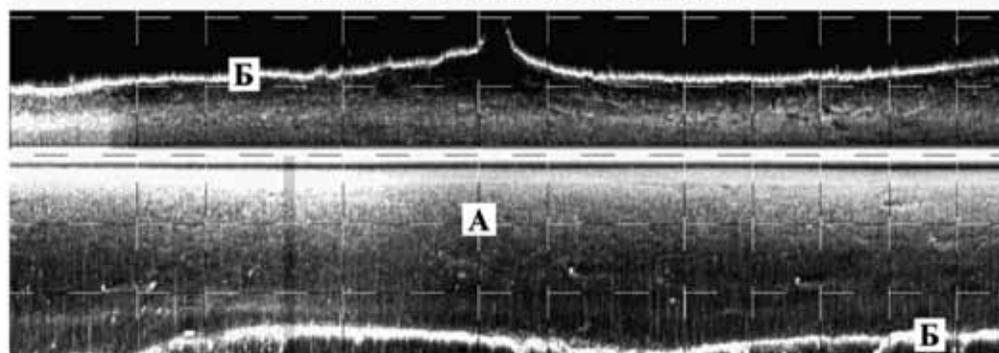
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА БЕЛИНСКОГО БАНКА



Зимовальные "ямы"



Литифицированные песчаные гряды



Илистое дно канала (А) и тростниковые берега (Б)



Космоснимок Landsat-5 (2007)

РУКАВ БОЛДА

Рукав Болда начинается ниже Ямангутского прорана, продолжая рукав Прямую Болду на расстоянии 35 км до узла разветвления на протоки Трехизбенка и Тузуклей.

Ширина рукава Болда не превышает 200-400 м, достигая в русловых разветвлениях 1,4 км (о. Киличчинский, о. Большой).

Глубины в рукаве колеблются от 2-4 на перекатах до 10-13 м в плёсах.

По данным эхолотирования и гидролокационного картирования морфология дна рукава Болда характеризуется наличием нескольких структурных уровней руслового рельефа. Наиболее крупные из них - *перекатные участки* протяженностью от 5-6 до 8 км. Здесь распространены *мезоформы* - перекаты длиной от 0,9-1,1 км в русловых разветвлениях до 2,1-2,3 км на прямолинейных участках. Внутри перекатов формируются *побочки* длиной от 0,25 км и высотой 2-2,3 м в русловых разветвлениях. На прямолинейных участках протяженность этих гряд возрастает до 0,5-0,75 км, а высота снижается до 0,4-0,7 м.

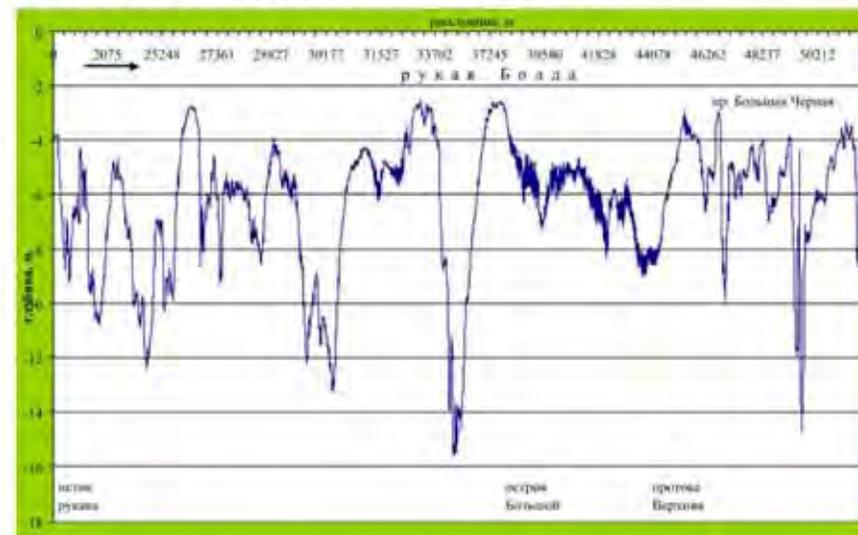
Микроформы руслового рельефа (дюны) имеют различную форму и дифференцируются по длине и высоте в зависимости от морфо-динамического типа русла. На участках русловых разветвлений дюны имеют протяженность от 50 до 90-100 м при средней высоте от 0,5-0,7 до 1 м. На прямолинейных участках длина дюн составляет 50-130 м, в высота - 0,6-0,7 м.

Ультрамикроформы (*рябь, рифели*) распространены на всех участках русла рукава Болда. Длина этих грядовых форм составляет 10-15 м, а высота не превышает 0,1-0,2 м.

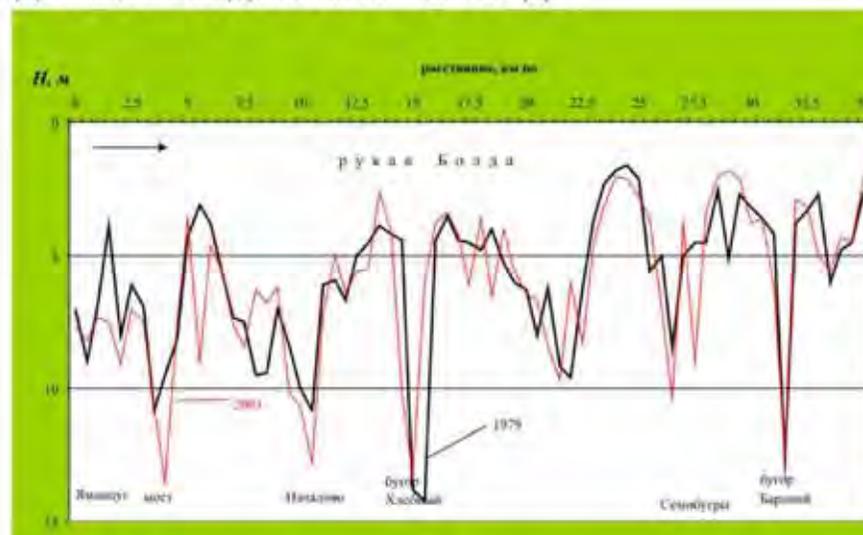


Рукав Болда у с. Началово

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА БОЛДА



ДИНАМИКА ДНА РУКАВА БОЛДА

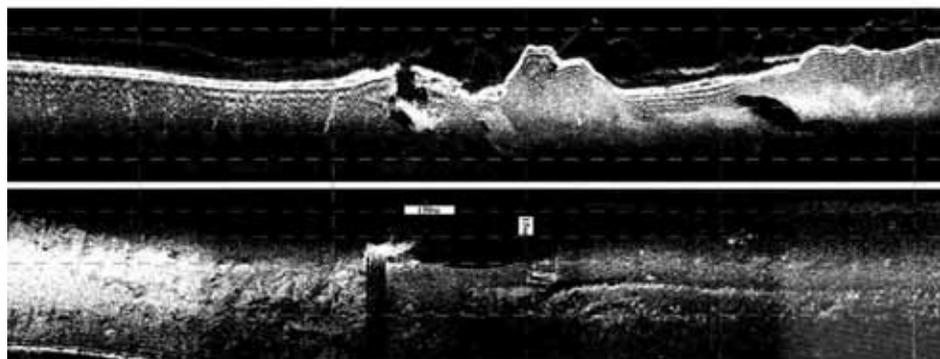


ЛИСТ 8-6
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА РАЙОНА РУКАВА БОЛДА

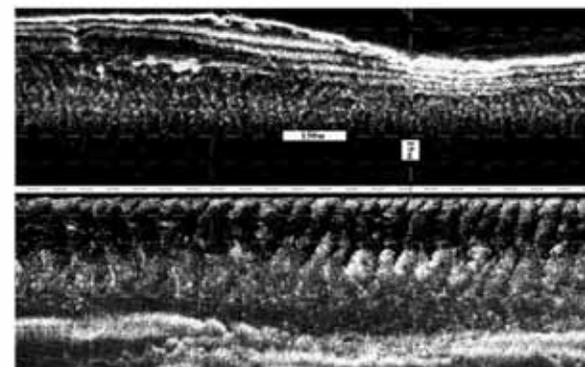


Условные обозначения: 1 - новокастийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - уллучайская старично-проточная дельтовая равнина, 3 - новокастийская цокольная дельтовая равнина, 4 - пойма, 5 - водные акватории, 6 - гидрографическая сеть, 7- бэровские бугры

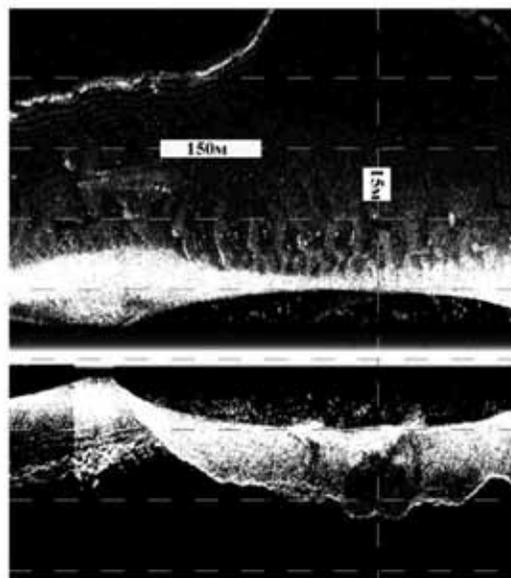
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БОЛДА



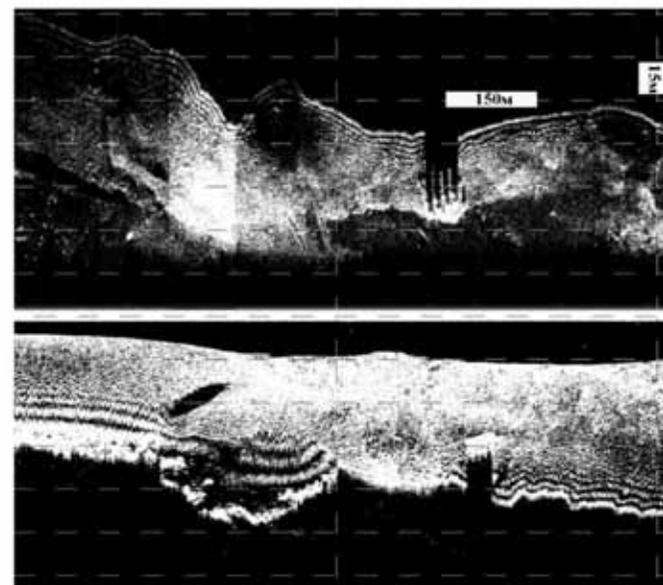
автомост (с. Началово)



ерик

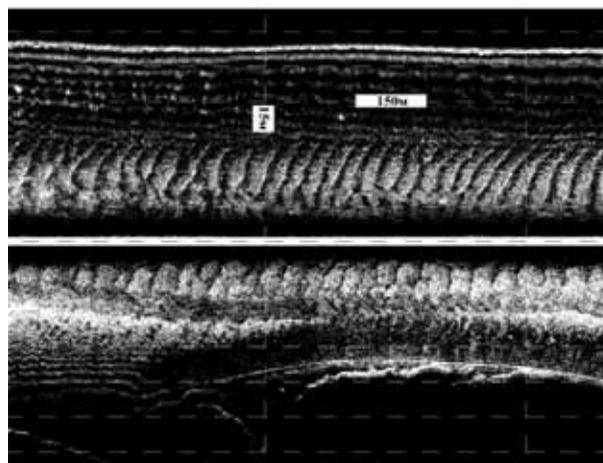


протока Бол. Черная

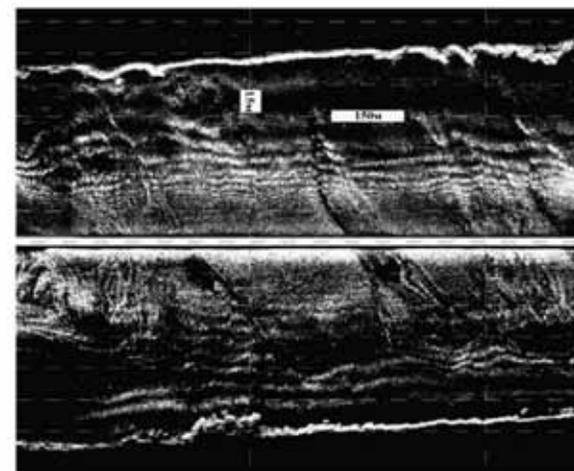


автомост Разборский

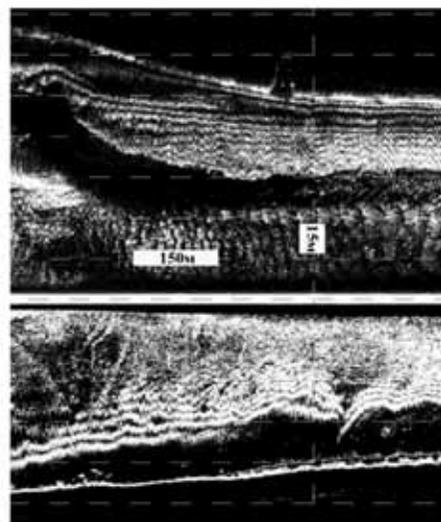
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА БОЛДА



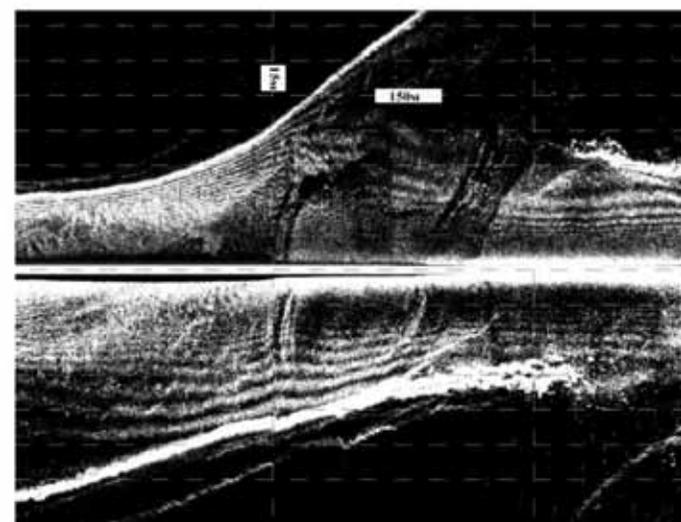
район протоки Табола
(песчаные гряды в русле и глинистые отмели)



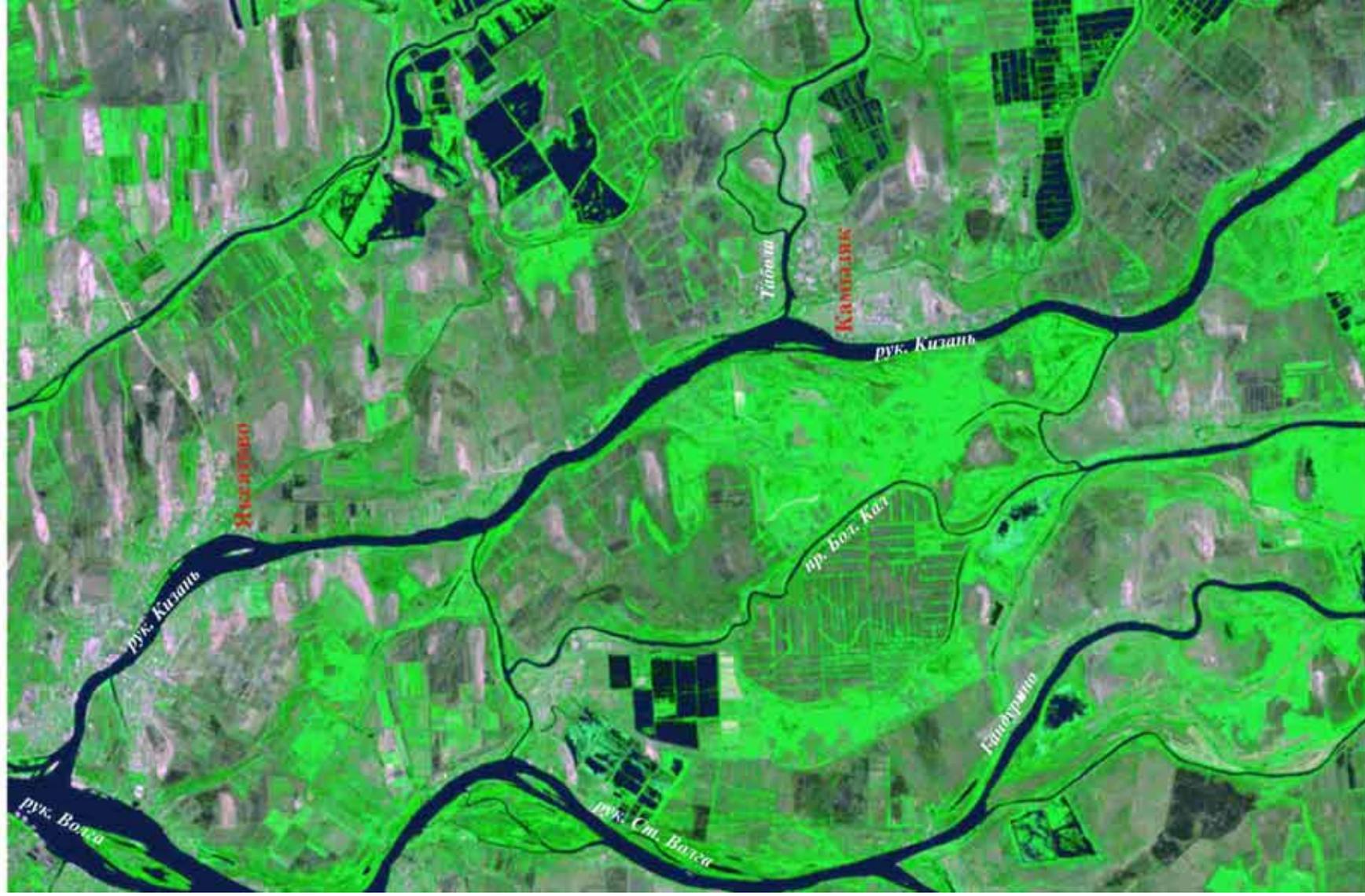
ерик Гусёк
(поперечные структуры на глинистом дне)



сужение русла (песчаные гряды в русле
и глинистые прибрежные отмели)



район протоки Каралат
(поперечные структуры на глинистом дне)



Космоснимок Landsat-5 (2007)

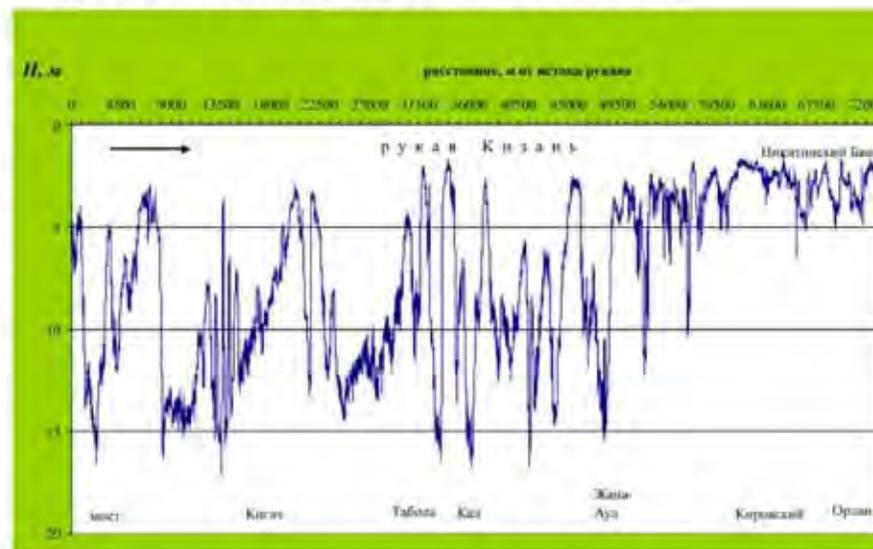
РУКАВ КИЗАНЬ

Исток рукава Кизань находится в 10 км ниже по течению от причала № 17 г. Астрахани. Вдоль русла Кизани его морфометрические характеристики постепенно уменьшаются вниз по течению: ширина меженного русла от 400 до 70 м, средняя глубина от 15 до 3 м, средние расходы от 1000 до 650 м³/с. В рукаве Кизань от истока до узла разветвления на Рыгый, Кулагинский и Никитинский банки наблюдается 7 очень крупных гряд длиной от 4-5 до 7,5 км с высотами от 6-8 до 12-13 м. На их поверхности сформированы 25 крупных гряд длиной 1-2 км с высотами от 2-3 до 6-7 м. Рукав Кизань по особенностям морфологии русла и составу русловых наносов можно условно разделить на два участка: 1) от истока до узла разветвления в районе о. Безмяный длиной 45 км, где преимущественно развит мелкогрядовый рельеф с отдельными выходами коренных глин и 2) от оголовка о. Безмяного до узла разветвления на банки длиной 10 км, где неровное глинистое дно изредка перекрывается песчаными мелкими грядами. Анализ данных гидролокации дна и буровых скважин свидетельствует о небольшой мощности песчаных отложений, которые располагаются на глинистом основании (2-3 м). Форма и размеры участков с выходами коренных глин весьма изменчивы и представлены либо локальными глинистыми выступами, либо полосами глинистого дна длиной 400-750 м и шириной до 50 м.



Исток рукава Кизань (фото М. Дворникова)

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА КИЗАНЬ



ДИНАМИКА ДНА РУКАВА КИЗАНЬ





Ильинская воложка
(фото А. Юхименко)

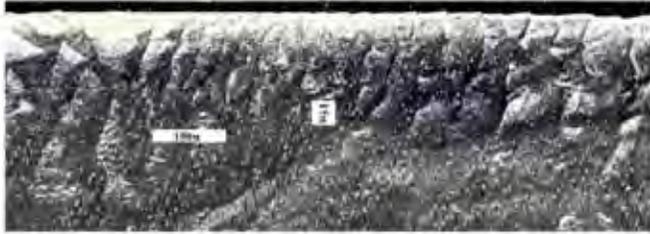


Золотой затон



Космический снимок Google Earth 2010 (красный пунктир - берег 1977 г.)

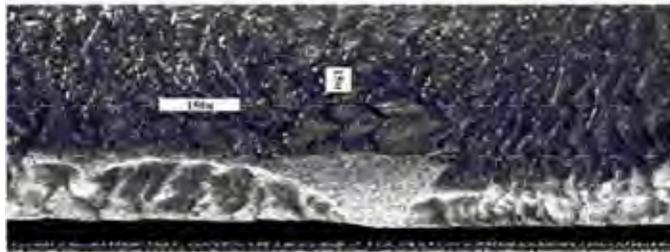
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА КИЗАНЬ



Причалы Стеклозавода



с. Камызяк

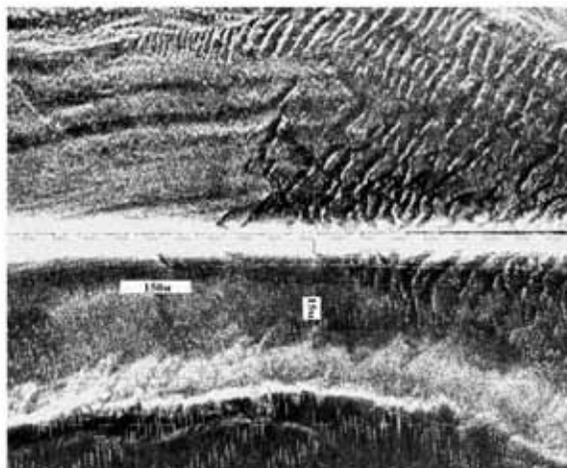


пристань Калиновка

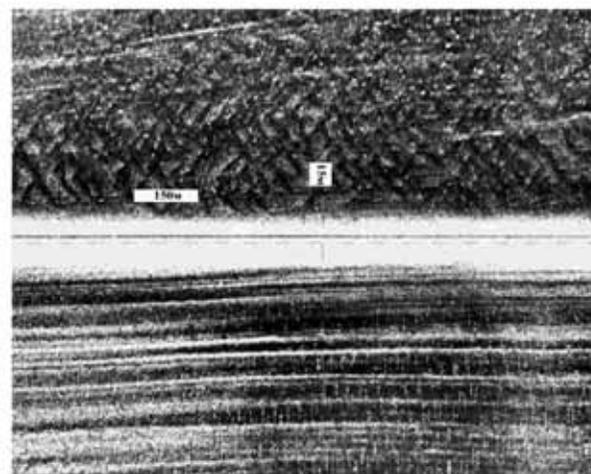


остров Безымянный

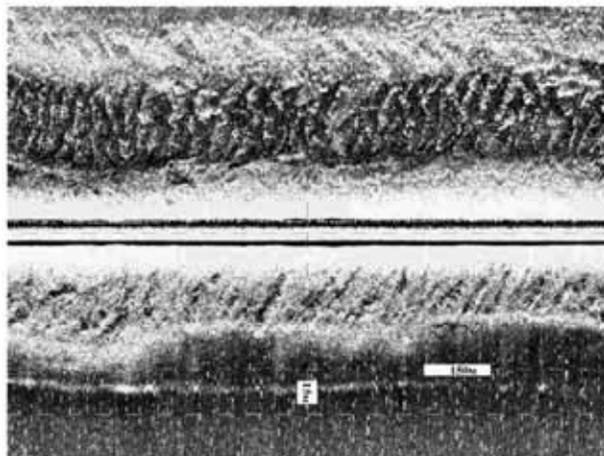
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА НИКИТИНСКОГО БАНКА



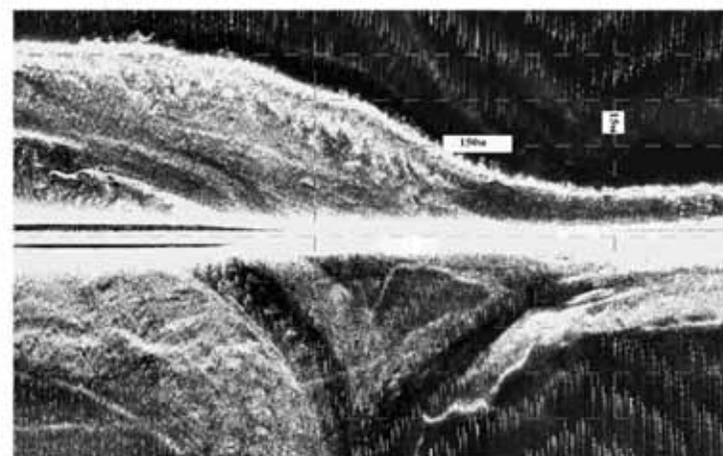
с. Станья (вход в Никитинский Банк)



Оголовок острова Товарного



Ухвостье острова Товарного



Развилка Орлан



Космический снимок Landsat-5 (2007)

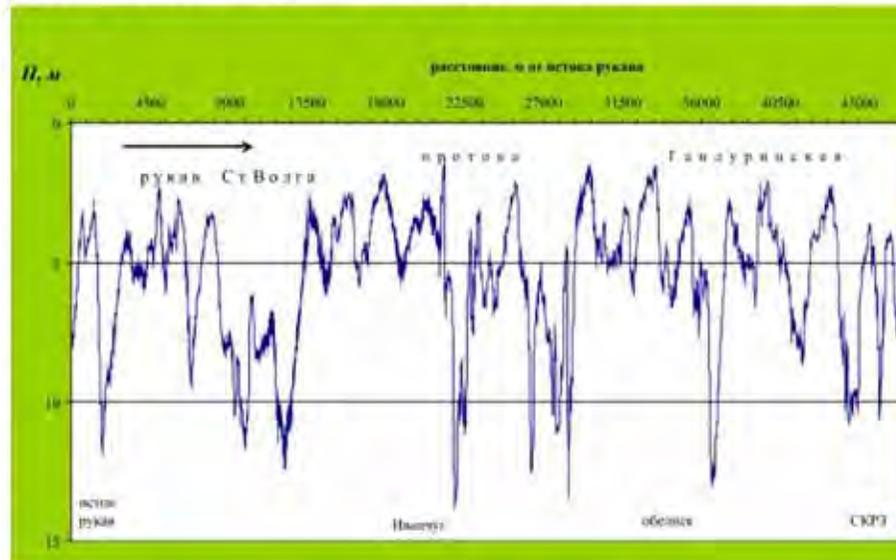
РУКАВ СТАРАЯ ВОЛГА

Исток рукава Старая Волга находится в 18 км от пристани № 17 г. Астрахани в узле разветвления магистрального рукава Волга на Бахтемир и Ст. Волгу. Исток Ст. Волги перекрыт мощной подводной пересыпью с глубинами 3-4 м на расстоянии 1 км, а затем глубины в ней увеличиваются до 10-12 м при ширине русла 200-250 м. Мелкогрядовый рельеф отслеживается по данным гидролокационного картирования. В местных расширениях русла до 500-600 м (перекат Чаганский) ширина зоны формирования грядового рельефа увеличивается до 200 м и появляются две системы песчаных дюн длиной 40-60 м и 15-20 м с высотами соответственно 0,5 и 0,2 м. Уменьшение ширины русла до 250 м при неизменном расходе воды приводит к уменьшению длины дюн до 10-25 м. Ширина зоны с грядовым рельефом составляет здесь не более 100 м. На поверхности песчаных дюн длиной 40-50 м формируются более короткие гряды (10-15 м). Прибрежные отмели в Ст. Волге вдоль размываемого левого пойменного берега имеют ширину до 100 м и сложены глинами с характерной полосчатой структурой. Глины иногда занимают всю ширину русла на расстоянии до 250 м.

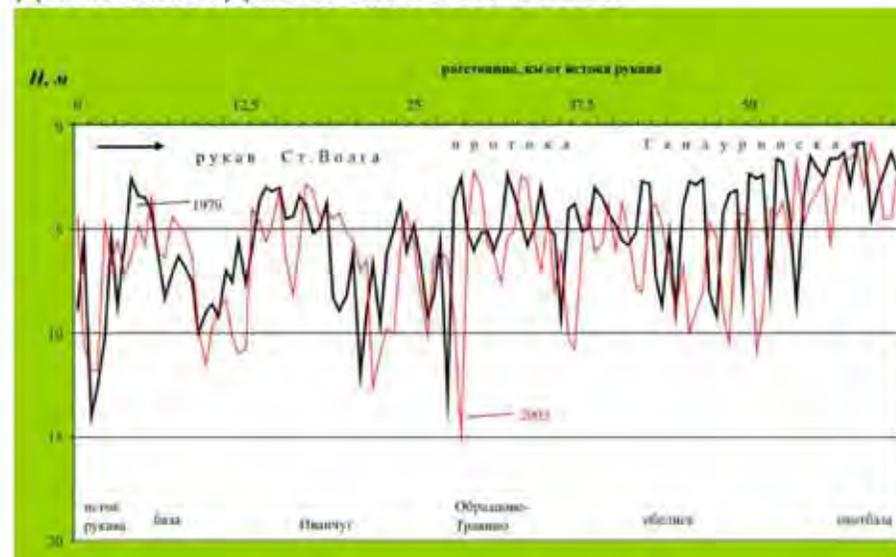


Завод судоремонт в Ст. Волге (фото М. Дворникова)

МОРФОЛОГИЯ ДНА РУКАВА СТ. ВОЛГА

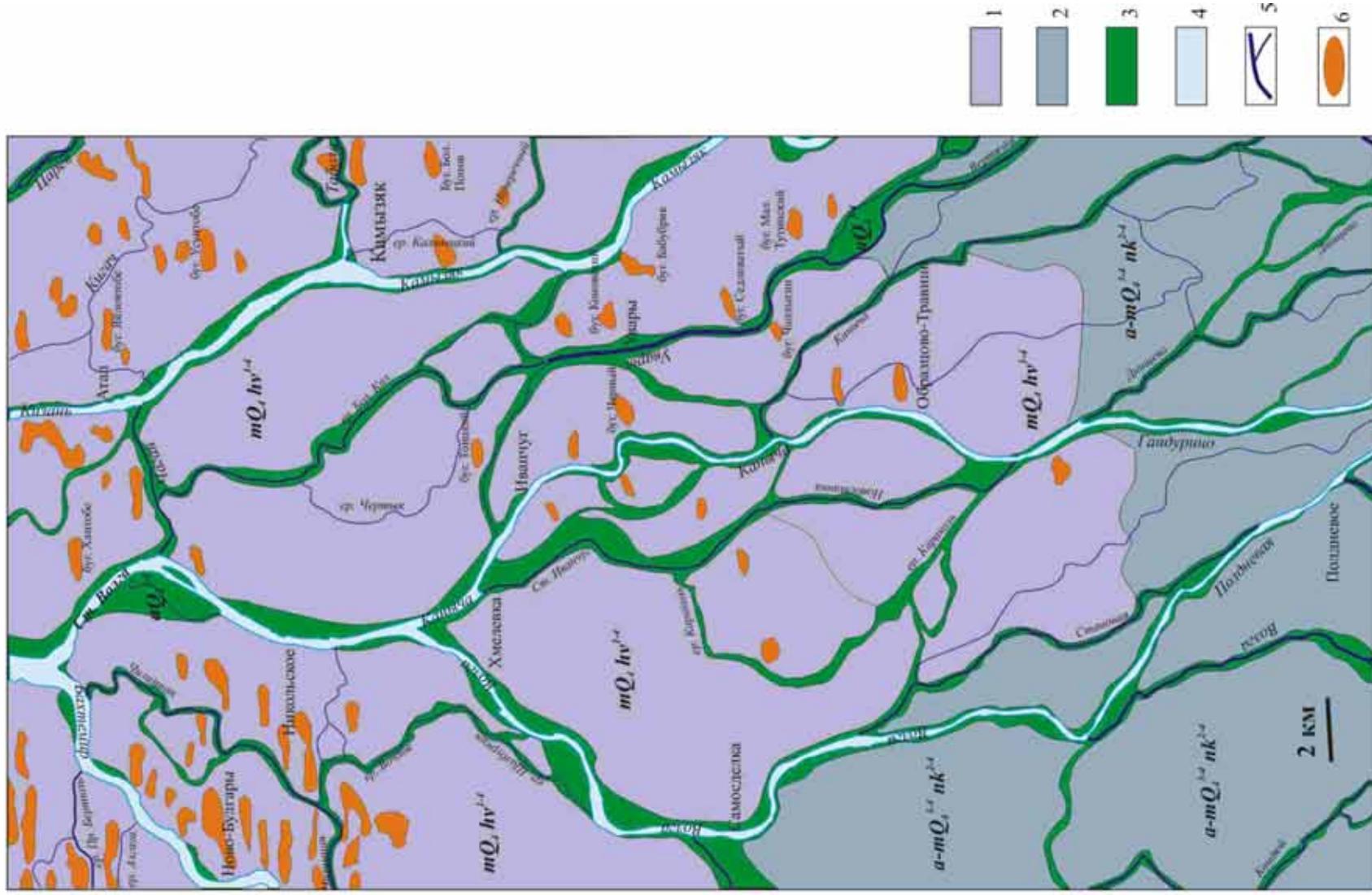


ДИНАМИКА ДНА РУКАВА СТ. ВОЛГА



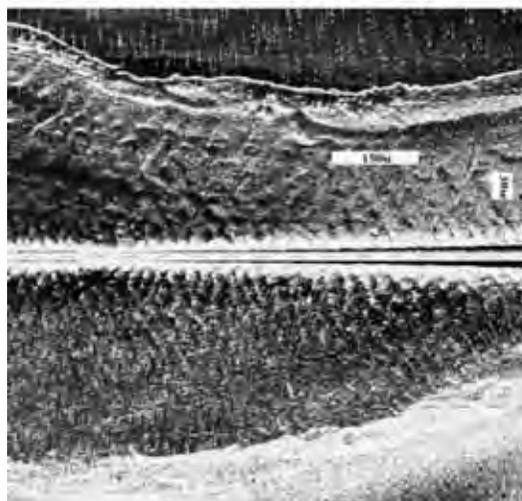
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА
РАЙОНА РУКАВА СТАРАЯ ВОЛГА

ЛИСТ 10-б

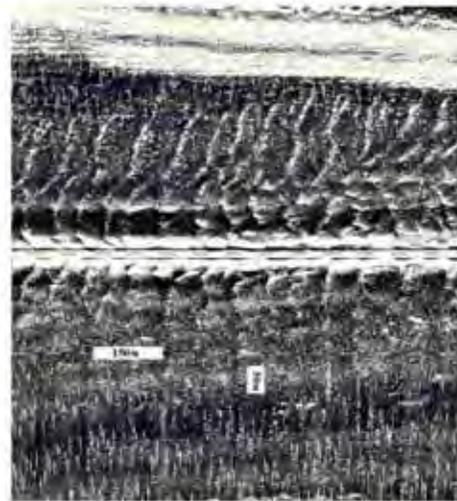


Условные обозначения: 1 - новокаспийская морская равнина в пределах распространения бэровских бугров, 2 - новокаспийская цокольная дельтовая равнина, 3 - пойма, 4 - водные акватории, 5 - гидрографическая сеть, 6 - бэровские бугры

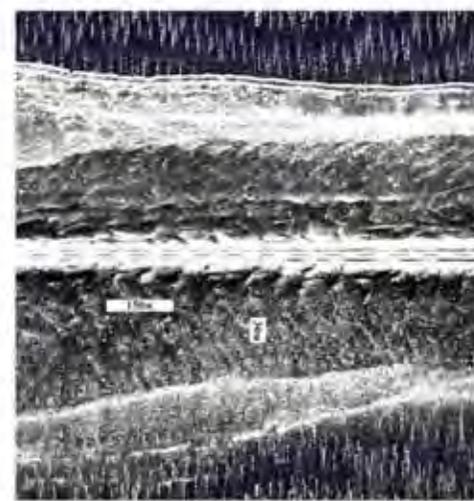
ГИДРОЛОКАЦИОННЫЕ ИЗОБРАЖЕНИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА СТАРАЯ ВОЛГА



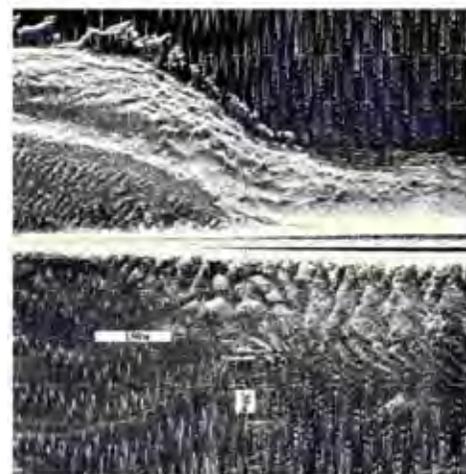
исток рукава Ст. Волга (CP3)



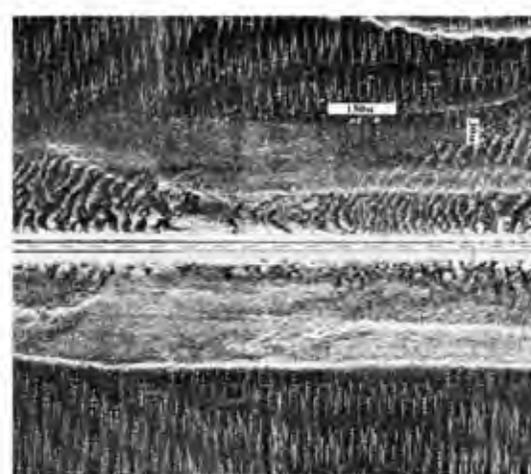
остров Обливной



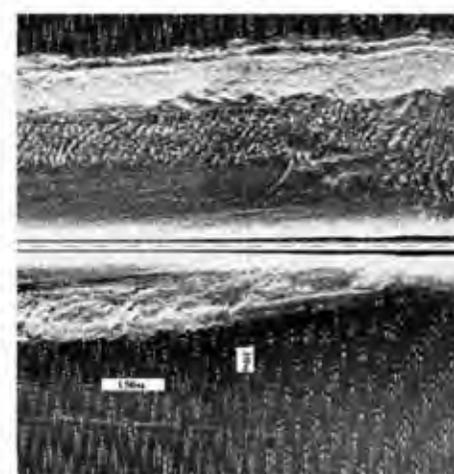
с. Иванчуг



с. Образцово-Травино (obelisk)



с. Никольское



с. Гандурино

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА ДЕЛЬТЫ ВОЛГИ

РУСЛОВАЯ МОРФОДИНАМИКА

Морфодинамические типы русла

В пределах дельты Волги распространены все основные морфодинамические типы русла. Преобладают относительно прямолинейные русла, на их долю приходится 66% от суммарной длины всех водотоков дельты. Доля извилистых и разветвленных русел составляет соответственно 27 и 7%. Извилистое русло в виде вынужденных излучин наиболее распространено в центральной части дельты, где дельтовые водотоки пересекают зону распространения бугров Бэра [155].

Разветвленное русло представлено простыми одиночными разветвлениями, приуроченным в основном к местным расширениям русла. Основная часть русловых разветвлений находится в верхнем и центральном районах дельты. Практически всегда они занимают верхние участки основных рукавов дельты (более 60% всех разветвлений). Для приморского района дельты этот процесс нетипичен, преобладающим процессом здесь является формирование дельтовых разветвлений, связанных с устьевым барообразованием (табл. 5).

Руслообразующие наносы

На Нижней Волге от Астраханского водodelителя до истоков дельтового рукава Бахтемир, где абсолютные характеристики стока воды и наносов в главном рукаве Волга заметно уменьшаются вниз по течению за счет оттока в дельтовые рукава Бузан, Кривая Болда, Кизань и Старая Волга, русловые отложения представлены, в основном, среднезернистыми (ср. диаметр 0,25–0,35 мм) и мелкозернистыми (ср. диаметр 0,1–0,20 мм) песками.

Волга в вершине дельты находится под влиянием Астраханского водodelителя, сооруженного в 1963–1983 гг. ниже истока Бузана. В

результате подпора перед плотиной водodelителя сформировалась обширная зона аккумуляции песчаных наносов в виде отмели с глубинами 1,4–2,2 м. Ниже водodelителя эффект «водослива» с перепадом глубин от 1 до 1,5 м привел к формированию зоны размыва на расстоянии 300 м от плотины и накоплению среднезернистых песков со средним медианным диаметром 0,38 мм. Ниже по течению в русле рукава Волга начинает формироваться мелкогрядовый рельеф сначала из мелкого (ср. диаметр 0,15–0,25 мм), а затем на отдельных участках из среднего (ср. диаметр 0,25–0,35 мм) песка [64–65, 91, 100, 184].

Таблица 5. Распределение русел различных морфодинамических типов в дельте Волги в целом и по отдельным системам водотоков (в % от общей длины водотоков)

Объект/система	Русло		
	Прямолинейное	Извилистое	Разветвленное
Вся дельта	66	27	7
Волга	56	2	42
Бузан	70	20	10
Болда	59	36	5
Камызяк	66	27	7
Ст. Волга	67	30	3
Бахтемир	69	31	0

Довольно хорошо грядовая структура подводного рельефа выражена под левым пойменным берегом, где формируются гряды длиной 10–30 м и высотой до 0,5 м. Вдоль правого коренного берега, где к урезу подходят бугры Бэра, на дне развита песчаная рябь в тонком слое мелких песков, прикрывающих выходы морских глин. Участки дна, лишённые русловых наносов, встречаются в районе яров Колпаковского, Дурновского, Джиргак и вдоль правого берега от пристани Стрелецкий до Солянки (рис. 12).

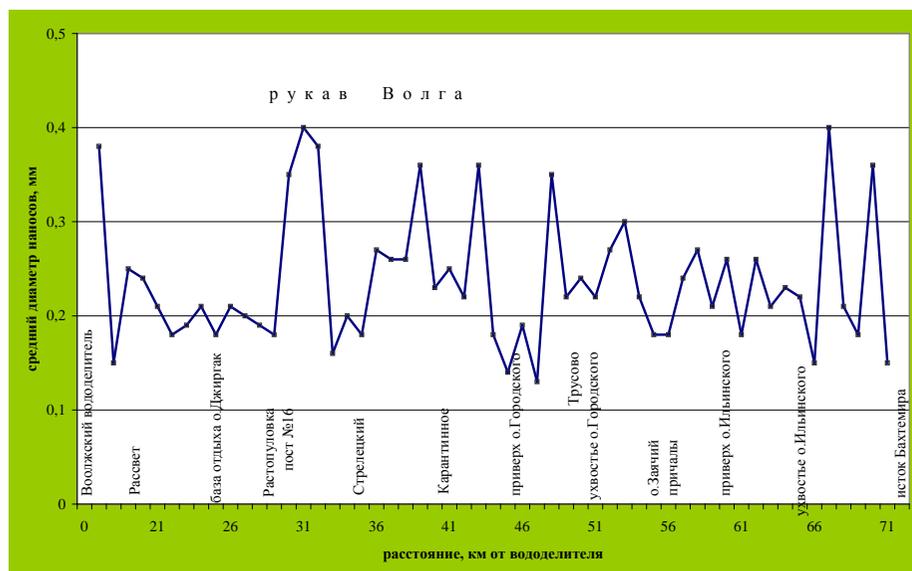


Рис. 12. График изменения крупности русловых наносов в рукаве Волга

В русловых узлах разветвления рукава Волга островами Городской и Ильинский стрежневая зона главного рукава (Трусовский) выстлана средними и мелкими песками, а отмирающие протоки (Городская) заполнены тонкими песками (ср. диаметр 0,11–0,15 мм). Характерной особенностью Астраханского участка русла становится присутствие в русловых отложениях значительной примеси ракуши (от 10 до 30%).

Установлено, что крупность донных отложений и характер руслового рельефа во многом зависят от гидролого-морфологических характеристик потока, которые сильно меняются по длине рукавов, а также от геологического строения дельты. Так, в местах пересечения рукавами зоны массового распространения бугров Бэра их дно сложено морскими глинами или выстлано битой ракушей, отмытой из глин. Грядовый рельеф из мелких песков встречается здесь только в стрежневой зоне в полосе до 100 м. Вне «бугровой зоны» на приморском участке дельты, особенно ниже узлов слияния дельтовых рукавов и проток, речное русло может быть занято грядами на всю ширину потока, сложенными мелкозернистым песком (ср. диаметр 0,15–0,25 мм). Крупность донных отложений в пределах субаэральной дельты редко превышает 0,35 мм на Бахтемирском (рис. 13) и 0,15 мм на Белинском (рис. 14) направлениях. Увеличение крупности донных отложений до 0,42 мм наблюдается в местах значительного скопления ракуши (от 15 до 42% в плесовых лощинах) и ниже мест впадения крупных притоков (протока Бакланья в рукаве Бахтемир) [101, 114, 117].

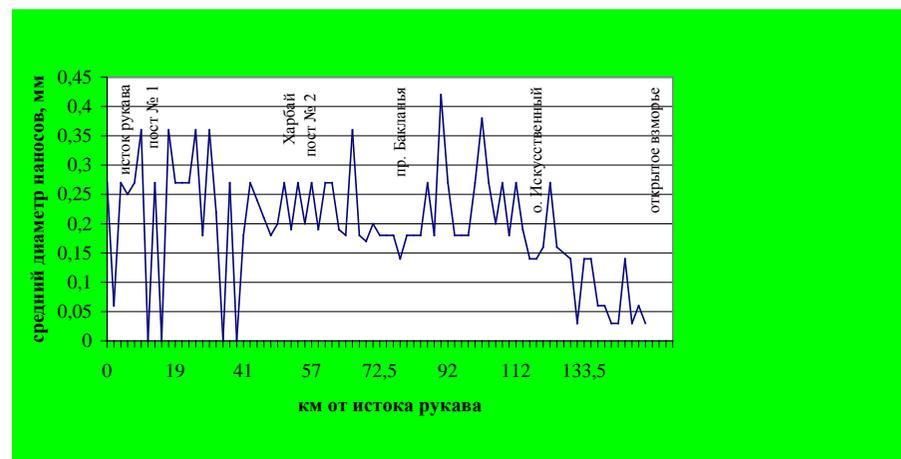


Рис. 13. График изменения крупности русловых наносов в рукаве Бахтемир

Днища судоходных каналов (Волго-Каспийский, Белинский и другие), сооруженных за пределами морского края наземной дельты Волги на акватории устьевого взморья, выстланы тонкими песками и алевритами. Подвижных русловых форм здесь не образуется, но гидролокационной съемкой обнаружены локальные переуглубления дна с глубинами 15–20 м (так называемая зона «ям и суводей»).

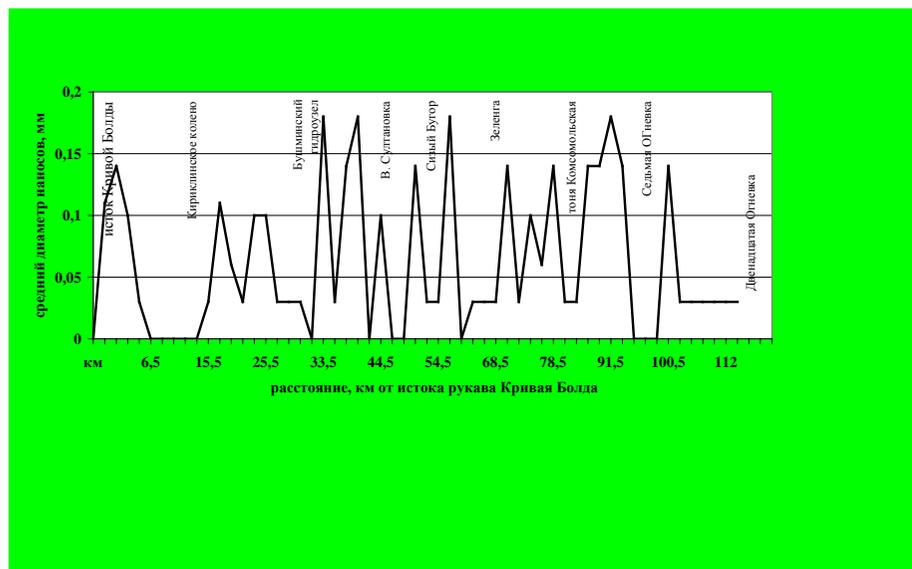


Рис. 14. График изменения крупности русловых наносов на Белинском направлении

По данным грунтовой съемки и гидролокационного картирования большинство второстепенных дельтовых рукавов и протоков, формирующихся в пределах «бугровой зоны», испытывают дефицит русловых наносов. Как правило, это выражается в широком распространении участков дна, сложенных коренными глинами. Так, например, протока Шмагина практически на всем протяжении от истока до устья (25 км) лишена рыхлых русловых наносов, а на дне вскрываются пластичные глины. В рукаве Кизань, где преобладающими

русловыми наносами являются мелкие пески (ср. диаметр 0,17–0,20 мм), от оголовка о. Безмянного до узла разветвления на банки Рытый, Кулагинский и Никитинский на расстоянии 11 км распространено неровное глинистое дно, лишь местами прикрытое тонким слоем песчаных наносов (рис. 15). В то же время большинство мелких дельтовых водотоков в приморской зоне заполнено илами и алевритами (Бущминский канал, Никитинский и другие банки).

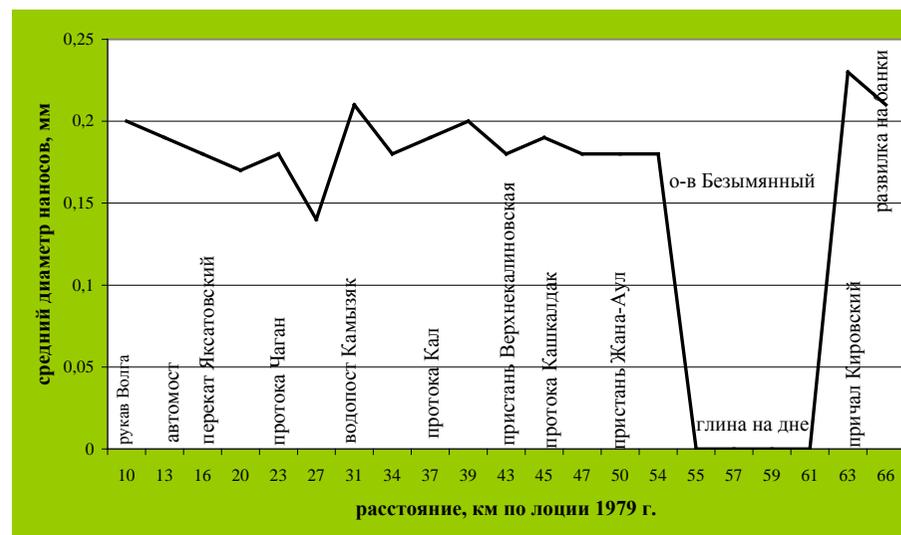


Рис. 15. График изменения крупности русловых наносов в рукаве Кизань

Морфология и динамика дна дельтовых рукавов

Рукав Волга, являющейся естественным продолжением главного русла р. Волги от вершины дельты до истоков рукавов Бахтемир и Ст. Волга, выполняет роль западной границы дельты, следуя вдоль коренного правого борта волжской долины. Здесь иерархия грядового рельефа состоит из *песчаных волн* длиной от 7–10 км до 1000–3300 м и высотой от 15 до 5 м, *гряд* длиной 100–250 м и высотой до 2 м, *дюн*

длиной 10–60 м и высотой 0,5–1,5 м и *рифелей* длиной менее 10 м и высотой до 0,25 м (см. Лист 1-а, г, е, к, м, о, р, т).

Для рукава Волга процессы размыва-аккумуляции непостоянны во времени: так, в районе Серебрянной Воложки, например, в 1938–1963 гг. отметки поверхности дна повышалась со скоростью 14–21 см/год. В последующие годы (1963–1977 гг.) наблюдался размыв дна в среднем по 14 см/год. В целом для рукава за период 1944–1982 гг. сначала после строительства Волгоградской плотины наблюдался повсеместный размыв дна в слое до 5 м, который затем сменился общей аккумуляцией в слое от 5 до 10 м [11].

Сравнение лоций 1979 и 2003 гг. издания показало преобладание процессов размыва дна в слое от 2 до 5 м. На участках размыва в речной поток дополнительно поступало от 0,02 до 0,7 млн. м³ грунта. Аккумуляция наносов в рукаве начинается только в нижнем течении (ниже ж/д Астраханского моста) в слое от 2 до 5 м. Отметки дна здесь повышались со скоростью 12 см/год, ежегодно на каждом километре русла отлагалось от 0,02 до 0,20 млн. м³ взвешенных наносов. Отмечена незначительная (до 1 м) заносимость истоков и устьев рукава Городского и Ильинской воложки. Интенсивному размыву в них подвержены средние участки русла.

В *рукав Бахтемир*, являющимся непосредственным продолжением магистрального рукава Волга и речной частью Волго-Каспийского морского судоходного канала, поступает в различные фазы гидрологического режима от 20 до 33% общего стока воды в вершине дельты. От истоков до морского края наземной дельты Бахтемир представляет собой достаточно устойчивый дельтовый рукав р. Волги, формирующий серию излучин и прямолинейных отрезков русла в так называемой «бугровой зоне» дельты. Наиболее характерными особенностями подводного рельефа является наличие серии относительно мелководных перекатов и разделяющих их переуглубленных плесовых ложин. Анализ продольного профиля дна по промерам 1990–2002 гг. показывает, что в пределах речного участка все перекаты и плесы можно объединить в три ступени, различающиеся по минимальным глубинам на гребнях перекатов и по максимальным

врезам русла в плесовых ложинах и образующих как бы три постепенно повышающиеся ступени речного дна (см. Лист 2-а, в, г, и, м, п).

Первая ступень подводного рельефа расположена в верховьях Бахтемира (от истока до 10 км ВКК). Гребни перекатов расположены на абсолютных отметках –40 – –41 м БС, а плесовые ложины заглублены до –45 м БС. Дно плесов сложено крупным алевритом или глиной (ср. диаметр наносов 0,06 мм), а гребни перекатов – мелкими и средними песками с примесью битой ракуши (0,27–0,36 мм). Преобладающей формой донного рельефа на гребнях перекатов являются мелкие гряды. Мощность руслового аллювия (новейшие рыхлые отложения) по данным сейсмоакустического профилирования составляет здесь от 4 до 8 м на перекатах и от 0 до 2 м в плесовых ложинах, где местами на дне вскрываются коренные глины (рис. 16).

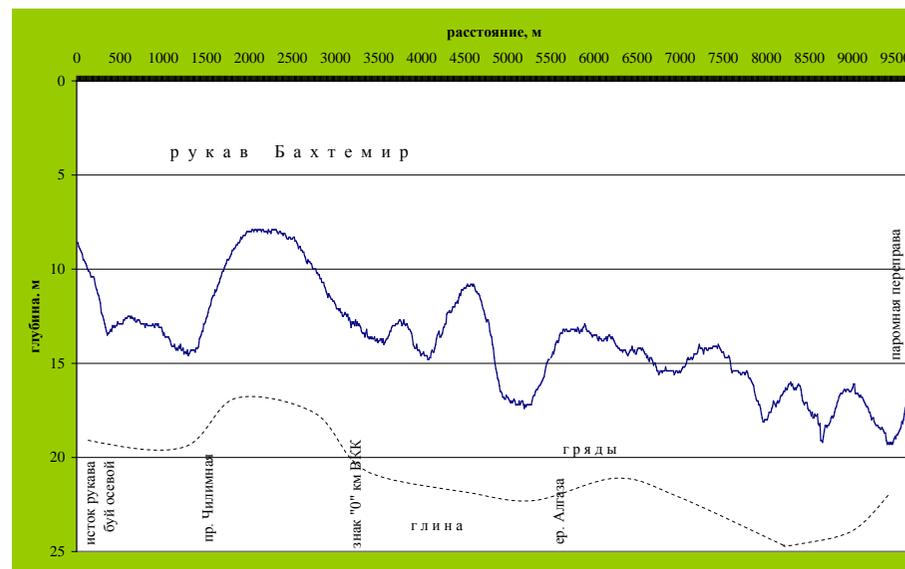


Рис. 16. Морфология дна рукава Бахтемир в пределах первой ступени

Наиболее характерным процессом для этой части канала за последние 30 лет является углубление гребней перекатов на 2 м и

сохранение практически неизменными глубин в плесах. Последнее объясняется близким положением кровли трудно размываемых морских глин хвалынского возраста к поверхности дна плесовых ложин. Отметки кровли коренных глин колеблются от –42 до –49 м БС.

Вторая ступень подводного рельефа, сложенная серией перекатов и плесовых ложин, приурочена к участку русла от 10 до 40 км ВКК, где гребни перекатов не поднимаются выше отметок –34 м БС, а в плесовых ложинах преобладают глубины с отметками –42 – –46 м БС. Дно плесов сложено алевритами, тонкими песками и глиной (0,06–0,18 мм), а гребни перекатов – мелкими, мелко-средними и средними песками (0,22–0,36 мм). Преобладающими формами донного рельефа остаются мелкие гряды, занимающие практически всю ширину русла. Мощность руслового аллювия колеблется от 4 до 8 м на перекаточных участках и не превышает 1–2 м в плесовых ложинах. В наиболее глубоких плесах с глубинами более 15 м на дне вскрываются коренные глины. Отметки кровли коренных глин не опускаются ниже –44 м БС и не поднимаются выше –39 м БС (рис. 17).

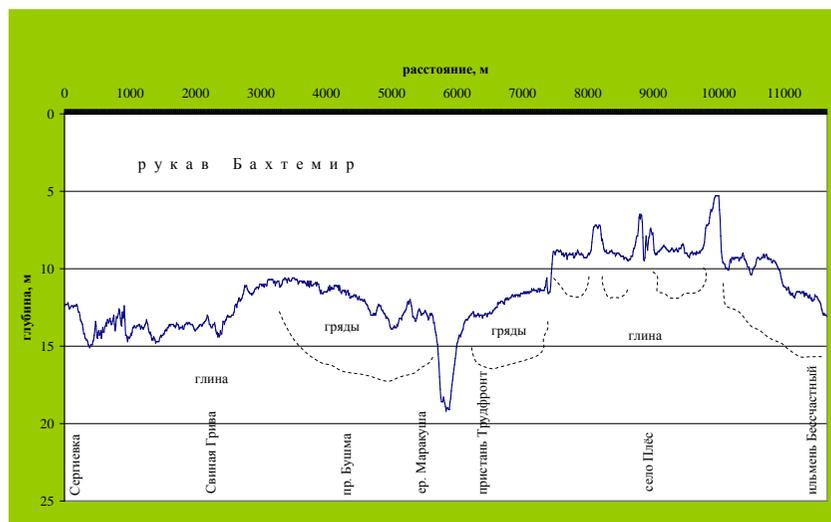


Рис. 17. Морфология дна рукава Бахтемир в пределах второй ступени

Третья ступень подводного рельефа в речной части канала занимает низовье рукава Бахтемир (40–77 км ВКК) и представлена крупными перекачными участками протяженностью от 4 до 7 км и обширными плесовыми ложинами длиной до 5 км. Гребни перекатов расположены на отметках –32 – –33 м БС, а дно наиболее глубоких плесов лежит на отметках –47 – –49 м БС. Преобладающим русловым наносом является мелкий песок (0,14–0,20 мм); крупные и средние пески встречаются крайне редко. Грядовые формы рельефа имеют очень хорошую выраженность в виде мелких гряд, занимающих всю ширину русла. Русловые деформации за последние 30–40 лет проявились в углублении гребней перекатов на 2–4 м и плесовых ложин на 2–4 м, абсолютные отметки дна которых колеблются здесь от –38 до –45 м БС. Мощность руслового аллювия по данным сейсмопрофилирования колеблется от 4 до 14 м. Как правило, слой речных наносов заметно уменьшается на гребнях перекатов и в плесовых ложинах, однако выходов коренных глин на дне не наблюдается. Положение кровли коренных глин, подстилающих русловую аллювий, отличается большой изменчивостью отметок: в пределах перекачных участков эти отметки колеблются от –31 до –37 м БС, в плесовых ложинах опускаются до –45 – –48 м БС, что заметно отличается от положения кровли на двух первых ступенях подводного рельефа (рис. 18).

Ниже устья протоки Бакланьей меженный сток Бахтемира восстанавливается до 2000 м³/с, в русле начинают преобладать среднезернистые пески (0,25–0,45 мм), а ширина русла не превышает 300 м. Это приводит к перестройке рельефа дна в песчаные волны (длина до 3 км, высота до 1,5 м) и крупные гряды (побочни) длиной от 700–800 до 130 м и высотой от 2 до 1 м), на поверхности которых формируются дюны длиной до 15 м, с высотами до 0,5 м.

От устья протоки Бакланьей и ильменя Забурунного рукав Бахтемир постепенно утрачивает черты типичного дельтового рукава с пойменными берегами и начинает функционировать в виде канализованного русла Главного Банка, т.е. становится собственно Волго-Каспийским каналом с искусственно обвалованными кромками, который до открытого взморья имеет прямолинейное русло с глубиной 5–6 м. Морским краем наземной дельты условно считается участок

русла в траверсе пос. Вышка (112 км судового хода по лоции 1979 г.; 91 км ВКК от знака «0 км» у пос. Бертюль).

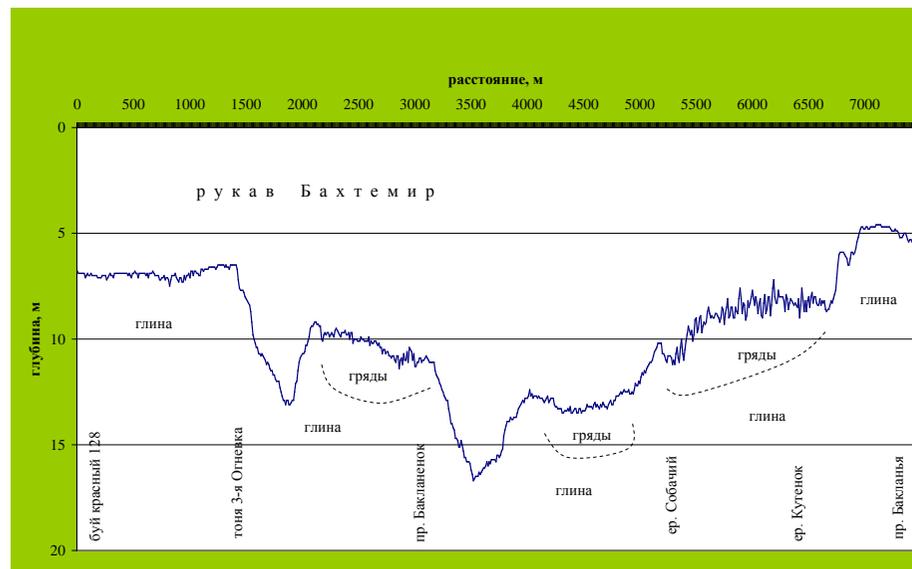


Рис. 18. Морфология дна рукава Бахтемир в пределах третьей ступени

Таким образом, в самом крупном рукаве западной подсистемы – Бахтемире – на участке верхнего течения до 1963 г. протекали знакопеременные деформации при заметном преобладании участков аккумуляции, где скорость накопления наносов колебалась от 5 до 40 см/год. Ниже по течению от истока протоки Ямной (22 км от истока Бахтемира) более характерным процессом был размыв дна с интенсивностью 9 см/год. В период 1963–1990 гг. тенденция понижения отметок дна стали еще более выраженной для большинства участков по длине Бахтемира. Возможно, это было связано с увеличением водоносности рукава и его транспортирующей способности, а также с длительным понижением уровня Каспийского моря и большими объемами дноуглубительных работ по трассе Волго-Каспийского канала [16].

После 1990 г. ситуация резко меняется: зона устойчивой аккумуляции занимает значительный участок канала ниже о. Искусственного (накапливается слой наносов 2–4 м за 5 лет), выше которого формируются чередующиеся зоны размыва и аккумуляции примерно равной протяженности и интенсивности (2–4 м за период наблюдений) до нижней границы Харбайского перекаточного участка. Отсюда за период 1990–1995 гг. начинает формироваться зона устойчивой аккумуляции со средней интенсивностью накопления отложений в русле до 2,5 м [98–99].

Рукав Кизань по особенностям морфологии русла и составу русловых наносов можно условно разделить на два участка: 1) от истока до узла разветвления в районе о-ва Безымянный, длиной 45 км, где преимущественно развит мелкогрядовый рельеф с отдельными выходами коренных глин; 2) от оголовка о-ва Безымянного до узла разветвления на рукава длиной 10 км, где неровное глинистое дно изредка перекрывается песчаными мелкогрядовыми образованиями. По трассе Никитинского банка на расстоянии 20 км развито преимущественно неровное глинистое дно, местами прикрытое мелкими грядами.

Исток Кизани, как и большинство второстепенных дельтовых рукавов, отходящих от магистрального рукава Волга, перекрыт мощной подводной песчаной косой, формирующейся в русле Волги от о-ва Пролетарского. В донном рельефе коса представлена двумя грядами длиной до 800 м и высотой до 2 м. Их поверхность осложнена более мелкими грядами (длина 70–100 м, высота 1–1,5 м), сложенных мелкозернистыми песками (0,17–0,20 мм). Глубины в пределах подводной перемычки колеблются от 5 до 8 м, а в самой Кизани резко увеличиваются до 10–14 м. Грядовый рельеф в русле Кизани сохраняется, но представлен в основном песчаными дюнами длиной от 10 до 50 м, с высотой не более 1 м, и рифелями (см. Лист 9-а, г, д).

В пределах первого морфологического участка строение подводного рельефа также неоднородно. Так, от истока Кизани на расстоянии 3 км грядовый рельеф представлен песчаными грядами длиной 25 м и высотой до 1 м, гофрированными более мелкими рифелями длиной до 10 м. Гряды развиты только в наиболее приглубой

пристречневой зоне. Сужение русла Кизани в районе мостового перехода и местное увеличение скоростей течения приводит к размыву грядового рельефа, который начинает постепенно восстанавливаться в 200 м ниже по течению от автомоста. В 4,5 км от истока в русле Кизани появляются гряды длиной 450–500 м и высотой до 2 м, по поверхности которых перемещаются дюны длиной 10–15 м и высотой до 0,3 м. Глубины в русле Кизани колеблются от 6 до 10 м, ширина русла составляет 200–500 м.

Описанная структура руслового рельефа сохраняется до истока протоки Кигач (7 км от истока), в том числе и на гребне переката Яксатовский, формирующегося в местном расширении русла Кизани (до 700 м). В районе протоки Кигач длина гряд уменьшается до 300 м, а дюны на их поверхности несколько укрупняются (длина 25 м, высота 0,3–1,0 м). Ниже истока Кигача на расстоянии 4 км м на участке сужения русла до 200–300 м происходит трансформация грядового рельефа в относительно ровное песчаное дно, осложненное дюнами длиной от 30 до 60 м с высотами до 1 м. Ширина русла, занятая грядовым рельефом составляет не более 100–120 м.

На участке русла Кизани от с. Атал до пос. Тарновского, ниже правого притока Чаган, характер подводного рельефа резко меняется: участки грядового рельефа длиной до 500 м (дюны длиной до 40 м и высотой до 0,3 м) чередуются с глинистыми выступами, с относительной высотой от 7 до 12 м. Ниже по течению от пос. Тарновского до истока Таболы, где ширина русла увеличивается до 500–600 м, вновь вся ширина русла в границах 3-х метровой изобаты заполняется мелкогрядовым рельефом (дюны длиной 30–60 м и высотой 0,4–1,2 м). От истока Таболы до узла разветвления Кизани и протоки Бакланьей, где ширина русла колеблется от 200 до 400 м, наиболее характерной организацией подводного рельефа является чередование участков дна, сформированных преимущественно грядовым рельефом, и участков с подводными выходами коренных глин. Структура грядового рельефа определяется наличием в русле гряд длиной до 200 м и высотой до 2 м. На их поверхности образуются подвижные песчаные дюны длиной 25–50 м и высотой до 1 м.

Анализ данных гидролокации и буровых скважин свидетельствуют о небольшой мощности песчаных отложений (2–3 м),

которые располагаются на глинистом основании. Форма и размеры участков с подводными выходами глин весьма изменчивы и представлены либо локальными глинистыми выступами, либо полосами глинистого дна длиной 400–750 м и шириной до 50 м. Нередко отмели под размываемыми пойменными берегами тоже сложены глинами.

В 45 км от истока дельтовый рукав Кизань разветвляется на три протоки: левую – Бакланью, среднюю – Затон и правую – собственно Кизань, где расходы воды уменьшаются почти в 2 раза ($450 \text{ м}^3/\text{с}$), а ширина русла сокращается до 120–200 м. Характер руслового рельефа резко меняется и остается практически неизменным до узла разветвления рукава Кизань на банки (Рытый, Кулагинский и Никитинский). Все русло Кизани, ширина которого вниз по течению постепенно увеличивается от 250 до 400 м, занято выходами хвалыньских глин с очень характерной продольно-полосчатой текстурой. Поверхность дна очень неровная, часто встречаются локальные понижения дна, с относительной глубиной 3–5 м, или глинистые выступы овально-выпуклой формы. Крайне редко по стрежню потока или в тиховодных прибрежных зонах формируются песчаные рифели длиной до 5 м и высотой 0,1–0,2 м. Такое строение дна свидетельствует о дефиците наносов в русле Кизани и о большой транспортирующей способности речного потока. Песчаные гряды размываются, влекомые наносы переходят во взвесь и транзитом направляются в банки и каналы-рыбоходы.

Наиболее интенсивные переформирования русла Кизани произошли за 1979–1999 гг. лет на участке от истока рукава до ответвления проток Нижней Калиновки и Кашкалдак (36 км от истока). Менее заметны деформации русла в приморской зоне дельты. В районе истока Кизани все изменения русла были связаны с переформированиями магистрального дельтового рукава Волга на участке разветвления его русла островом Ильинский. Здесь в последнее время происходило обмеление левого рукава Ильинская Воложка, который в начале века концентрировал основной сток воды и наносов. В результате ухудшения пропускной способности Ильинской Воложки часть волжских наносов стала аккумулироваться выше по течению у левого берега в районе о-ва Пролетарский. Впоследствии здесь

сформировалась коса, отделившая от рукава Волга затон Золотой, которая постепенно затягивалась в исток Кизани.

При сравнении лоций 1979 и 2003 гг. получилась довольно сложная картина динамики продольного профиля дна. В истоке Кизани отмечена аккумуляция на входной отмели (до 2 м) и в плёсовых лощинах (от 4 до 8 м). Гребень переката Яксатовский и дно в районе с. Тарновский размылись от 2 до 8 м и до 13 м соответственно, а плёсовая лощина оказалась занесенной на 6 м. В районе с. Табола, Камызяк и Верхн. Калиновка размыв на перекатных участках составил 1–2 м, а в плёсовых лощинах – 2–3 м. Ниже с. Жана-Аул наблюдается устойчивый размыв дна в слое не более 2 м (за исключением участка у с. Кировский, где он составил 4 м).

Рукав Старая Волга – один из маловодных дельтовых рукавов (помимо Болды и Рычи), ответвляющихся от магистрального рукава Волга. В её исток от межени к половодью может поступать от 600 до 2700 м³/с [214]. В 13 км от истока Ст. Волга делится на две протоки, правая из которых (Волга) забирает большую часть стока воды и наносов. В левой протоке (Гандурино) в межень расход воды не превышает 240 м³/с. Ниже по течению, после слияния её с протокой Полдневой (50 км от истока) расход воды в протоке Гандурино увеличивается до 390 м³/с, а затем постепенно уменьшается вдоль Гандуринского банка до 330 м³/с у морского края дельты.

Исток Ст. Волги перекрыт мощной подводной косой с глубинами 3–4 м на расстоянии 1 км, а затем глубины в ней увеличиваются до 10–12 м при ширине русла 200–250 м. Мелкогрядовый рельеф по данным гидролокации прослеживается в полосе русла шириной 120–150 м (длина гряд – не более 10 м, высота – до 0,5 м). Гряды пересекают русло наискось параллельными рядами. В местных расширениях русла до 500–600 м (перекат Чаганский) ширина зоны формирования грядового рельефа увеличивается до 200 м и появляются две системы песчаных дюн длиной 40–60 м и 15–20 м с высотами соответственно 0,5 и 0,2 м. Уменьшение ширины русла до 250 м при неизменном расходе воды приводит к уменьшению длины дюн до 10–25 м. Ширина зоны с грядовым рельефом составляет не более 100 м. На поверхности песчаных дюн длиной 40–50 м формируются более короткие гряды (10–

15 м), занимающие краевые части пристрежневой зоны. Прибрежные отмели в Ст. Волге вдоль размываемого левого пойменного берега имеют ширину до 100 м и сложены глинами с характерной полосчатой структурой. Иногда глины занимают всю ширину русла (см. Лист 10-а, в).

Ниже узла разветвления Ст. Волги (о-в Обливной) в Гандуринской протоке (меженный расход не более 240–270 м³/с) появляются гряды длиной 350–400 м и высотой до 2 м, на поверхности которых формируются песчаные дюны длиной до 25 м и высотой до 0,5 м. Причем, грядовый рельеф занимает большую часть русла протоки. На прямолинейных участках русла шириной до 200 м (с. Иванчуг в 20 км от истока) образуется серия очень рельефных песчаных дюн длиной 40–50 м с высотой до 1 м, поверхность которых гофрирована более мелкими грядами длиной до 15 м. Прибрежные отмели шириной не более 40–50 м сложены глинами. Такой характер подводного рельефа сохраняется до Иванчугского колена, где в пределах двух крутых синусоидальных излучин с шириной русла 100–200 м и глубинами 10–13 м появляются выходы глинистых выступов, а грядовый рельеф локализуется в узкой пристрежневой зоне шириной 40–50 м. Выделяется несколько систем гряд: высокие (до 1 м) длинные (50–100 м) и более мелкие (длина 15–20 м, высота 0,2–0,3 м). В сужениях (до 150 м) прямолинейного русла грядовый рельеф размывается, а в расширениях (до 200 м) занимает большую часть ширины русла.

Ниже истока Канычи (30 км от истока Ст. Волги) в русле появляются одиночные глинистые выступы, прикрытые тонким слоем русловых наносов. Грядовый рельеф очень изменчив по длине Гандуринской протоки, образуя либо песчаные дюны длиной 50–60 м с высотами до 0,5 м, или более мелкие формы длиной 15–20 м, в том числе рифели длиной до 10 м. Ширина зоны развития грядового рельефа не более 100 м.

В 40 км от истока Ст. Волги (пос. Николаевский) ширина русла Гандуринской протоки увеличивается до 300 м, а глубины уменьшаются до 3–5 м. Грядовый рельеф трансформируется в заструги длиной 200 м, с высотами 0,5–0,7 м и в песчаные дюны длиной до 25 м и высотой 0,2–0,3 м. Ниже ответвления протоки Иванчуг расходы воды в Гандуринской протоке уменьшаются до 220–210 м³/с. В рельефе дна довольно хорошо

выделяются гряды длиной до 250 м с высотами до 2 м. На их поверхности формируются песчаные дюны длиной 15–20 м с высотами до 0,5 м. Часто в русле обнажается глинистое дно с характерным полосчатым рельефом поверхности. Такой характер рельефа дна сохраняется до слияния проток Гандуринской и Полдневой, после чего расход в объединенном русле увеличивается до 400 м³/с, а ширина русла увеличивается до 300 м.

На большей части рукава Ст. Волга и вдоль протоки Гандуринской за 1979–2003 гг. прослеживается тенденция к размыву дна. Глубина плесовых лощин увеличилась на 2–4 м. Отметки гребней перекатов изменились незначительно: глубины здесь либо не изменились, либо увеличились на 0,5–1 м. Стабильная аккумуляция наблюдалась в истоке рукава, где глубины уменьшились на 2 м.

Рукав Кривая Болда от истока до слияния с рукавом Бушма представляет собой сравнительно неширокий (от 500 м в истоке до 200–350 м в среднем и нижнем течении) дельтовый водоток, где глубокие плёсы (от 10 до 16 м) чередуются с относительно мелкими перекатными участками (от 5 до 3,5 м). Наиболее глубокие врезы русла обнаружены в плёсовой ложине ниже по течению от железнодорожного Верхнего Болдинского и автодорожного Кирикилинского мостов (до 16 м) и в Кирикилинском колене (до 17 м). В районе трассы газопровода и в районе автодорожного Яманцугского моста размыв составил соответственно 14 и 10 м. Наиболее мелководными участками являются перекаты перед железнодорожным Верхним Болдинским мостом, ниже ответвления прорана Маневка и Яманцугский перекат, где глубины уменьшаются до 3,2–3,7 м.

По данным гидролокационного обследования 1966 и 1999 гг. и грунтовой съемке, выполненных Географическим факультетом МГУ, от истока до причала «Садки» (5–9 км с.х.) на дне рукава Кривая Болда формировался мелкогрядовый рельеф. Длина гряд редко превышала 20 м. Состав наносов – мелкие пески с обломками ракуши (средний диаметр – 0,10–0,14 мм). На участке от ерика Мушкара до Кирикилинского моста на дне были обнаружены выходы коренных глин, на поверхности которых встречались ареалы илов и наброска битой ракуши.

Гидролокационная съемка 2010 г. показала, что активное перемещение донных наносов в виде песчаных гряд сохранилось в рукаве Кривая Болда на участке от истока до Кирикилинского моста (5–11 км с.х.), где они занимают практически всю ширину русла. Лишь в пределах локальных переуглублений с глубинами от 8 до 16 м (3 и 8 км судового хода) грядовый рельеф замещается ровным песчаным или глинистым дном. Такой же характер дна наблюдается ниже Кирикилинского моста и, особенно, он характерен на участке Кирикилинского колена. Ниже надводного перехода ЛЭП (14 км судового хода) до Яманцугского прорана (21 км судового хода) грядовый рельеф дна начинает постепенно восстанавливаться, особенно в пределах прибрежных отмелей, однако на переуглубленных участках с глубинами более 12 м сохраняется ровное песчаное или глинистое дно (см. Лист 5-а, г).

В истоке Кривой Болды в 1987–1992 гг. преобладали процессы размыва дна, связанные с интенсивным дноуглублением. Понижение отметок дна составило 0,8 м. Углубление русла наблюдалось также на Яманцугском перекате, за исключением периода 1974–1979 гг., когда произошло накопление аллювия. Аналогичная ситуация была зафиксирована и для Ниж. Веселовского переката, где в 1984 г. размыв русла сменился накоплением наносов, несмотря на проведение дноуглубительных работ в объеме. Отметки дна здесь повысились на 30 см. На приустьевом участке Болды в 1976–1984 гг. преобладали процессы снижения отметок поверхности русловых отложений.

За период 1979–2003 гг. в рукаве Кривая Болда размыв произошел на протяжении всего рукава в слое от 2 до 7 м, за исключением некоторых участков, где наблюдалась аккумуляция от 2 до 6 м (ниже ж/д моста, выше Кирикилинского моста и Кирикилинского колена, в районе дач ниже Яманцугского переката). Наибольший размыв дна отмечен для перекатных участков и в Кирикилинском колене.

В рукаве *Прямая Болда* ширина русла изменяется от 150 м в истоке до 200–250 м в среднем и нижнем течении. Преобладают глубины от 4 до 6 м, но на отдельных участках наблюдаются переуглубления русла от 12 до 15 м (районы стапеля и пос. Войково на 10,6 и 13,6 км судового хода, ниже переката Войковский (17 км судового хода) и в районе газопровода (18 км судового хода). Минимальные глубины отмечены в

истоке рукава (2 м), выше ж/д моста (3,2 м), в районе сопряжения рукава с прораном Маневка (2,4 м), у пос. Войково (2,8 м) и на перекате Войковский (3,4 м).

По данным гидролокации 1999 г. на относительно мелководных участках русла хорошо выражены песчаные гряды в районе ерика Черепашка (16–17 км судового хода) и в районе 13 км (ниже пос. Мошаик). Большая часть русла рукава Прямая Болда лишено грядовых форм донного рельефа. В наиболее переуглубленных участках русла, возможно, вскрываются коренные глины.

В рукаве Прямая Болда общие тенденции размыва сохранились как на перекатных участках, так и в плёсовых лощинах (от 1 до 8 м). Наиболее значительные врезания русла произошли на участке прямолинейного русла ниже пос. Войково (до 3 м) и в плесовой ложине ниже устья ерика Черепашка (до 10 м). В тоже время наблюдалось заполнение плесовых ложин и аккумуляция на перекатах перед сопряжением проранов Маневка и Яманцугский с рукавом Прямая Болда (от 4 до 8 м).

Рукав Бузан – второй (после рукава Волга) по водоносности дельтовый рукав, куда в среднем за год поступает 85,4 км³ (при общем стоке в вершине дельты 243 км³ за период 1961–1993 гг.) [214]. Длина рукава – 88 км (по лоции 2003 г.) от истока до узла разветвления у с. Барановка на протоки Васильевскую и собственно Бузан. Ширина русла Бузана в среднем составляет 500–700 м на прямолинейных участках и до 3–4 км в русловых разветвлениях (о. Б. Осередок, о. Городской). Глубины на верхнем 65-километровом участке колеблются от 3–9 м на перекатах и до 20–25 м в плёсах. В нижнем течении рукава глубины постепенно уменьшаются от 8–16 м в плесах до 4–5 м на перекатах.

По данным эхолотирования и гидролокационного обследования 1999 г. на верхнем участке рукава Бузан от истока до прорана Перекоп обнаружена целая иерархия грядового рельефа: макрогряды длиной от 0,9–1,2 до 3–8,4 км и высотой от 6–8 до 14–22 м; мезогряды длиной от 0,3–0,5 до 1,0–3,4 км и высотой от 2–3 до 6–8 м. На поверхности этих гряд формируется мелкогрядовый рельеф из дюн, мега- и микрорифелей длиной от 150 до 10 м и высотой от 1,0 до 0,1 м (см. Лист 4-а, д, е).

В истоке Бузана наблюдается слабая аккумуляция наносов, а в 53 км ниже по течению в пределах Басаргинского переката её интенсивность резко возрастает. Понижение отметок на некоторых участках русла рукава Бузан было отмечено за период 1976–1983 гг. (перекат Тюринский, протока Проездная). В среднем течении рукава Бузан преобладала слабая аккумуляция. По данным сравнения лоций 1979 и 2003 гг. для рукава Бузан характерным является последовательное чередование зон аккумуляции и размыва в слое от 10 до 15 м. Устойчивая зона размыва за этот период до 5 м в слое наблюдалась в нижней части рукава, ниже о. Городского.

Рукав Болда начинается ниже Яманцугского прорана, продолжая Прямую Болду на расстоянии 35 км до узла разветвления на протоки Трехизбенка и Тузуклей. Ширина Болды в целом не превышает 200–400 м, достигая в русловых разветвлениях 1,4 км (о. Килинчинский, о. Большой). Ниже истока протоки Б. Черной ширина русла не превышает 200 м. Глубины в рукаве Болда колеблются от 2–4 м на перекатных участках до 10–13 в плёсах.

В рукаве Болда отмечено углубление некоторых перекатных участков на 2–4 м и плёсов на 2–4 м (Началовский мост, водозабор Началово). В целом по рукаву изменения отметок за период 1979–2003 гг. – незначительны (см. Лист 8-а, в, г).

Рукав Бушма от истока протоки Быстрой продолжает Кривую Болду на расстоянии 45 км до начала Белинского Банка. Ширина русла в пойменных берегах составляет 100–200 м до слияния с протокой Белый Ильмень. Ниже она увеличивается до 400–1000 м в русловых разветвлениях (о. Верхн. Султановский, о. Снастной). От ухвостья о. Бернатау до с. Зеленга средняя ширина рукава Бушма увеличивается до 300–600 м, а затем до Белинского Банка не превышает 400 м. В верхнем и нижнем течении рукава глубины в целом не превышают 3–5 м за исключением редких переуглублений русла до 7–12 м. В средней части рукава Бушма наблюдается частое чередование перекатов с глубинами до 3 м и плёсов с глубинами от 10 до 20 м (см. Лист 6-а, в, г).

В рукаве Бушма за 1979–2003 гг. заметное углубился верхний участок русла (0–12 км) на 5–8 м. В районе сел Верхней, Средней и

Нижней Султановки отметки дна за этот период оставались стабильными. Ниже с. Тумак снова наблюдается размыв русла на 2–5 м в районе Сизого Бугра, протоки Тушонка, с. Зеленга и на участке сочленения рукава Бушма с Белинским Банком.

Таким образом, в дельтовых рукавах восточной подсистемы водотоков р. Волги (Бузан, Кривая Болда, Бушма) местные деформации русла в период 1954–1977 гг. проявлялись в чередовании зон повышения и понижения отметок дна. Для рукава Болда они не превышали 5–50 см/год, а для рукава Бушма – 10–30 см/год. Анализ многолетней динамики продольного профиля дна по Белинскому фарватеру (Кривая Болда-Бушма-Широкая-Белинский Банк) за период 1954–1977 гг. показал, что совместное воздействие падения уровня Каспийского моря на 1 м и углубление дна на перекатах привели к повсеместному размыву русла от истоков Кривой Болды до нижней границы центрального района дельты. Так, в истоке Кривой Болды глубины увеличились в среднем на 2–2,5 м; углубились плесовые лощины на Киркилинском участке русла и гребни Яманцугского, Собачьего и Верхне-Султановского перекатов. Значительно увеличились глубины в рукаве Бушма и на участке русла от с. В.Султановка до с. Сизый Бугор – в среднем на 2,5–7 м и до 3 м на участке русла Зеленга-Маково. Однако на общем фоне углубления русла наблюдается процесс заполнения некоторых плесовых лощин в районе Мушкара на 8 м, на перекате Коммунарский – на 10 м и в районе Бушминского гидроузла – от 2,5 до 4 м (см. Лист 6-а).

Судоходные каналы

Волго-Каспийский канал

История создания

Волго-Каспийский судоходный канал (ВКК) представляет собой реализованную идею создания единой глубоководной магистрали, объединяющей водные пути бассейна р. Волги и Каспийского моря. В выборе, исследовании и обустройстве трассы Волго-Каспийского канала (Главного банка) непосредственное участие принимали такие известные русские инженеры-гидротехники, как Н.А. Богуславский, М.Н. Герсеванов, В. Лестушевский, В.Е. Тимонов и другие [61, 133–134, 212]. Землечерпательные работы на Бахтемирском фарватере были начаты

после 1874 г., который с 1818 г. использовался транзитными судами для выхода из устья Волги в Каспийское море. Выбор Бахтемирского направления в качестве основного судоходного пути оказался удачным в результате того, что здесь проявилась естественная тенденция активизации дельтового рукава в результате перераспределения стока между водотоками дельты Волги, обусловленного процессами дельтообразования, снижением уровня Каспия и другими причинами.

Во-первых, снизился общий годовой сток в дельту с 280 км³ (1925 г.) до 205 км³ (1980 г.) и, во-вторых, увеличилась доля стока в западную подсистему дельтовых рукавов (до 64,5%). В частности значительно увеличился сток рукава Бахтемир вследствие обмеления истоков Камызяка, Б. Болды, Ст. Волги и Рычана. Следствием такого перераспределения стока явилось изменение гидролого-морфологических показателей в руслах дельтовых водотоков, которые стали приспособляться к изменившимся гидрологическим условиям стока. Система водотоков Бахтемирского направления к концу 70-х годов приобрела хорошо выраженную активизацию, особенно главное русло Бахтемира [43].

Для современного периода развития дельты, связанного с уменьшением стока взвешенных наносов и длительным снижением уровня Каспийского моря (до –29,01 м БС в 1977 г.), кратковременным подъемом уровня (до –26,66 м БС в 1995 г.) и некоторым увеличением стока наносов, наиболее характерным процессом в дельтообразовании явилось сосредоточение стока в одном из магистральных рукавов частных дельтовых систем водотоков и постепенное отмирание боковых водотоков. Особенно ярко это проявилось в восточной части дельты. Другим интересным явлением стал процесс перетока воды из левых водотоков в правые в пределах каждой частной системы дельтовых водотоков и в целом для дельты – перераспределение в пользу западных рукавов.

За более чем 190-летнюю историю обустройства Бахтемирского судоходного фарватера было создано грандиозное гидротехническое сооружение – один из крупнейших морских каналов, не имеющий аналога в мировой практике регулирования морских устьев рек. В современном состоянии общая протяженность Волго-Каспийского канала от административного начала в траверзе пос. Бертиоль (3 км ниже

истока рукава Бахтемир) составляет около 180 км при средней ширине 120 м между проектными изобатами 4,9 м, причем примерно более половины длины канала проложено на открытом взморье. Уже к 1927 г. был сооружен 12-ти футовый судоходный канал с транзитными глубинами 2,82 м. Однако, в то время морские суда с большой осадкой не могли проходить по каналу в реку и останавливались в открытом море на незащищенном от волнения рейде.

С первых шагов сооружения Волго-Каспийского канала возникла необходимость борьбы с заносимостью прорезей речными и морскими наносами. Эта задача решалась традиционными способами: ежегодным ремонтным землечерпанием и ограждением канала дамбами. К настоящему времени транзитные глубины по трассе Волго-Каспийского канала составляют не менее 5–6 м. Большая часть канала, проходящая по открытому взморью, обвалована песчаными надводными свалками и защищена от воздействия ветрового волнения западных и восточных румбов [19–25, 26, 37–39, 45–48, 50, 152, 217].

Систематическое ежегодное дноуглубление в объеме более 10 млн. м³ за период эксплуатации и естественное врезание русла в условиях снижающегося уровня моря (до 1977 г.) позволили создать такие условия плавания, при которых глубины в настоящее время практически не лимитируют судоходство. На большей части рукава Бахтемир удается поддерживать гарантированные глубины. Наибольшие затруднения периодически возникают на участках русла в рукаве Бахтемир, где исторически сложились зоны аккумуляции речных наносов: 42–46 км канала (ур. Шкирдовская коса) и 51–57 км (Харбайское колено). Весьма подвижное и динамичное дно с грядовым рельефом в виде песчаных рифелей и дюн периодически наблюдается в русле канала ниже узла слияния рукава Бахтемир с протокой Бакланьей, увеличивающей меженный речной сток Бахтемира примерно вдвое. В прошлом веке этим лимитирующим судоходство участкам русла рукава Бахтемир соответствовали так называемые «россыпи»: Княжья, Шадинская и Ракушинская.

Интенсивное углубление Волго-Каспийского канала в период 1960–1980 гг., когда были достигнуты глубины 5,8–6,6 м при средней ширине канала 120 м, привело к дальнейшей активизации Бахтемира и существенному сосредоточению стока в системе его водотоков. В

период 1981–1990 гг. доля меженного стока в истоке Бахтемира увеличилась. Возросшая общая водность Бахтемира стимулировала процессы саморазмыва в русле [98–99, 112, 155].

Недавний подъем уровня Каспийского моря (с 1978 по 1995 гг. на 2,35 м) привел к затоплению отмелей «буферной» зоны и увеличению глубин устьевого взморья. Подпор от современной ингрессии Каспия распространился вверх по Волго-Каспийскому каналу и рукаву Бахтемир выше пос. Оля. Следствием изменившихся гидролого-морфологических условий явилось смещение зоны аккумуляции речных наносов (областей формирования внутренних устьевых баров) и изменению тенденции руслоформирующих процессов [108, 146].

Морфология дна

Морская часть Волго-Каспийского канала (от морского края наземной дельты до открытого взморья в районе Астраханского рейда) представляет собой искусственно углубленное и удлиненное, и частично обвалованное, продолжение дельтового рукава Бахтемир на мелководном взморье дельты Волги. Эхолотный промер 1990, 1995 и 2002 гг. и гидролокационное обследование трассы ВКК в 1995, 2000–2003 гг. показывают, что в настоящее время можно выделить несколько геоморфологических участков, различающихся по характеру и направленности русловых деформаций и строению рельефа дна (см. Лист 3-а, в, г).

Первый участок (77–112 км ВКК) – переходная зона от речной перекаточной части к морскому каналу, непосредственно граничащая с морским краем дельты, характеризуется резким увеличением глубин по сравнению с вышележащим речным участком канала. Глубины по оси судового хода колеблются от 5–6 до 10 м, локально увеличиваясь до 14–20 м. Здесь же происходит резкое понижение кровли хвалыньских глин, которые в пределах первого участка морской части ВКК не выходят на поверхность дна (рис. 19).

К концу участка средние глубины по фарватеру постепенно уменьшаются вниз по течению до 5 м. В этом же направлении происходит медленное повышение кровли глин, подстилающих русловой аллювий, от –45 до –38 м БС. Мощность руслового аллювия

меняется незначительно, колеблясь от 7 до 10 м, лишь в самых глубоких плесовых лощинах уменьшаясь до 3–5 м или сменяясь выходами коренных глин на поверхность дна. Грядовый рельеф в русле сохраняется, так как несмотря на начавшееся растекание речного потока через прораны в защитных дамбах, расходы воды составляют после втекания протоки Бакланьей на 80 км ВКК – 1500 м³/с, на 90 км – 1000 м³/с и на 100 км – 750 м³/с.



Рис. 19. Морфология дна Волго-Каспийского канала в пределах первого участка (102–117 км)

К началу создания морской части Волго-Каспийского канала в устье рукава Бахтемир (путем прорытия землечерпательной прорези через устьевое мелководье и сооружения надводных насыпных дамб) в зоне сопряжения канала и речного русла формировался *внутренний речной устьевой бар* (ниже 87 км ВКК). По мере удлинения канала, увеличения ширины и высоты ограждающих дамб происходила концентрация речного потока в прорези и увеличение его

транспортирующей способности. Следствием этого явилось прогрессирующее смещение положения речного устьевых бара вниз по течению. Так, к 60-м годам прошлого столетия гребень бара располагался уже в пределах 95–105 км ВКК, имея транзитные глубины не менее 5,5 м. За последнее пятилетие, когда в бассейне Волги отмечалась повышенная водность, большая часть гребня бара размывалась на глубину 3–5 м и сместилась на 108–115 км ВКК, в район второго геоморфологического участка канала.

Второй участок канала (112–124 км ВКК) занимает зону так называемых «шалыг» – весьма подвижных мелких гряд высотой до 1,5 м и длиной от 10 до 100 м, образующихся ниже проранов в обвалованиях канала, через которые происходит отток части воды на акваторию забровочных пространств устьевых взморья. Гряды формируются, предположительно, непосредственно на поверхности глин (рис. 20).

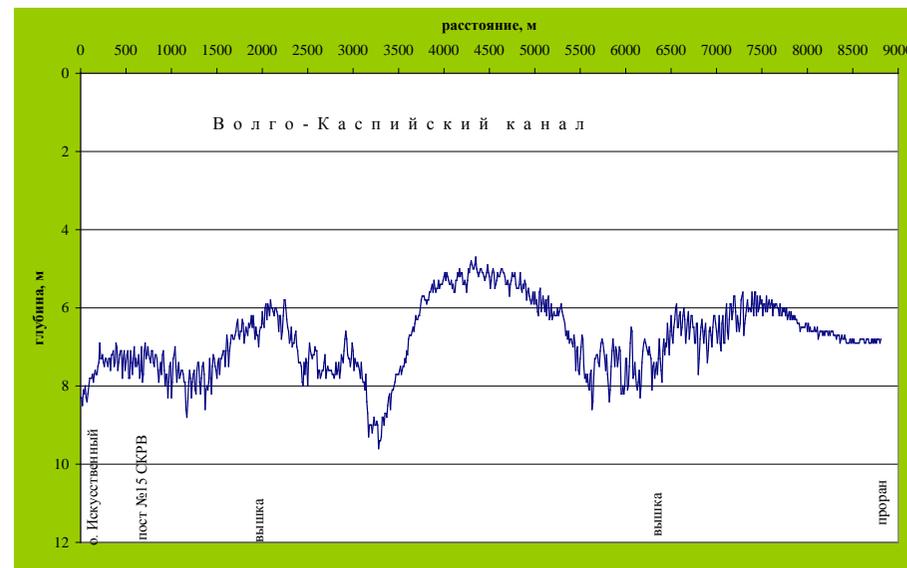


Рис. 20. Морфология дна Волго-Каспийского канала в пределах второго участка (117–124 км)

К 117 км ВКК в прорези канала при меженных горизонтах остается не более 500 м³/с (расчетный расход у Верхне-Лебежьем – 7000 м³/с). Поступающая через многочисленные прораны (их ширина достигает 2 км) часть речных наносов участвует в формировании региональных микродельт и устьевых баров в устьях микроводотоков таких дельт. Длина микроводотоков в настоящее время составляет 0,5–1 км. Другая часть (транзитная) речных наносов, оседая, приводит к формированию широкой мелководной зоны вдоль забровочных пространств (более 1 км шириной).

Третий участок (124–145 км ВКК) морской части канала совпадает с зоной так называемых «ям и суводей», отличающейся частым чередованием глубоких ям (12–20 м) и более мелководных участков русла с глубинами 5–7 м, которые на 1–2 м глубже гребневой части внутреннего речного устьевого бара в зоне «шалыг» (рис. 21).

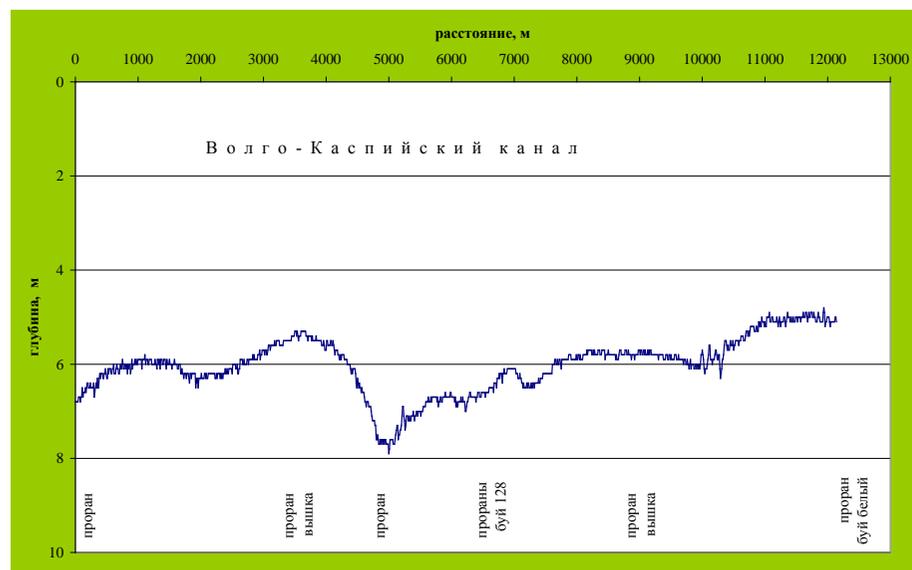


Рис. 21. Морфология дна Волго-Каспийского канала в пределах третьего участка (124–134 км)

Длина третьего участка – 20 км; местоположение его за последние 35 лет очень стабильно. Однако, с 1960 г. произошло заметное углубление мелководных участков на 2–3 м, а локальные переуглубления оказались заполненными на 2–5 м, очевидно, за счет продуктов размыва речного устьевого бара в процессе его смещения вниз по течению. Гидродинамическая природа образования подобных зон «ям и суводей» пока недостаточно ясна. Возможно на механизм их образования существенное влияние оказывает так называемая «игра уклонов», возникающая в процессе проникновения в эту часть канала вод взморья во время нагонов и способствующая возникновению водоворотных зон. Следует отметить, что аналогичное явление обнаружено и в Белинском судоходном канале ниже навигационного ориентира «12-я огневка» (22–27 км БКК).

Средние отметки дна канала в этой зоне колеблются в пределах 5–6 м, а днища ям опускаются до 8–10 м, причем глубина их постепенно уменьшается от верхней к нижней границе участка. Русловые отложения в этой части канала очень незначительны (менее 1 м), покрывая тонким слоем неровную поверхность глин, которые по данным сейсмического профилирования вскрываются на дне самых глубоких ям.

Четвертый участок канала (145–151 км ВКК) занимает наиболее мелководную его часть в пределах искусственных обвалований, где средние глубины колеблются в пределах 5–6 м. Интенсивное растекание речных вод из прорези через прораны, в основном на правое забровочное пространство взморья, приводит к резкому снижению транспортирующей способности водного потока и интенсивному осаждению наносов. Аккумуляции на этом участке канала способствует также усиливающаяся роль восточных волнений, которые ниже о. Искусственного получают возможность свободного разгона по устьевому взморью и нагону вод взморья через прораны в канал. Подпор речных вод в прорези канала выше проранов приводит к появлению очагов местной заносимости (рис. 22).

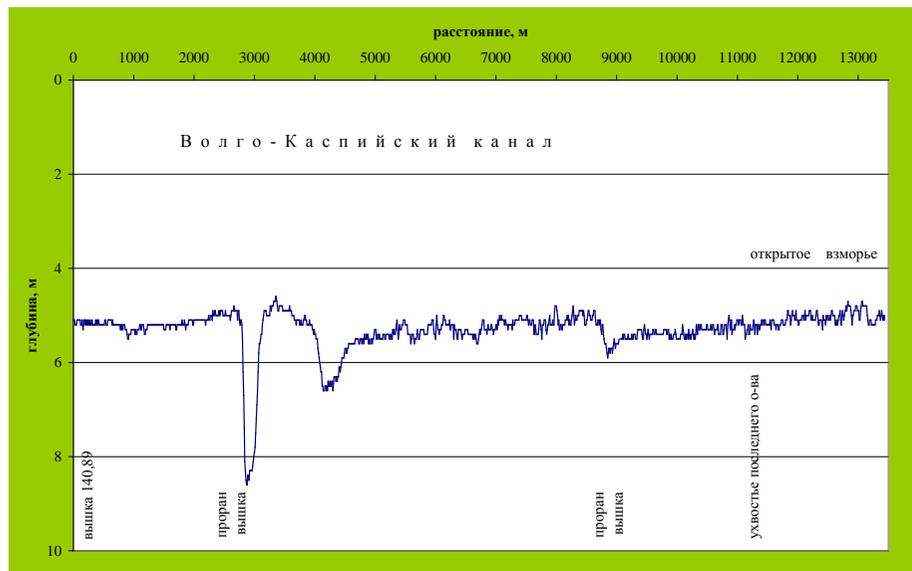


Рис. 22. Морфология дна Волго-Каспийского канала в пределах четвертого участка (141–152 км)

Гидролокационная съемка русла канала на третьем и четвертом участках выявила довольно однообразный характер подводного рельефа, лишенный грядовых образований. Большая часть неровностей дна носит структурный характер и отражает колебания кровли коренных пород. Однако, встречаются отдельные положительные формы руслового рельефа, связанные с блужданием динамической оси потока и подпорным влиянием нагонных ветровых волнений южного и восточного румбов. Отметки кровли подстилающих коренных пород не опускаются ниже –33 м БС, за исключением отдельных переуглублений русла, где они составляют –37 – –38 м БС. Мощность руслового аллювия не превышает 1–2 м.

Пятый участок (151–180 км ВКК) морской части Волго-Каспийского канала продолжает мелководную часть предыдущего (четвертого) участка, сформированную уже вне зоны искусственных обвалований трассы канала и находящуюся под сильным волновым

прессом в условиях открытого отмелого (2–5 м) устьевого взморья. Поскольку большая часть речных наносов осаждается в пределах так называемого *внешнего морского устьевого бара*, образующегося в зоне сопряжения обвалованной части канала и прорези на открытом взморье, то заносимость судоходной трассы в этой части канала определяется прежде всего гидродинамической активностью вод взморья и мощностью вдольберегового потока морских наносов. Наибольшее отложение наносов происходит на участке 151–160 км ВКК, где кроме осаждения речных взвесей, большое значение имеет фактор пересечения каналом естественной ложбины приморского залива, являющегося продолжением ильменя Татарская Бороздина. По этой бороздине и далее по ложбине залива происходит вынос речных половодных вод и наносов, поступающих в северо-западную часть взморья Волги.

Таким образом, в целом морской участок канала по особенностям строения подводного рельефа и динамике вод можно условно разделить на две части: а) обвалованную часть канала, где в прорези на расстоянии примерно 70 км сохраняется концентрированный сток речных вод посредством стеснения искусственными насыпными дамбами, и б) открытую часть судоходного канала, где происходит растекание речных вод на отмелом устьевом взморье и формируется морской устьевой бар в результате резкой потери транспортирующей способности взвесенесущего потока. Если в речной части канала состояние русла находится в прямой зависимости от гидролого-морфологических характеристик речного потока, то в открытой части канала подавляющее действие оказывают морские факторы.

Специфика русловых деформаций в обвалованной части канала во многом определяется режимом водообмена вод канала с водами взморья через прораны. По анализу плановых очертаний микродельт, рисунка гидрографической сети микроводотоков и состояния проранов можно оценить характер водообмена между каналом и взморьем: а) растекание в обе стороны – 85–103 км и 125–137 км ВКК; б) втекание с обеих сторон – 115–117 км; в) поперечный транзит на восток – 117–125 км и 137–151 км; г) поперечный транзит на запад – 103–115 км.

Просмотр гидролокационных записей дна морской части канала и анализ данных продольного эхолотирования судоходного фарватера показал, что в русле распространены два структурных типа гряд:

крупные гряды (перекаты) и мелкие гряды (рифели и дюны), размеры которых изменяются в соответствии со сменой гидравлического режима потока. Восстановление стока рукава Бахтемир за счет втекания левых ериков и проток (Собачий, Кутенок, Бакланенок, Бакланья) приводит к перестройке грядового рельефа в целую серию крупных, средних и мелких гряд длиной от 5–8 км до 100–20 м длиной с высотами от 8–4 до 2–0,5 м (77–117 км ВКК). По мере сокращения стока вследствие растекания в боковые ерики и прораны и уменьшения среднего диаметра русловых наносов до 0,7–0,10 мм грядовый рельеф ниже о. Искусственного прослеживается на расстоянии 7 км в виде мелких гряд длиной от 100 до 20 м и высотами 0,5–1,0 м.

Все крупные элементы рельефа дна Волго-Каспийского канала обусловлены неровностями кровли подстилающих морских глин. Динамика мелких гряд типа рифелей и дюн во многом определяется объемом переносимого речным потоком рыхлого материала, поэтому по мере уменьшения водности речного потока в прорези канала в результате оттока в боковые прораны происходит заметное уменьшение их высоты до 0,2–0,4 м, длины – от 9 до 18,0 м при средней глубине канала от 6,1 до 7,6 м. Постепенно микрогрядовый (рифельный) рельеф дна сменяется малоподвижным неровным дном (ниже 140 км ВКК).

Анализ данных гранулометрического состава руслового аллювия довольно отчетливо показывает тенденцию к общему уменьшению крупности донных грунтов на морской части канала вниз по течению от 0,42 до 0,27 мм на перекатных участках и от 0,22 до 0,14 мм в плесовых лощинах. Ниже 130 км ВКК дно канала преимущественно сложено крупным алевритом и илами.

Результаты сейсмоакустического профилирования трассы Волго-Каспийского канала (от истока рукава Бахтемир до конца обвалованной части) показывает, что в пределах наземной дельты река глубоко врезалась в древние морские отложения, практически уничтожив хвалынские слои. В глубоких плесовых лощинах (более 15 м) вскрываются плотные хазарские морские глины на отметках –43 – –49 м БС. Кровля подстилающих глин очень неровная (перепад высот достигает 4–10 м), что связано с блужданием динамической оси бахтемирского речного потока и различной интенсивностью глубинной эрозии. Ниже морской границы наземной дельты, где в историческое

время происходило растекание вод реки и уменьшение эрозионной способности речного потока, амплитуды врезов заметно уменьшаются и не превышают 5 м, а сама кровля глин получает тенденцию к постепенному повышению в сторону открытого моря от отметок –47 м БС на 80 км ВКК до –30 м БС в районе 151 км ВКК. В этом же направлении резко сокращается мощность русловых накоплений от 14 до 2 м (от поверхности современного дна до кровли подстилающих коренных пород).

По данным бурения Каспморниипроекта (1980 г.) от конца обвалованной части Волго-Каспийского канала мощность современных авандельтовых отложений постепенно увеличивается при движении в сторону открытого моря от 2 до 5 м. В том же направлении постепенно понижается кровля подстилающих коренных пород (суглинки и супеси). На расстоянии от 160 до 188 км ВКК кровля хвалынских отложений понижается с –33 м БС до –37 м БС; кровля хазарских – от –41 до –48 м БС. Состав авандельтовых отложений довольно однообразный – это супесчаные илы с прослоями глинистых илов и включениями раковин моллюсков.

Динамика дна.

В приморской зоне канала (ниже морского края дельты) размыв русла сохранялся до середины 80-х годов в среднем со скоростью до 10 см/год, за исключением нескольких зон локальной аккумуляции. Наиболее активно размыв шел на участке 132–145 км ВКК. Здесь увеличились скорости течения и расходы воды. По данным систематических наблюдений ГОИНа даже после начала подъема уровня моря в 1978 г. здесь продолжался активный размыв ложа канала. К моменту начала подъема уровня Каспийского моря (после 1977 г.) на участке 83–133 км ВКК сформировалось довольно устойчивое русло с глубинами 5,3–5,7 м, не требующее дноуглубления. Правда, промеры последних лет отмечают возможность формирования в пределах обвалованной части канала побочной и перекаатов и развития процесса блуждания динамической оси потока, что пока не нарушает общей прямолинейности канала.

После 1990 г. ситуация резко меняется: зона устойчивой аккумуляции занимает значительный участок канала ниже о.

Искусственного (накапливается слой наносов 2–4 м за 5 лет), выше которого формируются чередующиеся зоны размыва и аккумуляции примерно равной протяженности и интенсивности (2–4 м за период наблюдений) до нижней границы Харбайского перекаточного участка. Отсюда за период 1990–1995 гг. начинает формироваться зона устойчивой аккумуляции со средней интенсивностью накопления отложений в русле до 2,5 м. Таким образом, зона интенсивной речной заносимости канала, смещаясь вслед за зоной подпора в сторону морского края наземной дельты, располагалась в 90-х годах на участке между 110 и 135 км ВКК, примерно в 20 км ниже морского края дельты (см. Лист 3- в).

Наши непосредственные наблюдения за состоянием Волго-Каспийского канала во время последнего подъема уровня моря (после 1977 г.) позволяют несколько дополнить приведенные выше данные. До периода проникновения каспийских вод на акваторию авандельты наиболее интенсивные процессы переформирования в канале наблюдались в районе последнего надводного острова-свалки на 151 км ВКК, где шел интенсивный размыв его мористой части. Заметные деформации надводных свалок наблюдались так же на участках проранов, через которые происходило проникновение ветровых волн и нагонный течений в канал. Во время восточных штормов выше проранов на 137–148 км ВКК наблюдался местный подпор уровня в канале и возникновение очагов аккумуляции.

В 90-х годах после увеличения забровочных глубин и на фоне постоянно поднимающегося уровня моря процессы деформации свалок грунта усилились и приняли качественно новые формы. В настоящее время наблюдаются следующие стадии их переформирования: 1) Пассивное подтопление очень мелководных участков, заросших камышом; 2) Размыв наветренных откосов свалок, лишенных водной растительности; 3) Проникновение морских вод по наиболее пониженным участкам свалок в канал, постепенное расширение вновь созданных проранов за счет размыва; 4) Размыв концевых участков островов в районах существующих проранов и увеличение их ширины. Выводы: 1) Тростниковая растительность на наветренных склонах свалок играет роль буфера и предохраняет свалки от размыва, не препятствуя, правда, их пассивному подтоплению; 2) Наиболее

уязвимой частью свалок являются участки берегов, лишенные тростниковой защиты и совпадающие с дефляционными понижениями в средней части свалок, через которые при дальнейшем подъеме уровня моря может происходить проникновение морских вод и формирование новых проранов; 3) Заиление канала в настоящее время идет двумя способами: а/ через прораны шириной более 500 м и с глубинами более 3 м; б/ за счет аккумуляции речных наносов в зоне подпора, которая мигрирует вдоль канала в разные фазы гидрологического режима реки и моря.

Никитинский Банк

Никитинский Банк расположен в приморской зоне на продолжении рукава Кизань по данным гидролокационного картирования и продольного эхолотирования от истоков до морского края дельты практически лишен русловых наносов. Его дно сложено мягкопластичной глиной темно-серого цвета с включениями раковин и прослоями песка или буро-серыми пластичными суглинками тоже с включениями раковин. Неровная поверхность глин имеет своеобразный полосчатый рисунок, повторяющий текстурную микрослоистость, отпрепарированную водным потоком. Изредка по стрежню потока или на прибрежных отмелях появляются мелкие гряды, сложенные тонкими песками или алевритами (длина от 10 до 50 м, высота 0,3–0,4 м). Протяженность таких участков составляет от 100 до 700 м при ширине 100–150 м. Ближе к морскому краю дельты дно Никитинского банка, ширина которого сокращается до 40–50 м, выстилается тонким слоем алевритов, из которых формируются рифели.

Белинский Банк

Белинский Банк начинается от узла слияния рукава Бушма и протоки Корневая в районе переката Белинский Банк (73 км судового хода от пристани №17 г. Астрахани), где происходит резкое расширение русла от 5 до 9 км, которое ниже по течению начинает заполняться длинными (до 35 км) и узкими (не более 4 км) дельтовыми островами под названием о-ва Революции. Собственно Белинский Банк в этой части дельты Волги представляет собой слабоизвилистый рукав шириной 150–200 м и весьма изменчивыми глубинами от 3 до 10 м, который

заканчивается обширной мелководной акваторией с глубинами 2,1–2,5 м на слиянии с Большим Белинским Банком (ширина от 16 до 25 км, длина – 60 км). В районе тони Комсомольской (88 км с.х.) эта мелководная акватория начинает заполняться целой россыпью дельтовых островов, между которыми Белинский Банк прослеживается в виде узкого (до 100 м шириной) рукава с глубинами от 2,3 до 11,4 м на расстоянии 14 км до выхода на открытое устьевое взморье Волги, где Белинский Банк канализирован искусственными дамбами.

В пределах Белинского Банка наблюдаются 10 очень крупных гряд длиной от 1 до 3 км и высотами от 2 до 6 м и 17 крупных гряд (длина – 1–1,5 км, высота – 1–2 м). По данным гидролокационной съемки 1996 г. на поверхности этих макро- и мезоформ от переката Белинский Банк до тони Комсомольской встречаются участки рифельного дна (гряды длиной до 10 м и высотой до 0,1 м), чередующиеся с относительно выровненным песчаным дном, осложненным выходами литифицированных коренных гряд и переуглубленными котловинами овальной формы (длина от 80 до 180 м,

ширина – от 40 до 80 м). Ниже тони Комсомольской до 12-ой Огневки дно Белинского Банка ровное, илистое (см. Лист 7-а, в).

Анализ лоций 1979 и 2003 гг. показал заметную динамику продольного профиля дна Белинского Банка: за 25-ти летний период произошел размыв вершинной и низовой частей Белинского Банка на 2–4 м, где водный сток концентрируется в одном русле между дельтовыми островами. Деформации средней части Белинского Банка, приуроченной к широким мелководным акваториям, не превышают 1 м. Белинский банк и Белинский канал – зоны эрозионной направленности русловых переформирований, прослеживаемой с 1940 г. Скорость врезания речного потока на этих участках дельты Волги составляла в среднем не более 10–15 см/год, достигая на отдельных участках 53 см/год (см. Лист 7-а).

*В.Н. Кортаев, Н.А. Римский-Корсаков, В.В. Иванов, Д.Б. Бабич,
А.А. Пронин, Д.Н. Айбулатов*

ДИНАМИКА МОРСКОГО КРАЯ ДЕЛЬТЫ

Положение морского края дельты Волги определяется в основном высотой уровня Каспийского моря: при понижении уровня морской край дельты смещается в сторону моря, при повышении – в сторону суши. Дополнительной причиной выдвижения морского края дельты в море служит отложение речных наносов. Формирование дельты Волги за последние 200 лет шло в основном на фоне понижающегося уровня моря [2-3, 26, 33, 58, 70, 126-127].

Сопоставление архивных топографических карт и космических снимков позволили определить положение и характер морского края дельты на следующие временные срезы: 1868 г. – период относительной стабилизации уровня моря, 1927 г. – начало интенсивного падения уровня, 1960 г. – низкий уровень моря при продолжающемся его падении. Ситуация при самом низком уровне, около –29,0 м БС по ГП Махачкала, зафиксирована на космических снимках MSS/Landsat 1976-78 гг.

1869–1927 гг. Период между двумя съемками (около 60 лет) характеризовался относительной стабильностью уровня Каспия (в первую половину периода, при колебаниях от –25,3 до –25,6 м БС) и небольшим падением уровня (во вторую половину, от –25,6 до –26,2 м БС). Морской край дельты нарастал в этот период по всему периметру, но по-разному в западной и восточной частях дельты: в западной части выдвижение морского края в среднем составило 0,2 км/год, а в восточной – до 0,5 км/год. Наибольшие изменения характерны для устьев крупных водотоков, где за этот длительный период относительно стабильного уровня моря формировались аккумулятивные острова.

В целом за 1868–1927 гг. дельта Волги увеличила свою площадь с 4,7 до 6,1 тыс. км² (табл. 6).

Начавшееся с 1900 г. небольшое падение уровня моря мало сказалось на рельефе устьевого взморья. Форма дельты оставалась компактной, с ровным краем и лишь несколькими островами – бэровскими буграми на взморье, существовавшими здесь и ранее, но увеличившимися в размерах вследствие увеличения площади тростниковых зарослей.

Таблица 6. Изменение площади дельты Волги в результате выдвижения ее морского края и присоединения осушенных островов за период с 1868 по 1976 гг. (по картографическим материалам)

Период (число лет)	Площадь дельты, тыс. км ²		Прирост площади дельты	
	в начале периода	в конце периода	км ²	км ² /год
1868–1927 (59)	4,7	6,1	1437	24,4
1927–1960 (33)	6,1	7,6	1500	45,4
1960–1976 (16)	7,6	8,5	906	56,6
1868–1976 (108)	4,7	8,5	3843	35,6

1927–1960 гг. Этот интервал времени относится к периоду падения уровня моря, интенсивного с 1929 по 1941 г. и более медленного в последующие годы. За весь интервал между съемками уровень моря понизился с –26,2 до –28,2 м БС. Более крупный масштаб и высокая точность топографической карты 1927 г. в ее сравнении с топографической картой 1960–1963 гг., составленной по аэрофотоснимкам, позволили изучить динамику края дельты более детально.

Характер процессов на морском крае дельты в этот период изменился коренным образом. До 1927 г. процесс формирования дельты шел путем нарастания и выравнивания ее морского края. Начавшееся интенсивное падение уровня моря привело к изменению этого процесса.

Активизировался естественный процесс формирования островов вблизи морского края дельты Волги, который связан с двумя основными факторами: аккумулятивной деятельностью дельтовых водотоков и

зарастанием мелководного устьевого взморья тростниковыми зарослями плавневого типа. Речная аккумуляция была приурочена к устьям водотоков. Основная масса взвешенных наносов (около 90%) и все влекомые наносы по дну выносились многочисленными водотоками на взморье, наращивая его дно, образуя устьевые бары и косы. Выдвигаясь в море, водотоки изолировали участки акватории, образуя межустьевые заливообразные водоемы, называемые култуками, которые постепенно зарастали, выравнивая морской край дельты [30]. Вследствие активизации этого процесса значительно увеличилась извилистость морского края дельты. В среднем он продвинулся за рассматриваемый период на 5–6 км.

В результате понижения уровня моря обмелели многие рукава, поэтому выходы некоторых из них на взморье были искусственно углублены; началось строительство каналов для прохода рыбы на нерест. Это привело к частичному перераспределению стока – увеличению в нескольких более крупных рукавах (и, как следствие, к активизации нарастания аллювиальных островов в их устьях) и усилению процессов отмирания большого числа небольших протоков и даже некоторых крупных [59, 155]. Наиболее интенсивно процесс образования новых островов шел в районе Белинского Банка, на месте култука, вдававшегося в конце XIX в. далеко в дельту. Здесь наибольшее выдвигание морского края дельты составило за период с 1927 по 1960 г. более 16 км.

Не очень существенное (по сравнению с открытым морем) понижение уровня воды на взморье привело к еще большему его обмелению, интенсивному зарастанию отмелей тростниковыми зарослями, к образованию в конце 1930-х гг. и последующему интенсивному росту очень низменных (высотой до 1 м) осушенных островов, таких как Макаркин, Зюдев, Галкин, Сетные, Блинов. В результате площадь аллювиальных островов, сформировавшихся за это время на морском крае дельты, оказалась в несколько раз меньше, чем осушившихся мелководных участков самого взморья.

За период 1927–1960 гг. площадь дельты с морскими осушенными островами увеличилась с 6,1 до 7,6 тыс. км² (табл. 6). Средний за период прирост площади дельты составил около 50 км²/год.

1960–1976 гг. Этот период характеризовался дальнейшим понижением уровня моря (с –28,2 до –29,0 м БС) и сохранением общей

направленности процессов на морском крае дельты. В эти годы возросло влияние хозяйственной деятельности на режим реки и дельты: был зарегулирован сток Волги с уменьшением его объема, продолжалось сооружение рыбоходных каналов, активизировались мелиоративные работы. От предыдущего этот период отличался снижением темпов аккумулятивных процессов в связи с сокращением стока наносов реки; на участках морского края дельты с небольшим стоком формирование островов и кос прекратилось совсем. Скорость выдвигания морского края дельты и преобладание одного из двух процессов – активного благодаря накоплению речного аллювия или пассивного вследствие разрастания плавневых зарослей тростника – в четырех частях морского края дельты оказались различными.

Участок побережья от Волго-Каспийского канала на западе и включая Кировский рыбоходный канал на востоке отличался наименьшим приростом дельты, более активным вдоль каналов (2,5–5,0 км за период), в устьях водотоков (в среднем 0,1–0,2 км) и менее активным между ними (десятки метров за период).

Между Кировским и Белинским каналами преобладал пассивный прирост дельты и почти не формировались аллювиальные острова. Ранее возникшие осушенные острова увеличились по площади почти вдвое, сомкнулись, образовав единые массивы площадью 150–300 км² и присоединились к дельте, усложнив таким образом строение морского края.

На участке между Белинским и Васильевским каналами и в Белинском Банке и вдоль канала продолжалось начавшееся в предыдущий период формирование многочисленных островов и сети водотоков. Пассивный прирост дельты выражался здесь в появлении и постепенном уплотнении зарослей тростника вокруг аллювиальных островов и выравнивании, тем самым, морского края дельты.

На крайнем восточном участке формирование русел водотоков на месте обширного мелководья с низкими островами началось значительно позже, чем в западной части дельты, и этот процесс продолжался в рассматриваемый период преимущественно в результате расширения тростниковых зарослей с общей тенденцией к выравниванию морского края дельты. В итоге форма дельты, ее морской край приобрели совершенно иной характер.

Площадь дельты с морскими осушными островами за период 1960–1976 гг. увеличилась с 7,6 до 8,5 тыс. км² (табл. 6).

В целом за период падения уровня моря контур дельты претерпел существенные изменения, которые стали следствием двух основных процессов: 1) более интенсивного, чем при относительно стабильном уровне моря, формирования новых островов в устьях крупных водотоков и вдоль рыбоходных каналов, строительство которых привело к перераспределению стока в системе дельтовых водотоков; 2) более быстрого, чем ранее, освоения тростниковыми зарослями возникших мелководных участков как вдоль морского края дельты, так и в прилегающих частях отмелого взморья.

Во время резкого повышения уровня моря с 1977 по 1995 г. и в последующий период его относительной стабилизации с некоторой тенденцией к понижению процессы на морском крае дельты Волги заметно изменились. Были выявлены важные закономерности распространения в придельтовой части отмелой зоны устьевого взморья зарослей тростника и сопутствующего ему рогоза. Установлено, что тростник начинает расти в придельтовой части взморья при глубинах менее 1,5–2 м. Сначала он появляется в виде отдельных куртин, которые при благоприятных условиях увеличиваются в диаметре, а просветы водной поверхности между ними сокращаются. Куртинные заросли постепенно превращаются в несомкнутые, куртинно-кулисные, а затем и в сомкнутые заросли. Даже отдельные куртины, а особенно сплошные заросли способствуют аккумуляции наносов мелких фракций, поэтому увеличение проективного покрытия тростника в придельтовой части отмелой зоны устьевого взморья можно расценивать как положительную тенденцию в росте дельты в целом и, наоборот, изреживание зарослей может служить показателем сокращения ее площади.

1976–1987 гг. В эту первую половину периода подъема уровня моря (с –28,97 до –27,81 м БС по г/п Махачкала) уровень воды в отмелой зоне устьевого взморья (г/п о. Искусственный) повысился всего на 0,4 м что слабо сказалось на динамике морского края дельты. Заметный рост дельты вследствие отложения наносов наблюдался только в устьях крупных водотоков и выражался в образовании надводных кос и небольших островков. Продолжался незначительный прирост дельты в результате зарастания култуков и ильменей. Более существенные

изменения произошли на взморье (рис. 24). Здесь, на межостровных пространствах не только увеличилась площадь куртинных и куртинно-кулисных тростниковых зарослей, но и возросла их сомкнутость. На осушенных островах продолжалось разрастание тростниковых зарослей, особенно по периферии островов и вдоль их южных берегов. Эта тенденция ярко проявилась на взморье вблизи устьев рукавов Таболы и Большой Болды, где прирост зарослей составил более 150 км², а также у Баровых о-вов, которые на карте 1960 г. показаны как отмели. У юго-западной оконечности о. Макаркин при низком уровне моря существовали несколько небольших островков с отдельными экземплярами деревьев, позже ставших сухими. На мелководье вокруг островков, увеличение глубин было незначительным (с 0,2 до 0,8 м), поэтому шел интенсивный процесс формирования единого массива сплошных тростниковых зарослей. Впоследствии процесс продолжался, но более медленными темпами.

Общая площадь прироста зарослей тростника на взморье и вдоль морского края дельты составила за период 1976–1987 гг. 0,96 тыс. км², при интенсивности 87 км²/год (табл. 7), что сопоставимо с величинами изменений на взморье в конце периода падения уровня моря (табл. 6).

1987–1998 гг. В этот период подъема уровня увеличение глубин на взморье продолжалось и составило 0,2 м вблизи морского края дельты. Выдвижение морского края дельты зафиксировано лишь на отдельных участках на расстоянии 0,3–0,8 км. Только в районе Белинского Банка в результате возникновения новых аллювиальных островов и уплотнения зарослей тростника морской край выдвинулся на 5 км. Однако во время полевых работ на Дамчикском участке заповедника образование небольших надводных кос и островков в устьях некрупных протоков отмечалось уже с 1994 г. Продолжалось зарастание култуков.

На устьевом взморье произошли более существенные изменения. Наблюдавшееся в начале периода трансгрессии моря формирование на межостровной акватории новых куртинных и куртинно-кулисных тростниковых зарослей к 1998 г. сменилось их значительным изреживанием и разрушением (рис. 25). Разрастание тростника продолжалось лишь на участках, расположенных ближе к морскому краю дельты, закрытых от разрушительного волнового воздействия, что

привело к сокращению общей площади сомкнутых зарослей тростника почти на 0,3 тыс. км² со средней интенсивностью 25,4 км²/год (табл. 7).

Таблица 7. Изменения площадей, занятых зарослями тростника в отмелой зоне устьевого взморья Волги с 1976 по 2010 гг.

Интервал (число лет)	Изменение площади зарослей		Результирующее	
	прирост, км ²	сокращение, км ²	км ²	км ² /год
1976–1987 (11)	980	20	+960	+87,3
1987–1998 (11)	250	530	–280	–25,4
1998–2010 (12)	730	100	+630	+52,5
1976–2010 (34)	1960	650	+1310	+38,5

На осушенных островах началось частичное изреживание сплошных зарослей. Поскольку осушенные острова имели высоту 0,3–0,5 м, за исключением отдельных грив высотой до 1 м, подъем уровня моря привел к их затоплению, вследствие чего внутри тростниковых массивов появились окна открытой воды площадью 100–300 м², погибло существовавшее на гривах ивовое редколесье.

Процессы разрушения зарослей тростника наиболее активно происходили в центральной части взморья, у южной границы их распространения. На границе островной зоны глубины возросли до 2 м, что привело к разрушению островов, существовавших здесь ранее. Процесс затопления островов, а затем частичного разрушения растительного покрова можно проследить на примере о. Чистая Банка, который находился вблизи свала глубин, в 50 км от морского края дельты. С 1962 г. здесь содержался крупный рогатый скот, поэтому большая часть его территории использовалась под выпас и сенокос. Значительная площадь была занята злаковыми и разнотравно-злаковыми лугами. В наиболее высокой северо-западной части острова песчаные дюны и междюнные понижения были заняты сообществами галофитов и

псаммофитов. К 1991 г. незатопленной осталась лишь небольшая часть острова, животноводческая ферма прекратила существование, скот был вывезен. Общая площадь острова уменьшилась, и большую ее часть составляли заросли тростника и рогоза. Дальнейший подъем уровня моря и увеличение глубины до 2–2,5 м на периферии острова привел к его полному затоплению и постепенному разрушению образовавшихся на его месте зарослей тростника.

Увеличение глубин на 2 м и более, разрушение о. Чистая Банка и Баровых о-вов, служивших барьером при сильном волнении, привело к изменениям волнового режима, усилению подвижек льда в зимний период, что, по всей вероятности, и является причиной начавшегося разрушения внешней границы дельты.

1998–2010 г. Этот интервал времени характеризуется на взморье относительно стабильным положением уровня моря с некоторой тенденцией к снижению. За 1998–2010 гг. уровень моря по ГП Махачкала снизился с –26,94 до –27,31 м БС, а в отмелой зоне взморья (г/п о. Искусственный) и на морском крае дельты, соответственно, 0,4 и 0,1 м (табл. 7).

Самый активный прирост морского края дельты, связанный со стоком наносов водотоков, как и в предыдущем интервале, наблюдался вдоль Белинского канала, где некрупные аллювиальные острова (площадью 3–5 га) выдвинулись почти на 10 км. Активно росли острова на морском крае в восточной части дельты, в устьях протоков Каменная и Уфимцева (система Бузана), выдвигание суши по Васильевскому каналу составило 1–1,5 км. Возобновился процесс накопления отложений и в устьях небольших протоков. Так, на Дамчикском участке Астраханского заповедника в устье ерика Тургановский (одного из устьев протока Быстрая) в эти годы сформировался остров площадью около 2 га.

Активизировался так же процесс разрастания тростника по всему устьевому взморью (рис. 26). В центральной части взморья, между Кировским и Белинским каналами разрастание осушенных островов в придельтовой части взморья непрерывно после их образования в 1930-х гг. Обращает на себя внимание восстановление зарослей на южной границе их распространения, разрушившихся в результате увеличения глубин на 1 м. Объясняется это, на взгляд автора, тем, что сохранилась

типичная для тростника мощная приповерхностная корневая система, которая способствовала накоплению наносов мелких фракций, приносимых волнением. Увеличение площади зарослей за период 1998–2010 гг. составило более 0,6 тыс. км² или 52 км²/год (табл. 7). Изменения в площади зарослей тростника на устьевом взморье за период с начала подъема уровня моря тесно связаны с изменениями уровня в отмелой зоне устьевого взморья (табл. 7). При резком подъеме уровня в открытом море повышение уровня в отмелой зоне устьевого взморья запаздывает во времени и существенно меньше по величине, что и является основной причиной изменений в площади зарослей, а в конечном итоге, в росте всей дельты Волги. При относительно стабильном уровне скорость прироста площади тростника на взморье составляет 50–100 км² в год и зависит от абсолютного значения уровня: чем он выше и чем глубины ближе к 2 м, тем прирост меньше. Превышение критической глубины

развития тростника приводит к разрушению зарослей и уменьшению площади дельты в целом.

Выводы. Для морского края дельты Волги характерна разная скорость реакции на изменения уровня моря. Падение уровня вызывает быстрый рост дельты, в то время как при подъеме уровня моря процессы частичного разрушения сомкнутых тростниковых зарослей на взморье проявляются только спустя несколько лет. Специфика дельты Волги заключается в том, что подъем уровня моря проявляется в повышении уровня грунтовых вод и возникновении подтопленных участков на верхней границе тростникового пояса, но не приводит к отступанию его нижней границы, то есть морского края дельты, представленного тростниковыми зарослями плавневого типа.

И.А. Лабутина

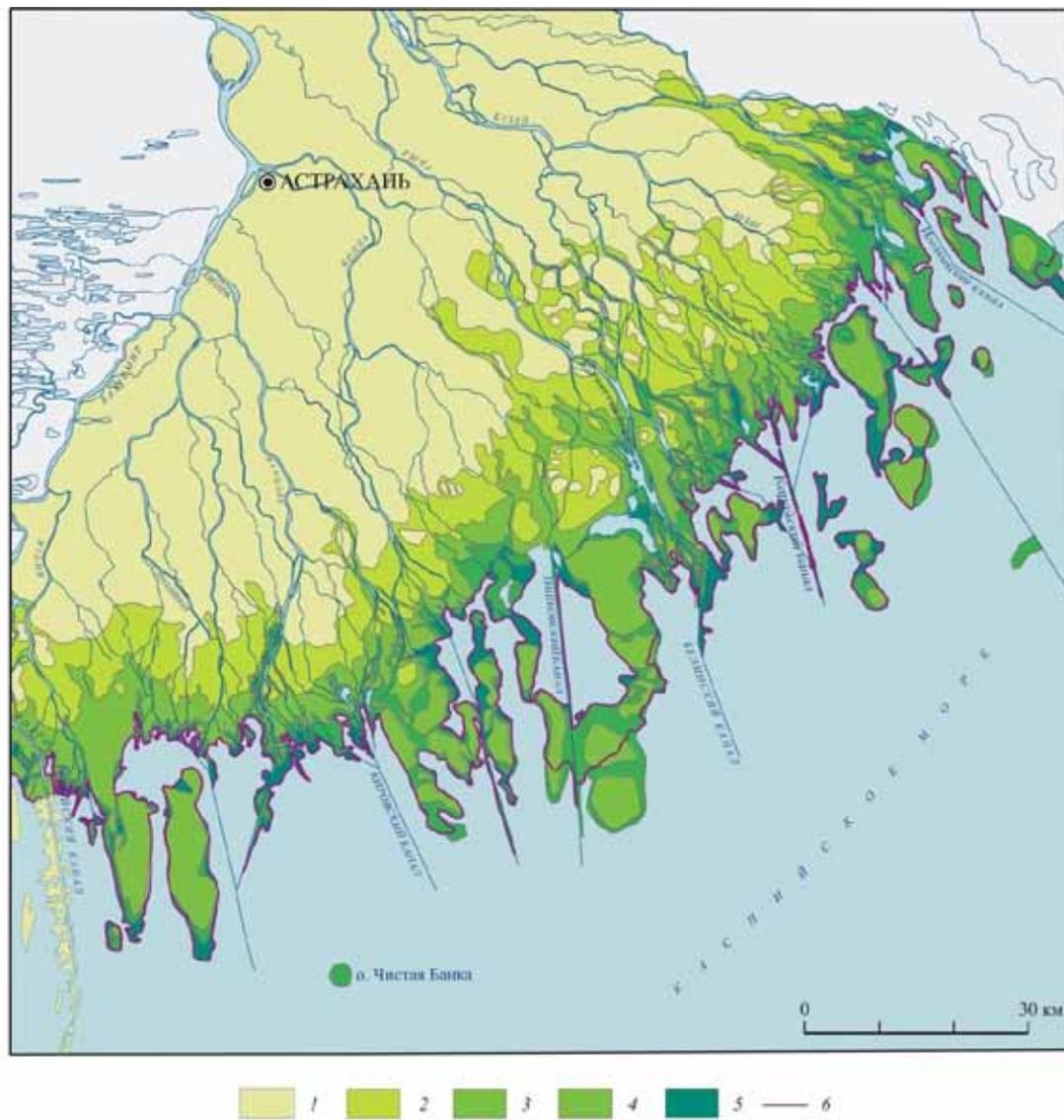


Рис. 23. Положение морского края дельты Волги с середины XIX в.: 1 – до 1868 г., 2 – 1868-1927 гг., 3 – 1927-1960 гг., 4 – 1960-1976, 5 – 1976-2010 гг., 6 – морской край дельты в 2010 г.

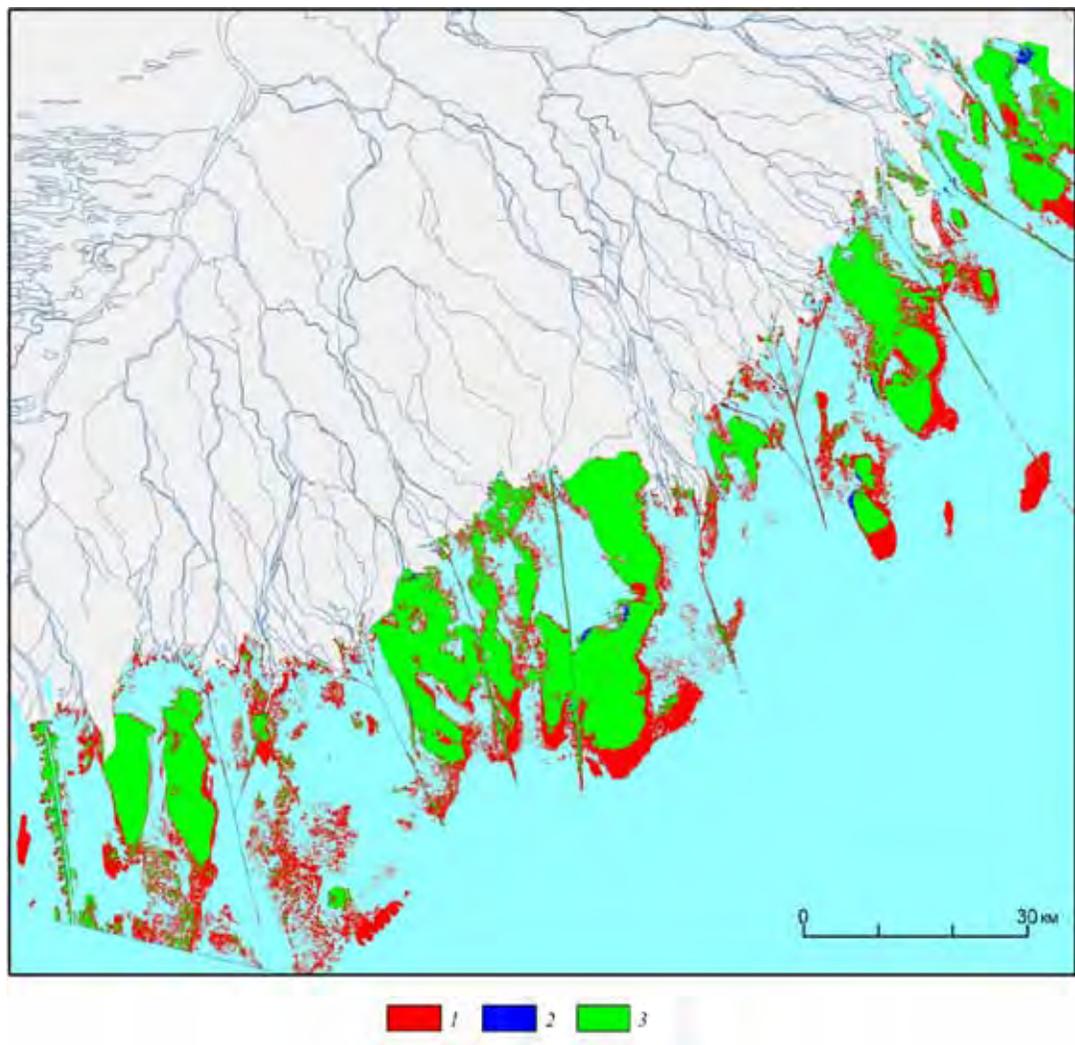


Рис. 24. Изменения в распространении зарослей тростника вдоль морского края, на устьевом взморье и осушенных островах дельты Волги за период с 1976 по 1987 г.: 1 – прирост зарослей за период, 2 – разрушение зарослей за период, 3 – площадь зарослей осталась за период неизменной

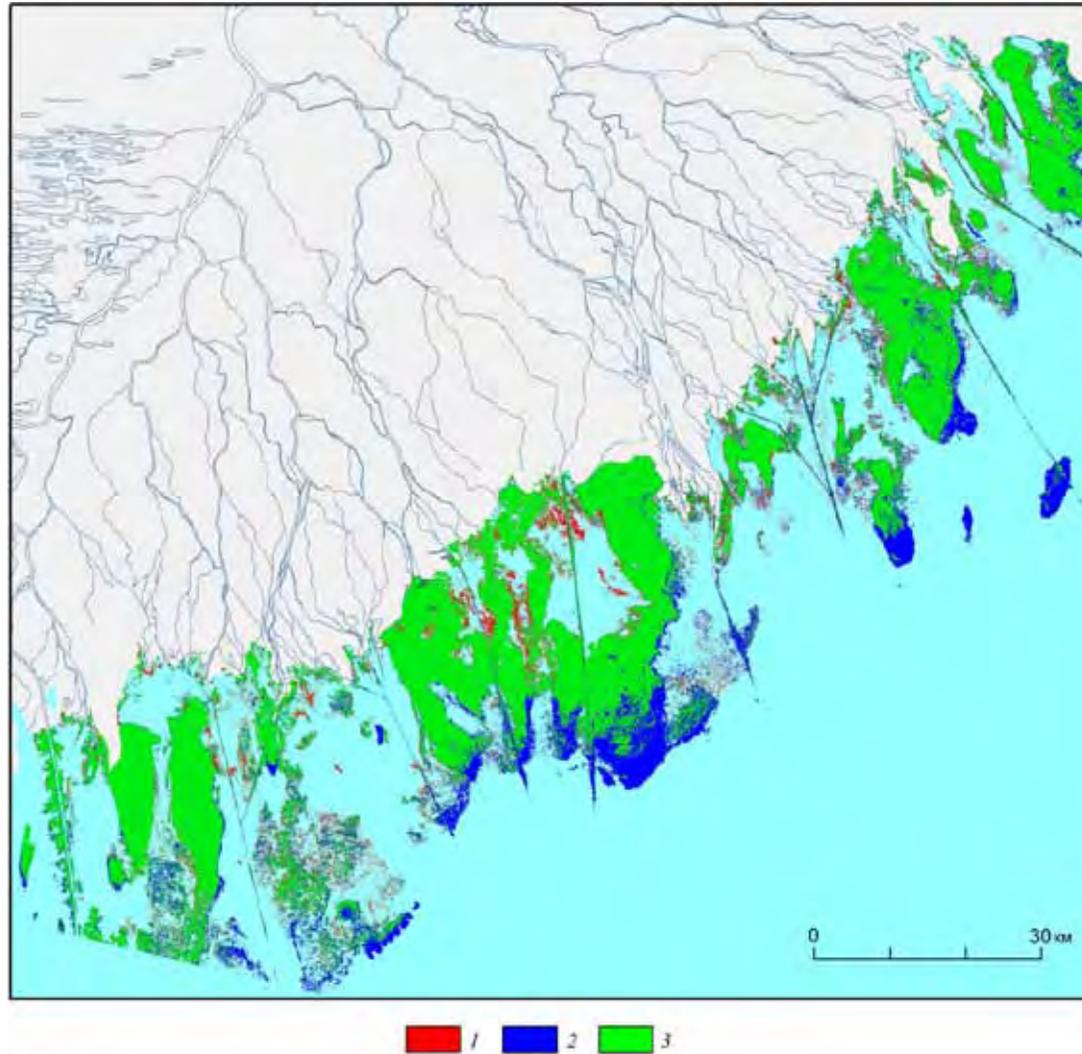


Рис. 25. Изменения в распространении зарослей тростника вдоль морского края, на устьевом взморье и осушенных островах дельты Волги за период с 1987 по 1998 г. (см. условные обозначения на рис. 24)

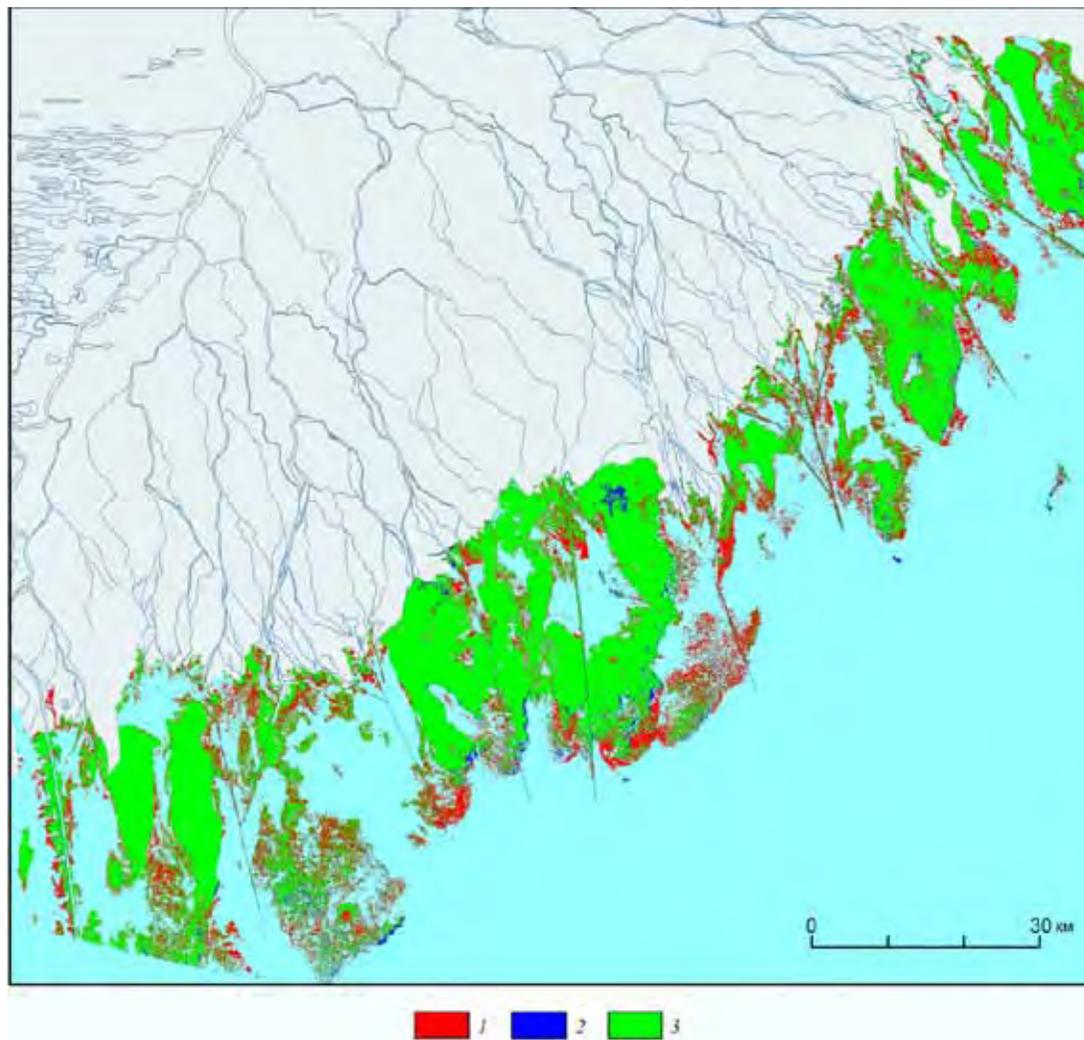


Рис. 26. Изменения в распространении зарослей тростника вдоль морского края, на устьевом взморье и осушенных островах дельты Волги за период с 1998 по 2010 г. (см. условные обозначения на рис. 24)

ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Д.Н. Исследование гидролого-морфологических процессов в дельте Волги с использованием ГИС-технологий // Человечество и береговая зона в XXI в. М., 2000.
2. Айбулатов Д.Н. Соотношение пассивного и активного выдвигания морского края дельты Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 2003. №3.
3. Алексеевский Н.И., Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Динамика морского края дельты Волги и русловой режим ее дельтовых водотоков при колебаниях уровня Каспия // Эрозия почв и русловые процессы. Вып.11. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.
4. Алексин А.А., Захарова Л.Я., Леонтьев О.К. и др. Структурно-геоморфологические исследования в дельте Волги // Структурно-геоморфологические исследования в Прикаспии. Л.: Гостоптехиздат, 1962.
5. Аполлов Б.А. Колебания уровня Каспийского моря // Тр. ИО АН СССР. 1956.
6. Астраханский заповедник: фотоальбом (составитель Д.В. Бондарев). М.: Изд-во «Советская Россия», 1982.
7. Атлас Астраханской области. М.: Роскартография, 1997.
8. Атлас Волгоградской области. Киев: ГУГК и К Украины, 1993.
9. Атлас единой глубоководной системы Европейской части РСФСР (том 7. Река Волга от Саратовского гидроузла до Астрахани). М.: Изд-во Главводпуть МРФ РСФСР, 1974, 1982.
10. Атлас Нижней Волги от Волгограда до Астрахани и Каспийского моря. М.: Ультра ЭКСТЕНТ, 2010.
11. Атлас русловой морфодинамики Нижней Волги (Волгоград-Астрахань) (Под ред. В.Н. Коротаева, Д.Б. Бабича, Р.С. Чалова). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009.
12. Бабич Д.Б., Иванов В.В., Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Опыт исследования и оценки деформационных процессов на нижней Волге // Безопасность и устойчивое развитие Нижнего Поволжья. Волгоград: Изд-во Волжского гуманитарного ин-та, 2002.
13. Байдин С.С. Процессы дельтообразования и гидрографическая сеть дельты Волги // Тр. ГОИН. 1959. Вып. 45.
14. Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги // Гидрометеиздат, 1962.
15. Байдин С.С. О заливаемости дельты Волги в условиях зарегулированного стока // Тр. ГОИН. 1967. Вып. 89.
16. Байдин С.С., Линберг Ф.Н., Самойлов И.В. Гидрология дельты Волги. Л.: Гидрометеиздат, 1956.
17. Бадюкова Е.Н. Еще раз о генезисе бэровских бугров // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. №4.
18. Бадюкова Е.Н. Новые данные о морфологии и строении бэровских бугров // Геоморфология. 2005. №4.
19. Баланин В.М. Материалы к проектированию судоходного соединения р. Волги с Каспийским морем // Управление работ по устройству Волго-Каспийского канала. Астрахань, 1925. Вып. 1.
20. Баланин В.М. Задачи работ на Волго-Каспийском канале в ближайшее пятилетие // Нижнее Поволжье. Саратов, 1929. № 12.
21. Балахин М. Десятилетние итоги работ на Волго-Каспийском канале // Наш край. Астрахань, 1927. № 8.
22. Балинский К.А. Устья реки Волги и Астраханский морской канал // Труды отдела торговых портов. СПб.: 1914. Вып. XXXII.

23. Батурин В.П. Введение в геологию дельты Волги // Тр. ГОИН. 1951. Вып. 18 (30).
24. Белевич Е.Ф. К истории дельты р. Волги // Тр. Океаногр. комиссии АН СССР. 1956. Т.1.
25. Белевич Е.Ф. Грунты подступных ильменей дельты Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1958. Вып. 4.
26. Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспийского моря и формирование дельты реки Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1958. Вып. 4.
27. Белевич Е.Ф. О вертикальном росте островов в нижней зоне дельты Волги // Тр. Океанограф. комиссии. 1960. Т. 6 (Изучение устьев рек).
28. Белевич Е.Ф. Строение русел водотоков в нижней зоне дельты Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1961. Вып. 5.
29. Белевич Е.Ф. Районирование дельты Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1963. Вып. 8.
30. Белевич Е.Ф. Геоморфологическая характеристика авандельты реки Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1965. Вып. 10.
31. Белевич Е.Ф. Развитие низовьев дельты Волги // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1978. №5.
32. Белевич Е.Ф. О происхождении рельефа бэровских бугров // Геоморфология. 1979. №2.
33. Белевич Е.Ф. Колебания уровня Каспия и развитие авандельты Волги // Геолого-геоморфологические исследования Каспийского моря. М.: Наука, 1983.
34. Белевич Е.Ф. Особенности развития и строения дельты Волги // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1991. №3.
35. Белевич Е.Ф., Русаков Г.В. Роль антропогенного фактора в формировании дельты Волги // Гидрология южных морей СССР (работы Астраханской ЗГМО). М.: Гидрометеиздат. 1980. Вып. 2.
36. Берг Л.С. Уровень Каспийского моря за историческое время // Проблемы физической географии. 1934. Т. 1. Вып. 1.
37. Близняк Е.В. О расширении исследовательских работ при землечерпании. Волжское землечерпание и его достижения // Материалы для описания русских рек. Л.: Изд-во Центр. управления внутренних водных путей, 1925. Вып. 1.
38. Богуславский Н.А. О судоходных условиях в устьях Волги и северной части Каспийского моря и о мерах, необходимых для восполнения судоходству на этой части дельты // Материалы для описания русских портов и истории их сооружения. Устья Волги. СПб.: 1895. Вып. IV.
39. Богуславский Н.А. Волга как путь сообщения. К вопросу об обмелении Волги // Труды ин-та путей сообщения. СПб.: 1887. Вып. IX.
40. Болгов М.В., Красножон Г.Ф., Любукшкин А.А. Каспийское море. Экстремальные гидрологические события. М.: Наука, 2007.
41. Буданов В.И. Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря. М.: Наука, 1964.
42. Будыко М.И. Ефимова И.А., Лобанов В.В. Будущий уровень Каспийского моря // Метеорология и гидрология. 1988. № 5.
43. Бычков А.В. Исследование тенденции развития гидрографической сети дельты Волги // Комплексные исслед. Сев. Каспия. М.: Наука, 1988.
44. Бэр К. Ученые записки о Каспийском море и его окрестностях // Зап. РГО. 1856. Кн. XI.
45. Валединский В.В. Краткие сведения о судоходных условиях дельты р. Волги. План Бахтемирского фарватера р. Волги от истока р. Тизани до с. Семирублевого // Управление портовых изысканий Каспийского моря. ПТг.: 1921.
46. Валединский В.В. Улучшение судоходных условий дельты Волги и схема ее гидрологического режима // Бюлл. ГГИ. ПТг.: 1922. № 7–8.
47. Валединский В.В. Проблема Волго-Каспийского канала // Наш край. Астрахань: 1925. № 8.
48. Валединский В.В., Аполлов Б.А. Дельта реки Волги (по данным изысканий 1919–1925 гг.) // Тр. Отдела портов и управления внутр. водных путей. Тифлис, 1928. Т. 1. Вып. 5.
49. Варущенко С.И., Варущенко А.И., Клиге Р.К. Изменение режима Каспийского моря и бессточных водоемов в палеовремени. М.: Наука, 1987.

50. Винников Г.Ю., Власов Н.А. Каналы Северного Каспия. Астрахань: Нижневолжское изд-во, 1968.
51. Волков И.А. О геологическом строении и рельефе бугров Бэра // Аэрометоды в природных исследованиях. 1961.
52. Водные ресурсы России и их использование / Под ред. И.А. Шикломанова. Спб.: ГГИ, 2008.
53. Галактионов В.Д. Инженерно-геологические условия районов сооружений Волго-Донского водного пути // Геология района сооружений Волго-Дона. М.-Л.: Госэнергоиздат, 1960.
54. Галактионов В.Д. Аллювий как основание гидротехнических сооружений // Труды Гидропроекта. М.: Изд-во ин-та «Гидропроект», 1960. Сб.3 (Инженерная геология).
55. Геннадиев А.Н., Шурубор Е.И., Козин И.С. Техногенные и биогенные полициклические ароматические углеводороды в почвах охраняемых территорий дельты Волги // Биол. Науки. 1992. №1.
56. Геология дельты Волги (Под ред. М.В. Кленовой) // Труды ГОИН. Л.: Гидрометеиздат, 1951. Вып. 18(30).
57. Геология района сооружений Волго-Дона. М.-Л.: Госэнергоиздат, 1960.
58. Геоэкология Прикаспия. Вып. 1 (Геоэкологические изменения при колебаниях уровня Каспийского моря). М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 1997).
59. Геоэкология Прикаспия. Вып. 2. (Русловые процессы в дельте Волги). М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 1997).
60. Геоэкология Прикаспия. Вып. 3 (ГИС Астраханского заповедника. Геохимия ландшафтов дельты Волги). М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 1999).
61. Герсеванов М.Н. Записка по вопросу об улучшении судоходства в устьях Волги // Мат-лы для описания русских портов и истории их сооружения. Спб.: 1895. Вып. XIV.
62. Гетман И.Ф. Уровень Каспийского моря в первой половине XXI века // ТЭД «Каспий». М.: Изд-во Роскомвод Минэкологии РФ, 1992.
63. Глобальная спутниковая радионавигационная система ГЛОНАСС (под ред. В.Н. Харисова, А.И. Перова, В.А. Болдина). М.: ИПРЖР, 1998.
64. Глушков В.Г. Исследование наносов в дельте р. Волги летом 1924 г. // Изв. Центр. Гидрометбюро. 1926. Вып. 2.
65. Глушков В.Г. Изучение движения наносов в дельте р. Волги // Изв. ГГИ. 1924. №11.
66. Голуб В.Б., Новикова Н.М., Чобардзе Н.В. Динамика растительности западных подстепных ильменей дельты Волги в условиях регулирования водного стока // Водные ресурсы. 1980. №4.
67. Горелиц О.В. Оценка изменений времени добегаания волн половодий и попусков в дельте Волги // Тр. ГОИН. 1985. Вып. 179.
68. Горелиц О.В. Влияние водохозяйственных мероприятий на режим стока Волги в ее дельте // Тр. V Всесоюзного гидрол. съезда. 1990. Т. 9 (Устья рек).
69. Горелиц О.В. Характеристика урванного режима дельты Волги в период половодья // Водные ресурсы. 1994. Т. 24. №4.
70. Горемыкин В.Я. Прирост края дельты Волги за период зарегулирования стока у Волгограда // Изв. ВГО. 1970. Т. 102. Вып. 2.
71. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966.
72. Гумилев Л.Н. История колебания уровня Каспия за 2000 лет (с IV в. до н.э. по XVI в. н.э.) // Колебания увлажненности Арало-Каспийского региона в голоцене. 1980.
73. Дельта: фотоальбом (составитель Г.М. Русанов). Волгоград: Нижнее-Волжское книжное изд-во, 1990.
74. Егоров И.Г., Зубрилкин Е.И., Русаков Г.В. Заращение водной растительностью устьевого взморья Волги и его влияние на гидрологический режим // Гидрология южных морей СССР (работы Астраханской ЗГМО). М.: Гидрометеиздат, 1980. Вып. 2.
75. Егоров В.Ф., Зайцев А.А. Применение программно-аппаратного комплекса и спутникового координирования при проведении изысканий на водных путях // Современное состояние водных путей и проблемы русловых процессов. М.: Изд-во Моск.ун-та,

- 1999.
76. Жидовинов Н.Я., Седайкин В.М., Трояновский С.В. и др. О результатах изучения неогеновых и четвертичных отложений по Астраханской параматрической сважине 123 // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981.
 77. Жиндарев Л.А., Никифоров Л.Г., Рычагов Г.И. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2001. №1.
 78. Захаров Л.З. Генезис, распространение и эволюция бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1975. №2.
 79. Иванов В.В., Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А., Чернов А.В. Опыт составления Атласа русловых деформаций Нижней Волги // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 15. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005.
 80. Иванов В.В., Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А., Чернов А.В. Атлас русловых деформаций Нижней Волги // Водные ресурсы. 2006. Т.33 (Гидрофизические процессы). №5.
 81. Иванов В.В., Коротаев В.Н. Деформации русла в районе автодорожного моста г. Астрахани // Водные пути и русловые процессы (Межвузовский сборник). Санкт-Петербург: Изд-во СПб госуд. ун-т водных коммуникаций, 2007.
 82. Иванов В.В., Коротаев В.Н. Влияние гидроузлов на деформации пойменных берегов и русловых форм в низовьях Волги и Кубани // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008. №16.
 83. Иванова Г.А. К вопросу о происхождении бэровских бугров // Тр. ИГ АН СССР. 1952. Т. 51.
 84. Исупова М.В. Трансформация паводочных петель в дельте Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География, 2000. № 5.
 85. Исупова М.В. Многолетние изменения уровней воды в устьевой области Волги и их зависимость от колебаний уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. 2008. Том 35. № 6.
 86. Казанчеев Е.Н. Новые данные об уровне Каспийского моря в конце XVIII и начале XIX вв. // Изв. ВГО. 1956. Т. 88. Вып. 6.
 87. Карта дельты реки Волга. Горький: Изд-во Главводпуть МРФ РСФСР, 1979.
 88. Карта дельты реки Волга. Нижний Новгород: Волжское гос. бассейновое управление водных путей и судоходства Росречфлота РФ, 2003.
 89. Касимов Н.С., Балдина Е.А., Геннадиев А.Н. и др. Разработка ГИС для мониторинга экосистем и управления в Астраханском биосферном заповеднике // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1996. №6.
 90. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / Под ред. С.С. Байдина, А.Н. Косарева. М.: Наука, 1986.
 91. Кленова М.В. Отражение динамики русел дельтовых проток на механическом составе донных отложений (на примере дельты Волги) // Дельтовые и мелководные отложения. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
 92. Кленова М.В., Белевич Е.Ф., Гершанович Д.Е. и др. Тенденция изменений геологических условий дельты Волги и северной части Каспийского моря // Тр. ГОИН. 1955. Вып. 28 (40).
 93. Кленова М.В., Краснова Н.Г., Рачковская К.А. Мощность современных отложений дельты р. Волги // Докл. АН СССР. 1941. Том XXXI. № 4.
 94. Клиге Р.К. Прогнозные оценки изменения уровня Каспия // Мелиорация и водное хозяйство. 1994. №1.
 95. Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И., Балдина Е.А. Спутниковое позиционирование: GPS – методы в полевых исследованиях и учебных курсах // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1995. №5.
 96. Компаниец Ю.И., Тиненков Г.А. Влияние растительности на формирование морского края дельты Волги // Рыбное хозяйство. 1975. №1.
 97. Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.
 98. Коротаев В.Н. Направленность и интенсивность русловых деформаций в дельте Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1995. №5.
 99. Коротаев В.Н. Волго-Каспийский канал: современное состояние и проблемы регулирования // Современное состояние водных путей и проблемы русловых процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та,

- 1999.
100. Коротаев В.Н. Состав и распределение русловых наносов на Нижней Волге // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Труды V конференции). М.: Изд-во ИВП РАН, 1999.
 101. Коротаев В.Н. Морфодинамика водотоков западной части дельты Волги // Труды Академии проблем водохозяйственных наук. Вып.9. М.: Изд-во АВН, 2003.
 102. Коротаев В.Н. Особенности геоморфологического режима низовий рек в работах Н.И. Маккавеева и концепция формирования речных дельт // Маккавеевские чтения-2003. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004.
 103. Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. №3.
 104. Коротаев В.Н. Сравнительный анализ позднеголоценовых и современных речных дельт Северной Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 5.
 105. Коротаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Изд-во географического факультета МГУ, 2012.
 106. Коротаев В.Н., Алабян А.М., Беркович К.М., Иванов В.В. Применение методов руслового анализа для решения водохозяйственных проблем Нижней Волги // Труды Академии водохоз.наук. М.: Изд-во АВН, 1998. Вып.3 (Гидрология и русловые процессы).
 107. Коротаев В.Н., Зайцев А.А., Римский-Корсаков Н.А., Сычев В.А. Морфология русла и стратиграфия отложений в западной подсистеме водотоков дельты р. Волги // Вестн. Моск.ун-та. Сер.5. География. 1996. №5.
 108. Коротаев В.Н., Иванов В.В. Динамика зоны сопряжения рукава Бахтемир с устьевым взморьем Волги при колебаниях уровня моря // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. М., 1998. № 1.
 109. Коротаев В.Н., Иванов В.В. Русловые деформации на нижней Волге // Вестн. Моск.ун-та. Сер.5. География. 2000. №6.
 110. Коротаев В.Н., Иванов В.В. Развитие идей Н.И. Маккавеева об особенностях формирования русла в низовьях равнинных рек // Маккавеевские чтения -2008. М.: Изд-во географич. ф-та МГУ, 2009.
 111. Коротаев В.Н., Иванов В.В., Римский-Корсаков Н.А. Русловые процессы на Нижней Волге и создание атласа русловых деформаций // Водные ресурсы Волги. Настоящее и будущее, проблемы управления (Сб. докладов Всерос. научно-практ. конференции. Астрахань: Астраханский гос. университет, 2008.
 112. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Изменения гидрологического режима и русловые деформации дельтового рукава Бахтемир в условиях регулирования стока Волги и колебаний уровня Каспийского моря // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. Вып. 10.
 113. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Алексеевский Н.И., Чистяков А.А. и др. Экологическое состояние устьевых областей рек России и концепция их гидролого-экологического мониторинга // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996. Вып.2.
 114. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Иванов В.В., Алешкин С.А. Гидролого-морфологические процессы в рукаве Кизань и Никитинском банке дельты Волги // Эрозионные и русловые процессы. Вып. 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005.
 115. Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Игнатов Е.И. Волго-Каспийский канал в устьевой области Волги: прошлое, настоящее, будущее (2003): *Вісник Одеського Національного Університету*. Том 8. Випуск 11 (Екологія).
 116. Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Исследование рельефа и отложений речных русел методами гидроакустики // Геоморфология на рубеже XXI века (Щукинские чтения. Труды). М.: Изд-во Моск.ун-та, 2000.
 117. Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А., Зайцев А.А., Сычев В.А. Морфология русла и стратиграфия отложений в западной подсистеме водотоков дельты р. Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1996. № 5.
 118. Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А., Сычев В.А.

- Применение методов гидроакустики для исследования рельефа дна устьевых взморий крупных рек // Современные методы и средства океанологических исследований (Труды конференции). М.: Изд-во ИО РАН, 1997.
119. Коротаев В.Н., Рычагов Г.И., Чернов А.В. Геоморфология и стадии развития Волго-Ахтубинской поймы // Древние и современные долины и реки: история формирования, эрозионные и русловые процессы. Волгоград: Изд-во ВПГУ «Перемена», 2010.
 120. Коротаев В.Н., Чернов А.В. Морфология и динамика Волго-Ахтубинской поймы // Геоморфология. 2000. №3.
 121. Коротаев В.Н., Чернов А.В. Формирование Волго-Ахтубинской поймы и палео-дельт р. Волги в позднем плейстоцене и голоцене // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск.ун-та, 2001. Вып.13.
 122. Косарев А.Н. Гидрология Каспийского и Аральского морей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1975.
 123. Косарев А.Н., Макарова Р.Е. Об изменениях уровня Каспийского моря и возможности их прогнозирования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1988. № 1.
 124. Косарев А.Н., Никонова Р.Е. Современные колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, тенденции // Вестник Каспия. 2006. № 4.
 125. Краснова Н.Г. Образование отложений дельты Волги // Труды ГОИН. 1951. Вып. 18 (30).
 126. Красножон Г.Ф. Проблема исследования устьев рек, береговой и шельфовой зон Северного Каспия с помощью методов космической фотосъемки // Гидрофизика Северного Каспия. М.: Наука, 1985.
 127. Красножон Г.Ф., Ковалев Е.Э. Изучение дельты и мелководного взморья реки Волги по материалам космических фотоснимков // Водные ресурсы. 2005. Том 32. № 6.
 128. Крицкий С.Н., Коренистов Д.В., Раткович Д.Я. Колебания уровня Каспийского моря (анализ режима и вероятностный прогноз). М.: Наука, 1975.
 129. Лабутина И.А., Трофимова В.Т. Особенности формирования дельты Волги в период падения уровня Каспия // Геоэкология Прикаспия. Вып. 5 (Геохимия ландшафтов дельты Волги). М.: Географический ф-т МГУ, 1999. С. 82-91.
 130. Леонтьев О.К. К вопросу о масштабе и возрасте новокаспийской трансгрессии // Тр. Океанограф. Комиссии АН СССР. 1959. Т. IV.
 131. Леонтьев О.К., Фотеева Н.И. Происхождение и возраст бэровских бугров // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1965. №1.
 132. Леонтьев О.К., Фотеева Н.И. Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1965.
 133. Лестушевский В. Устья Волги // Журнал министерства путей сообщения. СПб.: 1887. № 5.
 134. Лестушевский В. Устья и речной фарватер Волги // Журнал министерства путей сообщения. СПб.: 1899. № 2.
 135. Лоцманская карта р. Волги от Царицына до взморья (фарватер 1914 г.). Казань: Изд-во Мин.путей сообщения, 1917.
 136. Лоцманская карта реки Волги от Увека до Бертюля (фарватер 1940 г.). М.: Изд-во Наркомречфлота СССР, 1944.
 137. Лоцманская карта реки Волги от Камского устья до Бертюля (фарватер 1948 г.). Горький: Изд-во Волжского басс.управления пути, 1949.
 138. Лохин М.Ю., Маев Е.Г. Позднеплейстоценовые дельты на шельфе северной части Среднего Каспия // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1990. № 3.
 139. Лютцау С.В., Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования в долинах рек и на берегах морей. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983.
 140. Маккаев Н.И., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
 141. Маловицкий Я.П. и др. Тектоника и перспективы нефтегазоносности окраинных и внутренних морей СССР. Группа южных морей // Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей. Л.: Недра, 1970.
 142. Материалы по лоции дельты р. Волги. Изд-во ГУВМС, 1946. Вып. 1.

143. Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1997.
144. Михайлов В.Н., Исупова М.В. Влияние современных изменений уровня Каспийского моря на режим дельты Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1997. № 6.
145. Михайлов В.Н., Исупова М.В., Повалишников Е.С. Изменения водного режима устьевой области Волги под влиянием колебаний уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. 2000. Том 27. № 4.
146. Михайлов В.Н., Коротаев В.Н., Полонский В.Ф. и др. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области Волги и их изменения под влиянием колебаний уровня Каспийского моря // Геоморфология. 1993. № 4.
147. Михайлов В.Н., Кравцова В.И., Магрицкий Д.В., Михайлова М.В., Исупова М.В. Дельты каспийских рек и их реакция на изменение уровня моря // Вестник Каспия. 2004. № 6.
148. Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В., Кравцова В.И., Михайлова М.В., Исупова М.В. Воздействие изменений уровня Каспийского моря и водохозяйственных мероприятий на гидрологический режим и морфологию устьев рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2.
149. Михайлов В.Н., Серебренникова Н.А. Изменения гидролого-морфологических характеристик водотоков дельты Волги // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1996. №2.
150. Михайлов В.Н., Повалишников Е.С. Еще раз о причинах изменений уровня Каспийского моря в XX веке // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5. География. 1998. №3.
151. Михайлов В.Н., Рычагов Г.И., Повалишников Е.С. Являются ли недавний подъем уровня Каспийского моря и его последствия природной катастрофой? // Вестник РФФИ. 1998. № 4 (14).
152. Могилко Н.В. К вопросу о проблеме судоходства в устьевой части реки Волги // Водный транспорт. М.: 1925. Том III. Вып. 2.
153. Москаленко А.В. Характеристика гидрологического режима водоемов низовьев дельты реки Волги // Тр. Астраханского заповедника. 1965. Вып. 10.
154. Навигационная карта реки Волги (Волгоградский гидроузел – Бертюль). Горький: Изд-во Волжского басс.управления пути МРФ РСФСР, 1965.
155. Нижняя Волга: геоморфология, палеогеография и русловая морфодинамика (Под ред. Г.И. Рычагова и В.Н. Коротаева). М.: ГЕОС, 2002.
156. Никитин В.П. Астрахань и её окрестности. М.: Искусство, 1982.
157. Николаев В.А. Нижняя Волга в хвалынское время // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1957. Т. XXXII (4).
158. Николаев В.А. Сарпинско-Даванская ложбина и ее происхождение // Изв. ВГО. 1957. № 4.
159. Николаев В.А. О роли реки и моря в формировании дельты Волги // Вестн. МГУ. Сер. географ. 1958. № 1.
160. Николаев В.А. Геологическая история, рельеф и аллювиальные отложения Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги // Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1962.
161. Николаева Р.В., Хан-Магомедов С.О. Новые данные об уровне Каспийского моря за историческое время // Тр. ИО АН СССР. 1962. Т. 60.
162. Никонова Р.Е. Причины и последствия многолетних колебаний уровня Каспийского моря в XX–XXI столетиях // Труды ГОИН. 2008. Вып. 211.
163. Никонова Р.Е. О колебаниях уровня Каспийского моря и современном состоянии сети наблюдений // Вестник Каспия. 2011. № 2.
164. Основные гидрологические характеристики (за 1971-1975 и весь период наблюдений)Том. 12 (Нижнее Поволжье и Зап. Казахстан). Л.: Гидрометеиздат, 1980. Вып. I (Нижнее Поволжье).
165. Паспорт Волго-Каспийского судоходного канала. Астрахань, 1962.
166. Пахомова А.С. Геологические условия взморья дельты Волги по данным буровых скважин // Труды ГОИН. 1957. Вып. 34.

167. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М.: Наука, 1967.
168. Полонский В.Ф. Особенности современных гидролого-морфологических процессов в дельте Волги // Водные ресурсы. 1995. № 5.
169. Полонский В.Ф., Байдин С.С. Распределение и перераспределение стока в дельте Волги // Тр. ГОИН. 1986. Вып. 179.
170. Попов И.В. Руслевой процесс. Л.: Гидрометеиздат, 1959.
171. Попов И.В. Методические основы исследований руслового процесса. Л.: Гидрометеиздат, 1961.
172. Попов И.В. Руслевые переформирования р. Волги на участке Волгоград-Астрахань // Труды ГГИ. 1963. Вып. 108.
173. Принципы построения технических средств исследования океана. М.: Наука, 1982.
174. Природа и сельское хозяйство Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги (Труды Прикаспийской экспедиции). М.: Изд-во Моск.ун-та, 1962.
175. Раткович Д.Я. Современные колебания уровня Каспийского моря // Водные ресурсы. 1993. Том 20. № 2.
176. Рачковская К.А. Геологическое строение дельты Волги // Тр. ГОИН. 1951. Вып. 18 (30).
177. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 12 (Нижнее Поволжье и Зап. Казахстан). Л.: Гидрометеиздат, 1971. Вып. 1 (Бассейн р. Волги ниже г. Чебоксары).
178. Римский-Корсаков Н.А. Гидролокационное обследование мелководных акваторий // Современные методы и средства океанологических исследований (Труды IV Междунар. Конференции). М.: Изд-во ИО РАН, 1998.
179. Римский-Корсаков Н.А. и др. Гидролокационная аппаратура «Микросаунд» для поиска, обследования и контроля состояния объектов на дне морского шельфа и внутренних водоемов // Проблемы предотвращения и ликвидации чрезвычайных ситуаций на море и водных бассейнах России (тезисы доклада). М.: МЧС РФ, 1995.
180. Римский-Корсаков Н.А., Нафиков В.М. Некоторые результаты использования подводного буксируемого аппарата для крупномасштабного геолого-геоморфологического картирования // Океанология. 1992. Т. 32. № 3.
181. Римский-Корсаков Н.А., Сычев В.А., Пронин А.А. Технология прибрежной гидролокационной съемки в Печорском море // Современные методы и средства океанологических исследований (Мат-лы V Междунар. Конференции). М.: Изд-во ИО РАН, 1999.
182. Рогов М.М. Некоторые особенности развития дельты Волги и её гидрографической сети // Тр. ГОИН. 1986. Вып. 179.
183. Рогов М.М., Скриптунов Н.А. Некоторые гидролого-морфологические особенности устьевой области Волги и их влияние на пути рационального использования водных ресурсов // Тр. ГОИН. 1984. Вып. 172.
184. Розен М.Ф. К вопросу о режиме наносов и генезисе островов дельты р. Волги // Изв. Центр. гидрометбюро. 1926. Вып. 6.
185. Русаков Г.В. Современные геоморфологические процессы в авандельте Волги // Геолого-геоморфологич. исслед. Каспийского моря. М.: Наука, 1983.
186. Русаков Г.В. Геоморфологическое районирование дельты Волги // Геоморфология. 1990. №3.
187. Русаков Г.В., Живогляд А.Ф. Рельеф и растительность авандельты Волги при зарегулированном водном стоке и колебаниях уровня Каспия // Изв. ВГО. 1985. Т. 117. Вып. 5.
188. Русаков Г.В., Живогляд А.Ф., Москаленко А.В. Влияние изменений гидрологического режима на растительность низовьев дельты Волги // Водные ресурсы. 1980. № 4.
189. Русаков Г.В., Москаленко А.В. Некоторые итоги изучения влияния зарегулированности стока на зимние уровни в протоках и водоемах дельты Волги // Водные ресурсы. 1981. № 4.
190. Русаков Г.В., Москаленко А.В. Температурный режим в водоемах дельты Волги при зарегулированном стоке // Водные ресурсы. 1984. № 4.
191. Рычагов Г.И. Бэровские бугры // Тр. Прикаспийской экспедиции. 1958.
192. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1977.

193. Рычагов Г.И. Уровенный режим Каспийского моря за последние 10 000 лет // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1993. № 2.
194. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря за историческое время // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1993. № 4.
195. Рычагов Г.И. Уровень Каспийского моря на рубеже XVII – XIX веков // Геоморфология. 1994. № 2.
196. Рычагов Г.И. Экологические аспекты нестабильности уровня Каспийского моря // Аридные экосистемы. 1996. Т.». № 2–3.
197. Рычагов Г.И. Новые данные о генезисе и возрасте бэровских бугров // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 5.
198. Рычагов Г.И. Колебания уровня Каспийского моря: причины, последствия, прогноз // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2.
199. Сафьянов Г.А. Инженерно-геоморфологические исследования на берегах морей. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1987.
200. Свиточ А.А. Дельта Волги // Природа. 1994. № 5.
201. Свиточ А.А. Нижнее и юг Среднего Поволжья в плейстоцене // Геоморфология. 2000. № 1.
202. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Строение бэровских бугров Нижнего Поволжья // Геоморфология. 2005. № 1.
203. Свиточ А.А., Клювиткина Т.С. Бэровские бугры Нижнего Поволжья. М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 2006.
204. Свиточ А.А., Янина Т.А. Строение и развитие дельты Волги // Геоморфология. 1994. № 4.
205. Свиточ А.А., Янина Т.А. Четвертичные отложения побережий Каспийского моря. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1997.
206. Серапинас Б.Б. Основы спутникового позиционирования. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1998.
207. Скриптунов Н.А. Гидрология предустьевого взморья Волги. М.: Гидрометеиздат, 1958.
208. Скриптунов Н.А. Схема течений Северного Каспия // Тр. ГОИН. 1984. Вып. 118.
209. Смирнова К.И. Водный баланс и долгосрочный прогноз уровня Каспийского моря // Труды Гидрометцентра СССР. 1972. Вып. 94.
210. Спиридонов А.И. Основы общей методики полевых геоморфологических исследований. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1959, 1970.
211. Тарасов В. Волго-Каспийский порт-канал // Водный транспорт. 1925. № 7.
212. Тимонов В.Е. Как улучшить судоходность устья р. Волги // Водный транспорт. 1924. Том II. Вып. 3.
213. Тужилкин В.С., Косарев А.Н., Архипкин В.С., Никонова Р.Е. Многолетняя изменчивость гидрологического режима Каспийского моря в связи с вариациями климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2011. № 2.
214. Устьевая область Волги: гидролого-морфологические процессы, режим загрязняющих веществ и влияние колебаний уровня Каспийского моря. М.: ГЕОС, 1998.
215. Устья рек Каспийского региона: история формирования, современные гидролого-морфологические процессы и опасные гидрологические явления / Под ред. проф. В.Н. Михайлова. М.: ГЕОС, 2013.
216. Федорович Б.А. Происхождение «бэровских бугров» Прикаспия // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофизич. 1941. № 1.
217. Шаблин И.В. История развития землечерпания на р. Волге. Волжское землечерпание и его достижения // Мат-лы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий. Л.: Изд-во Центр. упр. внутр. водных путей, 1925. № 1.
218. Шикломанов И.А., Георгиевский Ю.В., Ежов А.В. Вероятностный прогноз уровня Каспийского моря // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. Спб.: Гидрометеиздат, 2003.
219. Шикломанов И.А., Георгиевский В.Ю., Шалыгин А.Л. Причины повышения уровня Каспийского моря // Гидрометеорологические аспекты проблемы Каспийского моря и его бассейна. СПб.: Гидрометеиздат, 2003.
220. Эстуарно-дельтовые системы России и Китая: гидролого-морфологические процессы, геоморфология и прогноз развития (Под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Д.Б. Бабича, Ли

- Цзунсяна и Лю Шигуана). М.: ГЕОС, 2007.
221. Якубов Т.Ф. Происхождение бэровских бугров в Прикаспийской низменности // Тр. ИГ АН СССР. 1952. Т. 51.
222. С.Х. Li, V. Ivanov, D.D. Fan, V. Korotaev, S.Y. Yang, R. Chalov, and S.G. Liu. (2004): Development of the Volga Delta in Response to Caspian Sea-Level Fluctuation during Last 100 Years. *Journal of Coastal Research*. Vol.20, No. 2, Spring 2004.
223. Korotaev V.N., Rimsky-Korsakov N.A., Ivanov V.V. (2007): Channel bed sediments and thickness of alluvium at the Lower Volga River and its delta // Proceedings of the Tenth International Symposium on River Sedimentation. Vol. IV (Sediment Yield in River Mouths). MSU Press.
224. Kroonenberg S.B., Rusakov G.V., and Svitoch A.A. The wandering of the Volga delta: A response to rapid Caspian sea level change // *Sedimentary Geology*. 1997. 107
225. Volga-Akhtuba Flood-Plain Geomorphology Map (Autors - V.N. Korotaev, A.V. Chernov, D.B. Babich, I.A. Labutina, G. Menting, M. Schoor et.al. Editor-in-Chief prof. Dr.Sc. G.I. Rychagov). RIZA, Lelystad/Arnhem, The Netherlands 2001.

