



АТЛАС

МОРФОДИНАМИКА УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ КРУПНЫХ РЕК АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Москва 2017

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ**

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

АТЛАС:

МОРФОДИНАМИКА УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ КРУПНЫХ РЕК АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

ОТВЕТСТВЕННЫЕ РЕДАКТОРЫ:

В.Н. Кортаев, Г.И. Рычагов, Н.А. Римский-Корсаков

***Авторский коллектив:** Айбулатов Д.Н., Анисимова Н.В., Бабич Д.Б., Ботавин Д.В., Иванов В.В., Ильясов А.К., Кортаев В.Н., Лабутина И.А., Лукьянова С.А., Магрицкий Д.В., Пронин А.А., Репкина Т.Ю., Римский-Корсаков Н.А., Романенко Ф.А., Рычагов Г.И., Сафьянов Г.А., Соловьева Г.Д., Чалова Е.Р., Шполянская Н.А.*

**МОСКВА
2017**

УДК 528.94:551.4
ББК 26.8я6
А92



*Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований по проекту № 17-15-00050, продаже не подлежит*

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

Ответственные редакторы:

*доктор географических наук В.Н. Кортаев,
доктор географических наук Г.И. Рычагов,
доктор технических наук Н.А. Римский-Корсаков*

Рецензенты:

Л.А. Жиндарев, В.И. Соломатин

А92 **Атлас: морфодинамика устьевых систем крупных рек арктического побережья России:** Географический факультет МГУ имени М.В. Ломоносова : Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН. – М.: АПР, 2017. – с. 148 : цв. ил.

ISBN 978-5-904761-72-1

Впервые в виде атласа-монографии обобщен огромный натурный и литературный материал по гидрологии, геоморфологии и русловой морфолитодинамике устьевых систем крупных рек арктического побережья России. Работа может быть полезна для специалистов в области береговой геоморфологии, устьевой гидрологии и русловых процессов.

УДК 528.94:551.4
ББК 26.8я6

ISBN 978-5-904761-72-1

© Коллектив авторов, 2017.
© Географический факультет МГУ, 2017.
© Институт океанологии РАН, 2017.

АТЛАС ПОСВЯЩАЕТСЯ:

**170-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ОСНОВАНИЯ
РУССКОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО ОБЩЕСТВА**



**70-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ОСНОВАНИЯ
ИНСТИТУТА ОКЕАНОЛОГИИ имени П.П. ШИРШОВА
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК**



ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ	
Геологическое строение и рельеф прибрежной суши и шельфа российского сектора Арктики	6
Криолитологическое строение арктического побережья России	14
Типы берегов окраинных морей арктического побережья России	23
Морфологические типы устьевых систем арктического побережья России	29
Геоморфология и история формирования устьевых систем арктического побережья России	33
Гидрологический режим рек арктического побережья России	62
АТЛАС КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ, КАРТ, СХЕМ И ГРАФИКОВ ПО ГИДРОЛОГИИ, ГЕОМОРФОЛОГИИ И РУСЛОВОЙ МОРФОДИНАМИКЕ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ	
СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИСТОВ В АТЛАСЕ	66
ЛИСТ 1 (а-в) Эстуарная система Онеги	67
ЛИСТ 2 (а-д) Лагунно-дельтовая система Северной Двины	71
ЛИСТ 3 (а-в) Эстуарная система Мезени	77
ЛИСТ 4 (а-в) Лиманно-дельтовая система Печоры	81
ЛИСТ 5 (а-в) Эстуарно-дельтовая система Оби	85
ЛИСТ 6 (а-в) Эстуарно-дельтовая система Таза и Пура	89
ЛИСТ 7 (а-г) Эстуарно-дельтовая система Енисея	93
ЛИСТ 8 (а-б) Эстуарно-дельтовая система Пясины	98
ЛИСТ 9 (а-б) Эстуарно-дельтовая система Хатанги	101
ЛИСТ 10 (а-б) Эстуарно-дельтовая система Анабара	104
ЛИСТ 11 (а-в) Дельтовая система Оленёка	107
ЛИСТ 12 (а-д) Дельтовая система Лены	111
ЛИСТ 13 (а-д) Дельтовая система Яны	117
ЛИСТ 14 (а-г) Лагунно-дельтовая система Индигирки	123
ЛИСТ 15 (а-в) Эстуарно-дельтовая система Колымы	128
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
Современная динамика и прогноз развития устьевых систем арктического побережья России	132
ЛИТЕРАТУРА	134

ПРЕДИСЛОВИЕ

Под названием «Арктическое побережье России» объединены весьма разнообразные по природным условиям и истории развития области бережной суши и шельфов окраинных морей Северного Ледовитого океана от Кольского до Чукотского полуостровов – Белого, Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. Однако, несмотря на разнообразие, вся эта территория имеет ряд общих черт, позволяющих рассматривать арктическое побережье России как единое целое. Во-первых, северная окраина евро-азиатского материка расположена в одной арктической климатической зоне (Алисов, 1956); во-вторых, крупные реки, дренирующие эту территорию, принадлежат одному бассейну – Северного Ледовитого океана; в-третьих, всё побережье находится под воздействием таких мощных рельефообразующих факторов, как эвстатические колебания уровня Мирового океана, неоген-четвертичные тектонические движения и наличие криолитозоны.

В течение многих лет на арктическом побережье России по государственным научно-техническим программам и инициативным проектам РФФИ проводят исследования Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова (кафедры геоморфологии и палеогеографии, гидрологии суши, криолитологии и гляциологии; научно-исследовательские лаборатории эрозии почв и русловых процессов им. Н.И. Маккавеева, геоэкологии Севера), факультет географии и геоэкологии Санкт-Петербургского государственного университета (кафедра геоморфологии), Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (отделы устьев рек и географии полярных стран), Государственный океанографический институт (лаборатория устьев рек), Институт мерзлотоведения СО РАН, Северное ПО «Севморгеология» и многие другие организации. За это время опубликовано большое количество научных статей, монографий и тематических специальных карт. Однако полиграфические возможности статейной или монографической научной публикации не позволяют в пол-

ном объеме представить всю накопившуюся информацию по геоморфологии и русловой морфолитодинамике устьевых систем крупных рек арктического побережья России. Отсюда и возникла идея создания данного Атласа.

Атлас-монография «Морфодинамика устьевых систем крупных рек арктического побережья России» – специализированный тематический атлас научно-справочного назначения и может быть полезен для специалистов в области геоморфологии, гидрологии, мерзлотоведения, береговых и русловых процессов и гидротехники.

При составлении Атласа использованы результаты полевых и камеральных геоморфологических, русловых, гидроакустических и гидрографических изысканий Географического факультета МГУ и Института океанологии РАН за период 1969–2015 гг., а также опубликованные работы и массив архивных данных. В Атласе приведены фрагменты космических снимков Landsat 7 и копии с сайта Google Планета Земля (<http://www.google.com/earth>).

Геоморфологическое картографирование устьевых систем проводилось на основе полевых маршрутных работ и камерального анализа топографических карт и космических снимков. Основа геоморфологических карто-схем составлена В.Н. Коротаевым. Редакция их выполнена Г.И. Рычаговым, И.А. Лабутиной, Е.Р. Чаловой, Ф.А. Романенко и Т.Ю. Репкиной.

Авторский коллектив:

Айбулатов Д.Н. (МГУ), Анисимова Н.В. (МГУ), Бабич Д.Б. (МГУ), Ботавин Д.В. (МГУ), Иванов В.В. (МГУ), Ильясов А.К. (МГУ), Лабутина И.А. (МГУ), Лукьянова С.А. (МГУ), Магрицкий Д.В. (МГУ), Пронин А.А. (ИО РАН), Репкина Т.Ю. (МГУ), Римский-Корсаков Н.А. (ИО РАН), Романенко Ф.А. (МГУ), Сафьянов Г.А. (МГУ), Соловьева Г.Д. (МГУ), Чалова Е.Р. (МГУ), Шполянская Н.А. (МГУ).

Автор идеи и научный руководитель проекта – В.Н. Коротаев.

ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И РЕЛЬЕФ ПРИБРЕЖНОЙ СУШИ И ШЕЛЬФА РОССИЙСКОГО СЕКТОРА АРКТИКИ

Арктическое побережье и его шельф представляют собой сложный конгломерат разновозрастных геологических структур Северо-Азиатской континентальной окраины и их подводных продолжений во впадине Северного Ледовитого океана (Геологическое строение ..., 1984; Геология и геоморфология ..., 1985; Арктический шельф ..., 1987 и др.).

На *арктическом побережье европейской части России* Кольский полуостров и Карельский берег Белого моря лежат в пределах **Балтийского кристаллического щита**, сложенного преимущественно докембрийскими архейско-протерозойскими метаморфическими породами – гнейсами, амфиболитами, кристаллическими сланцами, пронизанными многочисленными палеозой-мезозойскими интрузиями основного и ультраосновного состава. Выделяются вытянутые Имандра-Варзугский пояс протерозойских метаэффузивов, Фёдорово-Панская интрузия габброноритов, Хибинский и Ловозёрский щелочные массивы нефелиновых сиенитов, Мончегорский плутон габброидов и другие геологические структуры, к которым приурочены уникальные и крупные месторождения полезных ископаемых – апатитово-нефелиновых, медно-никелевых руд и платино-редкометальное оруденение. К побережью Баренцева моря выходит Мурманский блок архейских гранитоидов, обрывающихся к северу вдоль крупного тектонического разлома – линии Карпинского – высоким (до 200 м) крутым скалистым уступом. Большая часть полуострова представляет собой денудационную холмистую, холмисто-грядовую или плоско-увалистую равнину высотой 100–500 м со сравнительно маломощным (обычно не более 10 м) чехлом рыхлых верхнечетвертичных и голоценовых отложений на кристаллическом основании. Рельеф щита формировался с начала позднего протерозоя в платформенных условиях с преимущественно слабыми поднятиями. Характерны неравномерные блоковые движения по линиям многочисленных (древних и молодых) разломов, хорошо прослеживающихся в рельефе. Значительное влияние на рельеф оказали плейстоценовые оледенения, обусловившие поздние и послеледниковые гляциоизостатические поднятия.

К Белому морю Кольский полуостров постепенно спускается серией аккумулятивных и цокольных террас. В центральной части Кольского полуострова почти на 500 км протягивается полоса низкогорий. На северо-западе

и западе полуострова находятся низкогорные массивы: Сальные тундры (максимальная высота 997 м), Волчьи тундры (956 м), Чунатундра (1072 м), Мончетундра (1114 м), Хибинские тундры, в которых располагается высшая точка Кольского полуострова гора Юдычвумчорр (1200 м), и Ловозерские тундры (1116 м). Их вершинные поверхности покрыты горными тундрами и гольцовыми пустынями, склоны заняты берёзовым криволесьем и северной тайгой. Тундрой заняты и округлые вершины Кандалакшских гор (785 м) и Колвицких тундр (636 м). Карельский и Кандалакшский берега – обработанные ледником и морем скопления скалистых шхер, фиордов с тонким покровом рыхлых отложений, на которых растут угнетённые сосновые леса. На Терском берегу распространены морские песчаные террасы на скальном основании, на Поморском – болотистые цокольные залесённые равнины.

В восточной части Кольского полуострова располагаются возвышенности – Панские тундры (629 м) и Горные Кейвы (398 м), а также заболоченная Понойская депрессия, дренируемая р. Поной. В северо-восточной части Кольского полуострова преобладают тундры, сложенные многолетнемерзлыми породами. Среди равнин располагаются отдельные куполообразные возвышенности высотой 250–600 м (Фёдорова тундра, Вонзуй, Ильма и др.). Серия аккумулятивных возвышенностей у Терского берега объединяется названием Терские Кейвы (230 м).

Балтийский щит – часть обширной **Восточно-Европейской платформы**. Её фундамент образован архейскими-раннепротерозойскими метаморфическими породами, а верхний структурный этаж представляет собой чехол верхнепротерозойских, палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложений мощностью от 200–300 м до 20–22 км. На северо-восточной границе платформы располагается котловина Белого моря. На южных и юго-восточных побережьях Белого моря (Поморский, Летний, Зимний, Абрамовский берега) преобладают преимущественно палеозойские терригенные и карбонатно-терригенные породы – песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты, широко распространены карстующиеся известняки. Скованные многолетней мерзлотой и сложенные рыхлыми осадками холмистые равнины подвергаются термокарсту и интенсивно размываются морем.

В северо-восточной части платформы выделяется **метаплатформенная Печоро-Баренцевоморская область**. По своему тектоническому строению она занимает промежуточное положение между древней Восточно-Европейской платформой и обрамляющими её подвижными поясами. В строении Печоро-Баренцевоморской области выделяются жёсткие докембрийские массивы, разделённые сравнительно узкими авлакогенами с выполнением палеозойскими осадочными и осадочно-вулканогенными породами. Этот сложно построенный фундамент перекрыт палеозой-мезозойским чехлом и четвертичными отложениями. В ядре Тиманского кряжа вскрываются преимущественно палеозойские породы, а Печорская низменность (соответствующая Печорской внутриматериковой плите) перекрыта мел-четвертичным чехлом мощностью несколько километров.

Печорская синеклиза отличается последовательным чередованием относительно спокойных тектонических впадин, прогибов и высокоамплитудных мегавалов. Мощность осадочного чехла, прикрывающего фундамент, в Мезенской синеклизе составляет 4–4,5 км, в Печорской – 5–6 км (максимально в Предуральском прогибе до 12–15 км) и резко сокращается на Тимане. Наиболее древние нижнеплейстоценовые валунно-галечные отложения локализованы в глубоких эрозионных врезках Приполярного Урала. Верхнеплейстоценовые отложения представлены водно-ледниковыми и морскими осадками.

Послеледниковые (голоценовые) отложения северной (приморской) части региона – это осадки морских террас и аллювиальные толщи. Они слагают низменные равнины Канинских тундр, занимающие большую часть полуострова Канин и пространство до северной части Тиманского кряжа. В северной части полуострова Канин располагается кряж Канин Камень (максимальная высота 241 м). Тиманский кряж, состоящий из нескольких субпараллельных округловершинных гряд (Косминский Камень – 240 м; Тиманский Камень – 301 м; Чайцынский Камень – 272 м), отделяет Канинские тундры от Малоземельской тундры – холмистой равнины высотой до 180 м. В северной части этой территории преобладают тундры, в южной – кустарниковые редколесья и северная тайга. На Тиманском берегу Баренцева моря широко распространены обширные песчаные косы и острова – о. Сенгейский, полуостров Русский Заворот. На правом берегу р. Печоры, долина которой является важным физико-географическим рубежом, располагается обширная Большеземельская тундра, простирающаяся до возвышенности Пай-Хой и гряды Чернышёва. Рельеф Большеземельской тундры неоднороден:

возвышенные холмисто-западинные участки сочетаются с обширными заболоченными низменностями со множеством озёр; вдоль побережий тянутся песчаные косы (полуостров Медынский заворот, о. Песяков) и невысокие морские террасы и лайды.

На шельфе Баренцева и Карского морей выделяется единая **Баренцево-Северо-Карская окраинная плита** (Арктика на пороге ..., 2000). В её пределах находится самый северный российский архипелаг – Земля Франца-Иосифа, насчитывающая 192 острова. В основном это перекрытые ледниковыми шапками фрагменты нижнемелового базальтового плато, разбитого разломами на отдельные блоки. Базальты перекрывают преимущественно мезозойские карбонатные породы. Многочисленны интрузивные тела (дайки и силлы) основных пород – долеритов и габбро-долеритов. Аномальная глубина (до 600 м) некоторых проливов между островами обусловлена наличием молодых разломов океанического дна, а также интенсивной экзарацией. Свободная от ледников суша занята арктическими пустынями со скудной растительностью. Чехол ледниковых отложений не превышает 1–2 м мощности. Наибольшая высота – 620 м (о. Винер-Нёйштадт). Самый крупный остров – Земля Георга, самый северный – о. Рудольфа. Мыс Флигели на о. Рудольфа – самая северная точка России (81°52' с. ш.). В целом 85% архипелага покрыто ледниками.

С востока Восточно-Европейская платформа и Печоро-Баренцевоморская метаплатформенная область ограничиваются **Пайхойско-Новоземельской складчатой зоной**, продолжающей на севере герцинскую складчатую область Урала. Это составные части огромного Урало-Монгольского подвижного пояса (Милановский, 1984), куда входит также и лежащая западнее Западно-Сибирская плита. Внутри приарктической части Уральского складчатого сооружения выделяется несколько тектонических структур – Коротайхинская и Байдарацкая впадины, антиклинорий Пай-Хоя. Здесь преобладают палеозойские осадочные породы, прорезанные интрузиями преимущественно основного состава.

Скалистая плосковершинная возвышенность Пай-Хой (418 м), замыкающая материковую часть Уральской горной страны, занимает практически весь Югорский полуостров. С юго-запада к ней причленяются невысокие (253 и 279 м соответственно) гряды Чернышёва и Усвабердмусюр.

Новая Земля, Вайгач и Югорский полуостров с Пай-Хоем являются северным завершением **Урало-Новоземельского горного сооружения**, отделяющего Европу от Азии. В строении Полярного и Приполярного Урала преоб-

ладают осадочные породы палеозоя: осевая зона сложена метаморфическими породами – гнейсами и гранито-гнейсами протерозоя, пронизанными многочисленными интрузиями гранитов; восточный склон – основного и ультраосновного состава.

Уральская горная страна замыкается на севере крутосклонными среднегорными массивами Оченырда (1338 м), Рай-Из (1269 м), Войкар-Сыньинским (1178 м). Высшая точка Полярного Урала – гора Пайер (1472 м). Преобладают каменистые горные тундры, на плато и в привершинных частях массивов – горные арктические (гольцовые) пустыни с каменистыми россыпями и небольшими каровыми ледничками. Югорский полуостров и полуостров Ямал разделены мелководной Байдарацкой губой.

Южнее лежат ещё более высокие горы Приполярного Урала с Народоитыинским кряжем (1436 м), хребтом Малдыкырда (1538 м) и Исследовательским хребтом, в северной части которого находится высшая точка всего Урала – г. Народная (1895 м).

Второй по величине (после Гренландии) арктический архипелаг Новая Земля располагается между Баренцевым и Карским морями. Он состоит из двух крупных (Северный и Южный) и множества мелких (Междушарский, Панкратьева, Крестовые, Горбовые, Оранские и др.) островов. Преобладают карбонатные и терригенно-карбонатные породы палеозоя – сланцы, известняки, доломиты, песчаники, пронизанные интрузиями различного состава.

Большая часть Северного острова занята ледниковым щитом максимальной высотой 1547 м, стекающим к морю многочисленными выводными ледниками. Вдоль побережья лежат низменные морские равнины, занятые арктическими пустынями. На территориях, прилегающих к проливу Маточкин Шар, который отделяет Северный остров от Южного, преобладают горные ледники. Южнее горы снижаются, переходя в плоские и наклонные цокольные возвышенные равнины, обрывающиеся к морю отвесными скальными уступами.

Проливом Карские Ворота Новая Земля отделяется от о. Вайгач – скалистой возвышенной волнистой равнины с максимальной высотой 157 м. Западная часть острова сложена ордовикскими известняками, восточная – в основном силурийско-пермскими породами. Преобладают каменистые арктические тундры. Характерны скалистые обрывы, каньонообразные долины рек.

Арктическое побережье Сибири, согласно основным принципам геоморфологического районирования (морфоструктурным, генетическим, возрастным и географическим), располагается в пределах двух геоморфологических зон: 1 – платформенных равнин, плоскогорий и остаточных гор Евразии (страны –

Западно-Сибирская равнина и равнины, плоскогорья и низменности Восточной Сибири) и 2 – Дальневосточного горного пояса (страна – горы и равнины Северо-Востока России). Само название геоморфологических зон довольно чётко фиксирует основное различие в геотектонике: это – платформы и орогенные пояса, существенно различающиеся по типу строения земной коры, направленности и интенсивности новейших тектонических движений, характеру и типу денудационных аккумулятивных процессов (Геоморфологическое районирование ..., 1980).

К востоку от Уральской складчатой системы до самого Енисея простирается Западно-Сибирская низменность. Её основой является **Западно-Сибирская плита**, северная часть которой залита водами Карского моря и на северо-востоке ограничивается складчатым основанием Таймыро-Североземельской метаплатформенной области. В пределах Западно-Сибирской плиты докембрийский цоколь перекрыт мощным (4–6,5 км) юрско-кайнозойским осадочным чехлом, накопившимся в ходе направленного погружения. По подошве плитного комплекса выделяется серия тектонических структур – Ямало-Гыданская синеклиза, Гыданское поднятие, Мессояхский мегавал и т. д. Наиболее развиты здесь позднемеловые и палеогеновые морские отложения, иногда вскрывающиеся в разрезах Гыданского и южной части Тазовского полуостровов. Песчано-алевроитовые отложения раннего мела содержат уникальные запасы нефти. Практически вся территория Западно-Сибирской низменности покрыта толщей рыхлых четвертичных отложений мощностью до 200 м.

В Карское море вдаются крупные полуострова Ямальский (202 м), Гыданский (200 м) и Тазовский (97 м), разделённые Обской и Тазовской губами, в которые впадают Обь, Пур, Таз, Надым. Большая часть этой территории – низменные террасированные морские, лагунно-морские и озёрно-аллювиальные равнины с большим количеством термокарстовых озёр. Характерны мощные (до 40 м) залежи пластовых подземных льдов на Ямале и Гыдане. Заметно сильнее расчленены эрозией крупные округловершинные возвышенности Хой на Ямале, Гыданская и Нижнеенисейская гряды на Гыдане. Низменные острова Белый, Шокальского, Олений, Вилькицкого, Сибирякова, сложенные мел-четвертичными отложениями, заняты арктическими тундрами, южнее преобладают типичные и южные тундры. К югу от Полярного круга преобладают лесотундровые и северотаёжные ландшафты.

Широкая долина Нижнего Енисея и Енисейский залив отделяют Гыданский полуостров от Таймыра, Западно-Сибирскую молодую плиту от древней **Сибирской платформы**. Со времён И.Г. Гмелина, впервые предложившего

проводить границу между Западной и Восточной Сибирью по Енисею, долина этой реки – важнейший физико-географический рубеж. Низменные заболоченные равнины Западной Сибири сменяются базальтовыми трапповыми плато Среднесибирского плоскогорья (средние высоты 400–700 м). В его северо-западной части лежит одно из самых живописных мест в стране – плато Путорана (1701 м – г. Камень). Каменистые плато обрываются к глубоким долинам крутыми склонами с каменными россыпями, в долинах многочисленны пороги и водопады. В глубоких озёрах берут начало реки, через тысячи километров впадающие в Северный Ледовитый океан, – Пясины, Хета, Котуй. Особенно интенсивно разбита тектоническими депрессиями, занятыми озёрами, западная часть плато Путорана, где выделяются массивы Лонгдокойский Камень (760 м), Хараелах (956 м), Брус-Камень (815 м) и др.

В устьях рек, как правило, расположены глубоко вдающиеся в сушу заливы – губы (Обская, Енисейская, Таз-Пуровская, Хатангская, Анабарская) или широко развиты блокированные подтопленные устья (так называемые устьевые лагуны рек Яны и Индигирки).

Архейско-протерозойский фундамент Сибирской платформы выступает на поверхность в пределах расположенного к северо-востоку от плато Путорана Анабарского плато (829 м), соответствующего Анабарскому массиву (щиту). На остальной территории фундамент перекрыт верхнепротерозойско-фанерозойским чехлом, мощность которого достигает 12 км в центральной части Тунгусской синеклизы. В составе чехла выделяют несколько крупных стратиграфических комплексов, древнейшим из которых является рифейский, представленный существенно карбонатными породами. Вендско-палеозойский комплекс состоит в основном из терригенных и карбонатно-терригенных отложений. В позднем палеозое накапливались угленосные осадки тунгусской серии. В нижнем триасе сформировался трапповый комплекс вулканогенных и интрузивных образований – лав и туфов основного (базальтового) состава. Для северо-восточной части платформы характерны крупные массивы щелочно-ультраосновной формации, к которым приурочены месторождения платиноидов и редкоземельных элементов.

Нижнетриасовые лавы определяют облик рельефа всей северо-западной части Среднесибирского плоскогорья, в тектонической структуре которого выделяют также Путоранское сводовое поднятие, Курейскую впадину, Турухано-Норильскую зону дислокаций. С севера платформа ограничена широкой Пясино-Хатангской (Енисей-Хатангской) впадиной (наложенным прогибом), отделяющей её от метаплатформенной Таймыро-Североземельской

складчатой области. В строении впадины геофизическими работами выявлены фундамент на глубине 8–14 км, терригенно-карбонатный и соленосный ниже-среднепалеозойский комплекс, угленосный и терригенный верхнепалеозойский комплекс, который замыкается вулканогенными нижнетриасовыми образованиями. Под маломощными четвертичными морскими, ледниковыми, ледниково-морскими и озёрно-аллювиальными отложениями лежат мезозойские морские осадки.

В рельефе Пясино-Хатангской впадине соответствует Северо-Сибирская низменность – холмисто-грядовая возвышенная равнина, занятая преимущественно типичными и южными тундрами. Она простирается от Енисейского до Хатангского залива, переходя на востоке в Приморские низменности Якутии. Высоты здесь достигают 250 м только в пределах холмистых расчленённых гряд Камень-Хэrbэй, Нереходя и др.

С юга Северо-Сибирская (Таймырская) низменность ограничена крутым тектоническим уступом Среднесибирского плоскогорья, с севера – горным массивом (нагорьем) Бырранга, занимающим большую часть полуострова Таймыр. Эта самая северная часть Евразии и расположенный между Карским морем и морем Лаптевых архипелаг Северная Земля находятся в пределах **Таймыро-Североземельской метаплатформенной складчатой области**. В её структуре выделяется ряд субширотных зон (Короновский, 1984; Додин, 2002) – Южно-Таймырская (Быррангская), соответствующая Таймырскому инверсированному прогибу, Северо-Таймырская (Карский массив или Карское сводовое поднятие) и Северо-Земельская.

Таймырский инверсированный прогиб – область блоково-складчатых дислокаций – включает несколько структурных элементов: Западно-Таймырскую мульду, Восточно-Таймырский бассейн, Тарейский вал, Фадьюкудинскую грабен-синклиналь и т. д. Здесь преобладают палеозойско-триасовые отложения платформенного типа – сланцы, известняки, алевролиты. Характерны многочисленные покровы, дайки и штоки нижнетриасовой трапповой формации, а также продуктивные угленосные толщи пермского возраста, замыкаемые вулканитами.

В рельефе прогиб выражен в виде нагорья Бырранга. Оно состоит из нескольких субпараллельных гряд – Топографической, Геологической, Бегичева, Северной и др., склоны и вершинные поверхности которых заняты горными арктическими тундрами. Часть нагорья, отделённая р. Пясиной, называется Западно-Таймырскими увалами (416 м). Высшая точка Бырранга – гора Ледниковая (1146 м) – находится в северо-восточной части нагорья.

К северу на побережье Карского моря находится Карское сводовое поднятие, в пределах которого распространены докембрийские метаморфические комплексы и разновозрастные (от докембрия до перми–триаса) массивы гранитоидов. Архейские и протерозойские гнейсы, сланцы, туффины, песчаники и конгломераты широко распространены на участке побережья от архипелага Норденшельда до шхер Минина. На них залегает комплекс морских кембрийско-раннепермских осадков – известняков и сланцев. Он перекрывается продуктивным (угленосным) комплексом лагунно-континентальных и континентальных отложений второй половины ранней и поздней перми. Продуктивная толща замыкается вулканическим комплексом поздней перми – раннего триаса. Развита также мощные (до 5 км) рифейские теригенно-карбонатные породы, а на полуострове Челюскин – комплекс флишоидных и карбонатных отложений рифея – кембрия. В конце палеозоя – начале мезозоя они испытали тектоническую активизацию и оказались надвинуты по крупным разломам на породы Таймырского инверсированного прогиба. На п-ве Челюскин значительным развитием пользуются морские раннемеловые осадки.

У побережья северо-западной части Таймыра находятся скопления небольших скалистых островков, многие из которых представляют собой глыбовые россыпи, покрытые только лишайниками. Это шхеры Минина и архипелаг Норденшельда – очень трудные для судоходства участки Северного морского пути. Североземельская складчатая зона, включающая острова Комсомолец, Пионер и большую часть о-ва Октябрьской Революции, сложена тремя главными комплексами (Додин, 2002) – ордовикско-силурийским вулканогенно-теригенно-карбонатным, девонским эвапоритово-песчано-карбонатным и позднекаменноугольно-пермским терригенно-глинистым. Большая часть о. Большевик сложена песчаниково-аргиллитовыми свитами верхнего протерозоя мощностью 1800–2290 м, вмещающими пермско-триасовый вулканогенный комплекс (долериты, габбродолериты) и обширные интрузивные массивы гранитоидов. Широко развиты морские раннемеловые осадки.

Самая северная суша в Азиатском секторе Арктики – мыс Арктический (81°16' с.ш.) архипелага Северной Земли. От таймырского побережья Северная Земля отделена проливом Вилькицкого – одним из самых трудных в ледовом отношении участков Северного морского пути. Северная Земля, около 50% которой занято ледниковыми куполами, состоит из четырёх крупных островов – Комсомолец (781 м), Пионер (382 м), Октябрьской Революции, Большевик (935 м), ледникового купола о. Шмидта (325 м), низменных островов – Старокадомского (39 м), Малый Таймыр (31 м) и Крупской (41 м),

а также нескольких групп совсем небольших кусочков суши в архипелаге Седова: о-ва Краснофлотские, Самойловича, Демьяна Бедного и др. На каждом крупном острове лежит несколько ледниковых шапок, на одной из которых (ледник Карпинского на о. Октябрьской Революции) находится высшая точка архипелага – 965 м. Острова разделены глубокими проливами тектонического происхождения.

На шельфе Карского моря и моря Лаптевых в пределах восточной части **Баренцева-Северо-Карской и Лаптевоморской окраинно-материковой плит** находится множество островов и архипелагов. Среди них ледниковый купол о. Ушакова (294 м), низменные песчаные о. Визе (22 м), Воронина (17 м), Уединения (27 м), Сергея Кирова (57 м), Арктического Института (25 м), Свердруп (33 м), скалистые архипелаги Известий ЦИК (42 м), Гейберга (70 м), Мона (55 м) и др. Большая часть из них занята арктическими пустынями с очень редкой и мозаичной растительностью. В море Лаптевых находятся скалистые острова Комсомольской Правды (67 м), Преображения (91 м), сложенные рыхлыми отложениями о-ва Петра (17 м), Большой (198 м) и Малый (23 м) Бегичев.

В строении островов юго-восточной части Карского моря выделяется три крупных стратиграфических комплекса: протерозойский, меловой и четвертичный. Породы нижнего и среднего протерозоя представлены сланцами, песчаниками, алевролитами, а также интрузивными гранитами и гранодиоритами. В меловых песчаных алевритах с прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песков встречаются линзы бурого угля, прослой известняков с кальцитом и окремнелой древесиной. Широким распространением пользуются голоценовые морские песчано-галечные отложения с валунами и морскими раковинами, слагающие несколько уровней террас с сериями береговых валов.

К востоку от Сибирской платформы располагается **Верхояно-Чукотская складчатая область** мезозойской складчатости – очень сложно построенная система хребтов, впадин, нагорий, отличающаяся неоднородностью. Внутри этой области выделяется целый ряд тектонических структур (Короновский, 1984). Западнее долины р. Лены к морю открывается Предверхоанский краевой прогиб, выполненный молассовыми угленосными толщами поздней юры–мела. Его западная часть с севера обрамляет Сибирскую платформу. Восточнее располагается геосинклинальный комплекс мезозойской Верхояно-Колымской складчатой системы, сформировавшейся в среднекаменноугольное–среднеюрское время. Он включает обширные древние

(дорифейские) массивы, сравнительно неглубоко лежащие под мезозойским чехлом – Колымский, Омолонский и др., антиклинории – Верхоянский и Чукотский, Яно-Индибирский и Чаунский синклинии и другие структуры. Массивы сложены архейскими и нижнепротерозойскими гнейсами, амфиболитами, сланцами, перекрыты рифейскими песчано-глинистыми отложениями, морскими, континентальными и вулканическими породами палеозоя. Мощная толща геосинклинальных рифейских и нижнекаменноугольных преимущественно карбонатных пород перекрывается верхоянской серией терригенных среднекаменноугольно-верхнеюрских осадков. Характерны многочисленные позднепалеозойские и особенно мезозойские интрузии гранитоидов, толщи вулканитов.

На побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского располагаются Приморские низменности Якутии – обширные равнинные пространства с высотами обычно не более 150 м, продолжающие на восток Северо-Сибирскую низменность. Это – плоские и пологоувалистые равнины озёрно-аллювиального и морского происхождения, сложенные так называемым «ледовым», или «едомным», комплексом – алевритами и супесями с мощными (до 4–6 м) полигонально-жильными льдами. Цоколем являются плиоцен-четвертичные морские осадки. Приморские низменности заняты, в зависимости от широтного положения, типичной арктической и южной тундрами, в южной части распространены лесотундровые ландшафты – криволесья и мелколесья. В горах преобладают каменистые тундры и арктические пустыни.

Приморские низменности Якутии разделяются на несколько частей. Самая западная, ограниченная скалистыми кряжем Чекановского (529 м) и плато Кыстык (383 м), продолжает Северо-Сибирскую низменность на Анабаро-Оленёкском междуречье. Эти горные сооружения – северо-восточное окончание Среднесибирского плоскогорья. На севере возвышается обособленный кряж Прончищева (134 м), северный склон которого спускается к низменным прибрежным термокарстовым равнинам с большим количеством озёр. На правом берегу Лены находятся Хараулахский хребет (994 м) и хребет Орулган (2281 м) – северное окончание могучей горной системы Верхоянского хребта (2389 м), огромной дугой выгнутого вдоль долин Лены и Алдана. Низменная дельта Лены – самая крупная в России, состоит из сотен островов, разделённых протоками, со множеством термокарстовых озёр.

Огромное количество озёр располагается также на **Яно-Индибирской низменности**, лежащей между нижним течением Яны и Индибирки. В её северной части располагаются останцовые гранитные массивы высотой до

410 м. К Верхоянской горной системе относится и пересекающий долину р. Яны в её нижнем течении хребет Кулар (1289 м). С юга Яно-Индибирская низменность ограничивается Полоусным кряжем (1461 м) – северной оконечностью другой гигантской горной системы, пересекающей весь северо-восток Азии – хребтом Черского (3003 м, г. Победа) – и образованной сложным сочетанием хребтов, плоскогорий, межгорных впадин и котловин. Южнее находится сильно заозёрная Абыйская низменность (высота до 110 м). На правом берегу Индибирки выделяются Кондаковское плоскогорье (491 м) и хребет Улахан-Тас (754 м), постепенно снижающийся к востоку.

Восточнее р. Индибирки лежит Колымская низменность, высота которой обычно не превышает 100 м. С востока она примыкает к Юкагирскому плоскогорью (1127 м) и сложно построенной системе горных хребтов Чукотки.

Сравнительно узкой полосой вдоль побережий Восточно-Сибирского и Чукотского морей почти на две тысячи километров протягивается **Новосибирско-Чукотская складчатая система**. На её западном краю, на границе моря Лаптевых и Восточно-Сибирского моря, лежат Новосибирские острова – второй по площади архипелаг в Российской Арктике. Он состоит из трёх групп островов: Ляховских (Большой и Малый Ляховские, Столбовой), максимальной высотой 311 м (г. Эмий-Тас на о. Б. Ляховском); Анжу (Бельковский, Котельный, Земля Бунге, Фаддеевский, Новая Сибирь), максимальной высотой 374 м (г. Малахатын-Тас на о. Котельном); Де-Лонга (Беннетта, Генриетты, Жанетты, Жохова и Вилькицкого), максимальной высотой 426 м (ледник Де-Лонга Западный на о. Беннетта). К северу от устья р. Колымы находятся Медвежь острова (273 м) – гранитные останцы с исполинскими каменными останцами – кигиляхами.

В тектоническом плане архипелаг лежит в пределах меридионального поднятия Котельнического-Ляховского вала, который разделяет Лаптево-морскую и Восточно-Сибирско-Чукотскую окраинно-материковые плиты. С севера к валу примыкает поднятие Де-Лонга. Архипелаг обладает сложной тектонической структурой и разделяется по особенностям геологического строения на три части – Ляховские острова, острова Анжу и острова Де-Лонга. Горы центральной части о. Котельного и о. Бельковского сложены преимущественно карбонатными и терригенными отложениями палеозоя–мезозоя, значительно дислоцированными. Низменные прибрежные равнины практически всех крупных островов перекрыты мощной толщей позднемеловых-четвертичных отложений. На севере Фаддеевского и на Новой Сибири выделены плиоценовые осадки.

К югу от Новосибирско-Чукотской системы располагаются **вулканические пояса** – **Святоносско-Олойский и Охотско-Чукотский**, трассирующие крупный глубинный шов. В основании этой территории вскрываются ниже-среднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения. На них лежат осадочные и вулканогенные породы триаса. Наряду с поднятиями и антиклинориями (например, Чукотским), значительную площадь занимают впадины (Раучуанская) и синклинории (Чаунский), обособленные разломами и выполненными мощными толщами континентальных и вулканогенных отложений.

Большая часть Чукотки занята горными хребтами и нагорьями высотой до 1816 м, покрытыми каменными россыпями с мозаичной мохово-лишайниковой растительностью. Крупнейшими горными системами являются Раучуанский (1649 м), Анюйский (1779 м), Олойский (1816 м), Шелагский (1189 м), Эквиватапский (1581 м), Пегтымельский (1794 м), Пэкульнейский (1350 м) хребты, Анадырское плоскогорье (1108 м). Они окружают межгорные депрессии, крупнейшими среди которых являются Верхнеанадырская, Парапольско-Бельская, Амгуэмская. Узкой полосой вдоль побережий Восточно-Сибирского и Чукотского морей протягиваются Чаунская, Валькаркайская, Ванкаремская и Колючинская низменности с лагунными берегами и морскими террасами с арктической и типичной тундрой. У входа в Чаунскую губу лежит низменный песчаный (65 м) о. Айон. К Анадырскому лиману примыкает Анадырская низменность высотой до 200 м, среди низменных тундр возвышаются г. Дионисия (577 м), Золотой хребет (1012 м – г. Николая) и Ушканий кряж (728 м).

На востоке Новосибирско-Чукотская складчатая система замыкается **Восточно-Чукотским массивом**. Его фундамент сложен гнейсами и кристаллическими сланцами архея–нижнего протерозоя и перекрыт сильнодислоцированным чехлом терригенно-карбонатных отложений ордовика–нижнего карбона. В самой восточной части Чукотки, собственно, на Чукотском полуострове и полуострове Дауркина, также преобладают нагорья высотой до 1000 м. Выделяются хребты Искатень (1525 м), Гэнканый (978 м), Улювемская впадина. Низменные равнины распространены только на побережьях глубоко вдающихся в сушу Колючинской губы и Залива Креста.

Шельф арктических морей наследует тектоническую структуру прилегающей суши, а морфология дна во многом определяется степенью сохранности реликтовых субаэральных форм и характером морской аккумуляции. Так, часть шельфа Карского моря, занимающая северную окраину Баренцево-

морской платформы, и основная акватория, приходящаяся на северную часть Западносибирской плиты, отличаются наличием глубоких реликтовых подводных долин, продолжающихся от устьев рек Оби, Таза, Пура, Гыды и Енисея до внешнего края шельфа. Шельфы восточноарктических морей (Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского) по геоморфологическим и геоструктурным признакам выделяются в единую геоморфологическую страну – шельфовую Лаптевско-Чукотскую, в основе которой располагается Гиперборейская платформа. Подводные долины в виде пологих ложбин прослеживаются на продолжении практически всех крупных рек этого региона. Однако, только на участках тектонических депрессий (Хатангский прогиб, Колымская впадина) они сохраняют U-образную форму и затягиваются в долинные заливы к устьям современных рек Хатанги, Анабара, Колымы. На остальной акватории шельфа, особенно на участках выхода к поверхности дна денудированных складчатых зон мезозойских структур, современные устья рек Яны, Индигирки, Лены и Оленёка отделены от подводных затопленных реликтовых речных долин этих рек довольно широкой отмелью, сформированной из серии локальных поднятий, генетически являющихся древними береговыми барами (Ласточкин, Федоров, 1978; Дальний Восток и берега морей, 1982; Моря Советской Арктики, 1984; Никифоров, 1984, 1985; Геоморфология и палеогеография шельфа, 1978).

КРИОЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Арктическое побережье России в силу своего высокоширотного положения относится к области устойчивого охлаждения Земли. Регион находится в арктическом и субарктическом климатических поясах (Алисов, 1969; Мячкова, 1983). Это предопределило повышенно холодный климат региона с суровыми продолжительными зимами с низкой отрицательной температурой воздуха и короткими летними сезонами, отрицательными температурами горных пород, наличием вечной мерзлоты с высокой льдистостью грунтов. При большой протяжённости с запада на восток территория региона неоднородна по тектоническому устройству, геологическому развитию, морфоструктурному плану и общей ландшафтной структуре, включающей разнообразие мерзлотных условий. Это отражается, прежде всего, в пространственном изменении климата и характере основных климатообразующих факторов – радиационных и циркуляционных, взаимное проявление которых в разных частях региона заметно различается между собой и формирует многообразие региональных климатов и микроклиматов.

Циркуляционные процессы на российском Севере связаны, главным образом, с устойчивым в Северном полушарии западным переносом влажных и относительно тёплых воздушных масс с Атлантического океана. Это обуславливает долготную секторность (с запада на восток) в изменении природы региона, нарушающую основную зональность. Суровость природных условий нарастает в направлении с запада на восток. Влияние Атлантики на климат Евразии наиболее ярко проявляется в европейской части России, к востоку оно ослабевает – ещё заметно в Западной Сибири, восточнее Енисея практически не проявляется. В азиатской части России западному переносу препятствует устойчивый большую часть года антициклон. В районах, примыкающих к Тихому океану, прослеживаются ослабление антициклона, некоторое влияние муссонной циркуляции и широтная зональность.

Открытость российского арктического побережья Северному Ледовитому океану обуславливает заметное влияние на климат региона арктических холодных маловлажных воздушных масс, особенно сильное на равнинных территориях. В европейской части России арктические воздушные массы, формируясь над сравнительно тёплым (из-за близости Гольфстрима) Баренцевым морем, не несут много холода. В Западной Сибири влияние внедряющихся далеко на юг холодных арктических масс исключительно велико. Они способствуют установлению повышенно холодных условий в северных райо-

нах равнины – на Ямале и Гыдане, препятствуя проникновению туда южных выносов воздушных масс. В восточном секторе проникновению на сушу арктических воздушных масс препятствует антициклон, охлаждающее влияние которого на климат района заметно превышает их действие.

С особенностями циркуляции атмосферы на российском Севере связано пространственное соотношение ледниковых покровов и вечной мерзлоты, которые формировались практически одновременно с самого начала похолодания климата.

Несмотря на отмеченное разнообразие природных условий, общие тенденции изменения климата (потепления–похолодания разного периода) в пределах российского Севера в целом синхронны, хотя и различаются по амплитуде. Общие тенденции развития климата Земли – это продолжающееся похолодание, связанное с разрушением Пангеи и продолжающимся дрейфом континентов к полюсам. В рамках плейстоценовой цикличности климатического хода можно предполагать, что современный 40–45-тысячелетний цикл межледниковья (40–45 тыс. л. это наиболее проявляемые циклы), начавшийся 18–20 тыс. л. н., должен закончиться примерно через 15–20 тыс. л. и смениться ледниковым периодом. Поскольку пик потепления (голоценовый оптимум) уже пройден, то можно говорить, что современный климат развивается на нисходящем отрезке колебательного цикла. Эта общая закономерность прослеживается и в современном климате, в короткопериодных колебаниях. Так, в XIX веке началось потепление, сменившее «малый ледниковый период», осложнённое, в свою очередь, более короткими колебаниями климата. В самом начале XX вв. (1900–1920 гг.) к северу от 60-й параллели отмечено похолодание. Затем началось потепление, достигшее своего пика в 1930–1940 гг. и известное как «Эпоха потепления Арктики 30-х годов». Оно прослеживается на востоке Европейской части России, в Западной и Центральной Сибири, на Таймыре. С конца 1940-х годов началось новое похолодание, и в 1960–1970-е годы практически на всём арктическом побережье имело место заметное похолодание климата, длившееся до середины 1980-х годов. Похолодание сменилось новым потеплением, продолжающимся и в настоящее время. Отмеченные колебания связаны с чередованием эпох с зональным и меридиональным типом циркуляции. Продолжительность каждой эпохи примерно 30–40 лет. Это значит, что современная тёплая эпоха с зональной циркуляцией вскоре должна смениться холодной эпохой с меридиональной циркуляцией.

Изменчивость температуры в Арктике в XX веке сопровождается большими изменениями в распространении морских льдов (Семёнов, Бенгтсон, 2003). В периоды потеплений площадь морских льдов сильно сокращалась: в 1920–1940-е годы она уменьшилась на 1 млн км², а за последние 25 лет – на 0,7–0,8 млн км².

Специфический морфоструктурный план российского Севера вместе со своеобразием циркуляции атмосферы и особенностями проявления широтной зональности формируют в исследуемом регионе два природных сектора, сменяющих друг друга с запада на восток:

1. Западный (Европейско-Западносибирский) сектор Арктики включает в себя два района – *Европейский Север России и Западную Сибирь*. Климат и природа региона развивается под преобладающим влиянием атлантических, а в Западной Сибири – ещё и арктических воздушных масс. Широтная зональность наиболее чётко выражена в Западной Сибири, где влияние Атлантики уже несколько ослаблено.

2. Восточный (Сибирский) сектор Арктики включает два района: *Среднюю Сибирь и Лено-Колымский район*. Температура воздуха этой территории формируется, прежде всего, в зависимости от высотного положения, расчленённости рельефа, наличия ледников, состояния Сибирского антициклона и от удалённости от Атлантических и Тихоокеанских воздушных масс.

В целом, это самый суровый в восточном секторе Арктики район, который занимает пространство от западной окраины Таймыра до Колымского хребта, располагаясь в самом центре Сибирского антициклона. Климат резко континентальный. Характерной чертой района является температурная инверсия в приземной тропосфере, формирующаяся под влиянием орографии и недостаточной адвекции тепла циркуляционными потоками, что приводит к сильному радиационному выхолаживанию поверхности.

Западный сектор Арктики

Арктическое побережье *европейской территории России* включает в себя Кольский полуостров с горным рельефом и равнинную область, примыкающую к юго-восточной части Баренцева моря (Малоземельский и Большеземельский район). Эта область по климатическим условиям относится к атлантической области Арктической зоны. Главная особенность климата этой зоны – смягчающее влияние Атлантики и, в частности, заметная роль потоков тепла, приносимых Нордкапской ветвью течения Гольфстрим. Благодаря согревающему влиянию Гольфстрима не замерзает Кольский залив, куда впадают крупнейшие реки Коль-

ского полуострова – Тулома и Кола. Влияние Атлантики проявляется в частом прохождении циклонов, приносящих сюда относительно тёплые и влажные воздушные массы и обуславливающих сравнительно мягкую зиму и прохладное лето. В зимний период вторжение холодных континентальных воздушных масс с северо-востока вызывает сухую и морозную погоду. В летний сезон при вхождении антициклонов со стороны Сибири с юга и юго-востока проникают континентальные массы воздуха, обуславливающие жаркую погоду.

Основные пространственные закономерности природных условий определяются зональностью в равнинной части и высотной поясностью – в горной. Имеют место две природные зоны – зона тундры, вытянутая вдоль арктического побережья сравнительно узкой полосой – от 20 до 120 км, и зона тайги, занимающая большую часть полуострова (80%).

Вечная мерзлота занимает в пределах полуострова незначительные площади и имеет островное распространение (Тумель, 1989). Чаще всего она формируется в болотных ландшафтах на участках торфяных залежей в восточных и центральных частях полуострова, а также в тундровом и нивальном поясах гор. Вечномерзлые породы здесь соответствуют современному климату, а потому имеют высокую температуру (от 0 до –1,5 °С) и крайне малую мощность (от первых метров до 29–30 м). В горах вечная мерзлота встречается только на самых высоких отметках – 700–800 м в Хибиных, Лавозерских тундрах, в Мончетундре. Вечная мерзлота быстро реагирует на краткосрочные изменения температуры воздуха: породы за несколько лет могут полностью оттаять и за такой же срок снова промерзнуть. Сезонное оттаивание проникает на небольшую глубину (0,5–0,8 м), характерную вообще для торфяников. Вне мерзлых участков на территории полуострова повсеместно развито сезонное промерзание грунтов. Развивается оно в широком спектре среднегодовых температур от 0 до 3–4 °С и достигает глубины 0,5–0,8 м в торфяниках, 2,5 м в минеральных рыхлых грунтах и 3 м в скальных породах. Мерзлые породы обычно содержат сравнительно много льда, имеют слоистую криогенную текстуру с переслаивающимися ледяными (5–7 см мощностью) и минеральными (0,5–1,5 м) слоями. На мерзлых торфяниках широко развиты многолетние и сезонные бугры пучения, содержащие ледяное ядро до 2 м мощностью.

На Кольском полуострове, особенно в его горной части, идёт активное криогенное выветривание пород – измельчение пород вследствие регулярного замерзания–оттаивания, приводящее к формированию мелкозёма – криогенного элювия. В толще элювия происходит криогенная сортировка материала, создающая разнообразный криогенный микрорельеф – мелко-

бугристый рельеф, пятна-медальоны, каменные многоугольники, солифлюкционные террасы и др.

Восточная часть европейского Севера России – это Малоземельско-Большеземельский район, представляющий собой аккумулятивную равнину с отметками междуречий от 30 до 180 м (в зависимости от возраста), расположенную в пределах Печорской синеклизы. Отложения района преимущественно морские, ледниково-морские и прибрежно-морские, относящиеся к раннему, среднему и позднему плейстоцену. Континентальный комплекс пород представлен поздневалдайскими и голоценовыми озёрно-болотными алевритами с органикой и торфом, речным аллювием, склоновыми отложениями и криогенным элювием (покровными образованиями). Равнина расчленена хорошо развитой гидрографической сетью, принадлежащей бассейну р. Печоры, и реками, непосредственно впадающими в Арктический бассейн (Конищев, Тумель, 1989).

В изменении природных условий района в целом проявляется широтная зональность, но при этом суровость климата несколько возрастает в направлении с юго-запада на северо-восток. Среднегодовая температура воздуха меняется от -3°C на юго-западе Малоземельской тундры до $-6... -7^{\circ}\text{C}$ в северо-восточной (Припайхойской) части Большеземельской тундры.

Вечная мерзлота развита в самой северной части района, ограничиваясь с юга Полярным кругом. Она занимает зоны южной тундры, лесотундры и северной тайги. Закономерности распространения мерзлоты, её температуры и мощности в основном подчиняются широтной зональности. Наиболее суровая вечная мерзлота имеется на крайнем северо-востоке района, севернее 68° ш. Здесь, в зоне северной тундры, развиты сплошные по площади вечномёрзлые породы, мощностью от 100 до 500 м. На Урале вечная мерзлота имеет сплошное распространение мощностью до 500–900 м. Сквозные талики существуют только под руслами крупных рек. Среднегодовая температура меняется в зависимости от положения в рельефе. На высоких междуречьях в наиболее типичных ландшафтах (с кустарниково-моховой или разнотравно-моховой растительностью) температура грунтов равна $-2... -3^{\circ}\text{C}$. На вершинах холмов, откуда сдувается снег, она понижается до $-4... -5^{\circ}\text{C}$ и повышается до -1°C в отрицательных формах рельефа, где накапливается снег. Мощность слоя сезонного протаивания составляет 0,9–1,5 м.

В южной тундре вечная мерзлота имеет прерывистое распространение, она занимает 60–80% территории. Здесь, кроме сквозных таликов под руслами крупных рек, имеются несквозные талики (кровля мерзлоты залегает на глубине 5–20 м) на участках мелких водотоков и мощного снежного покро-

ва. Наиболее типичная мощность мёрзлых пород в южной тундре 50–150 м, Среднегодовая температура пород колеблется в пределах $-0... -3^{\circ}\text{C}$, а на участках таликов она положительная ($0... 2,5^{\circ}\text{C}$). В зоне лесотундры площадь вечномёрзлых пород сокращается до 30–40%, а в зоне северной тайги встречаются лишь отдельные острова маломощных (10–12 м) мёрзлых пород, в основном на торфяниках. Характерной особенностью мерзлой толщи в разрезе является двухслойное её строение. Это наблюдается в зонах лесотундры и северной тайги северо-восточной части Большеземельской тундры. Здесь помимо мёрзлых пород, залегающих с поверхности (с указанными выше параметрами), на глубине в интервале от 100 до 300–400 м, залегает толща реликтовых мёрзлых пород – остаточный слой мощной мёрзлой толщи времени поздневалдайского похолодания, не успевшей протаять во время голоценового потепления. Этот реликтовый слой продолжается на юг за пределы современной вечной мерзлоты в виде сужающегося (от 250 до 125 км) языка вдоль р. Печоры на её субмеридиальном отрезке вплоть до устья р. Кожвы. Слой имеет температуру около 0°C и находится в состоянии деградации.

Мёрзлые породы характеризуются неравномерной льдистостью. В отложениях встречаются крупные залежные льды, представленные, в основном, двумя типами – полигонально-жильными и пластовыми льдами. Наиболее распространены текстурообразующие льды – слои льда толщиной 1–3 см на расстоянии 1–10 см друг от друга. Они образуют слоистую, часто сетчатую текстуру мёрзлых грунтов. Общая льдистость таких пород невысока, 15–20%, часто уменьшаясь до 5–10%. Полигонально-жильные льды развиты в голоценовых озёрно-болотных отложениях на разных геоморфологических уровнях – на древних высоких водоразделах и на молодых морских террасах, преимущественно – к востоку от р. Печоры. В прибрежных районах Большеземельской тундры (на Югорском полуострове и др.) имеют место пластовые льды, залегающие в морских отложениях разных эпох плейстоцена. Их мощность колеблется от 1–3 до 15–20 м, встречаются они на глубине 10–40 м от поверхности.

Мерзлотный рельеф в районе представлен макроструктурными типами полигонального рельефа на основе морозобойного растрескивания – блочным рельефом (прямоугольные блоки высотой от 0,5 до 3–5 м, со сторонами от первых метров до сотен метров), полигональными торфяниками (торфяные поля, расчленённые серией полигонов 20–30 м в поперечнике), буграми пучения и термокарстовым рельефом.

Западная Сибирь по своему положению и физико-географическим условиям относится к Западному (Атлантическому) сектору Арктики. Западная

Сибирь – это равнина, имеющая ступенчатый рельеф, образованный серией морских плейстоценовых террас (средне- и позднеплейстоценовых), сложенная преимущественно морскими, ледниково-морскими и прибрежно-морскими отложениями (Шполянская, 1989). Влияние Атлантики здесь ещё достаточно сильно и особенно чётко проявляется в атмосферных осадках. Однако здесь в формировании климата резко возрастает роль холодных арктических воздушных масс, которые проникают далеко к югу. В связи с этим площадь, занимаемая вечномерзлыми породами, в районе намного больше, чем на европейской территории России. Южная граница криолитозоны в Западной Сибири располагается примерно на широте 60° с. ш., в отличие от европейского Севера, где южная граница мерзлоты не продвигается южнее Северного полярного круга (Шполянская, 1989).

Большая меридиональная и широтная протяжённость района обуславливает проявление в его климате и большинстве элементов природы одновременно и широтной зональности, и долготной секторности. Среднегодовая температура воздуха меняется от -10,2°C на севере (северный Гыдан) до +4°C на юге (Тобольск) и от -3,3°C на западе (Саранпауль) до -4,7°C на востоке (Игарка). Соответственно меняется продолжительность сезонов: холодный период на севере (Ямал, мыс Дровяной) длится 9 месяцев, на широте Тобольска он сокращается до 5 месяцев. В Западной Сибири заметен постепенный переход от морского климата к континентальному. Годовая амплитуда колебаний температуры воздуха увеличивается с севера на юг от 30–31°C на Ямале (м. Дровяной) до 42°C на юге (Енисейск) и с запада на восток от 36–37°C (Саранпауль) до 42–43°C (Игарка).

Растительность в пространственном распределении подчиняется широтной зональности. Хорошо развиты зоны тундры, лесотундры, северной тайги, расположенные с севера на юг. На севере района растительность представлена преимущественно моховым покровом и кустарниками (Городков, 1946). Развиты мохово-лишайниковые, мохово-ерниковые тундры. На увлажнённых полосах стока развиты ивняково-моховые полосы. Дельтовые острова и поймы рек здесь обычно покрыты густым ерником (карликовой берёзкой), багульником, ивняком, создающим труднопроходимые заросли высотой до 2–4 м. В лесотундре к этой растительности прибавляется лиственничное редколесье в долинах.

Широтная зональность чётко проявляется в характере криолитозоны. С севера на юг сменяют друг друга приуроченные к природным зонам области сплошного распространения вечной мерзлоты, прерывистого распространения (с островами таликов), затем островной мерзлоты и, наконец, область отдельных островов вечной мерзлоты в аномальных условиях. Особенность криоли-

тозоны Западной Сибири – прерывистое залегание по вертикали. Монолитная на севере (в тундре) толща вечной мерзлоты к югу (в зоне тайги) переходит в двухслойную (верхний – современный, и нижний – реликтовый, слои мерзлой толщи разделены горизонтом талых пород), а затем, ещё дальше к югу, в только глубоко залегающую реликтовую вечную мерзлоту. Подобное строение мерзлой толщи аналогично Большеземельской тундре, описанной выше, и имеет ту же причину, что указывает на одинаковое геологическое развитие в плейстоцене двух этих районов. Мощность вечной мерзлоты больше, чем на европейском севере России. На севере она равна 300–350 м, увеличиваясь в восточной части до 450 м. На юге, в зоне тайги мощность уменьшается до 150–300 м.

Среднегодовая температура мерзлых пород меняется от -8...-9°C на севере Ямала до -1...-5°C на широте Полярного круга. Сезонное промерзание-протаивание грунтов тоже подчиняется широтной зональности, а в рамках этой закономерности зависит от литологии грунтов. В минеральных грунтах его глубина меньше в глинах, больше в песках. С севера на юг она увеличивается от 0,5–1 м до 2–2,5 м. На всех широтах глубина сезонного протаивания и промерзания составляет 0,1–0,5 м, редко увеличиваясь до 0,6–0,7 м.

Мерзлые породы на севере Западной Сибири характеризуются высокой льдистостью. Морские, лагунно-морские, озёрные, аллювиальные отложения, минеральные и оторфованные, имеют равномерную по разрезу слоистую, линзовидную, сетчатую высокольдистую текстуру. Толщина ледяных прослоев – до 5 см. Большое место занимают крупные залежи пластовых льдов. Их мощность обычно составляет несколько метров, а протяжённость – десятки, иногда и сотни метров. Льды неодинаковы по происхождению. Среди них есть немногочисленные захороненные остатки глетчерных льдов (преимущественно выведенных ледников с обрамляющих равнину гор), морских, озёрных и речных льдов. Чаще встречаются ледяные ядра бугров пучения, приуроченных к верхам позднего плейстоцена (сартанскому времени) и голоценовым торфяникам. Наиболее распространены льды в морских отложениях, образовавшиеся непосредственно в субмаринных условиях во время древних плейстоценовых трансгрессий моря в результате промерзания донных грунтов (Шполянская, 2015).

Пластовые льды во многих случаях взаимодействуют с криопэггами – высокоминерализованными (20 и 40 г/л) хлоридными подземными водами с отрицательной температурой. Они широко распространены в пределах западного и центрального Ямала, в районе Байдарацкой губы, различаются по возрасту и глубине залегания. Криопэги морских лайд и речных пойм – самые молодые и залегают близко к поверхности, на глубинах от 0,5–3 до 8–10 м на лайдах и до

10–20 м на поймах рек. Имеют высокую минерализацию, 0–112 г/л (Streletskaia, Kritsuk, 2004). В молодых, сартанских, континентальных отложениях района пластовые льды отсутствуют. В них развиты полигонально-жильные льды.

Мерзлотный рельеф Западной Сибири представлен двумя основными типами – полигональным рельефом и формами пучения (Попов, 1971). Самый древний полигональный рельеф развит повсеместно севернее Полярного круга на древних морских равнинах. Это крупноблочный макрорельеф с блоками в несколько десятков и даже сотен метров в поперечнике. Более молодой полигональный макрорельеф связан со стадиями развития полигонально-жильных льдов, подчиняющимся широтной зональности. На самом севере района в торфяно-иловатых отложениях на поймах рек и морских лайдах развит полигонально-валиковый рельеф с растущим льдом (грунтовые валики вокруг полигонов выталкиваются растущим льдом). Размер полигонов 25–30 м в поперечнике, глубина обрамляющих трещин от 15–40 до 80 см, высота валиков 30–80 см. Южнее, вплоть до Полярного круга, развиты безваликовые полигоны, содержащие реликтовые ледяные жилы. В зоне лесотундры и северной тайги развиты плоскобугристые торфяники – остаточные формы деградирующего полигонального рельефа. Они представлены системой блоков 20–25 м в поперечнике, ограниченных понижениями (на месте бывших льдов в морозобойных трещинах) шириной 4–5 м и глубиной 0,6–0,8 м. В зоне северной тайги развит бугристо-западинный рельеф, являющийся последней стадией деградации полигонального рельефа.

Помимо полигонально-структурного рельефа в Западной Сибири широко развиты формы пучения, представленные двумя типами бугров: инъекционные, с мощным ледяным ядром, и миграционные бугры, ядро которых представлено слоистым текстурообразующим льдом.

Микроструктурный рельеф представлен пятнистой тундрой, каменными многоугольниками, полосчатыми формами на склонах.

Восточный (Сибирский) сектор Арктики

Этот сектор на большей своей части представляет собой систему гор и высоких плато, сложенных древними породами (начиная от архея). Восточный сектор Арктики, в отличие от Западного сектора, характеризуется резко континентальным климатом максимальной суровости. Значительную часть года моря покрыты льдом. Главные факторы, определяющие своеобразие климата района, – характер общей циркуляции воздушных масс и особенности физико-

географических условий территории. Последние заключаются в удалённости и отгороженности горными системами от Атлантического и Тихого океанов, открытости со стороны Северного Ледовитого океана, большой протяжённости территории и сложности орографии. Циркуляция атмосферы формируется под влиянием Сибирского максимума, что обеспечивает в районе антициклональную погоду и способствует сильному радиационному выхолаживанию воздуха.

Для него характерна холодная продолжительная зима (температура до $-50... -65^{\circ}\text{C}$) и тёплое (до $20-35^{\circ}\text{C}$) короткое лето. Самый холодный месяц – январь (абсолютный минимум температуры достигает $-51^{\circ}\text{C}... -65^{\circ}\text{C}$). Устойчивая антициклональная погода в условиях горного рельефа способствует развитию инверсии температуры воздуха, а вслед за ней и температуры горных пород. В отличие от других районов, здесь самые низкие температуры воздуха и грунтов свойственны отрицательным формам рельефа. В летнее время здесь устанавливается циклоническая деятельность. Адвекция тёплого воздуха с юга Сибири повышает температуру воздуха в июле до 35°C . Годовые амплитуды колебания температуры воздуха велики и достигают $45-65^{\circ}$. Это – мировой максимум. Годовое количество осадков в центральной части арктического побережья составляет 150–350 мм на равнинах и 400–450 мм на возвышенностях. Осадки преимущественно летние, поэтому району свойственна небольшая мощность снежного покрова (не более 25 см). Суровость климата обуславливает сдвиг всех природных зон далеко на юг, поэтому преобладающим типом растительности в северной части Сибири являются лишайниковые тундры, осоковые и пушицевые кочкарники, кустарниковые тундры.

Средняя Сибирь включает в себя полуостров Таймыр с горами Бырранга, окаймляющую его с юга Северо-Сибирскую депрессию и прилегающую к ним Среднесибирскую платформу. Орография Средней Сибири представлена различными типами плоскогорий и высокими древними равнинами с высотами до 400–600 м. На этом фоне в северной части Средней Сибири выделяются Анабарское плоскогорье и лавовое плато Путорана, где высоты достигают 1600–1700 м.

Север Средней Сибири развивался в плейстоцене неодинаково, и это отразилось на характере природных условий района, в том числе и криолитозоны. Северо-западная равнинная окраина района и Северо-Сибирская низменность по своей истории являются естественным продолжением Западносибирской равнины, и их плейстоценовая история определялась трансгрессивно-регрессивным режимом арктического моря. Здесь большую часть плейстоцена существовал морской бассейн, в котором сформировалась мощная пачка гляциально-морских отложений, аналогичных отложениям Запад-

ной Сибири. В восточной части района сформированы отложения ледникового комплекса – морены, водно-ледниковые и озёрно-ледниковые отложения. Оледенение района было горно-долинного или горно-сетчатого типа, которое перекрывало практически только горы. Мощность ледника не превышала 1000 м (Лазуков, 1989; Фишер и др., 1990).

Суровый климат обуславливает здесь сплошное распространение вечной мерзлоты. Сквозные талики имеют место только под крупными озёрами и руслами больших рек. В связи с древностью фундамента для района характерен очень низкий внутриземной тепловой поток, в 2-4 раза меньший, чем в соседних районах. Наряду с высокой теплопроводностью кристаллических и метаморфических пород это обуславливает в районе большие мощности мёрзлых пород, превышающие их соответствие современной температуре воздуха, свойственное соседним районам. Мощность мёрзлых пород равна 300–500 м на равнинах и 800–1000 м в горах.

Среднегодовая температура грунтов меняется в широтном и долготном направлениях. В западных частях района она повышается с севера на юг от -11°C до $-4...-6^{\circ}\text{C}$, на востоке от -13°C до $-7...-8^{\circ}\text{C}$. Глубина сезонного протаивания невелика – 0,3–0,5 м на торфяниках, и 1–1,5 м в песках (максимальная величина).

Распространение подземных льдов в районе неравномерно. Они широко представлены в западной низменной части района. Например, в низовьях р. Енисей по двум его берегам, Гыданскому и Таймырскому, распространены крупные залежные льды разного генезиса, приуроченные к отложениям разных эпох плейстоцена. Это – пластовые льды прибрежно-морского генезиса казанцевского времени близ пос. Усть-Порт (здесь располагалась краевая зона плейстоценового морского бассейна), инъекционные пластовые льды. В отложениях эпох сартанской и голоцена развиты полигонально-жильные льды. Встречаются погребённые глетчерные льды в отложениях зырянской эпохи на берегах Гыданского залива и Енисея.

На Таймыре в депрессиях, в пределах Северо-Сибирской низменности, на островах севернее Таймыра, тоже широко развиты в отложениях последнего (сартанского) ледникового периода полигонально-жильные льды. В пределах Северо-Сибирской низменности неоднократно встречены пластовые льды субмаринного и прибрежно-морского генезиса. Грунты в этой части Средней Сибири в целом льдистые.

На остальной территории района, сложенной преимущественно кристаллическими и метаморфическими породами, развиты инъекционные льды – ледя-

ное ядро бугров пучения высотой 5–6 м и основанием в 10–20 м в заозёрных депрессиях, на промерзающих старицах, поймах и I надпойменных террасах крупных рек. Развиты грунтовые наледы (пластовые ледяные интрузии) в местах разгрузки подземных вод водоносных таликов. Размеры их разные, в зависимости от запаса воды в таликах и дебита источника могут быть внушительны. Например, на р. Оленёк площадь таких наледей исчисляется в 30–40 тыс. м² при мощности льда в 1 м. Расход источника, питающего наледь, составляет более 5 л/с (Хруцкий, 1989). Высокольдистые (40–50%) глины и суглинки часто заполняют карстовые полости на Оленёк-Анабарском междуречье.

Средняя Сибирь представляет собой в целом высокую денудационную равнину с маломощным и локализованным рыхлым чехлом, созданным процессами криогенного разрушения (выветривания). В связи с этим, основной тип криогенных пород – это криогенный элювий, причём в стадии зачаточного, а потому грубодисперсного и малольдистого криогенного элювия.

Лено-Колымский район охватывает крупнейшие на севере России горные системы и высокие плоскогорья – Верхоянский хребет, хребет Черского, Момский хребет, Колымский хребет и др., некоторые из которых сформировались ещё в докембрии, другие в мезозое. В характере природных условий района проявляется широтная зональность, но в большей мере высотная поясность. С севера на юг сменяют друг друга зоны тундры, лесотундры, тайги. В горах с высотой тайга сменяется тундрой, а затем гольцовым поясом (начинается с высоты 1400–1700 м). На высоте примерно 2100 м имеют место современные ледники. В районе развита сплошная вечная мерзлота, возникшая здесь ещё в начале плиоцена, температура и мощность которой меняются тоже в соответствии с широтной зональностью и высотной поясностью. Так, на широте $68-69^{\circ}$ с. ш. на отметках 1100–1200 м наблюдается самая низкая температура горных пород, $-10...-14^{\circ}\text{C}$, а на широте 61° с. ш. на высоте 1255 м температура равна -5°C . Температура и мощность мёрзлых пород меняется с высотой. Так, в долинах рек, на высоте 1200 м при температуре -4°C мощность равна 100–200 м, а на высоте 1600–2000 м при температуре $-7...-10^{\circ}\text{C}$ она составляет 400–500 м (Некрасов, 1976).

Среди криогенных процессов наиболее распространено криогенное выветривание пород (начиная с переработки скальных пород) и образование криогенного элювия. Горная часть района – район преобладающей денудации. Здесь активно формируется криогенный элювий, представленный всеми стадиями разрушения пород: грубообломочный материал (криокластиты), смешанный с мелкозёмом (криокластопелиты). Промерзая, элювий приобретает высокую льдистость. Склоновыми процессами он достаточно активно выносятся в долины рек.

Наиболее интересной частью Лено-Колымского района являются Приморские низменности, представленные обширной озёрно-аллювиальной равниной, объединяющей долины низовьев рек Яны, Индигирки и Колымы. Сюда же входят дельта р. Лены и Новосибирские острова. Здесь отмечено сплошное распространение мёрзлых пород. Мощность вечной мерзлоты меняется в соответствии с широтной зональностью: в пределах арктической тундры она составляет 700 м и более, в лесотундре уменьшается до 400–500 м, ещё южнее, на Яно-Омолойском междуречье, она составляет 380–470 м. Мощность мерзлоты сокращается под крупными аласами и аласными равнинами. В самой восточной части района, в краевой части Сибирского антициклона, а особенно за его пределами, условия становятся более мягкими, и уменьшается мощность мёрзлых пород. На Колымской низменности близ устьев рек Большой Анюй и Омолон она уменьшается до 290–475 м, на морском побережье Чукотки – до 200–300 м. Глубина сезонного оттаивания составляет в торфе 0,2–0,4 м, в минеральных грунтах – 0,4–1,2 м. Развиты криопэги – высокоминерализованные подземные воды с отрицательной температурой, залегающие с глубины 200–300 м (Архангелов и др., 1989).

Это – район преобладающей аккумуляции, где на древнем фундаменте залегают мощный чехол разновозрастных кайнозойских рыхлых отложений континентального происхождения, представленных корами выветривания, аллювиальными галечниками, песками и супесями, озёрными отложениями. Климат в течение всего плейстоцена был холодный, резко континентальный. Накопление пойменных аллювиальных песков и алевритов (мощностью до 30–40 м и более) в суровых условиях сопровождалось морозобойным растрескиванием грунтов и образованием полигонального рельефа, заполнением трещин водой во время половодий и ростом полигонально-жильных льдов. В результате сформировалась мёрзлая толща с исключительно высокой льдистостью. Размеры жил, вскрывающихся в речных обрывах, достигают 50 м высоты и 10 м ширины. Грунты, слагающие пространства между жилами (блоки полигонов), высоко льдисты, имеют слоистую текстуру, состоящую из равномерно чередующихся слоёв льда и грунта. В аллювиальную толщу нередко вложены озёрно-болотные отложения древних аласов (мощностью до 5–10 м) – термокарстовых образований, соответствующих эпохам потепления. Северная окраина Приморских низменностей представляет собой озёрно-болотную равнинную тундру, аласную равнину. Основная её площадь занята полигонально-валиковыми осоковыми болотами (валиковые полигоны – признак растущих жильных льдов). Современные растущие ледяные

жилы в аласах и на поймах рек имеют ширину 0,5–1,5 м, мощность до 5 м. Размер сторон полигонов 10x20 м.

Полигонально-жильные льды и псевдоморфозы по ним (следы потепления) встречены в отложениях всех эпох плейстоцена, и ледниковых, и межледниковых, что указывает на континентальное развитие района в суровых условиях в течение всего плейстоцена.

Помимо полигонально-жильных льдов в районе имеют место инъекционные льды – мощные (в несколько метров) ледяные ядра крупных многолетних бугров пучения (булгунняхов). Мерзлотный рельеф представлен разнообразными формами полигонального рельефа, преимущественно полигонально-валиковыми с растущим льдом. Размеры полигонов составляют от 10–15 до 20–30 м. Днища аласов и аласных равнин, поймы и дельты рек являются участками преобладающей аккумуляции. Здесь ведущий мерзлотный процесс – морозобойное растрескивание. Оно сопровождается формированием полигонального рельефа и ростом жильных льдов.



*Пластовый лёд
(правый берег Енисея, пос. Ермаково, «Ледяная гора»)
Фотография Н.А. Шполянской*

На прирусловых отмелях и приморских осушках распространён плоско-полигональный рельеф со слабо выраженными трещинными зонами, подчеркнутыми полосами разреженной растительности. Размеры полигонов здесь могут достигать 100 м. Кроме полигонального рельефа широко развиты просадочные термокарстовые формы, от мелких термокарстовых понижений до термокарстовых озёр и котловин-аласов. Термокарст является вторым ведущим процессом в районе, поскольку его развитие требует не столько тепла, сколько наличие льда. Формы термокарста разнообразны. В частности, протаивание ледяных жил по трещинам формирует бугристый рельеф из останцов-полигонов, называемых байджарахами, которые занимают обширные пространства.



*Современный полигональный рельеф с растущим жильным льдом
(Халерченская тундра, низовья р. Колымы)
Фотография Н.А. Шполянской*



*Булгуньях – инъекционный бугор пучения высотой 30 м
(Центрально-Якутская низменность)
Фотография Н.А. Шполянской*



*Байджарахи (правая часть фотографии) – останцы полигонов
после вытаивания ледяных жил (Новосибирские острова)
Фотография М.Н. Григорьева*

Криогенное выветривание пород в районе достаточно активно. Здесь, в области преимущественной аккумуляции, идёт длительная активная переработка элювия от его зачаточной стадии (грубообломочных криокластитов) до конечной стадии тонких пылеватых фракций (криопелитов). В таких грунтах происходят многочисленные криогенные процессы: сортировка, перемещение в пределах микрополигональных систем, сплывание по склонам с образованием мощных склоновых накоплений.

Шельф Российской Арктики

На арктическом шельфе повсеместно развита вечная мерзлота, представленная льдистыми донными мёрзлыми отложениями. Она есть и на Западно-Арктическом шельфе, и на Восточном шельфе. Кровля мёрзлых пород может залегать на глубине порядка 20–40 м под дном моря или подниматься к поверхности дна. Подошва мерзлоты опускается до 100 и больше (даже до 600) метров. Криолитозону шельфа многие исследователи считают реликтовой, сформировавшейся в субаэральных условиях в регрессивную фазу позднего плейстоцена (18–20 тыс. л. н.) и ныне затопленную голоценовой трансгрессией моря. В действительности, имеется немало фактов, указывающих и на современное новообразование вечной мерзлоты на арктическом шельфе (Мельников, Спесивцев, 1995; Бондарев и др., 2001; Рокос и др., 2009; Григорьев, 2008).

Новообразованная вечная мерзлота на шельфе существует в двух случаях. Прежде всего, она формируется вдоль берега, при глубине моря от 0 до 2,5 м, где припайный лёд зимой смыкается с дном моря, и донные грунты в процессе прямого теплообмена с атмосферой беспрепятственно промерзают. Температура мёрзлых пород в этом случае может быть очень низкой (до $-2,6^{\circ}\text{C}$ и ниже), а мощность до сотен метров. Такая мерзлота установлена на большей части мелководных зон арктического побережья и оконтуривает сплошной полосой берега. Ширина такой полосы меняется в зависимости от рельефа побережья, от единиц метров до 10–15 км у низменных берегов, сложенных рыхлыми породами (например, мелководья, обрамляющие Ямал, или Приморские низменности в Восточной Сибири). У скальных берегов при крутых и даже средних уклонах дна глубина моря может возрасть прямо от берега, и смыкания морского льда с дном не происходит, а потому донные прибрежные отложения не промерзают (например, вокруг Таймыра или горного побережья северо-востока России).

Кроме мерзлоты на мелководьях новообразованная донная мерзлота встречается при больших глубинах моря (от 50 до 230 м). В этом интервале глубин

в Арктических морях создаются особые теплофизические условия, способствующие промерзанию донных отложений и нарастанию вверх субмаринной мёрзлой толщи (Шполянская, 2015). Участки с нарастающей вечной мерзлотой вскрыты скважинами в нескольких местах: на Баренцево-Карском шельфе (у пролива Карские Ворота) при глубине моря 70 м; на Русановской площади (к западу от Ямала) при глубине моря 114 м; на северной окраине моря Лаптевых (у кромки шельфа) при глубине моря более 50 м. Отложения дислоцированы, льдистые, иногда до 80% объёма керна. Условия для современного новообразования субмаринной вечной мерзлоты имеются на больших пространствах Баренцево-Карского шельфа, где температура донных грунтов понижается до предельной величины $-1,6... -1,8^{\circ}\text{C}$, а глубина моря превышает 50 м.

Исходя из тех же теплофизических условий, при меньших глубинах моря (в интервале от 2,5 до 50 м) промерзание донных пород невозможно, поэтому вечная мерзлота, встречаемая на этих глубинах, как правило, реликтовая. В этом отношении шельф Западного и Восточного секторов резко различаются между собой. Восточный шельф мелкий, глубины моря редко доходят до 40 м. Поэтому там новообразования субмаринных льдов не происходит (кроме узкой полосы у внешней кромки шельфа, где глубина моря превышает 50 м). Широко развитая там вечная мерзлота, представленная почти целиком полигонально-жильным льдом, является реликтовой (Романовский, Тумской, 2011). Она сформировалась в субаэральных условиях во время регрессии моря и теперь затоплена голоценовой трансгрессией и находится в состоянии деградации. Западный шельф более глубокий, и для него характерно большое разнообразие глубин. Поэтому криолитозона там является сложным образованием, в котором имеют место и вновь образованные мерзлые породы (температура $-1,5... -1,8^{\circ}\text{C}$ и мощность не более 80–100 м), и реликтовая мёрзлота (температура $-2,0... -2,5^{\circ}\text{C}$, мощность более 100 м), и многолетнеохлаждённые породы, не содержащие льда (с отрицательной, близкой к нулю, температурой).

Современный арктический шельф и субарктическая суша являются единой системой, внутри которой площади суши и моря неоднократно менялись местами в течение плейстоцена, и, соответственно, формировалась то субаэральная, то субмаринная криолитозона.

Н.А. Шполянская

ТИПЫ БЕРЕГОВ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

На побережьях арктических морей представлены разнообразные типы берегов (табл. 1). На материковом побережье распространение всех типов берегов примерно равнозначно, но с некоторым перевесом песчано-илистых осушенных (17% от общей длины материковой береговой линии), термоабразионных (15%) и неизменённых морем (15%) берегов. Преобладание первых из них (особенно в Восточно-Сибирском море) связано со значительной отмелостью прибрежной зоны мелководных шельфовых морей и обилием рыхлого материала на подводном склоне. Размыв прибрежной аллювиально-морской равнины, отложения которой скованы вечной мерзлотой и насыщены грунтовыми льдами, обеспечивает широкое развитие (особенно в восточных арктических морях) термоабразионных процессов и создаваемых ими берегов, а наличие береговых уступов, сложенных прочными коренными породами (особенно в Белом, Баренцевом и Карском морях) обуславливает присутствие неизменённых и слабо изменённых морем берегов. На побережье островов преобладают термоабразионные (30% от общей длины островной береговой линии) и неизменённые морем берега (25%). Из остальных типов берегов на островах выделяются аккумулятивные пляжевые (10%) и абразионные (9%) берега, что свидетельствует об активном воздействии морского волнения. Характерно также практически полное отсутствие осушенных берегов в связи с более приглубым подводным береговым склоном островов.

В целом, для арктического побережья наиболее характерны термоабразионные берега (более 21%) и берега, мало изменённые морем (около 19%), что отражает влияние климатических и геологических особенностей региона. На порядок меньшее развитие имеют аккумулятивные осушенные (11%), абразионные (10%) и аккумулятивные пляжевые (9%) берега. Если суммировать все виды абразионных (абразионно-денудационные, абразионные, термоабразионные) и все виды аккумулятивных (пляжевые, лагунные, осушенные) берегов, то чётко видно преобладание на арктическом побережье процессов размыва (около 38% длины общей береговой линии, по сравнению с 27% аккумулятивных). Этот вывод особенно характерен для островных побережий, где берега размыва составляют около половины длины островной береговой линии (49%, по сравнению с аккумулятивными 18%). На материковом побережье представительство всех видов абразионных (около 30%) и аккумулятивных (32%) берегов примерно одного порядка, но с учётом дельт доля аккумулятивных берегов возрастает до 43%.

Проведённый региональный анализ позволяет судить о распределении каждого типа берега по отдельным арктическим морям (табл. 2 и 3). Так, неизменённые морем берега приурочены, в основном (30% и более из числа всех берегов этого типа), к материковому побережью морей западной Арктики (Белое, Баренцево, Карское), но практически отсутствуют (менее 2%) в морях восточной Арктики (Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское). Близкие к ним по характеру абразионно-денудационные берега шире развиты (20–30%) в морях Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском и Белом, тогда как в Баренцевом и Карском практически отсутствуют. Абразионные берега (15–35%) характерны для морей Белого, Лаптевых и Баренцева с заметным уменьшением их распространённости в Восточно-Сибирском и Чукотском бассейнах. Абразионные отмершие берега являются индикаторами относительного подъёма отдельных участков берега за последние сотни лет и, главным образом, сосредоточены на побережье Белого моря (45%), значительны они также для моря Лаптевых (27%) и несколько менее значимы для остальных морей (8–11%), а для Чукотского моря и вовсе не характерны, что очевидно отражает относительное погружение берегов этого бассейна.

Термоабразионные берега типичны для Карского моря (38%), широко распространены (15–22%) в Восточно-Сибирском, Лаптевых и Баренцевом морях, менее существенны для Чукотского моря (5%) и не характерны для Белого моря. Распространение термоабразионных берегов и термической абразии как одного из самых мощных природных процессов на поверхности Земли отражает особые условия развития берегов – наличие мёрзлых толщ пород или льда и обильный приток тепловой энергии, главным образом, за счёт теплового стока арктических рек, дренирующих огромные водосборные бассейны, расположенные южнее.

Доминирующая часть абразионно-аккумулятивных берегов сосредоточена на побережье Карского моря (58% от общей длины берегов этого типа), характерны они для моря Лаптевых (22%), встречаются в других морях (до 10%), но практически отсутствуют в Баренцевом море. Аккумулятивные пляжевые берега, в основном, встречаются в Карском море (41%), распространены в других морях (9–23%), но отсутствуют в Чукотском. Аккумулятивные лагунные берега в доминирующей степени (38%) приурочены к побережью Чукотского моря, повсеместны в других морях, но практически отсутствуют в Белом море. Аккумулятивные осушенные берега характерны для Восточно-Сибирского моря (31%), типичны для других морей (13–20%) и

редки в Чукотском море. Распространение дельтовых берегов отражает влияние условий седиментации в устьевых областях крупных рек, и этот тип берега чаще (28–32%) встречается на побережьях морей Лаптевых, Карского, Восточно-Сибирского, менее распространен в Баренцевом и Белом морях и отсутствует на побережье Чукотского моря.

Относительное распространение различных типов берегов на островных побережьях Российской Арктики также демонстрирует ряд особен-

ностей: абсолютная приуроченность дельтовых (100%) и осушенных (61%) берегов к островам Восточно-Сибирского моря, а неизменённых морем (50%), абразионно-денудационных (57%), абразионных отмерших (76%) и термоабразионных (60%) берегов к островам Баренцева моря. В то же время острова Белого моря характеризуются лишь слабым развитием неизменённых и абразионных берегов, остальные типы берегов здесь отсутствуют.



*Малоизменённый морем берег (Кольский полуостров, губа Долгая)
Фотография Н.А. Демиденко*

Таблица 1. Соотношение типов берегов на арктическом побережье России

Побережье	Распределение типов берегов, %										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Итого
Материковое	15	2	10	3	15	12	7	8	17	11	100
Островное	25	6	9	4	30	8	10	5	3	0	100
Всего	19	3	10	4	21	10	9	7	11	6	100

Типы берегов: 1 – неизменённые морем, 2 – абразионно-денудационные, 3 – абразионные, 4 – абразионные отмершие, 5 – термоабразионные, 6 – абразионно-аккумулятивные, 7 – аккумулятивные пляжевые, 8 – аккумулятивные лагунные, 9 – аккумулятивные осушные, 10 – дельтовые



Абразионный берег (Мезенский залив)



Абразионно-термоденудационный берег (полуостров Ямал)

Фотографии Ф.А. Романенко

Таблица 2. Распространённость типов берегов материкового побережья по отдельным морям Российской Арктики

Типы берегов	Моря, %					
	Баренцево	Белое	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
1	29	36	33	2	0	0
2	0	21	0	30	28	21
3	17	34	13	23	7	6
4	8	45	11	27	9	0
5	16	1	38	18	22	5
6	1	6	58	22	7	6
7	10	17	41	23	9	0
8	25	4	12	15	6	38
9	14	13	20	19	31	4
10	7	4	29	32	28	0



*Абразионно-денудационный берег (море Лаптевых, м. Мамонтов Клык)
Фото А.В. Баранской*



*Термоабразионный берег (море Лаптевых, о. Б. Ляховский)
Фото В.В. Тумского*

Таблица 3. Распространённость типов берегов островного побережья по отдельным морям Российской Арктики

Типы берегов	Моря, %					
	Баренцево	Белое	Карское	Лаптевых	Восточно-Сибирское	Чукотское
1	50	1	37	12	0	0
2	57	0	8	16	13	6
3	23	5	25	20	22	5
4	76	0	18	0	3	3
5	59	0	17	9	14	1
6	16	0	42	27	15	0
7	9	0	40	14	36	1
8	18	0	29	24	3	26
9	0	0	0	39	61	0
10	0	0	0	0	100	0



*Аккумулятивный пляжевый берег (Печорское море, о. Песяков)
Фото Айно Кирилловой*



*Малоизменённый морем берег (Баренцево море, Мурманский берег, Териберка)
Фото О.С. Шиловой*



Карта типов берегов арктического побережья России



1 – малоизмененные морем с ледниково-тектоническим и эрозионно-тектоническим расчленением, 2 – абразионные денудационные, выровненные, бухтовые, отмершие и абразионно-аккумулятивные, 3 – аккумулятивные пляжевые, лагунные и осушенные, 4 – термоабразионные и ледовые, 5 – аккумулятивные дельтовые

С.А. Лукьянова, Г.Д. Соловьева, Г.А. Сафьянов

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Устьевые осадочно-геоморфологические системы (эстуарные, эстуарно-дельтовые, лагунно-дельтовые, лиманно-дельтовые и собственно дельтовые) – это комплекс субэзральных и субаквальных аллювиально-дельтовых и прибрежно-морских аккумулятивных и эрозионных форм рельефа и слагающих их отложений, сформированных рекой и морем в пределах устьевого конуса выноса реки за определённый исторический интервал времени. Понятие «устьевая система» позволяет объединить в одном определении взаимосвязанные в масштабе геологического времени и по ведущему рельефообразующему фактору, но различные по возрасту и литологии части единой природной устьевой геосистемы – субэзральную дельтовую равнину (активную и отмершие её части) и субаквальную мелководную платформу (авандельту), где процессы формирования дельтовых фаций сменяются шельфовым седиментогенезом (Коро-таев, 1991, 2008, 2012).

Наблюдаемые в настоящее время устьевые осадочно-геоморфологические системы, включающие обширные пространства низменных субэзральных аллювиально-дельтовых равнин со сложной гидрографической сетью и мелководные акватории субаквальных авандельт, сложились на побережьях Мирового океана за последние 7–5 тыс. лет в заключительную фазу послеледниковой трансгрессии океана (Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1999). За это время в устьях большинства крупных рек была накоплена толща аллювиально-дельтовых отложений и сформирован специфический рельеф приустьевых субэзральных равнин, которые имеют чёткие геоморфологические границы и определённое стратиграфическое положение среди прибрежных фаций в контактной зоне континентального и шельфового седиментогенеза. Верхней границей аллювиально-дельтовых образований (устьевых систем) в устьях крупных рек на побережьях арктических окраинных морей предлагается считать *вершину позднеголоценового ингрессионного залива (эстуария, лимана или устьевой лагуны)*, образованного во время послеледниковой трансгрессии Мирового океана. За нижнюю границу устьевой системы принимается подводное окончание современного устьевого конуса выноса (авандельты), обычно совпадающее с морским склоном внешнего устьевого бара или зоной морского барообразования. В пределах устьевой осадочно-геоморфологической системы выделяются древний (придельтовый) и современный (дельтовый) районы. Последний подразделяется на собственно дельтовый (субэзральная дельта с общей узловой точкой для водотоков – вершиной дельты) и аван-

дельтовый участки (субаквальная часть конуса выноса), где происходит смена формирования дельтовых фаций прибрежно-морскими.

Наиболее распространённым морфогенетическим типом устьевых систем на арктическом побережье России являются *эстуарные, эстуарно-дельтовые, лиманно-дельтовые и лагунно-дельтовые системы*, являющиеся следствием колебаний уровня моря на позднеголоценовом отрезке послеледниковой трансгрессии (уровень неоднократно превышал современный на 1–3 м), так и унаследованного заложения большинства речных долин по депрессионным структурным зонам в течение всего плейстоцена (Данилов, 1978, 1985). Основным морфологическим признаком этих устьевых систем является то, что они представляют собой различные модификации **устьевых систем выполнения ингрессионных заливов**, зависящих от сочетания природных факторов дельтообразования (речной сток, волновая активность, высота приливов).

В эстуарной устьевой системе с высотой прилива от 2 до 7 м в настоящее время, как правило, формируются *приливные малорукавные дельты* ограниченной протяжённости (не более 20–30 км) в виде узких островов, вытянутых вдоль русла, с динамичным грядовым рельефом в пределах устьевого взморья (рр. Онега, Мезень, Кулой) и ярко выраженной приливной циркуляцией водных масс.

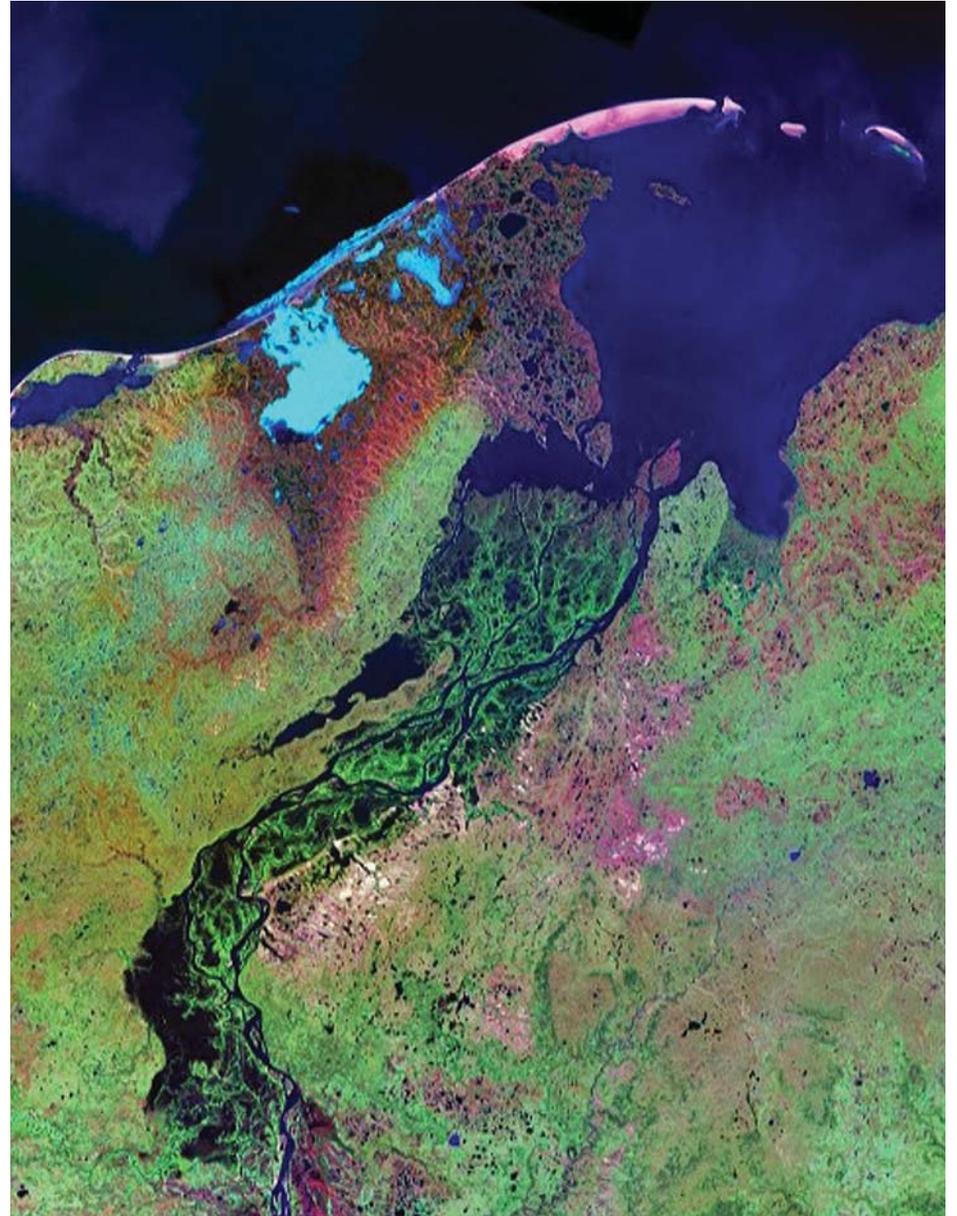
В эстуарно-дельтовых малопривливых устьевых системах (высота прилива менее 2 м) сформированы огромные *многорукавные крупноостровные и лопастные дельты долинных заливов* (губ частичного или полного их выполнения). Длина аллювиально-дельтовых образований от вершины позднеголоценового залива до морского края современной надводной дельты составляет от 100 до 300 км (рр. Обь, Енисей, Пясины, Хатанга, Анабар).

Особую разновидность лагунно-дельтовых устьевых систем выполнения образуют реки, отложения которых заполняют устьевые лагуны, возникшие в результате отчленения морскими барами обширных и относительно мелководных акваторий (рр. Сев. Двина, Яна, Индигирка).

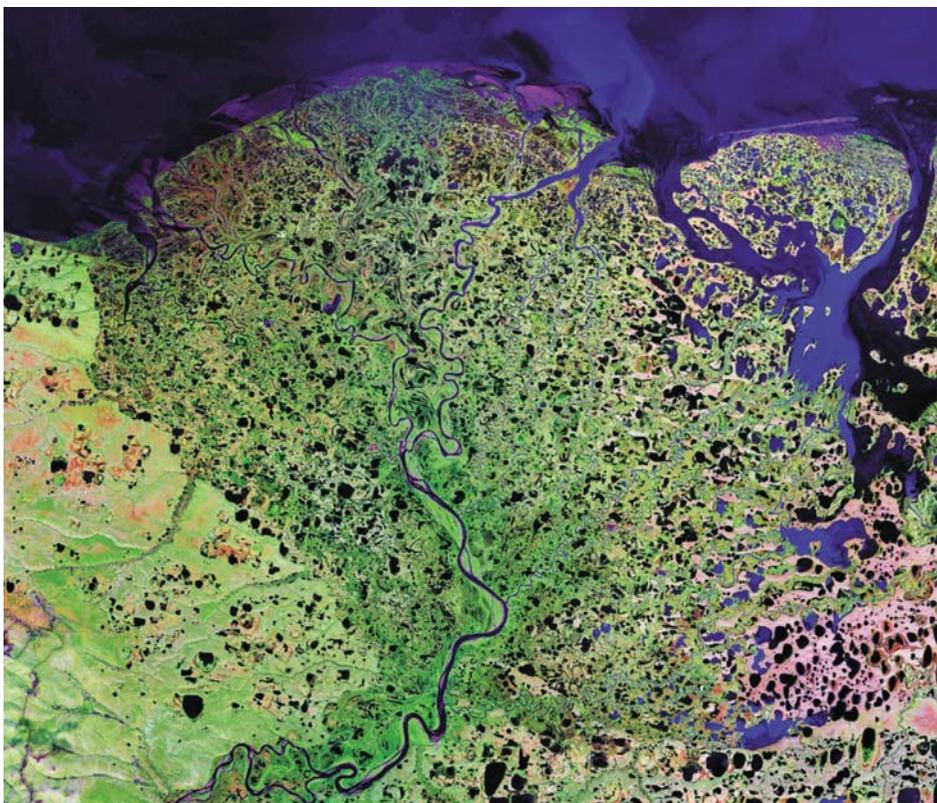
Другой тип заполнения представляют приустьевые акватории, отчленённые морскими косами на участках с ярко выраженным вдольбереговым перемещением наносов, когда рост дельты лимитируется наличием блокирующей косы или пересыпи (р. Печора), который полностью соответствует понятию «дельты заполнения», введённому Г. Креднером (1878), и относится к устьевым системам, находящимся в *стадии лиманного* развития. Развитие таких дельт зависит от изменчивости речного стока, фито- и биогенных процессов.



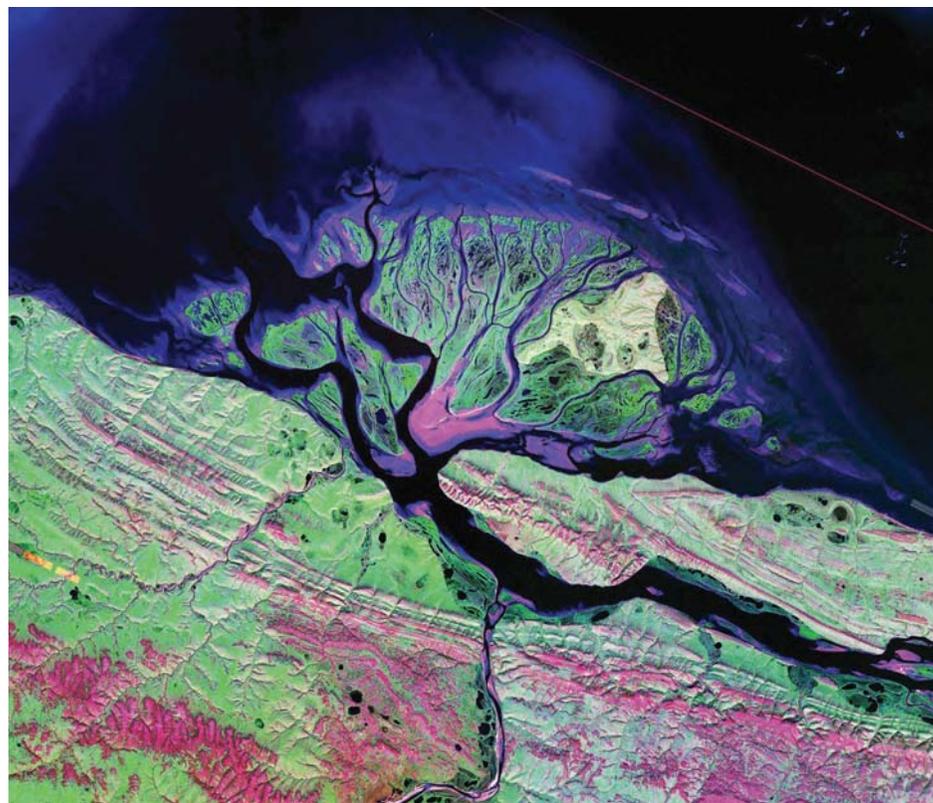
Эстуарно-дельтовая система Оби



Лиманно-дельтовая система Печоры



Лагунно-дельтовая система Яны



Дельтовая система Оленёка

Среди устьевых систем выполнения береговых лагун можно выделить следующие морфодинамические модификации: 1) многорукавные крупноостровные, ветвящиеся дельты частичного заполнения, отчленённые сплошной или прерывистой полосой морских баров (р. Сев. Двина); 2) малорукавные с веером крупных рукавов, врезанных в стародельтовую равнину, полного заполнения, в фазе выдвижения устьевых баров или субдельт на открытом взморье (рр. Яна, Индигирка).

Вторая группа устьевых систем, связанная с формированием аллювиального устьевого конуса выноса на открытом морском или океаническом побережье, относится к так называемым **устьевым системам выдвижения**, или *дельтовым системам*. Эта немногочисленная группа дельт обязана своим происхождением особенностям структурно-геологического строения прибрежной равнины, когда реки при подходе к морю пересекают горные сооружения. Их суженные участки (долины прорыва) переходили непосредственно в приустьевые расширения русла на открытом побережье, где дельты начинали свой эволюционный путь развития как выдвигающиеся дельты (рр. Лена, Оленёк).

Морфологическое строение морского края и размеры дельт выдвижения служат надёжным индикатором реального соотношения речных и морских факторов в устье реки. Об этом свидетельствует разнообразие морфодинамических типов дельт выдвижения: от устьевого аллювиального выступа на открытом и приглубом берегу (клюва) до многорукавной дугообразной или крупнолопастной пальцевидной дельты, окаймлённой морскими барами. Имея возможность широко и свободно растекаться на устьевом взморье (в отличие от дельт выполнения заливов и устьевых лагун), даже в условиях отмелого берега, втекающий в водоём речной поток очень редко формирует идеальный веерообразный конус выноса, ограниченный дугой 180°. В большинстве случаев выровненность внешнего края субаэральной дельты достигается оконтуриванием её береговыми барами. В случае нарушения такого равновесия происходит формирование либо гипертрофированного *клюва*, либо *лопастной дельты типа «птичьей лапы»*, выдвинутых в море до внешней границы устьевого взморья. В большинстве дельтовых систем наблюдается мелколопастное выдвижение морского края дельты вдоль наиболее многоводных рукавов и стабильное положение внешнего края устьевых баров, достигших границы свала глубин (р. Лена).

Несмотря на геологическую молодость устьевых голоценовых осадочно-геоморфологических систем (абсолютный возраст составляет 7–5 тыс. лет),

они представляют собой сложившиеся, динамически равновесные природные устьевые геосистемы, в которых интенсивность процессов первичного дельтообразования (барообразования) менее заметна и ограничена приморской зоной дельт и акваторией устьевого взморья. Основные изменения в дельтах, за исключением процессов устьевого удлинения, определяются вторичными русловыми переформированиями.

Устьевые осадочно-геоморфологические системы по характеру ведущих рельефообразующих факторов в пределах дельтовой равнины условно разделяются на две части:

1. Область первичнодельтового рельефа (приморская зона дельты), где развиты современные дельтовые разветвления, имеющие возраст не более 600–1000 лет, и формируется устьевое взморье с устьевыми и береговыми барами, приливо-отливными грядами и русловыми бороздинами. Здесь преобладают так называемые «устьевые процессы», которые складываются из сложного взаимодействия речного стока, приливо-отливных и сгонно-нагонных явлений, вдольбереговых течений и ветрового волнения. Протяжённость этой области от морского края дельт обычно составляет не более 20–50 км.

2. Область вторичнодельтового рельефа, возникшая в результате переработки массивов ранее сформированной консолидированной дельтовой равнины, возраст которой составляет от 4,5 до 1,5 тыс. лет (Коротаяев, 1985). Как правило, эта область занимает привершинную часть устьевой системы и распространяется в сторону моря до вершин современных дельт.

В.Н. Коротаяев

ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Большинство крупных рек мира за последние 30 тыс. лет испытало многократные миграции их устьев в связи с глобальными изменениями объёма Мирового океана. Современный облик устьевых систем арктического побережья России сложился в результате длительной эволюции речных устьев в период регрессивно-трансгрессивного цикла Мирового океана в течение последних 30 тыс. лет, когда уровень моря сначала упал почти на 100 м, а затем поднялся до современных отметок (Каррей, 1968; Каплин, 1973; Каплин, Селиванов, 1999; Клиге, 1982). По данным И.Д. Данилова (1978, 1985), известно, что в пределах Печорской низменности и севера Западной Сибири и на прилегающих к ним шельфах преобладающая тенденция к опусканию на большей части плейстоцена привела к длительным и глубоким морским трансгрессиям. На территории приморских равнин Северо-Востока, наследующих зоны развития молодых складчатых образований, обрамлённых горными сооружениями, морские трансгрессии в позднем кайнозое имели ограниченное распространение. Сопутствующие изменению уровня моря значительные по величине и сравнительно быстрые во времени перемещения береговой линии приводили и к существенным пространственным смещениям дельтовых тел и коренной перестройке их гидрографической сети. Одни реки успели создать в устьях разветвлённую гидрографическую сеть, заполнить долинными заливами и выдвинуться в открытое море. Другие – только начинают формировать подводный устьевой конус выноса и сеть дельтовых водотоков.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

Устьевая область Северной Двины относится к типу приливного устья с многорукавной дельтой и с приглубым устьевым взморьем, занимающим вершину Двинского залива Белого моря. Она включает устьевой участок реки длиной 150 км и устьевое взморье – часть Двинского залива южнее условной линии – м. Куйский (зимний берег Белого моря) – м. Толстик (летний берег Белого моря). Многоручавная дельта имеет классическую форму равнобедренного треугольника с основанием, равным 45 км. Площадь дельты – 900 км², на долю суши приходится около 55% общей площади. Площадь устьевого взморья в пределах относительно мелководной прибрежной зоны (изобаты 10 м) – 350 км². Ширина этой зоны составляет около 10 км. За пределами этой зоны находится глубоководная часть Двинского залива.

Геоморфология и история развития дельты

Современный рельеф и гидрографическая сеть устьевой области Сев. Двины сформировались в процессе заполнения речными наносами эстуария, существовавшего с раннего голоцена. Дельту Сев. Двины можно классифицировать как *многоручавную дельту выполнения*.

Дельтовая равнина представлена островами различного возраста, происхождения и размеров. Наиболее древними являются крупнейшие и наиболее возвышенные (высотные отметки 3–5 м) острова дельты, разделяющие её главные водотоки. Эти острова сложены аллювиальными и аллювиально-морскими отложениями и покрыты мощным слоем торфяников, заняты хвойно-лиственными лесами. Такие высоты имеют также крупные острова внешнего, приморского пояса с хорошо выраженным дюнным рельефом, сформировавшимся на аллювиально-морских и морских песках. Район современной речной аккумуляции занимает южную часть дельты, примыкающую к её вершине. Здесь преобладают молодые острова, сложенные современным речным аллювием. Такие острова имеют высотные отметки около 1 м, ежегодно в период половодья заливаются внешними водами и наращиваются за счёт отложения речных наносов.

Формирование дельты Сев. Двины тесно связано с геологической историей развития Белого моря и Двинского залива. Главными факторами, определявшими морфолитодинамику берегов залива и развитие рельефа дельты в поздне- и послеледниковую эпоху, были: 1) активный и неоднородный неотектонический режим дна и берегов залива; 2) обильное поступление наносов с твёрдым стоком р. Сев. Двины, 3) климатические изменения, в частности колебания уровня моря и его ледовитости, произошедшие в регионе в позднеледниковье-голоцене (Невесский, Медведев, Калинин, 1977, Новичкова и др., 2013). На основе изучения строения разрезов дельтовых островов и о. Мудьюг, радиоуглеродного датирования (54 датировки), палинологических данных и геоморфологического анализа выделены три стадии развития дельты р. Северная Двина в голоцене: 1) стадия эстуария (позднеледниковье – ранний голоцен); 2) «лагунная» стадия (средний голоцен) и 3) стадия дельты выдвигания, начавшаяся в среднем голоцене и продолжающаяся до настоящего времени (Zaretskaya et al., 2011).

Начало эстуарной стадии соотносится с проникновением в Двинской залив морских вод в аллереде (Demidov et al., 2006) или пребореале (не ранее

10000 ^{14}C или 11000 кал. л. н.) (Полякова и др., 2014). На первой фазе этой стадии, пока не охарактеризованной в пределах дельты геохронологическими данными, русло реки транзитом проходило по восточной части современного Двинского залива вдоль Зимнего берега через Горло Белого моря, врезааясь в ледниковые отложения и коренные породы (Невеский, Медведев, Калининко, 1977). В ходе трансгрессии Портландия ледниковый рельеф устья Северной Двины был затоплен, сформировались ингрессионные заливы. Отложения этого этапа представлены на о-ве Никольский морскими сизыми глинами, перекрытыми торфом 10300–10100 кал. л. н. (Zaretskaya et al., 2011). В конце пребореального времени (около 10400–10200 кал. л. н.) в ходе регрессии Литорина вновь произошло врезание р. Северной Двины, подтверждённое возрастом погребённого торфа (9115±100, Tln-126, и 8370±170, Tln-125) из скважины № 2 г. Архангельска с глубиной устья 17,7 м (Кошечкин, 1979). Последняя фаза эстуарной стадии связана с затоплением устьевой области Северной Двины в период атлантического климатического оптимума – трансгрессии Фолас (Невеский и др., 1977; Кошечкин, 1979, Каплин, Селиванов, 1999). В рельефе эта фаза представлена выработанными в морене уступами размыва, которые в настоящее время обрамляют дельту с юга и востока (Zaretskaya et al., 2011), и датируется временем 9500–7500 кал. л. н. (Каплин, Селиванов, 1999).

Лагунная стадия, связанная с более высоким относительно современного положением уровня моря в атлантическое время голоцена (трансгрессия Тапес), датируется в разрезах возрастом 6900–4500 ^{14}C , 7695–4440 кал. л. н. На месте современной дельты существовали лагуны с солоноватоводной диатомовой фауной, накапливались насыщенные органикой лагунные отложения. Последующее формирование береговых валов внутри залива отделило лагуны от моря (Zaretskaya et al., 2011).

Стадия дельты выдвигания, соответствующая фазам Тривия-Острия (Каплин, Селиванов, 1999) началась около 4500 ^{14}C (5470–5320 кал. л. н.) (Zaretskaya et al., 2011). В устье р. Северной Двины происходила активная дельтовая и прибрежно-морская аккумуляция. В районе современных островов Никольский, Лясомин, Угломин формировалась авандельта, а на юго-западе современной дельты (урочище Чурка – г. Северодвинск) – обширная морская терраса, созданная сериями многочисленных субпараллельных береговых валов. Терраса нарастала в северо-западном и северном направлениях со средней скоростью 1,6 км/тыс. лет, авандельта – в северо-западном со скоростью около 2,4 км/тыс. лет, то есть быстрее, чем рост морской террасы

(Zaretskaya et al., 2010). Сток Северной Двины осуществлялся через Мурманский рукав, имевший в районе современного о-ва Никольский широкое устье. Впоследствии около 2,5 ^{14}C т. л. н. выход рукава в море был частично блокирован морскими береговыми валами, сформировавшими о-ва Лайда и Голец (Zaretskaya et al., 2011).

Наиболее древняя аккумулятивная форма этой стадии – морская терраса урочища Чурка, первый береговой вал которой примкнул к абразионному клифу 4950±50 (5640–5720 кал. л. н., ГИН-14159) и окончательно сформировался ранее 4570±30 (5280–5320 кал. л. н., ГИН-13381). В дальнейшем выдвигание террасы происходило в несколько этапов за счёт примыкания вдольбереговых валов и продолжается до настоящего времени (Zaretskaya et al., 2011).

Выдвигание авандельты (острова Лясомин и Угломин) началось позднее – около 4000 ^{14}C л. н., однако в результате аккумуляции аллювиальных и морских наносов происходило быстрее, чем рост морской террасы (Zaretskaya et al., 2011). Авандельта формировалась как система субпараллельных крупных береговых валов (впоследствии перевеянных) и разделявших их вытянутых лагун или зараставших протоков. Острова Угломин и Лясомин, возможно, были вначале одним островом, и были разделены Пудожемским рукавом 1000 ^{14}C (~950 кал. л. н.) (Zaretskaya et al., 2011). Береговые валы формируются в настоящее время на периферии о-вов Лясомин (архипелаг Анфал) и Угломин (остров Ягры). Валы примыкают по нормали к течению р. Северной Двины на выходе из Пудожемского и Мурманского рукавов, по-видимому, за счёт вдольберегового перемещения на юг аллювиальных наносов (Zaretskaya et al., 2011).

Вероятно, примерно в то же время (около 4000 ^{14}C , 4500 кал. л. н.) начали формироваться береговые валы о. Никольский. Строение генераций валов близко к таковым на островах Лясомин и Угломин. Наиболее молодые валы, образующие периферийные острова Лайда и Голец, прирастают с 2000±90 ^{14}C л. н. (1865–2065 кал. л. н., ГИН-14257) до настоящего времени (Zaretskaya et al., 2011).

Одновременно с авандельтой, к северу от неё, в акватории Двинского залива образовалась коса острова Мудьюг. В рельефе острова выделены пять возрастных генераций береговых валов: около 5000–4000 ^{14}C л. н., ~3180–3050 ^{14}C л. н. (3480–3160 кал. л. н.), ~3050–1620 ^{14}C л. н. (3160–1410 кал. л. н.), ~1620–500 ^{14}C л. н. (1410–460 кал. л. н.) и моложе 500 ^{14}C л. н. (460 кал. л. н.), строение которых свидетельствует об устойчивом смещении острова на юг, сопровождающемся размывом его северных прикорневых участков и разворотом образующих его песчаных аккумулятивных форм «по часовой стрелке» (Шевченко и др., 2012).

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ПЕЧОРЫ

Устьевая область р. Печоры относится к типу приливного устья с дельтой выполнения и закрытым отмелым устьевым взморьем. Она включает устьевой участок реки от впадения р. Сулы (в 190 км от устьевого створа) до морского края дельты и устьевое взморье – Печорскую губу. Морской границей устьевой области Печоры является линия, проходящая через полуостров Русский заворот, цепь Гуляевских кошек, о. Песяков. Устьевой участок р. Печоры полностью включает в себя дельту р. Печоры, вершина которой находится в месте разветвления главных рукавов дельты – Большой и Малой Печоры – в 120 км от морского края дельты. Площадь дельты около 2900 км², причём на долю суши в межень приходится около 70% её площади. Площадь устьевого взморья, занимающего обширный мелководный залив – Печорскую губу, составляет около 6400 км², а объём его вод – около 35 км³. Длина устьевого взморья около 80 км, ширина вдоль морской границы – 110 км (включая Гуляевские кошки).

Геоморфология и история развития дельты

Современная дельта р. Печоры представляет собой *многорукавную дельту выполнения*. Речные наносы заполняют долинный залив, образовавшийся в атлантическое время голоцена. Более древний аллювиальный рельеф представлен в устьевой области двумя надпойменными террасами, которые переходят вблизи устья в морские и озерно-аллювиальные равнины. Устьевая система Печоры приурочена к крупной новейшей депрессии северо-восточного простирания, унаследовано прогибавшейся с неогена (Берлянт, 1969; Любимов, 1966). Ниже Андегского узла разветвления дельту с юго-востока на северо-запад пересекает Шапкино-Юряхинский вал, восходящие движения которого заметно повлияли на развитие аллювиального рельефа.

Вторая надпойменная терраса, как и синхронная ей морская терраса, развита на высотах 20–30 м. Поверхность террасы южнее субширотного отрезка р. Куя изменена эоловыми процессами. Севернее она имеет преимущественно эрозионно-термокарстовое расчленение. Терраса практически полностью сложена однородными тонко- и мелкозернистыми дельтовыми песками. Мощность отложений (40–55 м) более чем в два раза превышает нормальную мощность аллювия современной Печоры (Былинский, 1962; Розенбаум, 1963).

Первая надпойменная терраса имеет два подуровня на высотах 8–12 и 12–15 м. На левобережье Печоры она прерывистая, узкая (не более 2 км), а

на правом берегу протягивается широкой (до 5–6 км) полосой до северной оконечности о. Крестовский, где контактирует с одновысотными озёрно-аллювиальными равнинами. В пределах современной дельты сохранились два небольших останца террасы – на северо-западе о. Крестовый и на юго-востоке о. Верхний. Поверхность террасы плоская, перекрыта торфяниками, переработана мерзлотными процессами, заболочена, на правобережье переветрена. Слагающие террасу наклонно- и косослоистые мелко-крупнозернистые пески мощностью 3–10 м налегают на отложения второй террасы или позднеплейстоценовые суглинки на 2–5 м выше современного уреза.

Большую часть днища долины Печоры занимает высокая пойма с относительными высотами от 3 до 7 м. Разрез поймы двучленный: 1) русловая фация мощностью до 17 м представлена переслаиванием косослоистых песков, залегающих на отложениях второй, реже – первой террасы; 2) пойменная фация – суглинки и супеси с прослоями алевритов, тонкозернистых песков и торфа – имеет мощность 1–7 м, а вблизи русла реки – до 12 м. Более молодые сегменты поймы налегают на более древние (Былинский, 1962, Розенбаум, 1963).

Высокая пойма разделяется на три подуровня: *старый, зрелый и молодой*, близкие по высотным отметкам, но существенно различающиеся обликом рельефа и ландшафтов. Выше Андегского узла разветвления развиты два нижних, а ниже – все три подуровня (см. Геоморфологическую карту дельты Печоры).

Фрагменты *старой* дельтовой поймы с высотами от 4–5 до 6–7 м сохранились лишь на участке ниже Андегского узла разветвления. Аллювиальный рельеф существенно изменён мерзлотными процессами. Крупные термокарстовые озёра с низкими фестончатыми берегами и заболоченными котловинами часто имеют полигональные очертания. В результате продолжающихся термокарстовых просадок озёра сливаются друг с другом, формируя изомеричные или вытянутые в плане системы. Последние, вероятно, наследуют направления древних русловых форм. Преобладает тундровая растительность, на возвышенных участках встречаются заросли ивняка и отдельные деревья.

Зрелая пойма с высотами 3–4 м (на гривах более 5 м, в понижениях – около 2 м) окаймляет участки древней поймы, а на северо-востоке дельты занимает центральные части островов. Её сглаженный гривистый рельеф уже изменён мерзлотными процессами. На космических снимках видны наложенные друг на друга разновозрастные пояса меандрирования, многочисленные отмершие протоки. Присутствуют как остаточные, так и термокарстовые озёра. Для возвышенных участков характерны сухие русла с глубиной вреза до 3 м и небольшие (до 200 м) котловины спущенных озёр. Межгривовые понижения и

термокарстовые котловины заболочены. На наиболее высоких гривах и вдоль ряда протоков развиты эоловые процессы. Гривы заросли ивняком. С юго-запада на северо-восток степень мерзлотной переработки аллювиального рельефа и заозёрность уменьшаются, отчётливее видны пояса меандрирования и протоки, увеличивается доля остаточных озёр.

Молодая пойма представлена современными поясами меандрирования дельтовых рукавов с абсолютными высотами 3–4 м (на гривах – более 6 м, в понижениях около 2 м). Для неё характерны: гривистый рельеф, преобладание остаточных, как правило, удлинённых озёр, активное развитие на гривах эоловых процессов, слабая заболоченность межгривовых понижений, отсутствие следов существенной мерзлотной переработки. Из растительных ассоциаций господствуют заросли ивняка. По хорошей сохранности аллювиального рельефа отчётливо дешифрируются пояса меандрирования недавно отмерших протоков шириной от первых сотен метров (протока Утреч Шар) до 2–5 км (Тундровый Шар, Крестовый Шар и Средний Шар). На мористом крае дельты пояса меандрирования оканчиваются выдвинутыми в море островами приустьевых баров, для которых характерны те же абсолютные высоты, гривистый рельеф и кустарниковая растительность.

Выше Андегского узла разветвления рельеф зрелой и молодой поймы отличается лишь большими на 1–2 м высотами, что связывают с расплыванием пологоводной волны в низовьях дельты (Былинский, 1962). Зрелая пологогривистая пойма занимает здесь центральные части крупных островов. Вдоль бортов долины на участках новейших опусканий развита ингрессионная (Розенбаум, 1963) разновидность зрелой поймы, которая ниже не встречается. Её выровненная, заболоченная поверхность с относительными высотами от 4–5 до 6–7 м, заливами вдаётся в пределы первой надпойменной террасы.

Низкая пойма с относительными отметками менее 3 м развита фрагментарно. Она представлена песчаными косами вдоль дельтовых рукавов, небольшими редкими островами и сегментами на излучинах, а вдоль берегов озёр Городецкого и Казенного – низменными заболоченными поверхностями, сложенными суглинками и торфом. Значительные пространства низкая пойма занимает лишь на северо-востоке о. Конзер и выдвинутых в море островах Зелёный и Зелёные Муры (Розен, 1935). Выровненная поверхность поймы расчленена многочисленными неглубокими протоками и небольшими озёрами, полго спускается к Печорской губе. При высоких нагонах она практически полностью заливается. Смена растительных ассоциаций от уреза, где преобладают осока и пушица, к центральным частям островов со злаковой раститель-

ностью маркирует стадии нарастания поймы. Вдоль мористого края дельты от о. Ходовариха до о. Болдин протягивается узкая (первые сотни метров) полоса, где наличие субпараллельных береговой линии цепочек небольших озёр свидетельствует об увеличении роли морского волнения.

На морском крае дельты, особенно вблизи её активных восточных рукавов, под воздействием речного стока, приливно-отливных и сгонно-нагонных явлений формируются песчаные подводные устьевые бары и осушки.

Устье Бол. Печоры окаймляет песчаный Печорский бар с глубинами 1–5 м, расчленённый русловыми бороздинами и каналами стока глубиной до 10 м. Основные бороздины – судоходный Старый фарватер, Средневский и Болванский фарватеры. Нарастая, бар отчленяет акваторию мелководной (до 3 м) Коровинской губы, практически ставшую внутридельтовой лагуной. С Печорской губой она соединена проливом Глубокий Шар глубиной до 15 м. Устьевое взморье на северо-западе представляет собой уплощённую *абразионно-аккумулятивную равнину* с глубинами менее 3 м. От активных восточных рукавов дельты до о. Песяков протягивается *аккумулятивная равнина* с глубинами 7–8 м, осложнённая современными и реликтовыми формами волнового и приливного генезиса. Вдоль её оси расположен фарватер губы – затопленная долина Пра-Печоры с глубинами до 13 м. Мористый край устьевого взморья в тылу островного бара Гуляевские Кошки занимает *эрозионно-аккумулятивная равнина* с глубинами менее 5 м. Она сформирована интенсивными приливными течениями, концентрирующимися в глубоких (до 20 м) каналах стока (Вейнбергс, 1986).

История развития дельты р. Печоры изучена недостаточно и неравномерно. Этапы развития рельефа приустьевой области реконструированы (Эстурарно-дельтовые ..., 2005) по данным полевых наблюдений, дешифрирования топографических карт и космических снимков, литературным сведениям о строении и датировках разрезов надпойменных террас и поймы р. Печоры, прибрежных равнин и шельфа юго-восточной части Печорского моря. Формирование основных элементов рельефа устьевой области сопоставляется с динамикой климатических характеристик и колебаниями уровня моря. Эпохам похолоданий и падения уровня соответствовало выдвижение дельты на северо-восток в акваторию Печорского моря; современная устьевая область была зоной транзита, далеко отстоящей от устья. Во время потеплений и трансгрессий дельта отступала в сторону суши, достигнув к атлантическому времени голоцена акватории Печорской губы.

Вторая надпойменная терраса по многочисленным радиоуглеродным датировкам (Арсланов и др., 1987; Астахов и др., 1999) имеет средневалдайский

возраст. Накопление наносов происходило в условиях повышения уровня моря после глубокой регрессии раннего валдая. Один из этапов положения устья реки на шельфе Печорского моря (глубины около 20 м) датирован по возрасту осадков, накапливавшихся в продельтовой обстановке поблизости от берега 23,6–28,3 тыс. лет назад (Левитан и др., 2003). На днище долины в результате избыточной аккумуляции формировалась широкая дельтовая равнина. В позднем валдае, когда уровень моря опять снижался до отметок около –100 м, Пра-Печора, пересекая озёрно-аллювиальную равнину, развитую тогда на большей части современного шельфа, возможно, впадала в залив, существовавший на месте Южно-Новоземельского желоба (Авенариус, Дунаев; 1999, Большианов, Зархидзе, 1998). В ходе врезания русла сформировался уступ второй надпойменной террасы.

Время накопления аллювия верхнего подуровня (12–15 м) перовой террасы датируется у с. Денисовка и в районе впадения р. Куя возрастом 12,5–12,3 тыс. лет (Арсланов и др., 1987; Астахов и др., 1999), а нижнего – на западном берегу Голодной Губы – от 9,2–9,4 до 8,7 тыс. лет (Арсланов и др., 1987). Близкий возраст (12,5–10 и 9–8,6 тыс. лет) имеют подуровни второй надпойменной террасы высотой 7–14 м на р. Вычегда (Сидорчук и др., 2000) и озёрно-аллювиальные равнины побережья Печорского моря (Арсланов и др., 1987; Вейнбергс и др., 1995). Терраса формировалась в условиях неравномерного подъёма уровня моря, зафиксированного на шельфе береговыми линиями на глубинах 27–32, 17–20 и 14–16 м (Авенариус и др., 2001), под действием значительных руслоформирующих расходов и годового стока, существенно превышавшего современный (Сидорчук и др., 2000). В районе современной дельты р. Печоры, в то время – далёкого от устья участка реки – преобладала глубинная эрозия (Розенбаум, 1963).

Единичные датировки низов аллювия высокой поймы (7,3 тыс. лет), залегающего в районе д. Великовисочное на отложениях перовой надпойменной террасы с возрастом 11,5 тыс. лет (Яхимович и др., 1971) и морфология древнего подуровня поймы позволяют отнести начало формирования современной дельты р. Печоры к атлантическому времени голоцена. В ходе продолжавшегося повышения уровня моря дельта смещалась к юго-западу, оставив на глубинах 12–13 и 5–6 м затопленные береговые линии, последняя из которых расположена в акватории Печорской губы (Вейнбергс и др.; 1995, Авенариус и др., 2001). В разрезе юго-восточной части Печорского моря этап отступления дельты фиксирует залегающая под морскими осадками пачка «чёрных» аллювиально-морских глин и суглинков с линзовидной слоистостью, низы которой

содержат растительный детрит и торф, а верхние горизонты – гравий, гальку и створки раковин. По шкале АМИГЭ (Мельников, Спесивцев, 1995) возраст горизонта – от 18 тыс. лет в подошве до 9 тыс. лет в кровле, а по последним датировкам (Poljak et, al., 2000; Левитан и др., 2003) – 8,2–5 тыс. лет. Отложения накапливались на подводном крае дельты в то время, когда устьевая область Печоры ещё не была отчленена от открытой акватории, а в эстуарии низовьев реки формировался аллювий древней поймы. Наиболее ярко подтопление проявилось в пределах новейших депрессий, перегороженных ниже по течению растущими локальными структурами, в частности, ниже Андегского узла разветвления. По данным гранулометрического анализа, в устьевой области Печоры чередовались глубинная эрозия и аккумуляция при преобладании последней (Розенбаум, 1963). Величина годового стока и руслоформирующие расходы рек существенно уменьшились и во время климатического оптимума достигли минимальных за голоцен значений, а мутность рек за счёт размыва протаявших мёрзлых пород возросла (Сидорчук и др., 2000). При наиболее высоком положении уровня моря вершина дельты смещалась выше устья р. Шапкина, древняя пойма в низовьях была затоплена, а её наиболее высокие участки, вероятно, представляли собой низменные острова, заливавшиеся в нагоны и половодья. Выше по течению на участках новейших опусканий произошло подтопление первой надпойменной террасы и начала формироваться ингрессионная пойма. На побережье Печорской Губы в это время образовались морские террасы с абсолютными отметками 2,5–5 м, а на мористом крае Печорской губы, вероятно, началось зарождение крупных песчаных кос и баров (Вейнбергс и др., 1995).

Датировки отложений зрелой и молодой поймы отсутствуют. В контексте истории развития региона можно предположить, что зрелая пойма формировалась, скорее всего, с середины суббореала, в условиях незначительного подъёма уровня моря и потепления климата. Мористый край дельты был подтоплен, и меандрирующие рукава многорукавного русла пронизывали, перерабатывая древнюю пойму. Эстуарий заполнялся наносами в направлении с юго-запада на северо-восток. Климатические условия благоприятствовали деградации мерзлоты. На побережье Печорской губы в это время образовались морские террасы высотой от 1,5 до 2,5 м, около 3 тыс. лет назад перекрытые торфяниками (Арсланов и др., 1987). Акваторию Печорской губы замкнули коса-бар п-ова Русский Заворот и бары Гуляевских Кошек, удерживающие подавляющую часть твёрдого стока в пределах устьевого взморья. С этого времени устьевая область Печоры приобрела, в общих чертах, современный облик.

Похолодание, начавшееся в конце суббореала, сопровождалось мерзлотной переработкой существовавших и формирующихся пойменных уровней. Возраст наиболее низких из них пока может быть оценён лишь приблизительно. Дельтовый остров Зелёные Муры, целиком занятый низкой поймой, вышел из-под уровня моря около 100 лет назад (Розен; 1935, Самойлов, 1952).

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ОБИ

За верхнюю границу устьевой эстуарно-дельтовой системы принимается узел ответвления протоки Мал. Обь от главного русла Оби в районе мыса Сасаватнел. Устьевая система Оби разделяется на придельтовый и дельтовый участки. В придельтовый входит отрезок реки между мысами Сасаватнел и Салемал; дельтовый участок начинается от узла разветвления Оби трёх крупных водотоков, непосредственно впадающих в Обскую губу: Хаманельскую (левый), Надымскую Обь (правый) и Худобинскую Обь (центральный), соединяющиеся между собой поперечными протоками. Хаманельская Обь общей протяжённостью 136 км заканчивается у м. Ям-Сале. Ширина рукава изменяется от 1 до 3 км, глубины вниз по течению постепенно падают от 8–25 м до 4–15 м. На выходе Хаманельской Оби в губу имеется узкая (до 200 м) подводная русловая бороздина, перекрытая песчаным баром. Надымская Обь длиннее (до 176 км) и многоводнее Хаманельской Оби. Ширина рукава увеличивается от истока к устью от 1 до 16 км. Она имеет несколько выходов в губу – Большое и Хенское жерло, закрытых обширным устьевым баром. Сама дельта представлена массивами островов, сосредоточенных главным образом в северной части долины и разделённых серией рукавов и протоков. Всего в дельте насчитывается свыше 70 островов площадью от 0,6 до 169 км². Граница морского края дельты может быть проведена по линии мыс Слинкина – пос. Ныда. Площадь дельты Оби – 3250 км², из которых 40% приходится на острова (Иванов, 1980). Длина морского края дельты – 58 км.

Устьевое взморье р. Оби представлено обширным мелководьем, генетически являющимся объединившимися устьевыми барами Хаманельской, Нарчинской и Надымской Оби и устьевого бара р. Надым.

Геоморфология и история развития дельты

Обская дельта представляет собой целую систему дельтовых островов, разделяющих их протоков, и рукавов, акваторий остаточных заливов, общей площадью 4000 км². Дельтовые острова отличаются по высоте, литологическому

составу, рельефу поверхности, растительному покрову, разделяются на высокую (древнюю), низкую (молодую) и субаквальную (соровую) поймы (Макеев и др., 1988; Сенькин, 1988).

Субаквальная (соровая) пойма расположена на отметках от +0,5 до –2 м и представляет собой мелководные участки акватории дельты и затапливаемые в нагоны и половодье прибрежные отмели. Эти поверхности покрыты влаголюбивой арктофильной растительностью и осоками. Сложены они чередующимися слоями суглинков и супесей с прослоями органического детрита. Возраст их оценивается около 200 лет.

Низкая пойма (1,5–3 м) наиболее широко развита в западной (вершинной) части дельты. От соровой поймы она отделена уступом высотой 1,5–2 м. На её ровной поверхности кустарники ивы и ольхи образуют трудно проходимые заросли с болотистыми понижениями. Её плоская поверхность местами осложнена широкими и пологими прирусловыми валами высотой 0,5–1,5 м. Изредка встречаются понижения и озёра термокарстового генезиса. Толщина сезонно-мёрзлого слоя не превышает 1 м, а мощность подрусовых таликов достигает 2–3 м. Сложена пойма преимущественно супесями с прослоями суглинков и обильными растительными остатками. Возраст низкой поймы не более 500 лет.

Высокая (древняя) пойма развита преимущественно в восточной части дельты и занимает высоты от 2 до 5 м. На космоснимках эта поверхность отчётливо выделяется светлым тоном, плоско-бугристым рельефом с западинами и причудливой конфигурацией останцов площадью от 5 до 200 км². На её поверхности развиты мерзлотные формы (гряды, западины, полигоны) и типичная тундровая растительность (багульник-рениково-морозниковая). Глубина сезонноталого грунта на высокой пойме составляет 0,3 м. Термокарстовые озёра почти отсутствуют, но хорошо выражены в рельефе трещинных полигонов. Сложена пойма супесчано-суглинистыми сильно льдистыми отложениями с органическими остатками. Шлиры льда могут занимать до 80% объёма отложений. Мощность этих отложений по данным бурения более 10 м. Возраст накопления – суббореально-субатлантический (от 900 до 2600 лет назад). Осадконакопление отложений древней поймы прекратилось 800 лет назад.

Таким образом, в пределах Обской дельты довольно чётко различаются две подобласти, находящиеся на разных стадиях развития: южная, где в настоящее время происходит формирование дельты выполнения, и северная, где этот процесс уже закончился. Палеогеоморфологический анализ распространения разновозрастных дельтовых пойм и структуры гидрографической

сети дельты свидетельствуют, во-первых, о её геологической молодости, и, во-вторых, о нескольких этапах развития.

Наиболее древний этап развития приходится на интервал времени, в течение которого формировалась высокая пойма и синхронная ей высокая лайда на побережье Обской губы. Этап этот начался 3 тыс. лет назад и закончился около 800 лет назад, совпав с периодом ингрессии вод Карского моря в Обскую губу. Уровень в ней за это время поднялся в целом на 10–13 м (от –8... –10 м в начале ингрессии до +2–3 м в конце). Перед началом ингрессии, когда уровень, видимо, оставался длительное время относительно стабильным (200–300 лет), дельта Оби, скорее всего, располагалась в северной половине Обской губы к северу от мыса Каменного, где на дне обнаружены остатки эрозионной сети. На пике ингрессии (1000–9000 лет назад), когда уровень был на 2–3 м выше современного, процессы дельтообразования шли в 30–50 км выше современной дельты, на месте которой располагался мелководный эстуарий.

На следующем субатлантическом этапе (от XI–XII до XVI в. н. э.), связанным с позднесубатлантической регрессией Мирового океана, когда уровень опустился на 3 м ниже современного, Обь проявила активную эрозионную деятельность на поверхности сформированной древней поймы, где были заложены основные магистральные дельтовые рукава пра-Мушинская Обь, пра-Малая Хаманельская Обь, пра-Большая Хаманельская Обь, пра-Большая Наречинская Обь. Новое поднятие уровня океана в XVI в. н. э. привело к подтоплению созданной гидрографической сети и абразии созданных ранее пойменных массивов. Стабилизация уровня моря за последние 150–200 лет привела к усилению процессов аккумуляции в Обской дельте и формированию молодой поймы с вертикальной скоростью от 0,5 до 3–4 мм/год и линейной – до 200 м/год. На поверхности древнедельтового массива активно развивался термокарстовый процесс, который привёл к разобщению массива на останцы, общему понижению поверхности и возникновению многочисленных термокарстовых озёр.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ТАЗА И ПУРА

Реки Таз и Пур формируют дельты в вершинной части Тазовской губы – длинного (290 км) и узкого (от 4 до 43 км) залива эстуарного типа, связанного с Карским морем через Обскую губу. Дельты обеих рек, впадающих в губу, относятся к одной из морфологических разновидностей дельт выполнения заливов. Их поверхность представляет собой заболоченные дельтовые поймы шириной 16–24 км у Таза и 10–18 км – у Пура. Верхняя граница современных дельт Таза и Пура устанавливается по дальности проникновения нагонной

волны и по началу деления основного русла на рукава, имеющие самостоятельный выход в Тазовскую губу. В указанных границах площади современных речных дельт составляют для Пура 1,3 км² и для Таза – 1,4 км². Мощность голоценовых аллювиально-дельтовых отложений оценивается в 10–12 м (Коротаяев и др., 1988). Несколько различаясь по размерам, дельты Пура и Таза имеют однотипную структуру гидрографической сети. Наиболее характерным для них является наличие двух практически равноценных систем магистральных рукавов, формирующих региональные субдельты. В дельте Пура – это левый рукав Безымянная протока и правый – Старый Пур; в дельте Таза магистральными рукавами являются собственно Таз (левый) и Малый Таз (правый). Каждый из этих рукавов, в свою очередь, разветвляется цепочками островов, вытянутых посередине их русел, расширяющихся к устьевому створу. Левый рукав Таза и Большой Пур разветвляются на ряд протоков, расходящихся к устью веера. В дельте Пура в связи со сложным переплетением рукавов и протоков происходит перераспределение стока и перемещение главного течения из системы одного магистрального рукава в систему другого и формирование вдоль него серии перекатов.

Геоморфология и этапы заполнения долинных заливов

По абсолютному возрасту и высотам в пределах голоценовых дельт Таза и Пура и на побережье Тазовской губы выделяются три типа дельтовой поймы, аллювиальные и морские образования. Наиболее древние аллювиально-дельтовые отложения в пределах устьевых систем рек Таза и Пура – это отложения первой надпойменной террасы. За пределами современных дельт Таза и Пура, в районе мыса Юрхарово Тазовской губы, эти отложения сменяются лагунно-морскими. Первая лагунно-морская терраса широко развита на побережье Обской и Тазовской губ.

У верхней границы устьевых систем рек Таза и Пура первая надпойменная терраса сложена типичным речным аллювием – горизонтально- и косослоистыми мелкими песками, перекрытыми мощными торфами. Мощность отложений – 10–15 м. Поверхность террасы представляет плоскую, заболоченную и заозёрную полигональную тундру. Высота первой надпойменной террасы от вершин дельт вниз по течению постепенно уменьшается от 10–12 м до 6–8 м (Лазуков, 1972; Трофимов и др., 1976).

Первая надпойменная терраса Обь-Тазовской речной системы и первая лагунно-морская терраса на побережьях Обской и Тазовской губ имеют одинаковый сартанский возраст (Левковская, 1966; Григорьева, 1987). Большинство

опубликованных датировок отложений первой террасы относятся к торфяникам, начало образования которых, очевидно, произошло после выхода террасы из-под уровня затопления – 7–9 тыс. лет назад (Васильчук и др., 1983).

Старая дельтовая пойма с абсолютными высотами 4–6 м в вершине дельты и 2,3–2,9 м в приморской части занимает большую часть площади аллювиально-дельтовых равнин в устьях Таза и Пура. Возраст наиболее древних отложений определен по ^{14}C в пределах от 1970 до 2530 лет. Характерной особенностью рельефа её поверхности является наличие крупных термокарстовых озёр округлой формы и отсутствие чётких следов эрозионно-аккумулятивной деятельности реки.

Фашиально-литологическое изучение дельтовой поймы показало, что в низовьях рек Таза и Пура в основании дельтовых островов высотой от 1–3 до 4–5 м залегают характерные сизые суглинки, обогащённые органическими остатками. Выше обычно располагается пёстрая толща из песков, суглинков и супесей явно речного происхождения. Нижний горизонт по сравнению коэффициентов щелочности нескольких образцов из отложений, слагающих дельтовые острова, с эталонными образцами заведомо морского или аллювиального генезиса может быть отнесён к отложениям мелкого моря прибрежно-эстуарного типа с опреснённо-морской средой накопления. Так, для типичной аллювиальной поймы р. Таз этот коэффициент оказался равен 0,040; для типичных морских отложений казанцевского возраста – 1,287, а для горизонта сизых глин – 0,139. Учитывая, что абсолютные отметки кровли горизонта сизых глин от морского края до вершины дельт Таза и Пура колеблются от 0,5–1,0 до 3,4–4,7 м, можно предположить более высокий (не менее 4–5 м) уровень Карского моря, приуроченный ко времени их образования. Абсолютный возраст горизонта сизых глин, определённый по методу C^{14} , составляет от 1590 ± 250 лет (МГУ–943) в оголовке о. Хэйбидэ-Мо р. Пур в приморской части дельты до 2530 ± 260 лет (МГУ–949) на левобережье протоки Малый Пур из средней части дельты р. Пур. Иными словами, 2–3 тысячи лет назад низовые части долин рек Таза и Пура были подтоплены на расстоянии по крайней мере 150–170 км.

Зрелая дельтовая пойма с абсолютными высотами 2–3 м имеет более ограниченное распространение и приурочена главным образом к современным дельтовым разветвлениям на приморских участках дельт протяжённостью 15–20 км. Она занимает в дельте Таза около 60 км², Пура – до 40 км². Возраст её отложений 300–900 лет. Эта поверхность хорошо отличается от старой дельтовой поймы большим количеством ориентированных озёр в основном удлиненной формы, не затронутых термокарстовым процессом.

Молодые формирующиеся дельтовые острова, в основе которых лежит баровый осередок, имеют абсолютные высоты 0,8–1,6 м и возраст не более 300 лет. Острова имеют очень характерную форму: повышенное ядро в оголовке острова, подверженное интенсивному размыву, и две удлинённые косы, отчленяющие в ухвостье острова мелководную лагуну. Поверхность таких островов покрыта зарослями ивы или луговой растительностью. Площадь молодых островов в дельтах рек Таз и Пур составляет соответственно 17 и 21 км². Литология их однообразна: по большей части они сложены переслаивающейся толщей мелкозернистых и тонкозернистых песков, супесей и суглинков. В древнедельтовых районах рек Таза и Пура молодая речная формирующаяся пойма сложена разнородными песками.

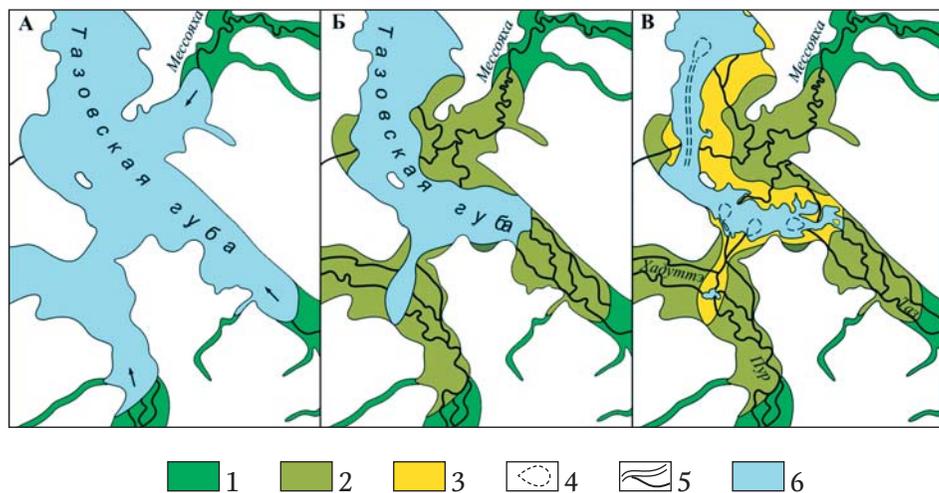
История формирования рельефа дельт Таза и Пура определяется изменениями речного стока, колебаниями уровня океана и местными тектоническими движениями. Своеобразием палеогеографии севера Западно-Сибирской равнины является то, что здесь высокие морские террасы формировались в периоды низкого гляцио-регрессионного стояния уровня Мирового океана, что может быть объяснено только интенсивным позднечетвертичным и голоценовым эвстатическим поднятием побережья.

Таким образом, накопление отложений сартанской террасы началось около 16 тыс. лет назад, когда гипсометрически вся территория севера Западной Сибири была на 80–90 м ниже современных отметок, а уровень Карского моря – на 70–80 м ниже современного. В Тазовском эстуарии формировалась сартанская дельта рек Таза и Пура. По гидролого-морфометрическим связям между радиусами современных излучин и среднегодовыми расходами воды этих рек и радиусами излучин сартанской реки были восстановлены расходы воды в период формирования этой террасы. Объёмы годового стока р. Пур в районе современного Самбурга составили 50 км³, р. Таз в районе Сидоровска – 38 км³, т. е. они превосходили современные в 1,1–1,8 раза. В дельтах по расчетам оседало 5,8 млн т наносов в год, что существенно больше суммарного стока наносов рек Таза и Пура.

В период 16–8 тыс. лет назад темпы тектонического воздымания территории и повышения уровня Карского моря были близки по величине, что способствовало выдвиганию речных дельт. Морской край Тазо-Пуровской дельты располагался где-то в районе Юрхаровской отмели в южной части Тазовской губы. Первая надпойменная терраса во временном интервале 16–9 тыс. лет назад вышла из-под уровня затопления, и на её поверхности стала формироваться мощная торфяная толща. На рубеже 6–2,5 тыс. лет назад стабилизация

тектонических блоков днищ долин привела к ингрессии моря и формированию долинных заливов.

Палеогеоморфологический анализ дельтовых равнин Таза и Пура показал, что 2–3 тысячи лет назад низовые части долин этих рек были подтоплены на расстоянии 150–170 км. Стабилизация голоценовой трансгрессии и снижение уровня до современного способствовало накоплению аллювиально-дельтовых отложений в устьях рек Пура и Таза и постепенному заполнению долинных ингрессионных заливов (Коротаев и др., 1987, 1990). Осадкообразование охватило всю акваторию заливов, однако формирование дельт шло неравномерно. Накопление отложений старой дельтовой поймы и формирование гидрографической сети дельт охватило промежуток времени от 2500 до 1000 лет назад.



Этапы заполнения Тазовского эстуария:

А – 4–3,5 тыс. л. н., Б – 2,5–1,5 тыс. л. н., В – менее 500 лет.

1 – пойма рек и проток, 2 – старая дельтовая пойма, 3 – молодая дельтовая пойма, 4 – устьевые бары, 5 – гидрографическая сеть, 6 – водные объекты

За это время произошло заполнение большей части долинных заливов Таза и Пура. В устье р. Пур западная часть залива заполнялась за счёт наносов р. Хадуттэ. Основная область аккумуляции р. Пур была приурочена к центральным и правобережным частям залива. Незаполненными оставались участки ингрессионного залива вдоль левого борта долины Пура (современная система

озёр Хыну-То), служившие естественной границей между дельтами рек Пура и Хадуттэ. В мористой части залива оставалась небольшая акватория треугольной формы, вершина которой располагалась в 20 км от края современной дельты. Вершина залива в долине р. Таз из-за меньших уклонов могла быть где-то в районе устья правого притока – р. Русской, в 200 км от края современной дельты. В низовьях р. Таз около 1000 лет назад залив оказался полностью выполненным аллювиально-дельтовыми отложениями, за исключением небольшой акватории вдоль левого борта долины, а также в устье протоки Малый Таз.

В настоящее время поверхность старой дельтовой поймы представляет собой озёрно-термокарстовую равнину, на которой практически отсутствуют следы эрозионно-аккумулятивной деятельности рек. В дельтах Таза и Пура в период перерыва формирования дельты между уровнями старой и зрелой дельтовой пойм не образуются новые острова. Только в стадии формирования зрелой дельтовой поймы 900–400 лет назад и молодой поймы происходит окончательное выполнение долинных заливов Таза и Пура. К этому времени относится формирование аллювиальных пойм и русловых островов при одновременной значительной переработке старой дельтовой поймы. Вторичные русловые образования представлены сегментно-проточной и гривисто-островной поймами, прислонёнными к массивам старой дельтовой равнины.

Процессы современного дельтообразования и переформирования дельтовых равнин во многом определяются гидрологическими характеристиками рек Таза и Пура. Происходит, в основном, формирование русловых форм (осередков, кос, побочней) в стародельтовой части и переработка древних дельтовых образований. Собственно дельтообразование ограничено узкой зоной взморья наиболее крупных дельтовых водотоков, где происходит формирование устьевых баров.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ЕНИСЕЯ

Эстуарно-дельтовая система Енисея начинается от мыса Крестовского, где долина Енисея сужается до 7,2 км при ширине русла – 3,2 км. Ниже по течению долина расширяется до 44 км у морского края дельты. В состав устьевой системы Енисея входят: придельтовый участок длиной 120 км (мыс Крестовский – мыс Лопатка), дельта длиной 70 км (мыс Лопатка – морской край субаэральной дельты), авандельта с внешним устьевым баром в пределах Енисейской губы длиной 160 км (морской край дельты – траверз мысов Шайтанский–Песчаный). Общая площадь устьевой системы Енисея в этих границах составляет 11,34 тыс. км².

В пределах эстуарно-дельтовой устьевой системы долина Енисея характеризуется чередованием расширений и сужений, имеющих структурно-тектоническую основу. Верхнее (Крестовско-Муксунинское) расширение начинается у мыса Крестовского и достигает максимальной ширины 37 км ниже мыса Казанцевского. У мыса Лопатка долина несколько сужается, а затем борта резко расходятся, образуя обширное Танамо-Мунгуйское расширение с максимальной шириной 77 км. Ниже по течению борта долины снова резко расступаются после нового сужения у мыса Сопочная Корга, образуя воронку Енисейского залива.

Русло и пойма в Крестовско-Муксунинском расширении (придельтовый участок устьевой системы) ещё не несут дельтовых черт. Здесь развиты типичные русловые формы: серии простых сопряжённых и односторонних разветвлений первого порядка. Эти разветвления создаются цепочкой островов Пашкова, Песчаного, Казанского, Большого, Мининских, возле которых основной расход воды сосредотачивается последовательно в левых или в правых рукавах. Основные рукава в свою очередь отличаются разветвлённостью второго порядка: таковы односторонние и одиночные разветвления у островов Луковых, Песчаного, банки Сеченской. Русловая сеть левой части Крестовско-Муксунинского расширения представляет собой пойменную много рукавность, где протоки меандрируют или делятся на более мелкие водотоки островами.

В Танамо-Мунгуйском расширении Енисей формирует сложное разветвление типа дельты выполнения залива, разделённое на три части: восточную, центральную и западную. Ниже мыса Лопатка находится вершина современного дельтового разветвления, представленного крупными рукавами – Дерябинским Енисеем, Охотским Енисеем, Большим Енисеем, Малым Енисеем, Каменным Енисеем и протоками Лопатной, Судной, Чаяшной, Лебяжьей, Турушинской, Васильевской и др. Общая ширина дельты – около 50 км. За пределами морского края дельты Енисей вновь собирается в единое русло и широким потоком течёт в Карское море, сужаясь до 7 км в горле Енисейской губы и расширяясь до 40 км в Енисейском заливе.

В восточной части образовалось современное дельтовое разветвление, в котором выделяются разветвления двух порядков. Разветвление первого порядка начинается непосредственно ниже мыса Лопатка и представлено двумя рукавами – Большим Енисеем (левый), протекающим среди пойменных островов, и Каменным Енисеем (правый), тяготеющим к коренному борту долины. Рукава разделены массивом дельтовых островов – Судным, Чаяшным,

Васильевским, Турушинским. Разветвления второго порядка образуются возле этих островов, а также у островов Лопатного и Гусиных.

Малый Енисей занимает промежуточное положение между системами рукавов восточной и центральной частей дельты. С одной стороны, он образует вместе с Большим и Каменным Енисеем дельтовое разветвление первого порядка; с другой стороны, от него ответвляется большинство протоков центральной части дельты. Имея большую длину, они либо свободно меандрируют, либо небольшими островами разветвляются на короткие рукава. В совокупности они составляют пойменную много рукавность, благодаря которой вся дельтовая пойма расчленяется на различные по форме и размерам острова, составляющие архипелаг Больших Бреховских островов. Часть наиболее крупных пойменных протоков направляется в западную часть дельты Енисея.

Дерябинский Енисей, протекающий вдоль левого борта долины, в устье формирует западное современное дельтовое разветвление. Здесь выделяют разветвления первого порядка на рукава Правый и Левый Дерябинские, разделённые архипелагом Малых Бреховских островов, и разветвлённая сеть протоков второго порядка у каждого острова. В устьях наиболее крупных рукавов и протоков образуются устьевые бары и косы.

Геоморфология дельты и этапы заполнения залива

Как магистральная водная артерия Енисей возник в конце раннего – начале среднего плейстоцена, в тобольский век. На это время приходится фаза интенсивного врезания и формирования пра-Енисея. Тобольские аллювиальные отложения залегают в глубокой погребённой долине, днище которой врезано в позднеплиоценовый аллювий на 90–95 м. К северу, в Самарской приледниковой зоне, глубина вреза постепенно уменьшается, а тобольский аллювий замещается туруханскими слоями – отложениями транзитной долины, по которой впервые стал осуществляться сток на север.

В тобольское межледниковье, совпавшее с повышением уровня Полярного бассейна, морские воды проникали далеко в низовья реки (в район Нижне-Имбатских перекатов), где формировались дельта и лиман. В течение максимального оледенения и высокого уровня Ямальской трансгрессии (100–150 тыс. лет назад) енисейская долина, подпруженная краем сибирского ледникового покрова, заносилась и погребалась под аллювиальными и морскими осадками. Этому времени соответствует образование III надпойменной террасы вблизи от береговой линии Санчуговского моря.

Следующий этап развития долины Енисея связан с предказанцевской регрессией моря, когда произошёл значительный (до 100 м) врез и формирование долины на месте древней неоген-нижнеплейстоценовой долины. Сменившая регрессию казанцевская трансгрессия продвинулась вверх по долине Енисея до Туруханска, заполнив морскими отложениями все врезы предказанцевского времени 60 тыс. лет назад.

С верхнего плейстоцена до настоящего времени уровень Полярного бассейна постепенно понижался, из-под вод моря освобождалась огромная территория суши. Наиболее интересным событием этого периода следует считать зырянское оледенение (37–35 тыс. лет назад), когда ледниковый покров опять перегородил долину Енисея от Дудинки до Туруханска (Архипов, Лаврушин, 1957). Сток Енисея, возможно, частично сохранялся по трещинам в леднике, но высокий уровень моря не способствовал врезанию реки. Зырянское оледенение было временем начала промерзания пород, находившихся долгое время под водами морского бассейна. С этого времени многолетнемерзлые породы севера Западно-Сибирской низменности полностью не оттаивали.

В послезырянскую эпоху (каргинское и сартанское время) происходит дальнейшее снижение уровня моря и формирование долинно-террасовых комплексов (каргинская II надпойменная терраса высотой 18–25 м с возрастом 27–22 тыс. лет; сартанская I надпойменная терраса высотой 12–18 м с возрастом 15–14 тыс. лет). Залегание подошвы пойменных отложений на 50–80 м ниже современного уреза свидетельствует о том, что на границе позднего плейстоцена и голоцена (9 тыс. лет назад) уровень моря был значительно ниже современного, а устье Енисея располагалось в районе изобаты 50 м, т. е. за пределами Енисейского залива, на шельфе Карского моря.

Подъём уровня моря в среднем голоцене во время климатического оптимума привёл к новому подтоплению долины Енисея и образованию в его низовьях узкого и длинного залива – эстуария. В настоящее время устьевая система Енисея находится в стадии формирования многорукавной дельты заполнения ингрессионного долинного залива.

Эстуарно-дельтовая система Енисея представляет собой сравнительно молодое аккумулятивное образование, возникшее в период стабилизации послеледниковой трансгрессии 5–7 тыс. лет назад, когда уровень моря достиг современного положения. В подтопленной речной долине образовался узкий залив длиной 400 км. Заполнение его речными наносами шло медленно. К настоящему времени дельтовая равнина занимает третью часть эстуария, а дельтовые отложения и подводные русловые формы прослеживаются в Ени-

сейской губе на 130 км от края надводной дельты до мыса Шайтанского, где сейчас формируется устьевой бар.

Устьевая система Енисея – типичная многорукавная эстуарно-дельтовая система заполнения заливов, процессы образования которой полностью определяются речными факторами. Устьевую систему Енисея в установленных границах можно расчленить на два геоморфологических района: древнедельтовый и современнодельтовый, в пределах которых выделяются несколько морфологических и возрастных разновидностей дельтовых пойм. Древняя пойма возвышается над меженным урезом на 8–10 м. Она сильно переработана мерзлотными и эрозионными процессами. Различают две её разновидности: с омоложенным русловым рельефом и мерзлотным рельефом. Поверхность первой часто заливается в половодье, и ориентировка крупных термокарстовых озёр и мелких извилистых протоков соответствует направлению стока полых вод. Полигональный мерзлотный рельеф развит слабо. Поймы второй разновидности в половодье не заливаются. Русловый рельеф здесь сохранился плохо.

Очень старая дельтовая пойма поднята над меженным урезом на 6–8 м. Её поверхность в высокую воду практически не заливается, первичный рельеф переработан мерзлотными процессами. Эта пойма составляет основу рельефа центральной части дельты. По характеру первичного руслового рельефа она разделяется на два типа: островную, первично-дельтовую и сегментно-гривистую, вторичнодельтовую. Островная пойма характерна наличием сохранившегося элементарного острова и отходящих от него вниз по течению повышенных прирусловых валов. Сегментно-гривистая пойма образуется при причленении к островам побочной, процесс её формирования обычно сопровождается размывом островной поймы на вогнутых берегах излучин.

Старая дельтовая пойма имеет высоту 7–10 м в вершине дельты и снижается до 3–5 м к её морскому краю. Она заливается только в самые высокие паводки. Первичный русловый рельеф на её поверхности сохранился хорошо, мерзлотные формы лишь подчёркивают его. Эта пойма развита тоже в центральной части дельты в виде основной и сегментно-гривистой узких лент, окаймляющих массивы древней и очень старой поймы.

Зрелая дельтовая пойма развита повсеместно, имеет высоту 6–8 м у вершины дельты и 2–4 м ближе к её морскому краю; заливается в высокие половодья. Мерзлотные полигоны встречаются здесь только на самых повышенных участках. Среди её массивов выделяются островная, сегментная и мелко-островная поймы. Островная зрелая пойма широко развита в восточной и за-

падной частях дельты. В центральной части дельты при отмирании рукавов между массивами древней и старой поймы формируется сегментно-мелкоостровная и мелкоостровная зрелая пойма.

Молодая дельтовая пойма также распространена повсеместно. Она имеет высоту 2–4 м у вершины и 1–2 м в приморской части дельты. Заливается водой в половодье и во время сильных нагонов. Поверхность её не изменена мерзлотными процессами, хотя толща отложений скована мерзлотой. Островная молодая пойма встречается только в западной части дельты и имеет проточно-островной характер. В восточной части дельты молодая пойма представлена в основном сегментно-крупногрядистыми массивами, окаймляющими острова со зрелой поймой. В центральных и привершинных частях дельты Енисея развита сегментно-мелкогрядистая и мелкоостровная поймы в отмирающих протоках.

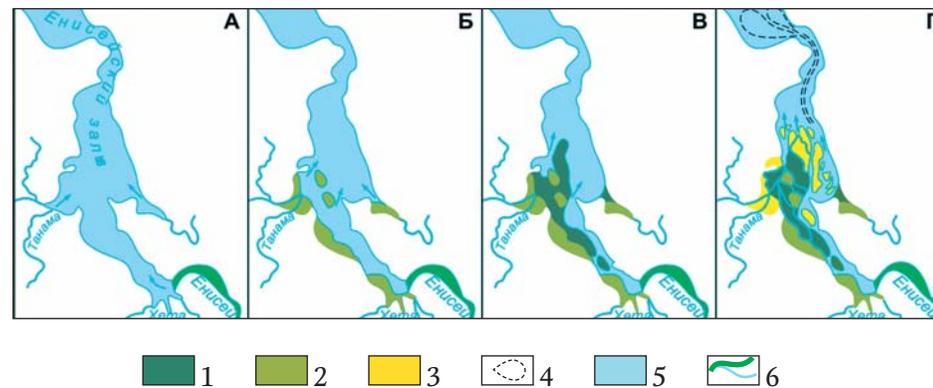
Заполнение речными наносами Енисейского эстуария и формирование лиманно-дельтовой системы происходило несколькими этапами. На I этапе продолжительностью около 1000 лет основной сток Енисея проходил вдоль западного побережья залива. Накопление аллювия и выдвигание дельты на участке от устья р. Малая Хета до мыса Адросоля шло за счёт активного развития левобережных рукавов, которые в настоящее время сохраняются в виде узких протоков и извилистых понижений. Можно предположить, что в пределах Крестовско-Муксунинского расширения долины функционировали древние аналоги протоков Широкой и Большой (Гаррисон, Коротаев, Сидорчук, 1981).

По мере заполнения залива и выдвигания внешнего края дельты в Танамо-Мунгуйское расширение основной сток и область аккумуляции смещаются в центральную часть залива, открывая II этап развития дельты продолжительностью 2000 лет. Выше мыса Муксунинского закладывается первый узел разветвления из двух дельтовых рукавов – Широкой и Енисея. Последний концентрировал в себе две трети стока воды и положил начало формированию очень старых пойменных островов. Ниже мыса Муксунинского Енисей разделяется на два рукава – Охотско-Бреховский и Малый Енисей, примерно одинаковые по водности. В западной и восточной частях Танамо-Мунгуйского расширения по обеим сторонам выдвигающейся дельты оставались глубоко вдававшиеся заливы Дерябинский и Большеенисейский, в которых формировались подводные песчаные банки, ориентированные вдоль заливов и заложившие основу старых пойменных островов.

III этап формирования устьевой системы Енисея начинается с выполнения остаточных заливов, причём преимущественное развитие получает восточная

часть дельты, куда направляется основной сток воды и наносов. Наиболее характерным для этого периода является отмирание многих рукавов предыдущего этапа. Заполняется наносами ранее весьма активный и крупный рукав Охотский Енисей; происходит консолидация островов Бреховских в единый пойменный массив, отмирает протока пра-Широкая. Древняя дельтовая пойма подвергается сильному размыву, а первичный русловой рельеф местами погребается под новейшими отложениями.

Отмирание многих рукавов, несших свои воды в западную часть дельты, приводит к большей концентрации стока в восточном, Большеенисейском заливе, где продолжается активная аккумуляция наносов. На IV этапе дельтообразования (1200–1500 лет назад) здесь появляются острова и происходит дробление Большого Енисея на систему более мелких протоков и рукавов. В устье Дерябинского Енисея образуется множество мелких островов.



Этапы заполнения Енисейского залива:

А – 7–6 тыс. л. н., Б – 5–4 тыс. л. н., В – 2,5–1,5 тыс. л. н., Г – менее 1 тыс. л. н.

1 – старая пойма, 2 – зрелая пойма, 3 – молодая пойма, 4 – устьевые бары, 5 – водные объекты, 6 – гидрографическая сеть

На современном V этапе, начало которого определяется 800 лет назад, продолжается заполнение речными отложениями узких остаточных заливов вдоль коренных бортов долины по Дерябинскому и Каменному Енисею. Основной сток воды и наносов продолжает перемещаться к правому берегу. Формирующаяся в настоящее время молодая пойма дельтовых островов приурочена к косам в устье островов, к недавно возникшим осередкам и побочным. В русле

Енисея возникают многочисленные отмели и осередки, незакреплённые растительностью. Аккумуляция основной части стока взвешенных наносов реки в остаточных заливах с глубинами 20–40 м замедляет процесс наращивания надводной части дельты. Анализ картографического и аэросъёмочного материала за последний 20-летний период показывает, что скорость выдвигания внешнего края дельты в Енисейскую губу составляет не более 20 м/год, что крайне незначительно для такой многоводной реки, как Енисей.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ПЯСИНЫ

Река Пясины – одна из крупнейших рек на Таймырском полуострове (длина – 818 км, площадь бассейна около 180000 км²). Начинаясь вблизи плато Путорана из озера Пясино, Пясины преодолевает сотни километров южных, типичных и арктических тундр Северо-Сибирской низменности, имея субмеридиональное направление, а затем, огибая западные отроги Бырранга, поворачивает на запад, образуя широтное колено. Ниже впадения крупного левого притока – р. Пуры – река снова поворачивает на северо-восток и впадает в Пясинский залив и формирует дельту общей площадью около 1500 км² (Дороница, Сиско, 1970).

Вершина дельты р. Пясины располагается у мыса Свистунов (65 км от устья), ниже русло распадается на многочисленные рукава. В вершине дельты единое русло Пясины представляет собой мощный водный поток шириной более 3 км с максимальными глубинами до 6 м. Остров Шайтан, в основании которого лежит скальный цоколь, делит основное русло на две протоки – основную и Сухую. Судходной считается левая, идущая вдоль коренного берега. Протоки основная и Сухая расходятся под значительным углом, разделяясь крупным массивом центральных островов, который также состоит из нескольких групп. Юго-западная группа насчитывает четыре крупных острова – Волгушев, Богданова, Дядя и Тётка – и несколько мелких безымянных, разделённых извилистыми протоками, ширина которых меняется от 200 до 1000 м (Немеатохи между о-вами Волгушев и остальными). Глубина протоков до 3–4 м.

Центральная группа островов (Нгулядингюаде, Пирожникова и несколько безымянных) отделяет основное русло, ширина которого возрастает после смыкания справа безымянной протоки, от протоки Сухой. Последняя, в свою очередь, также разбивается безымянным островом на две короткие (Сухая-1 и Сухая-2). Внутри островной группы несколько узких (30–200 м) проток глубиной более 2 м, направление которых совпадает с ориентировкой островов.

Ниже о. Лесник от основного русла отходят протоки Песчаная шириной до 700–800 м, отделяющая от коренного берега о. Песчаный, и более узкая и мелкая Рабочая, которая обособляет низменные о-ва Малый Песчаный и Рабочий. Посреди основного русла лежит о. Петранди, а участок протоки между ним и о. Пирожникова носит название Карские Ворота. Ниже ухвостья о. Пирожникова (мыса Начального) основное русло и протока Сухая сливаются.

В восточной части дельты обширный массив поймы расчленяется на несколько больших островов множеством протоков (Каргы, Балуйка, Перемышка и Узкая). Низменный пойменный о. Крайний отделяет от Сухой протоки самую крупную из них – протоку Старицу (Балику) шириной от 200 м до 1500 м. Протоки или меандрируют, образуя побочни и осередки, или формируют прямолинейное русло.

После створа Начального основное русло Пясины резко поворачивает на запад и выходит в море между двух крупных аккумулятивных образований. Севернее остаются Лабиринтовые острова – архипелаг низменных (до 3,8 м) пойменных островов (Нижний, Верхний, Рогозинского, Близнецы, Фёдота Тобольского, Трофима Юдина, Фёдора Попова и др.), разделённых мелкими (до 1 м) широкими (до 2–3 км) протоками и окружённых обширным мелководьем. С другой стороны, южнее основного русла, располагаются окружённые мелями о. Водницкий и о. Чаек, сложенный морскими отложениями. Далее русло вновь поворачивает на северо-запад, огибая песчаный остров Бегичевская коса, затапливаемый при нагонных ветрах северных и западных румбов.

Геоморфология дельты и история формирования

Рельеф северной части дельты Пясины и близлежащего побережья Пясинского залива образован сочетанием нескольких субгоризонтальных разновысотных поверхностей, которые нарушаются многочисленными долеритовыми грядами преимущественно северо-восточного – юго-западного простирания (Романенко, 1998). Фрагменты аккумулятивных и цокольных террас прослеживаются в долине нижнего течения р. Пясины на высотах 185–195 м, 125–135, 70–75 и 60–65 м. Они сложены в основном песками и супесями с прослоями неокатанного щебнисто-галечного материала и древесного угля, с обильной морской фауной казанцевского возраста и горизонтальной, косой и волнистой слоистостью.

Обширные площади занимает в районе дельты и в нижнем течении Пясины и Пуры *каргинская озёрно-аллювиальная равнина*, фрагменты которой, расположенные на высотах 40–45 м и 30–35 м, определяют сейчас облик

рельефа. В их строении выделяется две толщи. Нижняя представлена оскольчатыми или ореховатыми суглинками с редкими прослоями щебня и тонкой горизонтальной слоистостью. Выше лежат пески с прослоями торфа, растительного детрита, обломками стволов деревьев и кустарников, а также с остатками мамонтов (ГИН-8261, 32 600±700 лет), особенно многочисленными на о. Фарватерном. К северу высота этой поверхности понижается до 18–25 м, в разрезах у северного края дельты также вскрываются плотные оскольчатые суглинки, иногда с ленточной слоистостью.

К северной части дельты примыкает *пологоувалистая равнина* высотой 10–15 м, расчленённая слабо разработанными долинами малых рек (Лидия, Четырёрх и др.). Небольшими участками на побережье встречаются участки морских и аллювиально-дельтовых террас высотой 4–8 и 0–2 м.

Западная часть нагорья Бырранга, называемая Западно-Таймырскими увалами, имеет весьма сложный и расчленённый рельеф. Здесь выделяется несколько *структурно-денудационных уровней* на высотах 10–100 м и *морские террасы* высотой до 6–8 м, сложенные преимущественно галечниками. Существенную роль в формировании рельефа играла блоковая тектоника. Разломы, структурные уступы, обрывы и гряды преимущественно запад-северо-запад – восток-юго-восточных и север-северо-запад – юг-юго-восточных направлений, сложенные песчаниками и сланцами палеозоя, определяют рисунок эрозионной сети. Преобладают делювиально-элювиальные валунно-глыбовые отложения с суглинистым заполнителем, в депрессиях и долинах рек – суглинистые осадки с полигонально-жильными льдами. В горах на высотах более 70 м распространены нагорные террасы, часто встречаются галечно-щебнистые конические и полукруглые гряды и холмы, достигающие иногда высоты 10–15 м. Создаётся впечатление, что некоторые из них созданы путём направленного напора, о чём свидетельствуют также находящиеся в песчано-галечных отложениях складки.

Ведущие современные геоморфологические процессы: термоэрозия, делювиальный смыв, солифлюкция, гольцовое выравнивание, нивация, термокарст, пучение, морозобойное растрескивание. Западный Таймыр относится к Северной геокриологической зоне Средней Сибири (Геокриология СССР, 1989). Повсеместно распространены многолетнемёрзлые породы мощностью 500–700 м в долинах и 200–300 м на междуречьях, в Западно-Таймырских увалах – соответственно 700–900 м и 300–500 м. Среди синкриогенных делювиально-элювиальных и склоновых образований мощностью не более 5 м преобладают щебнисто-глыбовые породы с суглинисто-супесчаным за-

полнителем и линзовидной, сетчатой и базальной криогенными текстурами. В трещинах и межглыбовых пространствах встречаются отдельные линзы и прослои льдов. Межгорные депрессии и долины рек перекрыты суглинистыми осадками с маломощными ледяными жилами. Можно предполагать, что под долиной Пясины сформировался талик значительной мощности. В скальных породах наблюдаются унаследованные и трещинные криогенные текстуры, общая льдистость пород не превышает 2–15%. Многочисленные ледяные жилы шириной до 3–4 м вскрываются в береговых обрывах о-вов Фарватерный и дельты р. Пясины, которые сложены супесчано-суглинистыми осадками. Для вмещающих осадков обычны шпировые, линзовидные и волнистые криогенные текстуры. Общая льдистость аллювиально-дельтовых осадков достигает 60–80%.

Русловые процессы в дельте Пясины изучены слабо. Размыв берегов достигает в дельте значительной интенсивности. Некоторые рыбацкие избы, построенные в 1950–1970 гг., к 1986 г. уже начали разрушаться или нависли над водой (Иваниха). Наиболее активно размываются берега, в строении которых есть ледяные жилы. Участки самого интенсивного размыва приурочены к западному берегу о. Большого Зелёного, восточному берегу о. Пирожникова, западному берегу о-вов Нгулядингюде (Medkova, 2003). Как правило, сильнее всего размываются берега на участках расширений русла за счёт волнения, а не руслового процесса. В Лабиринтовых островах, в районе о. Водницкого, о. Чаек, верхнем течении протоки Начальной, а также в нижнем течении протоки Старицы за счёт сгонно-нагонных явлений и осаднения большого количества выносимого рекой песчано-илистого материала сформировались обширные отмели, напоминающие по облику литорали приливных морей. Напротив, протоки центрального островного и восточного пойменного массивов имеют канавообразный характер. Их приглубые берега разрушаются преимущественно за счёт отседания блоков мёрзлых грунтов при протаивании подземных льдов – полигонально-жильных и текстурообразующих. При этом образуются многочисленные термокары – округлые циркообразные углубления в берегах шириной 10–15 м. Сильное влияние на переформирование русла оказывает ледоход, при навале на берега лёд выпихивает рыхлые грунты и донные осадки, образуя беспорядочное сочетание бугров.

В сартанское время в долине нижнего течения р. Пясины формировались эрозионно-аккумулятивные террасы, сохранившиеся в виде небольших фрагментов. На цоколе из оскольчатых каргинских суглинков лежит в основном супесчаная толща с редкими торфяными прослоями и линзами.

К началу голоцена относится накопление аллювия I-й надпойменной террасы р. Пясины высотой 9–12 м, уступ которой образовался во время среднеголоценовой регрессии. В дельтовой области её отложения были в основном размыты. Во второй половине голоцена сформировалась пойма реки, сложенная переслаивающимися супесями, хорошо сортированными песками, торфом и растительным детритом. Выделяются высокая пойма высотой 4,5–7 м; средняя пойма высотой 1,5–4,5 м и низкая пойма высотой 0,5–2 м. На побережье встречаются фрагменты низкой (2,5–2,7 м) морской террасы, сложенной песчано-галечно-гравийной толщей хорошей окатанности (о-в Чаек).

Границы различных по возрасту поверхностей в дельте часто малозаметны, уступы наблюдаются редко. Наибольшую площадь (58%) занимает средний ярус поймы, для которого характерен выдержанный разрез – переслаивание серых опесчаненных супесей, коричневых прослоев торфа и растительного детрита, в нижней части обычно с пачками сизых суглинков. В разрезе цокольных поверхностей (мыс Входной) аллювиальные пески перекрывают коренные пермские сланцы. Средняя пойма высотой 1,5–4,5 м формировалась, по данным радиоуглеродного датирования (Д.Ю. Большианов, 1987, личное сообщение), примерно 2,5–4 тыс. лет назад. В составе прослоев торфа в разрезе часто встречаются ветки кустарников. До конца образования средней поймы дельта Пясины была дельтой выполнения, процесс формирования которой продолжался 5,5–6 тыс. лет. Начало формирования низкой поймы во внешней части дельты (Лабиринтовы о-ва) говорит о превращении её в дельту выдвигания.

Таким образом, наиболее древняя часть дельты (внутренняя юго-восточная) начала формироваться в предбореальное время как дельта выполнения. Северная часть дельты в настоящее время формируется как дельта выдвигания примерно с середины суббореального до настоящего времени (3–3,5 тыс. лет).

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ХАТАНГИ

Устьевая система р. Хатанги имеет большую протяженность (более 400 км) и состоит из двух примерно равнозначных частей: авандельты в виде современного эстуария и дельтового района, представляющих собой вершинную часть древнего эстуария, заполненного речными наносами. Эстуарий Хатанги практически совпадает с Хатангским заливом моря Лаптевых длиной 210 км. Залив омывает восточное побережье п-ова Таймыр и западные берега материка с п-овами Хара-Тумус и Юрюнг-Тумус (Нордвик). От открытого моря

залив отделён о. Большим Бегичевым, по обеим сторонам которого находятся проливы Северный (ширина 13 км) и Восточный (ширина 8 км). Средняя ширина Хатангского залива – 37 км, наибольшая – 54 км. Глубины в нём не превышают 29 м. Площадь Хатангского залива составляет 559 тыс. км². Ниже устьевого створа эстуария Хатанги в открытой части моря Лаптевых формируется мелководный устьевой бар площадью до 1000 км² с преобладающими глубинами 0,5–3 м.

Дельтовый район занимает нижнюю часть долины р. Хатанги протяжённостью 240 км от морского края современной дельты заполнения до слияния рек Хеты и Котуя (пос. Кресты). Долина имеет вид постепенно расширяющегося вниз по течению раструба шириной от 1 до 15 км. В 220 км от устья река течёт одним руслом, а затем начинает делиться пойменными островами на протоки и рукава. Ниже п-ова Кресты река вновь собирается в одно русло шириной до 1 км с глубинами от 8 до 20 м.

Геоморфология и история формирования

Эстуарно-дельтовая система р. Хатанги расположена в пределах аккумулятивной равнины, созданной преимущественно новейшими опусканиями (Геоморфологическая карта СССР, 1981). Долина р. Хатанги выработана в меловых алеврито-песчаных, слабо литифицированных породах со сложной топографией кровли и перекрывающих их с резкими несогласиями четвертичных осадках, представленных тёмно-серыми алевритами и песками пресноводно-солончатого холодного бассейна средне- и верхнеплейстоценового возраста. В разрезах в районе пос. Новорыбного эти отложения имеют возраст 336 и 235 тыс. лет (Большианов, Молодков, 1999), а в районе оз. Арылах, расположенного в 10 км к востоку от мыса Большая Карга, 140 и 112 тыс. лет. Эти датировки получены в результате исследования морской фауны и вмещающих их осадков с помощью метода электронно-парамагнитной спектроскопии. В бровке долины р. Хатанги практически повсеместно залегают желтовато-серые пески с галькой прибрежно-морского генезиса, которые также широко распространены на п-ове Таймыр. Особенность их залегания состоит в том, что пески прислонены к склонам и в настоящее время в результате эрозионного расчленения от облекающего чехла песков сохранились лишь останцы, чётко выделяющиеся на фоне тундры своими караваеобразными или резкими конусообразными формами и серым цветом. Возраст морских отложений по фауне морских моллюсков и фораминифер – 37–70 тыс. лет (Межубовский и др., 2003).

Геоморфологическими границами эстуарно-дельтовой системы Хатанги–Котуя являются: нижняя – субаквальный морской край устьевого бара, определённый по результатам гранулометрического анализа слагающих его осадков, и верхняя – вершина древнего эстуария, в основном заполненного осадками в районе впадения Хеты в р. Котуй. По геоморфологическим признакам сверху вниз в пределах эстуарно-дельтовой системы р. Хатанги выделены три дельтовых и один авандельтовый участки. В субэвальной дельте первый участок (от слияния рр. Хеты и Котуя до устья рр. Новой и Большой) представлен консолидированным пойменным массивом, занимающим левобережье долины. Вторым (между устьями рр. Большой Малой Балахни) – участок многочисленных пойменных островов; третий (от устья р. Малой Балахни до о. Последнего в районе устья р. Попигаи) – участок малых пойменных островов. Четвёртый участок (от о. Последнего до субаквального морского края устьевого бара) представлен эстуарием и устьевым баром в пределах акватории аванделлы.

В пределах верхних участков ширина долины р. Хатанги колеблется от 7,5 до 15 км. Поперечный профиль долины ящикообразный с крутыми невысокими склонами (до 50 м) и обширным плоским дном, в которое врезаны узкие русла глубиной до 45 м. В долине почти нет надпойменных террас. Лишь на двух нижних участках верхней части древнего эстуария выделяются выровненные аллювиально-морские террасы шириной от 1–2 до 12 км на высотах 12–17 и 8–10 м, прикрытых тонким слоем склоновых отложений.

На склонах долины и водоразделах, а также на высокой пойме очень широко распространены термокарстовые формы рельефа – западины изометричной формы, в большинстве случаев занятые озёрами. Практически все мелкие притоки Хатанги имеют своими истоками отдельные или слившиеся в единую систему термокарстовые озёра.

В пределах дельтового района древнего эстуария р. Хатанги распространена односторонняя пойма на высотах 6–7 м вдоль левого борта долины. Она занята лесотундровой растительностью, имеет плоскую поверхность, на которой развит мерзлотный микрорельеф, представленный полигонально-валиковой тундрой с относительными превышениями до 1 м. Бугры пучения на пойме имеют высоту до 30 м. В уступах размыва вдоль проток повсеместно обнажается переслаивающаяся толща растительного детрита, болотной растительности и тонких прослоев песка и алевролита. Русла проток характеризуются чередованием плесов глубиной до 20–25 м и перекатов глубиной до 4 м. В русле часты гряды высотой до 2 м, длиной до 10–12 м.

Второй участок долины, на котором преимущественно развивается русловая многоорукавность, характеризуется обширным островным пойменным массивом и множеством узких проток между ними. Наиболее крупный островной массив – о. Пекэс-Ары. Это высокая шестиметровая пойма с лесотундровой растительностью на поверхности. Участие лиственницы в растительных сообществах отмечено лишь до середины участка – о. Солнце-Ары. Ниже по течению растительность высокой поймы принимает тундровый облик. На пойме развиты четырёхгранные полигоны с валиками высотой до 1 м и часто с зияющими трещинами. Между валиками обычно обводнённые понижения с осоками. На всех островах встречаются береговые валы высотой 1,0–1,5 м, которые развиты вдоль современных и старых проток. Последние часто соединяют обширные понижения в центре островов с основным руслом. Бугры пучения имеют высоту до 20 м.

В уступах размыва высотой до 4 м вскрывается толща осадков, похожая на слоёный пирог и состоящая из слабо разложившихся растительных остатков и тонких прослоев песка и алевролита. Радиоуглеродный возраст осадков, слагающих пойму на о. Солнце Ары, составил 640 ± 60 лет (ЛУ-2386) в кровле и 1340 ± 50 лет (ЛУ-2385) в низах разреза. Датировки растительного детрита из уступа размыва о. Агалыктах-Ары, расположенного ниже, но в пределах второго участка, показали возраст 480 ± 70 (ЛУ-2536) и 2910 ± 70 лет (ЛУ-2534) соответственно.

Со времени мелового периода до среднего плейстоцена рассматриваемая территория, вероятнее всего, находилась в области сноса, где формировался интенсивно расчленённый эрозионный рельеф. К концу нижнего плейстоцена на месте современного эстуария Хатанги существовали долинообразные понижения с маломощным чехлом рыхлых склоновых и аллювиальных отложений.

В среднем плейстоцене исследуемый район из области сноса превратился в бассейн накопления терригенных осадков. Вначале здесь в мелководном бассейне накапливались эстуарно-дельтовые, преимущественно песчаные осадки с растительными остатками и формировались болотные отложения. Затем с развитием трансгрессии стали накапливаться песчано-алевритовые отложения. Алевролитовая толща, вскрывающаяся по берегам Хатанги и залива, похожа на аналогичные отложения, широко распространённые по всему п-ову Таймыр на абсолютных высотах до 150 м. Эта сложная пачка пород общей мощностью до 200 м характеризуется алевроито-глинистым составом с рассеянными крупнообломочными включениями и незначительным количеством палеонтологических остатков, преимущественно переотложенных из мезозой-

кайнозойских осадков. Большинство геологов относят её по возрасту к интервалу времени N_2-Q_4 .

Таким образом, в среднем и верхнем плейстоцене в бассейне, связанном с морем (о чём свидетельствуют комплексы солоноватоводных и пресноводных диатомей, выдерживающие опреснение фораминиферы и двустворчатые моллюски), в суровых климатических условиях, не исключавших одновременного с ходом трансгрессии развития ледников на возвышенных участках суши, происходило накопление серых глинистых и песчаных алевритов, иногда имеющих текстуру ленточнослоистых осадков. Лишь на незначительное время в этот холодный опреснённый водоём прорывались воды с нормальной морской солёностью, позволявшие существовать морской макро- и микрофауне.

В районе устья Хатанги видимая мощность алевритовых осадков достигает 15 м, но они залегают на разных высотных уровнях из-за чрезвычайно расчленённой поверхности мелового цоколя, породы которого не всегда легко отличить от четвертичных отложений. Общая мощность морских алевритовых и песчано-галечных отложений в описываемом районе достигает 40–45 м. По нашим данным, эти отложения являются рельефообразующими для низкой части п-ова Таймыр, в том числе и для устья р. Хатанги.

После регрессии холодного, преимущественно пресноводного бассейна, в устьевой области р. Хатанги стали накапливаться желтовато-серые прибрежно-морские пески, возраст которых, по данным ЭПР-анализа, составил 70–37 тыс. лет. Современная мощность таких песков здесь около 3–4 м. Реже ими сложены эрозионные останцы высотой до 20–25 м, например, на левом склоне долины р. Хатанги напротив пос. Новорыбного.

Глобальное понижение уровня моря в конце позднего неоплейстоцена привело к формированию (ныне подводной) 8–10-метровой террасы Хатангского залива, а обилие воды в водных артериях, поступавшей в сартанское время с таявших ледников плато Путорана и Анабарского плато, способствовало глубокому врезу рек. Минимальных отметок уровень моря достиг около 16 тыс. лет назад, и к этому времени на современном шельфе моря Лаптевых были выработаны глубокие эрозионные долины, в том числе и хатангско-анабарская, которая объединила сток рек севернее о. Преображения и была направлена на северо-запад вдоль п-ова Таймыр. Позже (6–7 тыс. л. н.), когда уровень океана начал подниматься, долины на шельфе были затоплены. Такой сценарий хода уровня моря в это время не очень вписывается в общепринятые представления о глобальных колебаниях уровня моря. Однако изученные нами террасы конкретно в бассейнах морей Карского и Лаптевых показывают довольно высокий

уровень моря в этом районе в конце позднего плейстоцена и в голоцене. Так, отложения террасы озера Таймыр, испытывающего значительное влияние моря ввиду невысокого положения зеркала его вод, показали радиоуглеродный возраст 10–11,5 тыс. лет (устное сообщение о датировках П. Меллера). Высота террасы – 15–18 м над уровнем моря и 13–15 м над уровнем озера.

Морская терраса залива Куба (западный край дельты р. Лена) высотой 8–10 м (Большаинов, 2001) сложена песками, в которых растительные остатки показали возраст 3620 ± 60 л. н. На побережье моря Лаптевых между устьями рр. Анабар и Оленёк есть 15-метровая морская терраса. Датирование отложений из песков террасы в устье р. Урасалах показало их радиоуглеродный возраст 5470 ± 30 л. н. Таким образом, есть основание предположить голоценовый возраст аллювиально-морских или морских террас и в устье р. Хатанги.

В атлантическое время голоцена, судя по датировке пня лиственницы (7000 ± 50 л. н.), захороненного в одной из долин притоков р. Хатанги в районе пос. Новорыбного, было теплее, и граница леса смещалась севернее её современного положения. Уровень приёмного водоёма в то время был близок современному, т. к. в разрезе поймы о. Попигай-Ары, практически на уровне воды, в межень вскрываются аллювиально-дельтовые осадки с аномально большим содержанием пыльцы лиственницы, не выдерживающей длительно-го переноса.

После атлантического времени голоцена уровень вновь понижался на первые метры в разрезах осадков островов Агалыктах-Ары и Солнце-Ары в основании видимой толщи, а на о. Попигай Ары на глубине 0,75–0,80 м от поверхности вскрываются пески русловой фации аллювия. Это время, когда в долине Хатанги господствовал русловой режим, продолжалось в нижней части четвёртого выделенного участка эстуария до 3,8 тыс. л. н., судя по датировкам – из сопки Барат. На третьем участке в районе о. Попигай Ары – до 3,6 тыс. л.н., на втором участке в районе о. Агалыктах-Ары – до 2,5 тыс. л.н., в районе о. Солнце-Ары – до 1,5 тыс. л.н. Такие датировки перекрывающих русловые пески отложений, закономерно уменьшающиеся вверх по долине, свидетельствуют о смене режима осадконакопления снизу вверх. Смена руслового режима эстуарным зафиксирована отложением растительного детрита в термокарстовом понижении в районе сопки Барат, переслаивающимися растительными остатками и алеврито-песчаными отложениями на о. Попигай-Ары.

Выше по долине начали развиваться обширные водоёмы с застойным режимом, в которых происходило накопление торфа. Минимальная мощность торфа в районе о. Агалыктах-Ары до 1,5 м, а устье р. Котуй – до 3–4 м.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ЛЕНЫ

Моховые болота с преобладанием среди травянистых растений осок, как показали спорово-пыльцевые и ботанические исследования, занимали значительные площади на дне долины р. Хатанги. Содержание алеврита в разрезе торфов на о. Агалыктах-Ары свидетельствует о начальном периоде 2500–2000 л. н., когда бассейн был проточным и в нём откладывались растительные остатки, моховая растительность была угнетена. Позже бассейн стал застойным, и полые воды в него проникали периодически. Период подтопления с застойными условиями осадконакопления в районе сопки Барат продолжался с 3800 до 3300 л. н., в районе о. Попигай-Ары – с 3600 до 260 л. н., у о. Агалыктах-Ары – с 2500 до 400 л. н., у о-ва Солнце-Ары с 1500 до 650 л. н.

Аллювиально-морская терраса высотой 3–4 м, состоящая из брёвен плавника и песка и расположенная на южном берегу Хатангского залива, является пока единственным показателем величины подъёма уровня моря около 900 л. н. По нашим представлениям, уровень тогда повышался не менее чем на 2,5–3 м по сравнению с современным.

Последующее падение уровня сказалось на верхних участках эстуария таким образом. Кровля торфов на о. Солнце-Ары имеет возраст 600 лет, на о. Агалыктах-Ары – 480 лет, кровля эстуарных осадков на о. Попигай-Ары – 260 лет. Падение уровня водоёма происходило быстрее, чем подъём, но за это время успели оформиться значительные различия в строении островов. Как показано выше, на островах, первом и втором участках эстуария Хатанги хорошо развиты мерзлотные полигоны и жильные льды, в то время как на о. Попигай-Ары (третий участок) полигонообразование находится в начальном этапе. Однако, необходимо отметить, что о. Попигай-Ары во время повышения уровня приёмного водоёма не было, а торфонакопление на втором участке сопровождалось сингенетическим промерзанием осадков и формированием криогенных структур. За время падения уровня произошло врезание русел, разрушение поймы и образование мелких островов и мелей.

Таким образом, одновременность формирования поймы объясняется различным временем выхода её поверхности из-под воды в результате снижения уровня Хатангского залива. Различный возраст островов эстуария (увеличение возраста островов вниз по долине) объясняется различным временем затопления эстуария при колебаниях уровня залива. Из этого следует, что колебания уровня приёмного водоёма имеют решающее значение для строения и режима эстуария. На основании полученных данных произведена попытка построения кривой колебаний уровня моря в районе Хатангского залива в течение голоцена.

Устьевая система Лены формируется на выходе реки из «Ленской трубы» – узкой долины прорыва между отрогами Хараулахского хребта и кряжа Чекановского. Здесь Лена широко растекается по низменной равнине, состоящей из аллювиально-дельтовых отложений, останцов коренных пород (о. Столб, г. Америка-Хайя) и остатков озёрно-аллювиальных массивов Приморской низменности («едомы» – острова Эбо-Эсме, Курунгнаах-Сисэ, Сордоох-Ары, Кубалах-Хайа, Харданг, Собо-Сисэ, Сардах).

Для побережий окраинных морей России дельта Лены представляет довольно редкий случай формирования огромного аллювиально-дельтового конуса (около 25 тыс. км²) на открытом и отмелом взморье. Выдвижение речного конуса в море составило за последние 5–7 тыс. лет 120–150 км.

Генетическая и геологическая неоднородность дельты Лены, придельтового участка долины и сопредельных территорий обусловили исключительную сложность строения гидрографической сети дельты и относительную обособленность различных её частей, имевших общую начальную точку развития, соответствующую вершине дельты и устьевой области реки – раструбовидное расширение участка долины Лены после пересечения ею прибрежных хребтов (ур. Тит-Ары).

Современная гидрографическая сеть ленской дельты складывается из нескольких участков: 1) придельтовый – так называемая «ленская труба»; 2) Булкуро-Титарыновское расширение; 3) основной конус выноса дельтовых рукавов (протоки Бол. Туматская, Трофимовская, Сардахская); дельты выполнения остаточных заливов у проток Оленёкской, Быковской и Арынской (Коротаяев и др., 1990).

Придельтовый участок реки на расстоянии 200 км от пос. Кюсюр до о. Тас-Ары расположен в пределах так называемой «ленской трубы». Река здесь течёт единым руслом шириной 2–2,5 км в обрывистых, иногда террасированных берегах, сложенных коренными породами. Строение долины Лены на этом участке показывает, что река здесь интенсивно врезается, что связано с новейшими поднятиями горного обрамления дельты Лены (Борсук, Чалов, 1973). Глубины по фарватеру колеблются от 10 до 20 м. От приверха скалистого о. Тас-Ары ленская долина постепенно расширяется, приобретая вид воронкообразного устья. В русле появляются сначала одиночные (о. Тит-Ары), а затем и целые массивы островов, мелей (пески Соболев, Биллээх, Бус-Хайа-Кумага и др.), разделяющие русло Лены на сложную систему проток.

Первое дельтовое разветвление (вершина дельты) приурочено к оголовку о. Тит-Ары (175 км от устья), где русло Лены расширяется до 9 км и разделяется на два рукава, левый из которых – Булкурская протока – следует узким (до 1,5 км) и неглубоким руслом вдоль уступов кряжа Чекановского и втекает затем в один из основных дельтовых рукавов – Оленёкскую протоку. Правый рукав, являющийся непосредственным продолжением основного русла Лены, главный. Прижимаясь к правому борту долины, он на расстоянии 70 км течёт вдоль обрывистых и скалистых склонов Приморского кряжа до мыса Крест-Тумса и скалистого острова Столб, где расположен второй (основной) узел дельтового разветвления, который обычно ассоциируется с вершиной дельты Лены. Здесь расположены истоки магистральных дельтовых рукавов: Трофимовской, Быковской, Туматской и Оленекской проток.

Большая часть естественного 30-километрового расширения долины между хр. Чекановского, Приморским кряжем, останцами едомы (о. Курунгнаах-Сисэ) и о. Столб заполнена дельтовыми островами и песчаными отмелями. Густая сеть межостровных проток этого Булкуро-Титарынского расширения в межень разобщается на отдельные плесы и теряет связь с дельтовыми рукавами. Посередине этого своеобразного участка дельты расположен едомный останец Приморской низменности с высотами до 25 м (о. Сордоох-Ары).

Второй (основной) узел разветвления главного русла реки на магистральные дельтовые рукава приурочен к последнему сужению долины Лены в районе о. Столб до 12 км, где её один борт представлен склонами Приморского кряжа, а другой – контролируется едоимными останцами древней озёрно-аллювиальной равнины Приморской низменности (о. Кубалах-Хайа). Отсюда начинается аллювиально-дельтовый конус выноса р. Лены, сформированный протоками Туматской, Трофимовской и Сардахской и выдвинутый от условной линии м. Крест-Тумса – о. Столб – г. Кубалах-Хайа на 120 км в море. Расходящиеся веером большие и малые рукава с местными узлами разветвления создают здесь настолько сложную структуру гидрографической сети, что иногда трудно проследить один и тот же рукав от истока до устья. Этот огромный аллювиальный конус довольно чётко дифференцируется на две части: Туматскую систему узких извилистых рукавов и крупных удлинённых островов и Трофимо-Сардахскую систему широких и полноводных рукавов, заполненных массой мелких островов и осередков. Обе системы разделяются массивом больших дельтовых островов. Туматская протока образует на морском крае многорукавный конус в виде выровненной округлой дельты выдвижения,

иногда с причленёнными морскими формами аккумуляции. На Трофимо-Сардахском участке дельта имеет мелколопастной характер; на устьевом взморье на продолжении наиболее крупных рукавов широко развиты далеко выдвинутые в море устьевые бары.

Протоки Быковская и Оленёкская образуют самостоятельные дельты выполнения остаточных заливов, образовавшихся некогда между склонами хребтов Чекановского и Хараулахского и едомными останцами, и имеют обособленную гидрографическую систему проток. Оленёкская протока практически выполнила речными отложениями долинный залив и впадает в Оленёкский залив моря Лаптевых несколькими протоками среди массивных песчаных отмелей, формируя мелководный устьевой бар длиной 40 км. На акватории Быковской протоки ещё сохраняются незаполненные акватории бывшего залива в его средней части. Главное русло Быковской протоки, следующее вдоль коренного правого берега, имеет вид узкой и глубокой ложбины с перекатами. Дельтовые разветвления она начинает формировать только в приморской части, где на открытом взморье расположены две региональные многорукавные дельты выдвижения и заблокированное устье главного русла.

Геоморфология и этапы развития дельты

История формирования дельты Лены тесно связана с историей развития её долины с момента заложения и с основными этапами структурно-тектонических перестроек в её бассейне (Алексеев, 1961; Галабала, 1970, 1979; Гусев, 1953; Коржув, 1977; Коржув, Федорова, 1970; Тимашев, 1970 и др.). Из всего многообразия типов речных дельт арктического побережья Сибири ленская дельта представляет собой наиболее сложно построенное полигенетическое устьевое образование. Оно включает в свою территорию не только несколько самостоятельных голоценовых дельт заполнения заливов и выдвижения на открытом берегу, но и коренные девонские останцы (о. Столб, г. Америка-Хайа), останцы Приморской равнины (едома островов Харданг, Сардах, Собо-Сисэ) и обширные участки песчаных отложений с ярко выраженным грядово-котловинным и озёрно-термокарстовым рельефом с высотами не более 25 м (так называемая «вторая терраса») в урочище Арга-Муора-Сисэ.

Цепочки плоских останцов высокой (20–60 м) Приморской равнины сложены ледовым комплексом (мёрзлые верхнечетвертичные отложения с большими ледяными клиньями). На их поверхности развит обычный для криозоны мерзлотный рельеф: полигоны, гидролакколиты и байджерахи. В основании ледового комплекса залегают среднечетвертичные пески (Галабала, 1987).

Эта геологическая формация, согласно радиоуглеродным датам (Григорьев, 1993), образовалась между 45 и 12 тыс. л. н.

Генезис плосковершинных песчаных участков в урочище Арга-Муорасисэ обсуждается до сих пор: одна группа учёных (Василенко, 1963; Иванов, 1970; Ломаченков, 1971; Коротаев, 1991 и др.) предполагает, что вторая терраса сложена морскими (каргинскими) отложениями; другие – относят их к среднечетвертичному аллювию (Гусев, 1960; Лунсгергаузен, 1966; Галабала, 1987; Григорьев, 1993; Aре, Reimnitz, 2000). Последние исследования, выполненные в рамках российско-германского проекта «Система моря Лаптевых» (1995–2000 гг.), позволяют предположить абразионный характер второй террасы, которая была выработана в отложениях едомного комплекса во время гримальдийской (позднечетвертичной) трансгрессии океана, а затем была поднята в результате неотектонических блоковых движений.

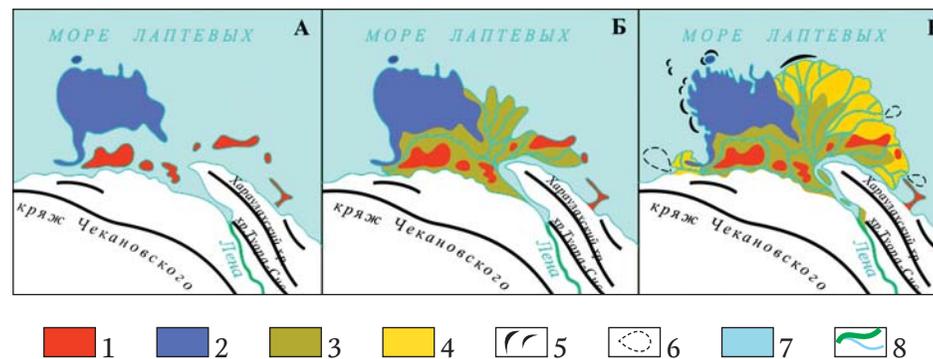
В пределах голоценовой дельтовой равнины р. Лены наблюдаются три разновозрастные пойменные поверхности и комплекс современных русловых форм (побочни, осередки, косы, отмели). Последние наиболее развиты в рукавах Быковской и Сордоохской дельт выполнения, на приморском участке Оленёкской, а также на всём протяжении Сардахской протоки. Высота русловых форм над меженным уровнем постепенно увеличивается от устья рукавов к вершинам дельт от 1 до 4 м.

Дельтовые острова по времени накопления отложений подразделяются на *молодые* формирующиеся, *зрелые* сформированные и *старые* пойменные поверхности (Коротаев, 1984, 1991). Молодая формирующаяся пойма (возраст от 400 до 1000 лет) с высотами до 3 м слабо закреплена растительностью, ежегодно заливадается в половодье или во время высоких нагонов и паводков. Здесь развит полигональный крупночешуйчатый микрорельеф со слабыми проявлениями термокарстовых процессов. Наиболее значительные площади этой поймы приурочены к приморской зоне выдвинутых конусов Туматской и Трофимовской проток, где ширина пояса молодых дельтовых пойм достигает 15–30 км.

Более высокие (3–5 м) дельтовые острова представлены зрелой поймой, сформированной 2000–3000 лет назад. Её поверхность имеет хорошо выраженный полигонально-валиковый микрорельеф и занята большим количеством мелких озёр. Поверхность островов покрыта типичной тундровой растительностью, отложения сильно заторфованы, иногда на всю высоту поймы.

Наиболее старая и высокая (от 5 до 10 м) часть голоценовой дельтовой поймы, образованная 3–4,5 тыс. л. н., не заливадается даже во время высоких половодий и находится в стадии перехода к надпойменной террасе. Здесь ши-

роко развит термокарст. Полигональный рельеф деградирует и разрушается. В котловинах спущенных озёр встречаются булгунняхи высотой от 10–12 до 20–25 м. В отложениях старой поймы преобладают торфяники с прослоями песков и включениями ледяных линз.



Этапы формирования дельты Лены:

А – 7–5 тыс. л. н., Б – 5–4 тыс. л. н., В – менее 1 тыс. л. н.

- 1 – озёрно-аллювиальная равнина (едома), 2 – абразионная морская терраса, 3 – старая дельтовая пойма, 4 – молодая дельтовая пойма, прибрежно-морские бары, 6 – устьевые бары, 7 – водные объекты, 8 – гидрографическая сеть

Палеогеоморфологический анализ распространения дельтовых пойм даёт основание предполагать, что на ранних этапах формирования Ленской дельты происходило интенсивное заполнение всех полузамкнутых акваторий в устье Лены, возникших в результате его подтопления морем во время фландрской трансгрессии, и выдвигание многорукавного дельтового конуса на месте современных проток Туматской, Трофимовской и Сардахской. За 3 тыс. лет сформировалась основная часть надводной дельты: полностью был выполнен аллювиально-дельтовыми осадками Арынский залив, заключённый между останцами едомы и второй абразионной террасы. От длинного и узкого Оленёкского эстуария остался небольшой залив длиной 40 км, расположенный между отрогами хр. Чекановского и обрывами едомы массива Эбо-Эсме.

Основной конус ленской дельты выдвинулся на расстояние до 90 км несколькими лопастями, фиксирующими направление стока вод Лены в позднем голоцене. Быковская протока приобрела современный облик сравнительно недавно, около 1000 лет назад. Существовавшая здесь к началу голоцена

обширная полузамкнутая акватория, ограниченная с юга склонами Приморского края, а с севера и востока – останцовыми массивами едомы, постепенно заполнялась дельтовыми островами. 4–5 тыс. л. н. основной сток воды проходил здесь вдоль левобережных обрывов о. Собо-Сисэ, а затем переместился к юго-восточному краю акватории, в бухту Неелова.

Таким образом, в устье Лены формирование дельтовых островов и консолидированных массивов поймы высотой от 3 до 10 м завершилось 1000–800 л. н., когда и была заложена основа современной гидрографической сети дельт.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ЯНЫ

Устьевая лагунно-дельтовая система Яны начинает формироваться ниже пересечения рекой Куларского хребта (200 км от устья) при выходе на Приморскую низменность. До выхода на Приморскую низменность р. Яна течёт единым руслом, следуя направлению врезанных макроизлучин долины. В 140 км от устья долина Яны приобретает вид аллювиального конуса, оконтуренного по внешнему краю морской барьерной террасой. Общая площадь аллювиально-дельтового конуса, ограниченного с запада и юга 30–60-метровыми обрывами едомы и с востока – морской каргинской террасой, составляет около 5 тыс. км². За вершину дельты принимается место ответвления первого рукава Самандон, впадающего в губу Асаабыт.

Ниже по течению от русла Яны в пределах сартанско-голоценовой дельтовой равнины отделяются три правых рукава – Кочевая, Дурганова и Камелек, впадающие в Чондонскую губу (Кочевая) или непосредственно в Янский залив. Характерным для рукавов Самандон и Кочевая является то, что они от истока до устья узкими и извилистыми долинами врезаны в отложения едомы, первой надпойменной и морской террас, формируя современные дельты только на ограниченном участке их впадения в залив.

В 100 км от устья Яны располагается основной узел разветвления дельтовых рукавов (урочище Развилка), где главное русло Яны разделяется на ряд крупных рукавов и мелких протоков: Куогасаах (Правая), Главное Русло (судоходная), Илин-Шар и Тарынгнаах. От развилки до устья эти протоки образуют ряд меандр, врезанных в отложения дельтовой голоценовой равнины и в морские барьерные террасы, формируя при впадении в Янский залив устьевые бары. Морской край янской дельты между устьями этих рукавов оконтурен узкой цепью современных береговых баров, блокирующих второстепенные дельтовые протоки (Охсуу, Киселева, Огоньер и др.).

В приморской зоне некоторые группы рукавов объединяются и втекают на отдалённое устьевое взморье Янского залива единым потоком. Так, ряд рукавов в центральной части дельты (Главное Русло, Камелек, Дурганова) образует в 10 км выше морского края наземной дельты мощный поток, в устье которого формируется обширный подводный конус выноса, выдвинутый на 10 км в Янский залив. Внешний край устьевого бара имеет чётко выраженный свал глубин с 1–2 до 5–7 м.

Рукава в западной части дельты (Куогасаах, Илин-Шар, Тарынгнаах, Синьигэс-Юес) также объединяются на границе морского края наземной дельты и авандельты в один поток, формирующий мелководное устьевое образование на площади 20 км².

Геоморфология и история развития дельты

Дельтовая равнина р. Яны имеет сложный рельеф, представленный различными по возрасту и генезису типами. Верхней гидрологической границей дельты (её вершиной) считается начало ответвления от главного русла р. Яны дельтовых рукавов у пос. Казачье (150 км от устья, где формируются правые оттоки Самандон и Кочевая, впадающие в Чондонскую губу и образующие региональные дельты выполнения). Ниже по течению существует ещё ряд правых оттоков (Дурганова, Камелек). Характерно, что все правые дельтовые рукава формируют свои русла вне пределов голоценовой дельтовой равнины и врезаны в более древние отложения. Эти рукава расположены в своеобразных долинах, образованных цепочками сомкнувшихся изометрических котловин, представляющих собой реликты термокарстовых озёр. В процессе развития и деградации криогенного рельефа на поверхности морских и аллювиальных террас происходило расширение и объединение термокарстовых котловин, в которые затем стали поступать поводные воды Яны. В результате этого на голоценовом этапе формирования низовьев р. Яны от реки отделились рукава, начальная стадия руслоформирования которых обязана термокарстовым процессам.

Собственно голоценовая дельта р. Яны представлена сравнительно ограниченной территорией (общая площадь 2,09 тыс. км²), заключённой между I-й надпойменной сартанской аллювиальной террасой на западе и востоке и морской голоценовой барьерной террасой на севере. Сформировалась она в ходе заполнения аллювием устьевой лагуны, отчленённой серией береговых баров 3 тыс. л. н. от Янского залива моря Лаптевых и в настоящее время перекрытых более молодыми отложениями (Сидорчук, 1965; Коротаев и др., 1978).

В её пределах выделяются три уровня дельтовой поймы: древняя, зрелая и молодая.

Древняя дельтовая пойма – наиболее высокая (до 5–6 м в вершинной части дельты и 2–3 м в приморской) занимает большую часть дельтовой равнины. Поверхность её представляет собой типичную полигональную тундру. Сложена высокая пойма сизовато-серым мелким алевритом с многочисленными прослоями торфа и линзами льда. Первичный русловой рельеф практически не прослеживается. Возраст отложений по ^{14}C составляет 2170 ± 230 – 1950 ± 150 лет, что позволяет отнести начало надводного осадконакопления в дельте к концу атлантического – началу суббореального периода голоцена.

Зрелая пойма довольно отчётливо выделяется среди однообразной древней поверхности дельтовой равнины в виде широких поясов меандрирования с ложбинно-гривистым рельефом. Абсолютные высоты поймы колеблются от 2–3 в вершинной части дельты до 1,5–2 м в приморской. Сложена пойма толщей переслаивающихся тёмно-серых тонкозернистых песков, алевритов с прослоями органических остатков. Возраст отложений – от 1120 ± 150 лет до 650 ± 230 лет.

Молодая пойма встречается вдоль русла основных дельтовых рукавов и крупных протоков в виде небольших и редких островов и сегментной поймы с абсолютными высотами от 1,5–2 м до 0,5–1,0 м. Возраст её – от 400 ± 230 лет до 190 ± 250 лет.

Кроме того, весьма характерным элементом русла большинства водотоков являются высокие пески: осерёдки, побочни, перекаты, прибрежные отмели, сформированные за последние 100 лет и определяющие современную динамику русловых форм.

Приморская полоса дельтовой равнины Яны представляет собой морскую террасу, образованную примкнувшими друг к другу береговыми барами и лагунами. На её поверхности чётко выделяются две генерации древних морских баров и полоса современных береговых баров, окаймляющая весь внешний периметр дельтового конуса.

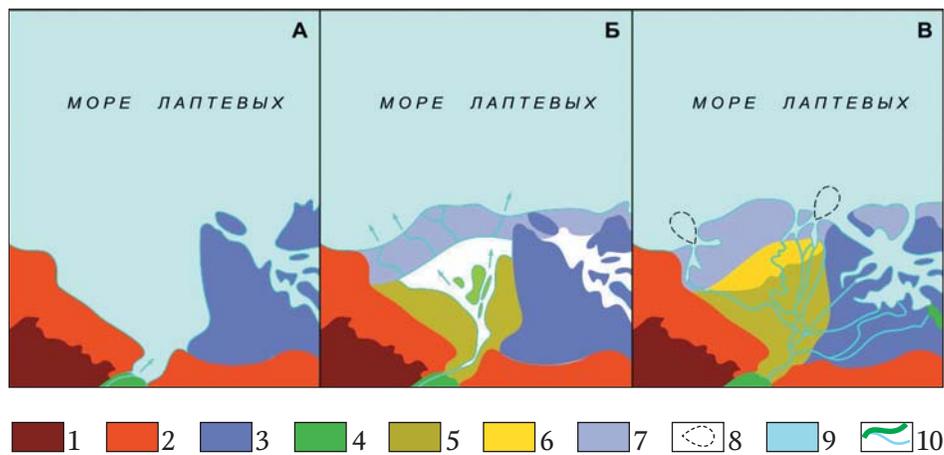
Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины р. Яны свидетельствует о нескольких этапах формирования дельты реки. Первый этап связан с образованием обширной устьевой лагуны в вершине Янского залива и постепенным её заполнением наносами р. Яны. Формирование древней (высокой) дельтовой поймы и смыкание дельты с барьерной морской террасой завершилось в начале суббореального периода голоцена не ранее 4000 лет назад, когда уровень океана был близок к современному. Всё последующее разви-

тие дельты и её гидрографической сети определялось характером блуждания дельтовых рукавов в пределах дельтовой равнины, прорывом многоводными рукавами блокирующей террасы и выдвиганием устьевых баров главных рукавов на отмелое взморье.

За последние 3500–4000 лет произошла коренная перестройка структуры гидрографической сети янской дельты, в результате которой сток воды и наносов из центральной (северной) части дельтового конуса переместился к его периферийным частям (к западу и востоку), где в настоящее время функционируют магистральные дельтовые рукава Куогастаах и Главное Русло. Накопление отложений высокой поймы в её надводной части мощностью от 2 до 4 м происходило в суббореальный период голоцена между 3,5–1,3 тыс. лет. Отложение аллювия, торфа и льда шло со скоростью примерно 20 см в столетие. После выхода поймы из-под уровня ежегодного затопления вертикальный рост её замедлился. Восстановить положение гидрографической сети на первом этапе формирования дельты затруднительно. Предполагается, что к этому времени ещё не было таких дельтовых рукавов, как Самондон, Кочевая, Дурганова и Камелек. Основной узел разветвления располагался, очевидно, в районе урочища Развилка в 95 км выше морского края дельты, где начинались рукава пра-Киселева и пра-Охсуу.

На втором этапе развития янской дельты в субатлантическое время (1000–600 лет назад) намечилось дальнейшее заложение новых дельтовых рукавов в восточной части дельты и коренная перестройка гидрографической сети в её вершинной части, где начали функционировать протоки Камелек и Дурганова. Перераспределение речного стока в пользу пра-Главного Русла и пра-Куогастаах привело к отмиранию рукавов пра-Киселева и пра-Охсуу, блокированию их устьев береговыми барами.

Современный этап (менее 600 лет назад) развития дельты характеризуется уменьшением речного стока в вершине дельты (воды – $30,7 \text{ км}^3$ и наносов – 3,0 млн т. в год) и продолжающейся тенденции к переброске большей части стока в пользу Главного Русла (воды – от 33 до 53% и наносов – от 35 до 50%). Увеличивается доля стока в рукава восточной части дельты (Самондон, Кочевая, Дурганова). Современные процессы дельтообразования (барообразование и устьевое удлинение) сосредоточены главным образом в устьевых участках магистральных рукавов. Прирост поверхности дельтового конуса происходит в основном за счёт аккумуляции аллювия на акватории устьевых баров и в процессе причленения береговых баров к морскому краю дельты.



Этапы заполнения устьевой лагуны Яны:

А – 6–5 тыс. л. н., Б – 4–3,5 тыс. л. н., ВА – менее 600 лет.

- 1 – предгорья, 2 – озёрно-аллювиальная равнина (едома), 3 – морская каргинская терраса, 4 – днища речных долин, 5 – старая дельтовая пойма, 6 – молодая дельтовая пойма, 7 – голоценовая морская барьерная терраса, 8 – устьевые бары, 9 – водные объекты, 10 – гидрографическая сеть*

Итак, на протяжении позднего голоцена за последние 3,5–4 тыс. лет произошла коренная перестройка структуры гидрографической сети янской дельты, в результате которой основной сток воды и наносов из центральной части дельтового конуса переместился к его периферийным частям, где в настоящее время функционируют магистральные дельтовые рукава Куогастаах и Главное Русло. Гидролого-морфологические процессы в этих рукавах связаны, в основном, с развитием крутых излучин, постепенно смещающихся вниз по течению. Русловые деформации имеют небольшую интенсивность, положение гребней перекаатов за многолетний период достаточно устойчиво, а их вертикальные деформации связаны с изменчивостью стока воды и наносов. Здесь преобладает направленный размыв вогнутых пойменных берегов излучин со скоростью 3–5 м/год и наращивание выпуклых участков берега по 5–20 м/год. Современные процессы дельтообразования сосредоточены на баровых участках главных рукавов. Прирост поверхности дельтового конуса происходит за счёт аккумуляции аллювия на акватории устьевых баров и в процессе причленения береговых баров к морскому краю дельты.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА ИнДИГИРКИ

Вершина современного дельтового разветвления р. Индиgirки расположена в 110 км от её морского края в ур. Осининово, где главное русло Индиgirки разветвляется на два магистральных рукава, имеющих собственные названия – протока Русско-Устинская и протока Средняя.

Наиболее крупный дельтовый рукав – протока Средняя – представляет собой естественное продолжение главного русла реки Индиgirки и следует от истока вдоль коренного массива Бурулгинский камень на расстоянии 18 км, принимая правые протоки: Верхний Кочуган, Кочерово, Оччугуй, Тас и другие мелкие ручьи и речки. Ниже по течению от протоки Средней отходят второстепенные протоки: Босякова, Колымская, Майданова (правые) и Китинская, Маленькая (левые). В 27 км от морского края дельты протока Средняя разветвляется на серию длинных параллельных проток (Милигирская, Чукучаняхская и другие), разделённых островами (Антоновский, Чукучаняхский и другие). В устьевой части протока Средняя находит выход на открытое взморье двумя протоками среди молодых низких островов (Немков, Смерти, Деревянный и другие), левая из которых продолжается на взморье русловой бороздиной и формирует устьевую бар на расстоянии 30 км от устьевого створа.

Второй по значению дельтовый рукав – протока Русско-Устьинская – течёт единым и извилистым руслом, принимая левые притоки: Берелеех (Елань, Дьолон), Простая (Проточная), Канюкова, Шамановка, Карбасная. Существует целая сеть поперечных проток, соединяющих протоки Русско-Устьинскую и Среднюю: Ламеинская, Камчадальская, Хоморова, Прорва. Разветвление русла Русско-Устьинской протоки начинается в 40 км от морского края дельты, где от неё отходят влево Голыженская, а вправо – Нова и Фёдоровская. Ниже по течению протока дробится на целую сеть мелких и узких дельтовых проток, разделённых низкими островами (Васькин, Немковский, Кутавин, Олений, Входной, Тараскин, Мористый и другие). Наиболее крупные из этих проток продолжают на отмелем взморье в виде переуглубленных бороздин и формируют устьевые бары.

Последний из трёх магистральных дельтовых рукавов – так называемая протока Колымская – ответвляется от протоки Средней в районе урочища Ребятишки (100 км от устья) и направляется на восток вдоль склонов Бурулгинской возвышенности, обрывов едомы и каргинской морской террасы. Слева от неё ответвляются протоки Дракина, Уларовская, Конечная, самостоятельно впадающие в море, а справа – втекают протоки Керемесит, Шандринна, Савкина и дру-

гие. В 20 км от края наземной дельты протока Колымская впадает в одноимённую губу, устье которой заблокировано морской косой. Не заполненная речными наносами мелководная губа располагается также в устье протоки Уларовской.

На участке дельтового побережья между губами Уларовской и Колымской, представляющего собой современную окаймляющую морскую террасу из серии причленившихся береговых баров и лагун, в море втекают лишь две протоки Конечные. Другие мелкие дельтовые водотоки текут параллельно береговой линии, используя межваловые понижения на поверхности морских террас и лайд.

Геоморфология и история развития дельты

Дельта р. Индигирки является одной из крупных речных дельт на севере Сибири с общей площадью 9,64 км³. Сравнительно большие уклоны в низовьях Индигирки (0,15–0,9%) не позволили последней послеледниковой трансгрессии далеко проникнуть в устье реки. Выходя из предгорной зоны на приморскую равнину, Индигирка впадала в короткий (до 70 км), но широкий (до 70 км) и неглубокий (до 15 м) залив, берегами которого были обрывы едомы на поверхности Приморской (Яно-Индигирской) низменности, коренные склоны отрогов Кондаковского плоскогорья и обрывы каргинской морской террасы. На протяжении последних 5–6 тыс. лет происходило заполнение долинного залива и формирование гидрографической сети дельты (Коротаев, 1998).

Современная долина р. Индигирки в районе Кондаковского плоскогорья имеет ширину около 30 км. Поверхность днища долины террасирована и расчленена множеством мелких проток и озёр. Вблизи русла преобладают озёра старичного типа на поверхности молодой низкой поймы, а в пределах высокой старой поймы широко развиты термокарстовые озёра. Низкая и высокая поймы имеют соответственно высоты 3 и 6 м. Слагающие их отложения преимущественно песчано-глинистого состава, а высокая пойма имеет в верхней части мощную толщу торфяников, возраст которых на глубине 1,5 м от поверхности по ¹⁴C – 4280 ± 50 лет (левый берег реки в 30 км ниже пос. Чокурдах).

Аллювиально-дельтовая равнина не имеет чёткой орографической и геоморфологической границы с долиной р. Индигирки. Поэтому здесь эти границы устанавливаются главным образом по гидрографическому признаку: вершина дельты совпадает с местом ответвления от основного русла реки первого дельтового рукава, имеющего самостоятельный выход в море, а именно – исток протоки Русско-Устьинской. Западная и южная границы дельты совпадают с

крайними положениями проток Русско-Устьинской и Колымской, следующих вдоль обрывов останцов едомы ниже устья левого притока Берелех на западе и коренных склонов Бурулгинского камня, а также обрывов каргинской морской террасы ниже устья правого притока Керемесит на востоке.

В дельте Индигирки выделяются две поверхности, соответствующие *низкой* (молодой) и *высокой* (древней) поймам. Низкая пойма высотой от 3,5 до 0,5 м занимает небольшие участки русла на аккумулятивных мысах излучин. Поверхность её неровная, обусловленная чередованием плоских, слегка возвышающихся гряд и межгрядовых понижений. Гривистый рельеф наиболее чётко выражен в вершинной части дельты, где эти гряды сильно перевеяны. Абсолютный возраст отложений низкой поймы оценивается как менее 1000 лет.

Высокая пойма с отметками от 5–7 до 1–2 м занимает большую часть аллювиально-дельтовой равнины и обладает сложным микрорельефом из-за наличия реликтовых русловых образований и термокарстовых новообразований (озёр, полигонов). Отложения высокой поймы сильно заторфованы, видимая часть пойменного разреза представлена слоистой суглинисто-торфяной толщей мощностью 2–3 м. Абсолютный возраст отложений по ¹⁴C оценивается от 6500 ± 100 лет для основания разреза (левый берег протоки Русско-Устьинской в 22 км от истока) до 1425 ± 90 лет для верхней части разреза (левый берег протоки Средней в 25 км от устья). Весьма характерным элементом рельефа для высокого уровня дельтовой поймы является широкое развитие так называемых лайд – озеровидных понижений с водоёмами, соединяющимися узкими протоками с дельтовыми рукавами.

Прибрежно-морская равнина представлена несколькими уровнями, наиболее низкий и молодой из которых оконтуривает голоценовые дельтовые отложения полосой 4–6 км, составленной из серии причленившихся береговых баров высотой 0,5–1,0 м шириной от 30 до 200 м, разделённых заболоченными понижениями – лагунами. Со стороны моря к современной морской террасе вплотную примыкают осушки, пляжи, подводные валы, сложенные илистым песком. Ширина полосы осушки колеблется от десятков метров до километров. Береговая линия этой морской террасы расположена на отметках 1,3–1,5 м. Более высокие уровни прибрежно-морской равнины отмечены в пределах высот: 1,5–2,5 м (вторая терраса), 3–4 м (третья) и 12–17 м (четвёртая, каргинская). Реликтовые береговые формы на поверхности этих террас не прослеживаются, но могут быть восстановлены по ориентации многочисленных озёр.

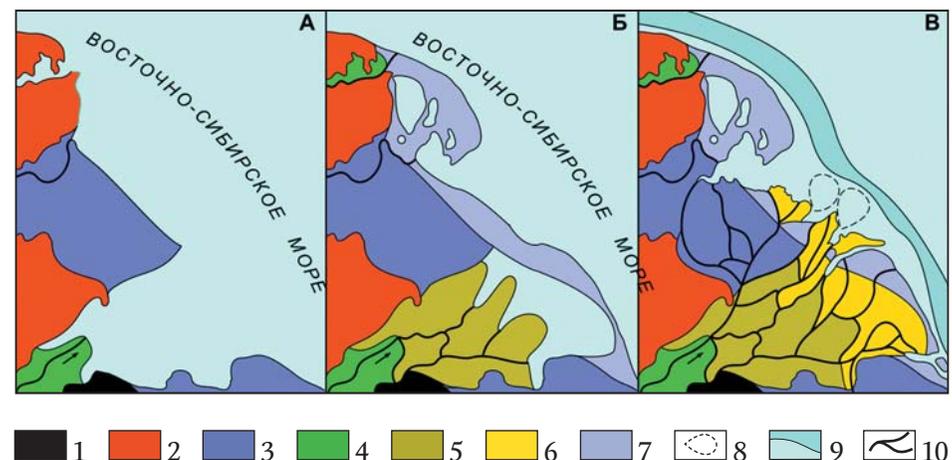
Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины и прилегающего шельфа свидетельствует, что 5–6 тыс. лет назад морской край дельты Ин-

дигирки располагался далеко севернее современного положения на отметках $-8... -10$ м. В это время происходило накопление отложений старой (высокой) дельтовой поймы, имеющей в настоящее время отметки от 2,5 до 8 м абс. и постепенно переходящей в высокую аллювиальную пойму реки. Окончательное формирование высокой дельтовой поймы завершилось не ранее 2 тыс. лет назад, когда в низовьях Индигирки был образован огромный конус выноса. В настоящее время её поверхность сильно переработана эрозионными и криогенными процессами, первичный русловой рельеф не сохранился.

Современный облик дельтовые рукава приобрели сравнительно недавно: по данным радиоуглеродных определений абсолютного возраста органических остатков из аллювиально-дельтовых (пойменных) отложений дельты Индигирки, это произошло не позднее 1000 лет назад. Примерно на рубеже 2–1,5 тыс. лет назад в низовье Индигирки была сформирована приморская аллювиальная равнина на гипсометрических высотах, соответствующих высокой пойме (от 2,6 до 8 м), начало накопления которой датируется не позднее 6 тыс. лет назад. Береговая линия Восточно-Сибирского моря в это время располагалась намного севернее современной на отметке $-8... -10$ м, поэтому основные дельтовые рукава оказались врезанными в отложения высокой поймы слабо извилистым руслом. Ширина пояса меандрирования составляла в протоке Русско-Устьинской от 800 до 3200 м и в протоке Средней – от 1000 до 3750 м. В протоке Колымской ширина освоенного водным потоком вреза в отложения высокой поймы составляла от 2000 до 4000 м на участке от истока до ответвления протоки Уларовской и от 500 до 1000 м – в низовой части Колымской протоки.

Последняя ингрессия моря где-то на рубеже около 1,5–1,0 тыс. лет назад привела к абразионной переработке приморской аллювиальной равнины, формированию береговых обрывов высотой 0,9–2,0 м и подтоплению русел дельтовых рукавов на расстоянии 8–15 км. Стабилизация уровня моря 800–1000 лет назад на отметках близких к современным положила начало новому этапу осадконакопления в низовьях Индигирки и формированию аллювиально-дельтовых конусов выноса в устьях главных рукавов на гипсометрических высотах, соответствующих зрелой и молодой поймам (от 2 до 5 м). К первым устьевым образованиям этого времени следует отнести остров Сыпучинский в протоке Русско-Устьинской и остров Антоновский в протоке Средней. Дальнейшее формирование молодой дельты происходило путём выдвигания дельтовых конусов, сложенных из целой серии островов (Киселёв, Васькин, Немковский, Кутавин, Ванькин, Олений, Входной, Большой Федоровский в устьях протоков Нова и Русско-Устьинской; Чукачанахских, Деревянный,

Кипизов, Смерти и других безымянных в устьях протоков Средней и Уларовской). За последние 600–800 лет в устьях главных дельтовых рукавов сформировались дельтовые конуса площадью от 21 км² в устье протоки Колымской до 180 км² в устье протоки Русско-Устьинской и 260 км² в устье протоки Средней.



Этапы заполнения устьевого лагуны Индигирки:

А – 8–7 тыс. л. н., Б – 6,5–1,5 тыс. л. н., В – менее 800 лет.

1 – коренные останцы, 2 – озёрно-аллювиальная равнина (едома),

3 – морская каргинская терраса, 4 – днища речных долин, 5 – старая дельтовая пойма, 6 – молодая дельтовая пойма, 7 – голоценовая морская барьерная терраса, 8 – устьевые бары, 9 – устьевое взморье со свалом глубин,

10 – гидрографическая сеть

Одновременно с выдвиганием аллювиально-дельтовых конусов, сложенных зрелыми и молодыми пойменными островами, происходило наращивание морского берега вне действия речных потоков за счёт причленения к аллювиальному конусу дельты Индигирки низких морских террас. Ширина пояса аккумуляции под абразионными обрывами высотой 2,2–3,4 м составила от 1 до 15 км в виде серии береговых валов, лагун и осушек.

В низовьях некоторых дельтовых протоков, имеющих незначительный сток наносов, до настоящего времени сохранились ингрессионные заливы (Уларовская губа) или лиманы, где заливы оказались отчленёнными от моря морскими береговыми косами длиной до 17 км (Колымская губа). Однако активного

выдвижения морского края субэвральской дельты за счёт морских или речных факторов не наблюдается, хотя отмечена существенная деформация прибрежных островов и баровых бороздин.

Новый этап в формировании дельты Индигирки совпал с периодом существенной перестройки русла дельтовых рукавов, где произошло накопление зрелой и молодой поймы и увеличилась извилистость русла. На поверхности аллювиально-дельтовой и прибрежно-морской равнин довольно широкое распространение получили процессы мерзлотной переработки рельефа, в частности – термокарстовые процессы, в результате которых сформировались обширные западины (так называемые аласы и лайды) и булгуны. Прорывы речных вод в термокарстовые понижения способствовали образованию мелководных внутрительтовых водоёмов (озера Косухинская Лайда, Малая и Большая Китинские Лайды, Проточная Лайда, Камчадальская Лайда, Становая Лайда и другие).

Современные дельтовые рукава, врезанные в отложения старой дельтовой поймы на 1,5–5,0 м, сильно меандрируют одорукавными руслами по её поверхности и только в приморской зоне образуют современные дельтовые разветвления в устьях протоков, имеющих вид расширяющихся в сторону моря эстуаровидных заливов длиной до 15 км. Во временном интервале образования этих молодых конусов выноса следует отнести к периоду, который последовал после подъёма уровня моря выше современного на 2–3 м где-то на рубеже 1,5–1,0 тыс. лет назад и привёл к энергичной абразии старого дельтового конуса и подтоплению дельтовых рукавов. За последние 1000 лет на внешнем крае Индигирской дельты сформировалась широкая (до 10 км) полоса прибрежно-морских террас с высотами от 0,6 до 2,5 м.

На современном этапе развития дельты Индигирки идёт дальнейшее переформирование старой дельтовой поймы за счёт боковой эрозии рукавов от истоков до приморской зоны, где начинается участок формирования современных молодых дельтовых разветвлений, образование островов, отмелей и устьевых баров и происходит прирост дельты и её выдвижение на отдалётое устьевое взморье.

УСТЬЕВАЯ СИСТЕМА КОЛЫМЫ

На придельтовом участке долины Нижней Колымы от Среднеколымска до Черского формируется прямолинейное широкопойменное одорукавное русло. Здесь Колыма принимает ряд притоков, наиболее крупными из которых являются правые Омолон, Большой и Малый Анной. В районе пос. Черский

(Нижние Кресты) в 130 км от устья располагается вершина дельты Колымы, которая сформировалась на месте глубоко вдававшегося эстуария. Общая площадь дельты составляет 3500 км².

В районе мыса Толстого Колыма разветвляется на три больших рукава: Каменная (Колыма) – правый, Походская (средний) и Чукочь (левый), которые соединяются между собой более мелкими поперечными протоками (Черноусова, Мархаянова и 1-я Поперечная). Самостоятельный выход в море имеют также протоки Селивановская и 2-я Поперечная. В составе дельтовой равнины встречаются коренные останцы, например, о. Габышевский, который разделяет протоки Чукочь и Походскую. Протока Чукочь из-за мелководности практического значения не имеет. Магистральными рукавами дельты считаются Каменная (длина 120 км) и Походская (длина 90 км). Эти два рукава имеют широкое и глубокое русло, но на выходе в море в их устьях формируются короткие бары с глубинами от 2 до 5 м по фарватеру судового хода. Устьевые бары проток Каменная и Походская Колыма выдвинуты за линию морского края наземной дельты на 4–6 км в акваторию Колымского залива.

Геоморфология и история развития дельты

Некоторые исследователи заполнения речными наносами долинных заливов (эстуариев), образовавшихся после стабилизации фландрской трансгрессии Мирового океана 5 тыс. л. н. в низовьях большинства крупных рек, не связывают с процессами дельтообразования. В частности, И.П. Карташов (1958) считает, что на устьевых участках рек Колымы и Индигирки формируются не дельты, а так называемые *контративные поймы*, т. е., по классификации В.В. Ламакина (1948), «поймы, образованные процессом накопления аллювия повышенной мощности». Следует напомнить, что гидрографическим признаком *контративной поймы с продолжающейся аккумуляцией* является интенсивная фуркация речных русел на многочисленные протоки, часто меняющие свои очертания, прорывы русел в пониженные участки поймы и возникновение новых протоков. В связи с этим, как показали наши исследования, прорывы русел вообще не характерны для устьев Колымы и Индигирки. Подобные процессы наиболее ярко проявляются прежде всего на южных реках с огромным стоком наносов (Терек, Кура, Аму-Дарья).

В устье Колымы (как и в устьях Оби, Енисея, Хатанги, Анабара, Пясины, Яны и Индигирки), по нашему мнению, формируется типичная *мнорукавная дельта заполнения*, которой присущи наиболее характерные и специфические

признаки речных дельт. Это, во-первых, деление основного русла реки на рукава и протоки от общей узловой точки (вершины дельты) и распластывание волны половодья; во-вторых, переход от сосредоточенного потока в русле выше вершины дельты к распределению стока воды и наносов по системе дельтовых водотоков, самостоятельно впадающих в море и имеющих различные морфометрические характеристики и шероховатость дна, и, в-третьих, взаимодействие морских и речных факторов, проявляющихся в виде гашения энергии длинных волн моря (прилива, нагона) и изменения режимных характеристик стока. Дельта, таким образом, представляет собой «рассеивающую систему» с наиболее характерными процессами аккумуляции наносов и формированием аллювиально-дельтовой равнины. Для дельты Колымы это подтверждается расчётами, по которым видно, как речной сток от вершины дельты постепенно распределяется по рукавам дельты (Гиляров, Иванов, 1967; Кортаев, 1994).

На основе анализа топографических карт (1980 г.), аэро- и космических снимков (*Landsat-7*, 2000 г.) и опубликованных работ была составлена геоморфологическая карта низовья Колымы (Байрон и др., 1977; Данилов, 1998; Каплина и др., 1980; Патык-Кара и др., 1989; Патык-Кара, Постоленко, 2003). Восточную и южную границы дельты Колымы и её придельтового участка выполняют коренные склоны сводово-блоковых и складчато-блоковых плоскогорий и нагорий на силурийских массивах (горы Белая Стрелка, Сухарнинский кряж). Здесь развит главным образом *эрозионно-денудационный низкогорный рельеф*, выработанный в осадочных и изверженных породах мезо-кайнозойского возраста (триас–юра). Коренные склоны прорезают многочисленные короткие правобережные речки и ручьи, впадающие в протоку Каменная Колыма (Филиппова, Сухарная, Каменушка и др.). Широко развиты осыпные и скальные обрывы (мысы Первый Камень, Каменный, Егорьевич, Край Леса, Крутая Дресва, Аспидный и др.).

Северо-западная часть речной долины в устье Колымы заполнена комплексом разновозрастных морских террас с отметками не более 8 м. *Современная морская терраса* с высотами от 1 до 2 м представлена низкой болотистой поверхностью с серией береговых валов и лагун. В пределах *позднеголоценовой морской террасы* на отметках от 5 до 8 м развиты большие субширотно вытянутые озёра (Чукочье, Нерпичье и другие), которые по системе небольших протоков связаны с водотоками западной части дельты Колымы. Морские террасы прислонены к обрывам среднеплейстоценовой *озёрно-аллювиальной* и позднеплейстоценовой *аллювиально-морской равнин* с высотами от 12 до

50–70 м, сложенных последовательно налегающими четвертичными толщами плейстоцена.

Поверхность озёрно-аллювиальной равнины в пределах Приморской низменности перекрыта отложениями едомной свиты (так называемая Чукочья едома). Едома представлена алевритами и мелкозернистыми песками с мощными повторно-жильными льдами, датируемыми первой половиной позднего плейстоцена (зырянское время). Весьма характерное строение имеет поверхность Халлерчинской тундры с высотами от 12 до 18 м, представляющей собой останец аллювиально-морской равнины пра-Колымы, относительно ровная поверхность которой осложнена многочисленными термокарстовыми озёрами округлой формы. Она сложена переслаивающимися песками и алевритами, с мощными повторно-жильными льдами и грунтовыми жилами. Отложения этой равнины перекрывают каргинские аллювиальные галечники с абсолютным возрастом по древесине от $31\,500 \pm 300$ до $51\,800 \pm 220$ лет (ГИН-2707, 2505), залегающие на сланцах мезозоя. И.Ю. Байрон и др. (1977) территорию Халлерчинской тундры также относят к реликтам древней дельты Колымы, но выделяют здесь два уровня: высокий (20–30 м) – среднеплейстоценовый и низкий (10–15 м) – позднеплейстоценовый. По их мнению, к этим реликтам прислоняется ещё и третья дельта на отметках около 5 м, сформированная в конце позднего неоплейстоцена. В качестве доказательства они приводят «свежий облик русловых валов и цепей озёр, вытянутых в северо-западном направлении». Простой морфологический анализ топографических карт и космических снимков говорит о *морском* генезисе этой поверхности, не имеющей ничего общего с процессами дельтообразования в устье Колымы.

В пределах дельтовой равнины р. Колымы выделяются два уровня позднеголоценовой *аллювиально-дельтовой поймы* (старая и молодая) и современный *пойменно-русловой* комплекс. Дельтовые поймы очень хорошо различаются по морфологии и гидрографии их поверхностей. На старых дельтовых островах, сложенных переслаивающимися песками и суглинками с торфяным покрытием, практически не заметны следы формировавших их русловых потоков, много округлых озёр, вероятно, термокарстового происхождения. Молодая супесчано-суглинистая пойма изрезана многочисленными продольными и поперечными протоками, озёра имеют линейную форму, повсеместно наблюдается русловой рельеф. Дельтовая пойма сформирована на верхней аллювиальной пачке с абсолютным возрастом от 1930 ± 50 до 2130 ± 880 лет (ГИН-2506, 2504) (Каплина и др., 1980).

На придельтовом участке долины Колымы (выше вершины дельты) развиты два уровня позднеголоценовой *аллювиальной поймы* (старая с высотами до 5 м и молодая на отметках 1–2 м) и *надпойменная терраса* высотой от 12 до 18 м, сложенная отложениями аleshкинской свиты (стратотип сартанского горизонта). На дне Колымского залива хорошо отбивается прибрежная отмель (глубины 0–5 м) и приглубый подводный склон Колымского залива Восточно-Сибирского моря (глубины более 5 м). Отмель осложнена серией подводных береговых валов и речными эрозионными (русловые бороздины) и аккумулятивными (устьевые бары) формами.

История развития долины Нижней Колымы мало изучена и противоречива. Предполагается, что современный облик она приобрела не ранее конца *позднего неоплейстоцена*. Если Верхняя и Средняя Колыма развивались унаследовано с конца мезозоя и подвергались лишь внутриваловой перестройке на фоне тектонического поднятия территории на протяжении всего мезозоя, то в низовье палео-Колыма имела субмеридиональное направление, соединяясь с палео-Индибиркой до середины плейстоцена, и находилась значительно западнее современного положения. В дальнейшем, в результате активных тектонических движений в районе Анюйского мегасвода и плейстоценовых трансгрессий, произошла коренная перестройка долинной сети Нижней Колымы, которая была перехвачена палео-Омолон и перемещена в район р. Коньковская.

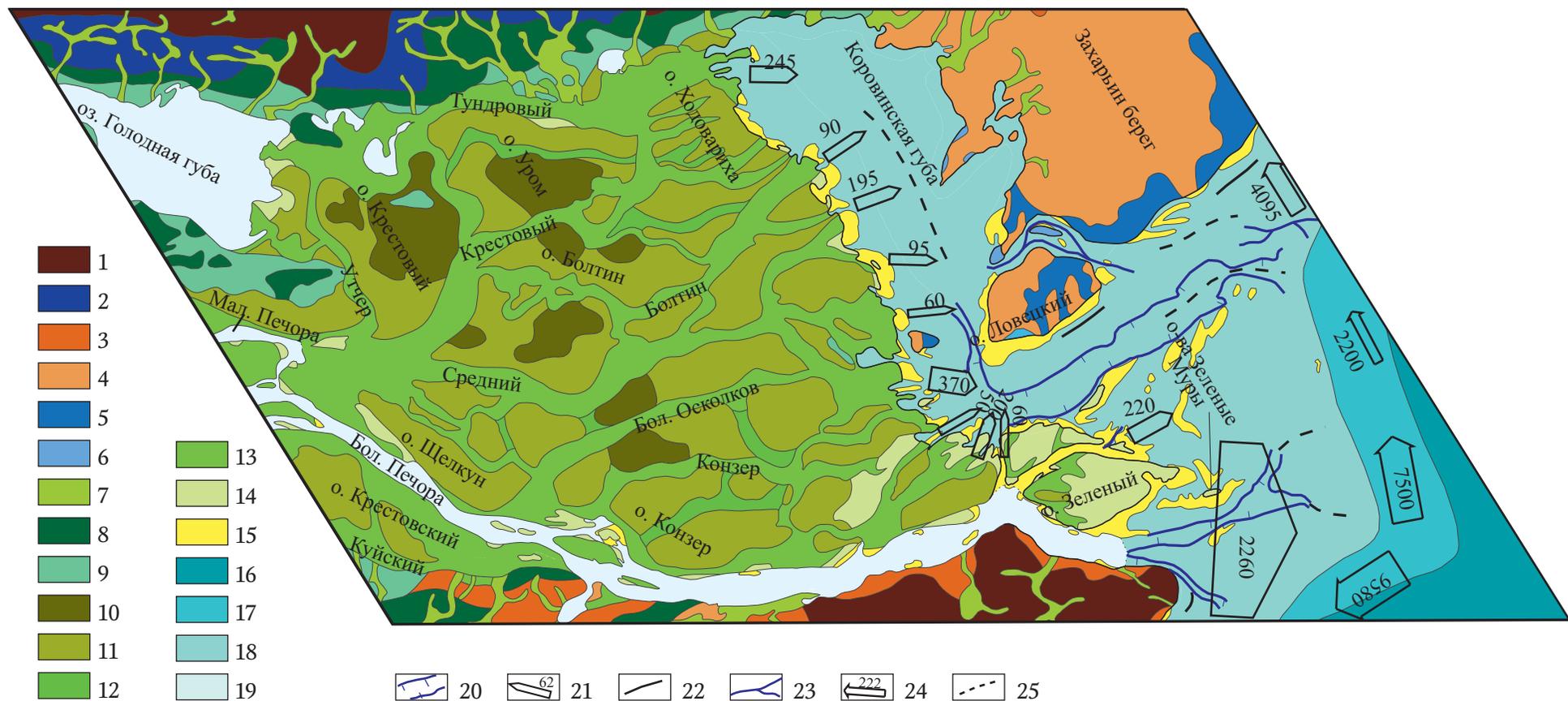
Н.Г. Патык-Кара и др. (1989, 2003) считают, что процесс постепенного разворота Колымы в нижнем течении начался гораздо ранее. Доказательством этого служат отложения верхнеолерской подсвиты, датированной второй половиной раннего и среднего неоплейстоцена, залегающие в основании приречных обрывов, и значительное переуглубление долины Колымы в нижнем течении. По характеру засоления песков и алевроитов в пределах Чукочской едомы можно предполагать, что они отлагались в условиях мелководного морского бассейна в период обширной бореальной трансгрессии, а верхняя часть маастахской пресноводной свиты интерпретируется как наиболее древняя дельта Колымы. Около 30 тыс. л. н. во время каргинской межледниковой трансгрессии (Q_{III}^3) реки Чукочская и Коньковская занимают своё современное положение, а Колыма, Омолон и Анюй образуют единую гидрографическую систему, которая впадает в обширный морской залив, наследующий их затопленные низовья. В этот период формируется древняя Халлерчинская дельта, сложенная засоленными песками.

В период последней, сартанской, регрессии (18 т. л. н.), когда уровень восточно-арктических морей во время последнего оледенения опускается до глу-

бин 40–50 м, Колыма глубоко врежется, и её долина удлинится более чем на 800 км. Притоками этой палеодолиненной системы становятся реки Чукочская, Коньковская, Омолон, Анюй, Рауча, Паляваам и Пегтымель. Последледниковая голоценовая трансгрессия занимает временной интервал от 20–18 (в среднем 19) до 7–5 (в среднем 6) тыс. лет назад с амплитудой от –55 до +10 м. Низовья Колымы вновь подтапливаются на расстоянии 130–150 км, а реки Чукочская и Коньковская теряют связь с системой колымских водотоков. Уровень моря 2–3 тыс. л. н. превышал современный на 3–5 м, что послужило причиной формирования позднеголоценовой генерации морской террасы под обрывами озёрно-аллювиальной равнины (едомы) и древней поздненеоплейстоценовой дельты (Данилов, 1998; Лаухин, Патык-Кара, 1985).

В настоящее время аллювиально-морские (дельтовые) отложения р. Колымы практически полностью заполнили последледниковый долинный залив (эстуарий) вдоль правого коренного берега. В устье наиболее крупного дельтового рукава – протоки Каменной – формируется устьевой бар, выдвинутый за пределы морского края субаэральная (наземная) дельта. Поток вдольбереговых наносов, следующий от устья р. Чукочской внутрь Колымского залива, продолжает наращивать современную левобережную морскую террасу и прибрежную отмель, блокируя второстепенные дельтовые протоки системы Походской Колымы и отклоняя устья магистральных рукавов в восточном направлении. Скорость процессов современного дельтообразования очень незначительна, несмотря на относительно большой сток взвешенных и влекомых наносов Колымы (около 8 млн т/год). В устьях магистральных дельтовых рукавов за последние 20 лет сформировались новые дельтовые острова площадью от 7 (Походская Колыма) до 25 км² (Каменная Колыма). В самих дельтовых рукавах и на придельтовом участке наиболее динамичными являются узлы слияния Колымы с Омолон и Анюем, где наблюдается периодическая перестройка гидрографической сети, а также оголовки русловых и дельтовых островов и берега излучин, размывающиеся по 2–3 м/год.

В.Н. Коротаев, Т.Ю. Репкина, Ф.А. Романенко



Геоморфологическая карта дельты Печоры (составлена Т.Ю. Репкиной)

Равнины суши. 1 – эрозионно-денудационные, сформированные на ранне-среднеплейстоценовых ледово-морских и ледниковых (?) отложениях; 2 – морские абразионно-аккумулятивные миклулинского возраста. Озёрно-аллювиальные: 3 – поздневалдайские – раннеголоценовые, 4 – раннеголоценовые. Морские аккумулятивные: 5 – атлантические, 6 – суббореальные и субатлантические. **Долинно-пойменный комплекс.** Субазральные: 7 – поймы малых рек. Надпойменные террасы: 8 – II-я средневалдайская, 9 – I-я поздневалдайская – раннеголоценовая. Высокая пойма: 10 – древняя атлантическая, 11 – зрелая суббореальная. Молодая субатлантическая: 12 – отмерших проток, 13 – действующих проток. Современные: 14 – низкая пойма, 15 – осушки. Субакральные: 16 – дна Печорской губы, 17 – устьевого бара Печоры и дна Коровинской губы; 18 – внешнего склона устьевого бара; 19 – русла крупных дельтовых рукавов и внутريدельтовые озера. **Элементы рельефа:** 20 – крупные русловые бороздины. **Элементы литодинамики:** 21 – твёрдый сток рукавов Печоры (тыс. тн/год); 22 – направление вдольбереговых потоков наносов; 23 – русловые бороздины на отмелем взморье, 24 – вдольбереговые потоки наносов (величина мощности в условных единицах), 25 – направление выноса взвешенного материала стоковым и приливо-отливными течениями

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ РЕК АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

Общая водосборная площадь рек, впадающих в моря российского сектора Арктики, составляет 13286 млн км². На долю Российской Федерации приходится около 91% этой территории. В её пределах насчитывается более 1600 малых, средних и больших рек (Доманицкий и др., 1971). Крупнейшие реки региона (с площадью водосбора > 1 млн км²) – это Обь, Енисей и Лена. Очень большими являются семь рек – Северная Двина, Печора, Хатанга, Оленёк, Яна, Индигирка и Колыма. Большими – девять рек: Онега, Мезень, Надым, Пур, Таз, Пясины, Нижняя Таймыра, Анабар и Алазея (табл. 4). К средним рекам (площадью от 2 до 50 тыс. км²), впадающим непосредственно в моря, может быть отнесено ~110 водотоков.

С российской части водосбора в Северный Ледовитый океан поступает ежегодно приблизительно 2908 км³ воды (с коэффициентом вариации 0,05) или 55% её суммарного притока в океан (Водные ресурсы России ..., 2008). По другим оценкам, эта величина меньше – 2750 км³. Распределение этого стока по длине арктического побережья России характеризуется большой неоднородностью. Больше всего речных вод (около 47%) поступает с водосбора Карского моря. Существенно меньше (в 1,7 раза) приток воды в море Лаптевых: он приблизительно равен суммарному стоку воды с водосборных бассейнов других четырёх морей. Минимальный сток с водосбора Чукотского моря (~1%).

Другой характер распределения по длине арктического побережья имеет относительная величина годового стока воды (Атлас расчётных ..., 1986). Она постепенно уменьшается к бассейну р. Алазеи и заметно увеличивается к востоку от него, а также на горных участках побережья. Максимальные значения модуля годового стока присущи баренцевоморскому побережью Кольского п-ова (12–20 л/(с км²) и более), местному водосбору Белого моря между устьями рек Северная Двина и Мезень (10–16 и более), Полярному Уралу (8–20 и более) и побережью Чукотки (12–14 и более). На западном побережье Восточно-Сибирского моря модуль стока снижается до 1 л/(с км²) и менее.

В итоге больше половины водных ресурсов Российской Арктики приходится на сток трёх крупнейших рек страны – Енисея (632 км³/год, по состоянию на 2013 г. включительно), Лены (550 км³/год) и Оби (408 км³/год). Суммарный сток остальных больших рек достигает (на морском крае их дельты) 857 км³/год (табл. 4).

Распределение годового стока в течение года характеризуется для рек региона крайней неравномерностью. При этом контраст распределения усили-

вается с запада на восток, что обусловлено изменением климатических, криолитологических и орографических особенностей водосборов.

Основной приток воды формируется в период таяния снежного покрова с добавлением у ряда рек талых вод высокогорных снежников, ледников и наледей. Поэтому главная фаза водного режима у большинства арктических рек – весенне-летнее половодье. Это реки с восточноевропейским, западно-сибирским и восточносибирским типами водного режима. Роль дождевых паводков летне-осеннего периода наиболее высока у рек Яно-Колымского района с близким к тянь-шанскому типу водного режима.

Летне-осеннее половодье в среднем длится с мая по июль. В бассейне Белого моря оно начинается в третьей декаде апреля, у рек Кольского п-ва – в самом начале мая, на крайнем севере Западной и Средней Сибири и северо-востоке России – в июне, и у остальных рек – во второй и третьей декаде мая. Раньше всего (в июне и начале июля) половодье завершается на реках Европейского Севера (за исключением Печоры), а также на некоторых малых и средних реках в других частях арктического региона. В августе и сентябре половодье заканчивается на больших транзитных реках (Обь, Енисей, Лена и Колыма), зарегулированных озёрами и крайне северных Пясины и Нижней Таймыры.

В летне-осенний период приток воды в арктические моря обусловлен выпадением осадков, подземным питанием и иногда поступлением талых вод высокогорных снежников, ледников и наледей.

Летняя межень и осеннее увеличение водного стока хорошо выражены для рек на севере европейской части России, Западной Сибири и в западной части водосборного бассейна моря Лаптевых. Для других рек характерно в основном постепенное снижение водности после окончания весенне-летнего половодья и продолжающееся до начала зимнего сезона. Особый характер летне-осеннего периода у рек Яно-Колымского района. Максимальный сток поступает в восточную часть моря Лаптевых и западную часть Восточно-Сибирского моря в течение всего тёплого периода года.

В целом, для всех арктических морей России характерна очень высокая доля весенне-летних месяцев в общей годовой величине притока пресных вод. На водосборах Белого, Баренцева и Карского морей она изменяется от 50 до 75%. В море Лаптевых (исключение – устье Лены), Восточно-Сибирское и Чукотское моря в этот период поступает около 70–90%. При этом максимальный

сток у большинства рек наблюдается в мае (реки бассейна Белого моря), июне (большинство рек) и в июле (реки северо-восточной части бассейна Карского моря и Алазея).

Водность осеннего периода (IX–XI) не превышает 25%. После его окончания (октябрь–ноябрь) наступает низкая и устойчивая зимняя межень. Её сток достигает значительных величин на севере европейской части России и у рек Карского моря и снижается до очень малых величин на водосборах моря Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей вследствие суровых природных условий. Ряд больших и средних северных рек (Анабар, Оленёк, Яна, Алазея, Паляваам, Амгуэма и др.) в зимний период замерзает.

Большинство рек, впадающих в моря Российской Арктики, отличается пониженной мутностью ($<25-50$ г/м³). Территории с наименьшей мутностью – это Кольский п-ов ($<5-10$ г/м³) и западное побережье Белого моря ($<10-20$ г/м³) (Алексеевский, Магрицкий, 2007; Бобровицкая, 1996; Дедков, Мозжерин, 1984; Сток наносов ..., 1977). Мутность возрастает лишь у рек северо-востока Сибири: на равнинных территориях севера Яно-Колымского района, на Чукотском нагорье она находится в диапазоне от 51 до 100 г/м³, в горной части водосборов рр. Яны и Индигирки – 101–250 г/м³ и больше (на Янском плоскогорье до 251–500 г/м³), на остальной территории – 26–50 г/м³. Небольшие значения мутности воды арктических рек объясняются низкой интенсивностью эрозионных процессов на большей части территории. Ослабление денудации обусловлено суровыми климатическими условиями и продолжительным зимним периодом, широким распространением вечной мерзлоты и трудноразмываемых горных пород, относительно малыми абсолютными высотами местности и уклонами водосборов, особенно в средних и нижних (северных) их частях, обилием болот и озёр, значительной залесенностью и др. Эти факторы эрозии непостоянны во времени и в пространстве, они не везде преобладают, поэтому есть районы и со значительной мутностью.

Больше всего взвешенных наносов ежегодно поступает в дельту Лены (22,1 млн т), Оби (16,1), Енисея (12,4 – до сооружения Красноярского водохранилища), Индигирки (12,0) и Колымы (13,0 млн т – до запуска Колымского гидроузла на проектную мощность) (табл. 4). При этом у трёх крупнейших рек страны повышенный сток наносов обусловлен их водоносностью, а у Индигирки и Колымы – высокой мутностью воды. Значительный сток наносов зафиксирован также в устьях Северной Двины (3,06), Печоры (6,80) и Яны (4,74 млн т/год). Для рек Надым, Пясины, Нижняя Таймыра и Хатанга, не

охваченных стационарными наблюдениями за наносами, величина стока в их устьях оценена приблизительно в 0,33, 1,6, 0,5 и 2,0 млн т/год. От вершины к морскому краю дельты больше половины объёма взвеси осаждается и моря не достигает (Алексеевский, 1998; Коротаев, Чистяков, 2002; Лисицын, 1994; Михайлов и др., 2006; Самойлов, 1952; Шуйский, 1986 и др.).

Суммарное поступление взвешенных наносов в устья (дельты) больших рек в среднем составляет 99,3 млн. т/год (до зарегулирования рр. Енисей и Колыма), а вместе с малыми и средними реками – около 108,5 млн. т/год. Соотношение между стоком крупных рек и относительно малых водотоков заметно неодинаково для разных морей. Оно достигает наибольших значений для водосборов морей Карского (32,4 и 2,5 млн т), Лаптевых (30,8 и 1 млн т) и Восточно-Сибирского (25,2 и 1,8 млн т), в которые впадают наиболее водоносные и переносящие большее количество наносов реки региона. В этом смысле уникально Чукотское море, весь сток наносов которого (2,3 млн т) формируется на местном водосборе.

Реки региона различаются не только по величине, но и по режиму стока наносов (Алексеевский, Магрицкий, 2007). Особенности внутригодового распределения стока наносов рек определены внутригодовым распределением расходов воды и изменением интенсивности эрозионных процессов на водосборе и в русле реки. Сочетание этих факторов обуславливает более неравномерное распределение стока наносов арктических рек по сравнению со стоком воды. Основная часть годового стока наносов арктических рек формируется в период весенне-летнего половодья. Для больших североевропейских рек доля стока наносов половодья составляет около 82–85% годового объёма (продолжительность половодья T_n равна 2–3 месяцам). Для Оби она равна 90% ($T_n=4,5$ месяца), для рек Обского Севера – около 75% (2,5–3 месяца). Доля половодья достигает для Енисея, Анабара и Оленёка 90% (1,5–3), для Лены 76% ($T_n=2,5$ месяца), для Яны, Индигирки и Алазеи – 52–58% (1,5), для Колымы – 70% (2), для Амгуэмы – 87% ($T_n=1,5$ месяца). Наибольший сток наносов характерен в основном для июня. Относительный сток рр. Оленёк и Амгуэма в этот месяц достигает 80% годового объёма. У Онеги, Сев. Двины и Мезени наибольшие среднемесячные расходы взвешенных наносов наблюдаются в мае. Летне-осенние паводки существенно увеличивают мутность воды и годовой объём стока наносов, особенно у рек Яно-Колымского района.

Сток речных наносов включает и влекомые наносы. Общий вынос влекомых наносов в дельты больших рек может составлять 26,7 млн. т/год

(без Надыма, Пясины, Нижней Таймыры и Хатанги) (Алексеевский, Магрицкий, 2007). Максимальный сток влекомых наносов, тем не менее, характерен для Лены – 5,4 млн т, что составляет 20,1 % общего стока в вершине её устьевой области. Водный сток Енисея больше, чем у Лены, а сток влекомых наносов – меньше почти в 2 раза, что обусловлено более крупным составом русловых отложений. Большая их часть (до 80–90%) переотлагается в водотоках речных дельт, пополняя объём русловых и дельтовых отложений. Относительно малая часть влекомых частиц достигает морского края дельт.

Характер ледового режима арктических рек тесно связан с особенностями их термического режима и ходом температуры воздуха. Средняя годовая температура воды в реках выше по сравнению с температурой воздуха. В течение тёплого периода, когда температура воды выше 0°C, её изменения соответствуют (с характерным запаздыванием во времени) изменениям температуры воздуха. Максимальная температура воды на арктических реках наблюдается в июле–августе (в среднем от 9–10°C в низовьях Пясины и Н. Таймыры до 18–19°C в низовьях Онеги и Сев. Двины). Для больших рек, текущих с юга на север, характерны большие контрасты температур воды и воздуха, что связано с поступлением в северные широты более тёплых вод, имеющих «отпечаток» южных частей речных бассейнов.

На реках Кольского п-ова и Карелии осенние ледовые явления начинаются в среднем в середине и второй половине октября; а на севере Чукотского АО – во второй половине сентября. На больших реках появление

льда запаздывает по сравнению с малыми и средними реками, формирующими сток в зональных климатических условиях. С некоторым запаздыванием начинаются ледовые явления на реках, вытекающих из озёр или водохранилища.

Раньше всего (до 10 октября) замерзают реки на севере Средней и Восточной Сибири, на Северо-Востоке страны. Позже других замерзают реки Кольского п-ова, Карелии и Архангельской области – 5–25 ноября. Период вскрытия, или весенних ледовых явлений, на реках Российской Арктики совпадает по времени с началом и подъёмом весеннего половодья. Раньше всего вскрываются реки, впадающие в Белое море, – в среднем в конце апреля – начале мая. Реки Таймырского (Долгано-Ненецкого) района Красноярского края, прибрежных улусов Республики Саха (Якутия) и Чукотского АО вскрываются в первой половине и середине июня. Часто на многих реках вскрытие сопровождается мощными заторами льда, в т. ч. в устьях рек.

Общая продолжительность периода с ледовыми явлениями на реках в пределах Российской Арктики изменяется от 6–7 (реки Карелии и Архангельской обл.) до 9 месяцев и больше (реки Таймырского п-ва). Продолжительность ледостава меньше продолжительности периода с ледовыми явлениями в среднем на 15–30 дней. Толщина ледяного покрова рек в период ледостава увеличивается в восточном направлении. В европейском секторе Российской Арктики она в среднем не превышает 1 м, а на реках азиатского сектора достигает 1–2 м и больше.

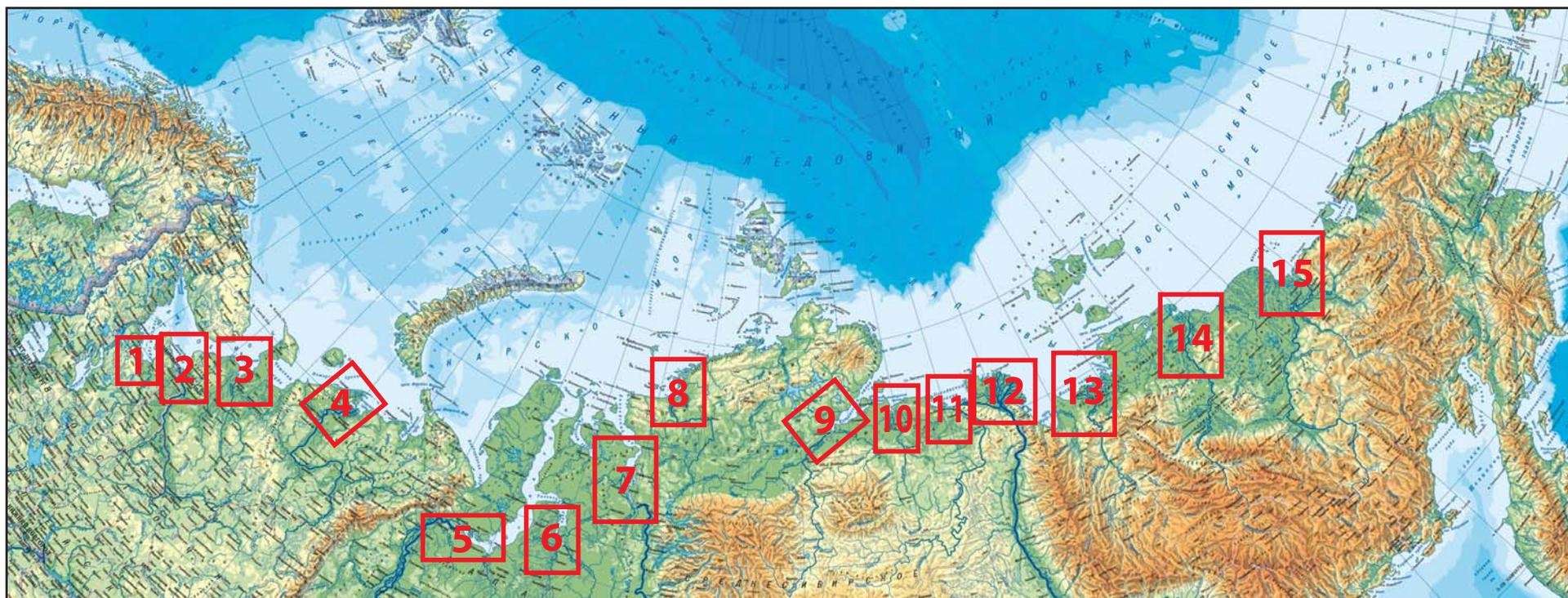
Таблица 4. Основные сведения о гидрологическом режиме крупных рек арктического побережья России

Река	Площадь бассейна, тыс. км ²	Длина реки, км	Средний расход воды, м ³ /с	Объём стока воды, км ³	Средний расход наносов, кг/с	Объём стока наносов, млн т	Средняя мутность, г/м ³
Баренцево и Белое моря							
Онега	56,9	416	513	16,2	9,35	0,30	18
Сев. Двина	357	1310	3265	103	97	3,06	30
Мезень	78,0	966	865	27,3	20,3	0,64	22
Печора	322	1810	4660	147	215	6,8	53
Карское море							
Обь	2990	5410	12900	408	510	16,1	40
Надым	64	545	574	18,1	-	0,33	-
Пур	112	390	1040	32,9	25	0,79	25
Таз	150	1401	1450	45,8	21,4	0,68	15
Енисей	2580	4092	20000	632	393/140	12,4/4,35	21/6,4
Пясина	182	818	2260	71,2	-	1,6	-
Н. Таймыра	124	754	1060	33,5	16	0,5	-
Море Лаптевых							
Хатанга	364	1636	2760	87,1	-	2	-
Анабар	100	939	570	18	16,5	0,52	25
Оленёк	219	2292	1230	38,8	43	1,35	34
Лена	2490	4400	17400	550	700	22,1	41
Яна	238	872	1110	35,1	150	4,74	140
Восточно-Сибирское море							
Индигирка	360	1726	1760	54,4	380	12	230
Алазея	64,7	498	105	3,3	6,7	0,21	74
Колыма	647	2513	3930	124	410/295	13/9,33	110/71

Д.В. Магрицкий

АТЛАС КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ, КАРТ, СХЕМ И ГРАФИКОВ ПО ГИДРОЛОГИИ, ГЕОМОРФОЛОГИИ И РУСЛОВОЙ МОРФОДИНАМИКЕ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

СХЕМА РАСПОЛОЖЕНИЯ ЛИСТОВ АТЛАСА



Условные обозначения: 1 – Онега, 2 – Сев. Двина, 3 – Мезень, 4 – Печора, 5 – Обь, 6 – Таз–Пур, 7 – Енисей, 8 – Пясины, 9 – Хатанга, 10 – Анабар, 11 – Оленёк, 12 – Лена, 13 – Яна, 14 – Индигирка, 15 – Колыма

ЭСТУАРНАЯ СИСТЕМА ОНЕГИ

ОНЕГА, река в Архангельской области, берёт начало из оз. Лача и течёт среди волнистой болотистой и заозёрной равнины. Длина реки – 416 км, площадь бассейна – 56,9 тыс. км². Впадает в Онежскую губу Белого моря однорукавным приливным устьем, формируя обширный устьевой бар.

Основные притоки: Волошка, Моша, Кодьма (правые), Кена, Икса, Кожа (левые).

Климатические условия в бассейне Онеги в целом мало отличаются от климата всего Беломорья. Количество осадков – 430 мм. Наиболее дождливый период – с июля по сентябрь.

Онега относится к рекам с восточно-европейским типом режима (с весенним половодьем). Питание смешанное, с преобладанием снегового. Доля подземных вод в питании Онеги достигает 30–40% за счёт многочисленных ключей, дебит которых составляет до 100 л/с. Средний годовой расход воды в устье Онеги – 500 м³/с (сток воды – 15,8 км³/год). Мутность воды в Онеге очень мала (в среднем – 18 г/м³). Сток наносов реки – около 0,30 млн т/год.

Бассейн Онеги представляет собой холмистую моренную равнину, покрытую заболоченными таёжными лесами. Покровные отложения представлены верхнечетвертичными ледниковыми и флювиогляциальными породами, залегающими на известняках, глинах и гипсах карбона и перми.

Онега из всех рек севера Восточно-Европейской равнины – самая короткая и порожистая равнинная река. Протекая среди трудно размываемых скальных пород, Онега от истока до устья формирует слабо извилистое русло примерно постоянной ширины (200–300 м) с многочисленными порогами, самыми сложными из кото-

рых являются в верхнем течении Каргопольские (388–370 км от устья), в среднем течении – Бирючевские (212–190 км от устья) и в нижнем – Кокоринские (25–18 км от устья). Скорость течения на порожистых участках русла достигает 2,5 м/с. В русле реки встречаются одиночные скальные выступы – единцы. Во врезанном русле Онеги преобладают излучины, высота коренных берегов здесь составляет 10–30 м. Ниже порогов Верхняя и Нижняя Грива ширина реки начинает быстро увеличиваться от 500 до 1500 м у г. Онеги, русло становится относительно прямолинейным. В 75 км от устья находится большое пойменно-русловое разветвление с двумя рукавами – Большой и Малой Онегой. Руслообразующие наносы Онеги – песчаные, перекааты и пороги сложены моренными валунами и крупной галькой.

Стоковые колебания уровня не превышают 2–3 м. Полусуточный прилив на устьевом взморье составляет в среднем 2,4 м (в сизигию – 2,8, в квадратуру – 1,9 м). Приливная волна по фарватерам устьевого бара входит в устье Онеги и быстро гасится, не доходя до Кокоринских порогов (26 км от устья). Приливные течения имеют реверсивный характер и в фазу прилива составляют в устье реки 1 м/с. Дальность проникновения осолонённых вод при расходах реки менее 1000 м³/с не превышает 10 км. Нагонные подъёмы уровня колеблются от 1,5 до 2,8 м.

В устье Онеги формируется обширный устьевой бар с двумя ложбинами (фарватерами) – Карельский (левый) и Двинский (правый), разделенные баровым осередком и скалистым о. Кий. Стоковые течения в фарватерах бара не превышают 0,2 м/с.



Судоходство на Онеге осуществляется на отдельных участках реки: от озера Лача до г. Каргополь (6 км), а также на участке от пос. Товаль до пос. Порог, который расположен в вершине эстуария (158 км).

Главные населённые пункты: г. Каргополь и г. Онега – древние русские города (основаны в 1146 и 1137 гг.).

ЭСТУАРНАЯ СИСТЕМА ОНЕГИ



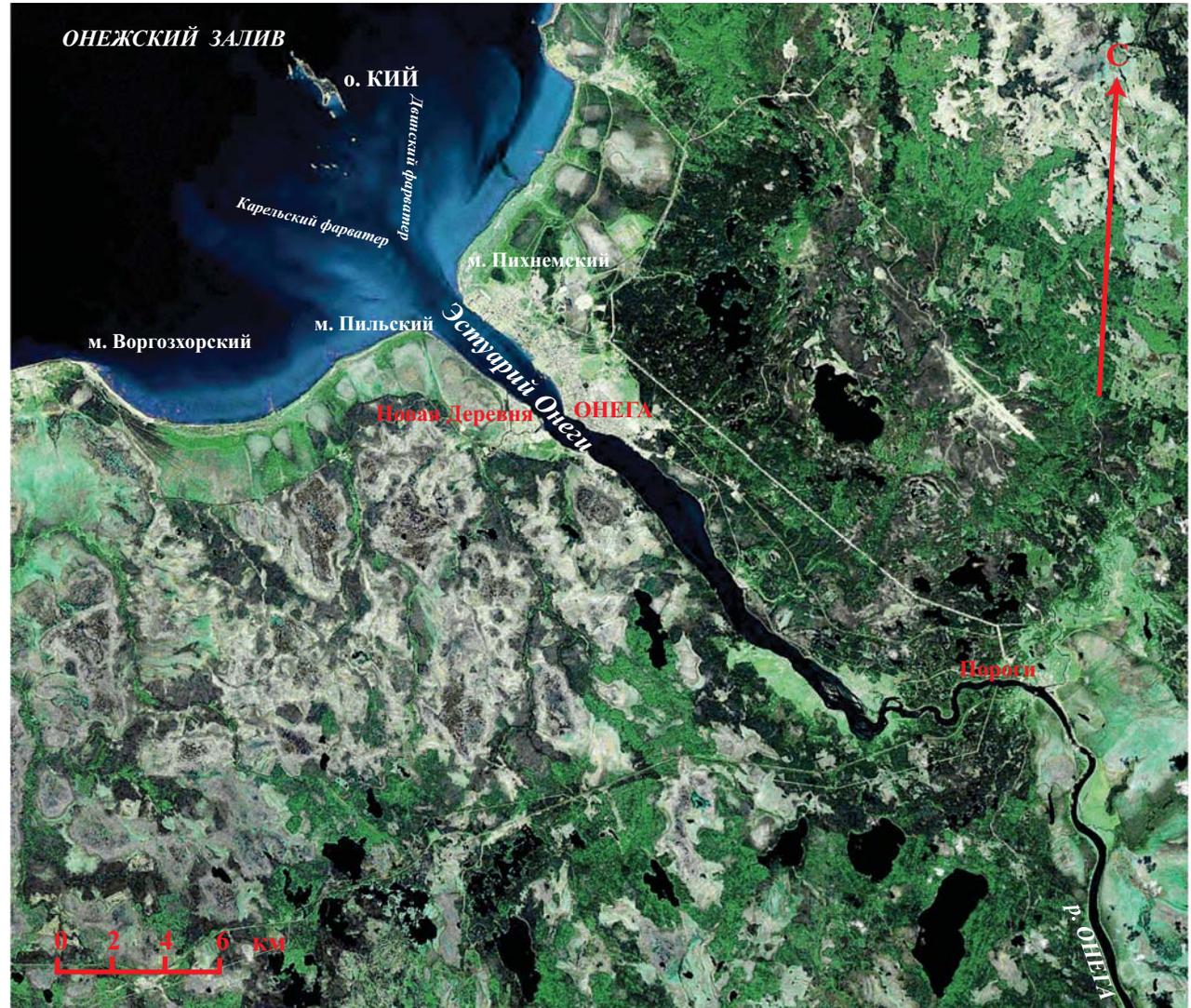
Песчаная осушка



Валунно-галечная осушка

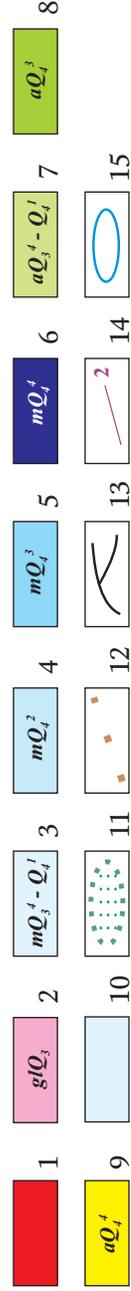
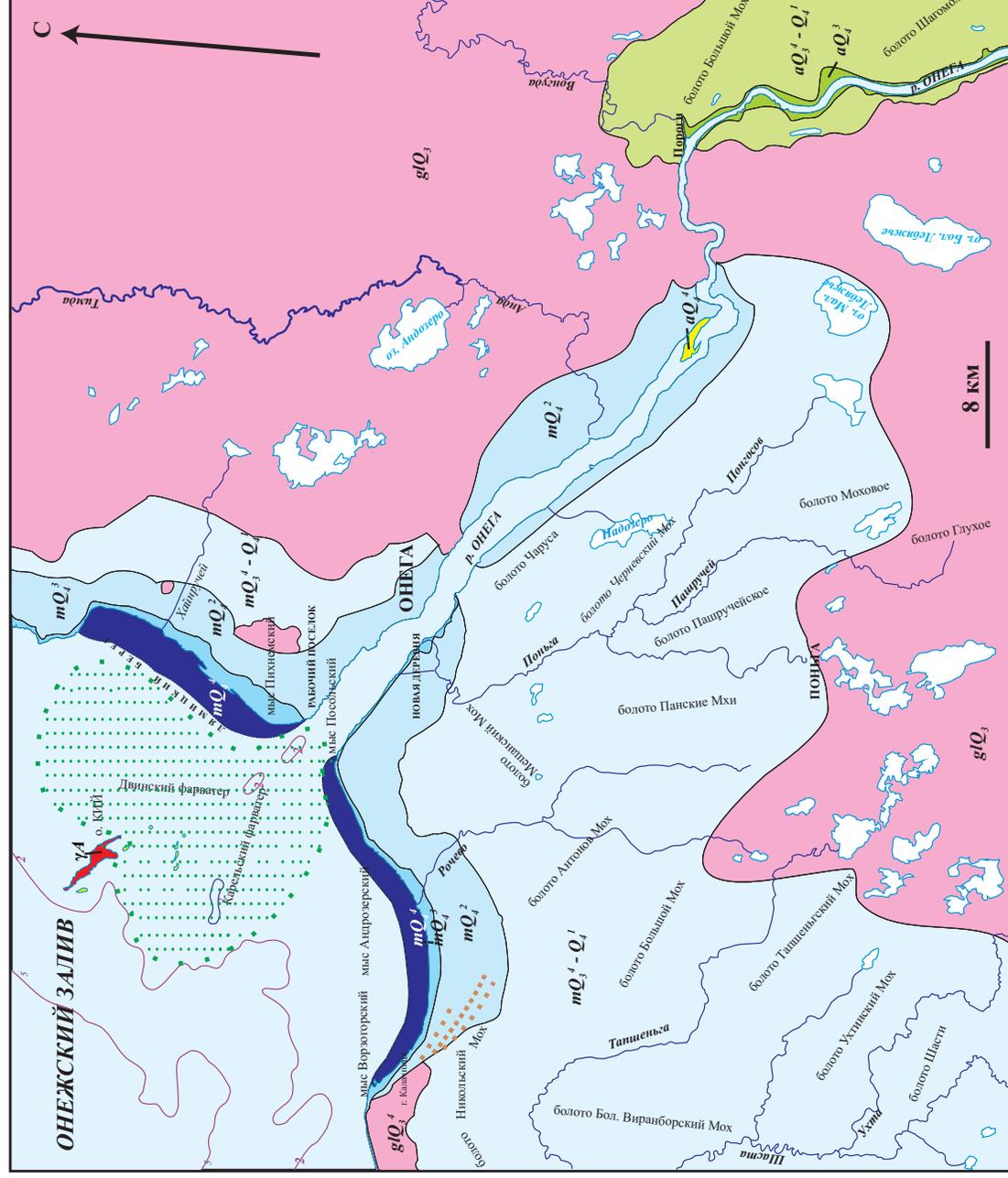


Гранитный берег острова Кий
Фото А.А. Пронина



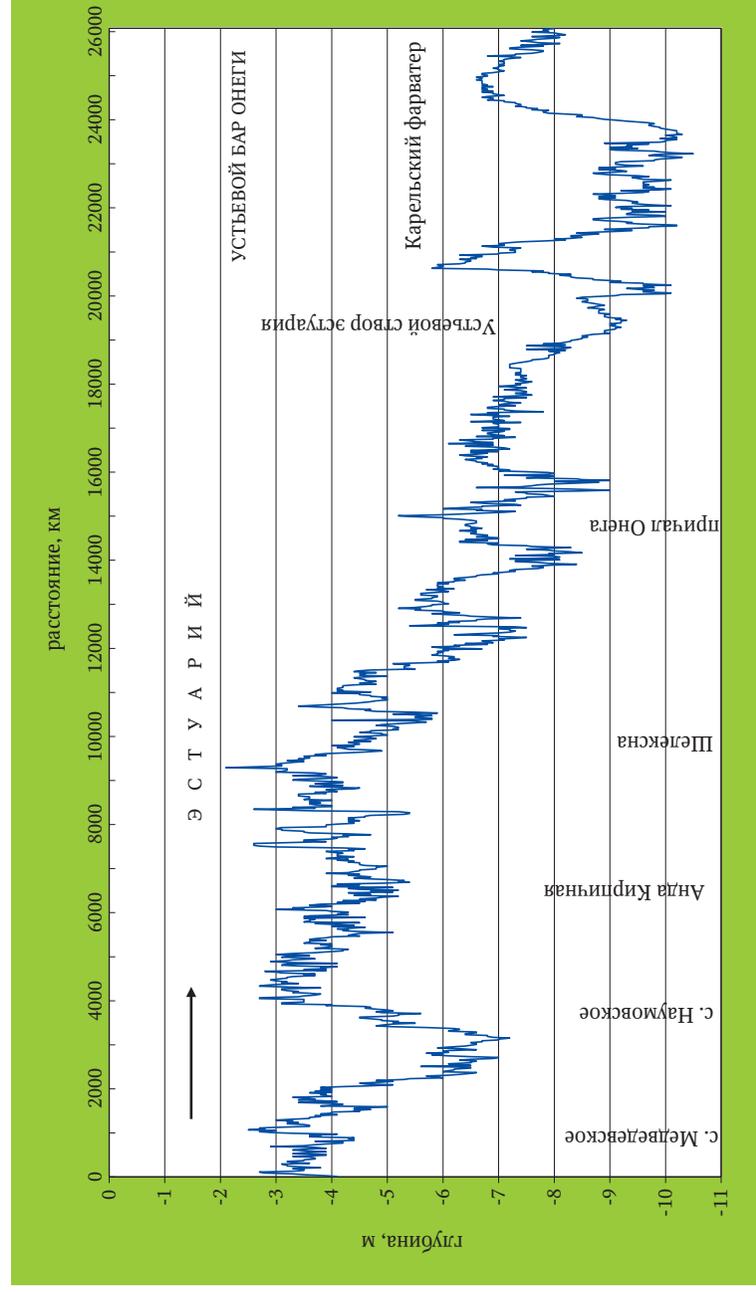
Космический снимок Google Earth (2010)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭСТАУАРНОЙ СИСТЕМЫ ОНЕГИ

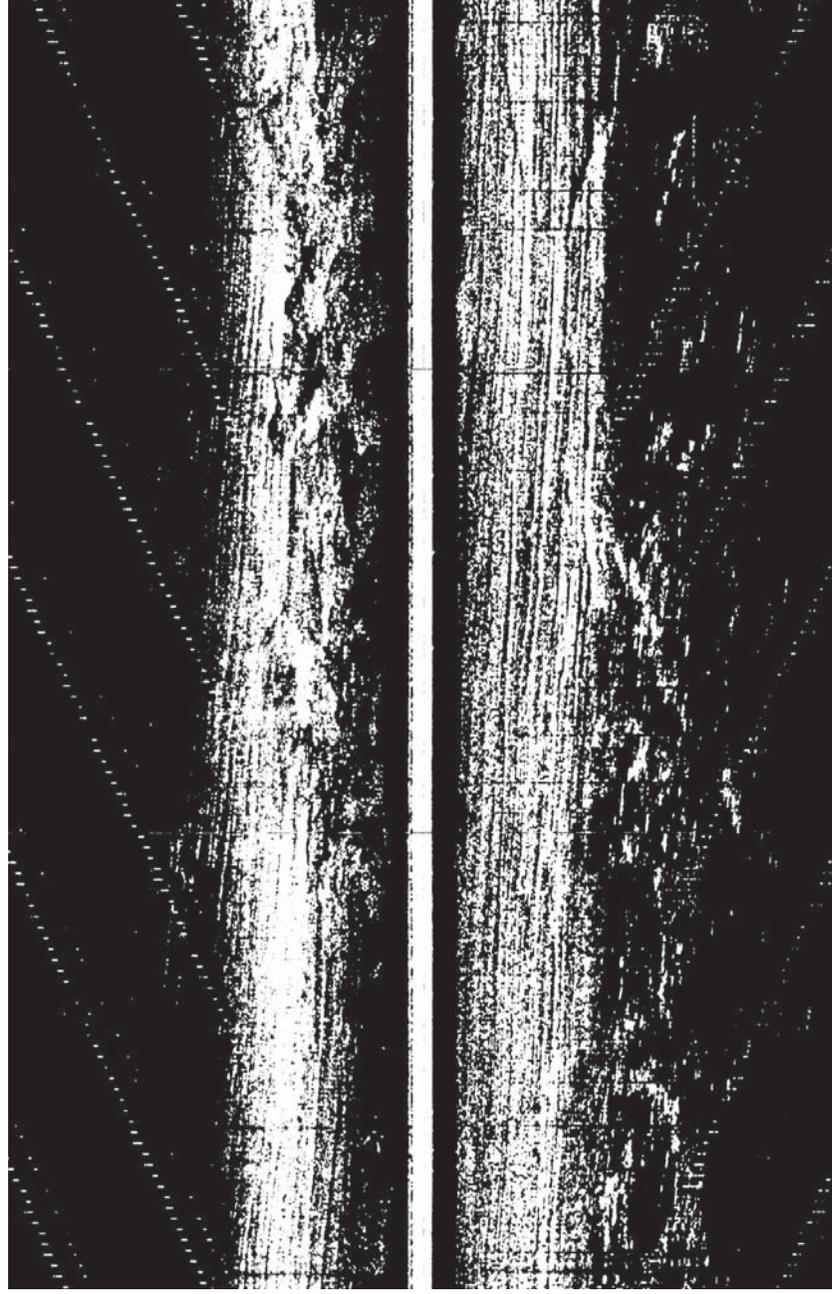


Тектоно-магматический рельеф: 1 – “останцы” архейских гранитов. Ледниковый рельеф: 2 – холмисто-западинная моренная равнина. **Морские террасы:** 3 – позднелейстоценово-раннелейстоценовая (40–60 м), 4 – среднеплейстоценовая (10 м), 5 – позднелейстоценовая (5 м), 6 – современная (0–2 м). **Аллювиальные равнины:** 7 – позднелейстоценовая раннелейстоценовая, 8 – позднелейстоценовая пойма. **Формы рельефа:** 9 – современные русловые формы, 10 – акватория эстуария и прибрежного пространства моря, 11 – устьевые бары, 12 – береговые валы. **Прочие обозначения:** 13 – гидрографическая сеть, 14 – изобаты, 15 – озера

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ЭСТУАРИЯ ОНЕГИ (от вершины до о. Кий)



ГИДРОЛОКАЦИОННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ЭСТУАРИЯ ОНЕГИ



Валунно-галечная отмостка дна эстуария

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

СЕВЕРНАЯ ДВИНА, река на севере Европейской части России, протекает по Вологодской и Архангельской областям и образуется слиянием рек Сухона и Юг у г. Великий Устюг. Длина реки – 1310 км (вместе с р. Сухоной), площадь бассейна – 357 тыс. км². От истока до впадения Вычегды река носит название Малой Северной Двины, ниже – Северной Двины. Северная Двина впадает в Двинскую губу Белого моря, образуя дельту площадью около 900 км² (вместе с останцами древней морской террасы).

Основные притоки: Вычегда, Пинега (справа), Вага (слева).

Северная Двина относится к рекам с весенним половодьем и преобладающим снеговым питанием. Средний годовой расход воды на г/п Усть-Пинега составляет 3180 м³/с (сток воды – 100 км³/год), на морском крае дельты – 103 км³/год. Средний многолетний расход взвешенных наносов равен на замыкающем створе и в устье 95 кг/с при мутности воды 30 г/м³ (сток наносов – 3,0 млн т/год).

Сток Северной Двины в дельте распределяется по пяти главным рукавам: Никольский – в среднем 32,2%, Мурманский – 18,2%, Корабельный – 21,5%, Маймакса – 18,4%, Кузнечиха – 5,4% и Рыболовка – 4,3%.

В пределах устьевой области (от устья Пинеги до взморья) во время половодья уровень воды в реке поднимается на 7 м (Усть-Пинега) и 3–4 м (Архангельск); в осенние паводки уровень поднимается соответственно на 3 и 1,5 м. Дополнительный подъём уровня во время заторов может достигать 2,40 м. Во время штормовых нагонов подъём уровня до 2,5–2,7 м проявляется в узкой приморской зоне шириной 10–20 км, в вершине

дельты он достигает 2,9–3 м. Приливная волна проникает в устье Северной Двины на расстояние от 45 до 120–150 км в зависимости от фазы гидрологического режима. Средняя величина прилива в сизигию 125–150 см, в квадратуру – до 70 см. В межень приливы формируют реверсивные течения в дельте со скоростями от 0,7 до 1 м/с и определяют процесс проникновения осолонённых вод в реку.

Северная Двина – типичная равнинная река. В верховьях Северной Двины и её притоков, где они пересекают моноклинально залегающие отложения верхнего палеозоя и нижнего триаса, развиты врезанные русла и беспойменные каньонобразные долины с обрывистыми берегами. На средней и нижней Северной Двине и Вычегде формируются широкопойменные разветвлённые русла и пойменная многоруканность. Русла рек изобилуют подвижными песчаными перекатами, затрудняющими судоходство.

Современная гидрографическая сеть устьевой области Северной Двины сформировалась в процессе заполнения речными наносами древнего эстуария, существовавшего с бореального времени (раннего голоцена). Современный облик дельта реки приобрела в конце суббореального времени, когда уровень Белого моря стабилизировался. Дельтовая равнина представлена островами различного возраста и генезиса. Наиболее древними являются крупнейшие острова с отметками 3–5 м БС, покрытых мощным слоем торфяников и четвертичных отложений. Это – остатки древней морской террасы, некогда блокировавшей устье Северной Двины при более высоком уровне моря и прорванной впоследствии рекой.



Собственно дельтовые отложения Северной Двины накапливаются в виде высоких и низких островов между реликтов морской террасы.

Главной особенностью динамики дельты является чётко выраженная и устойчивая тенденция к смещению дельтовых рукавов к востоку. За 5 тыс. лет это смещение составило около 5–7 км. В главных дельтовых рукавах выделяются участки современной эрозии и аккумуляции. Устойчивую тенденцию к накоплению наносов имеют Никольский и Корабельный рукава, размыв русла наблюдается в Мурманском Устье. В целом изменения гидрографической сети дельты происходят относительно медленно: средняя скорость переработки берегов дельтовых водотоков не превышает 1,5–2 м/год.

Основные глубоководные фарватеры из Северной Двины в Белое море проходят по рукавам Маймакса и Мурманское Устье.

Река Северная Двина судоходна от устьевой взморья до с. Няксимволь (652 км).

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ



Дельта Сев. Двины (фото Ф.А. Романенко)



Морской порт Архангельска (фото Ф.А. Романенко)

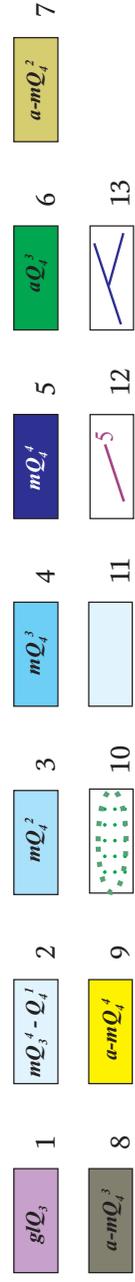
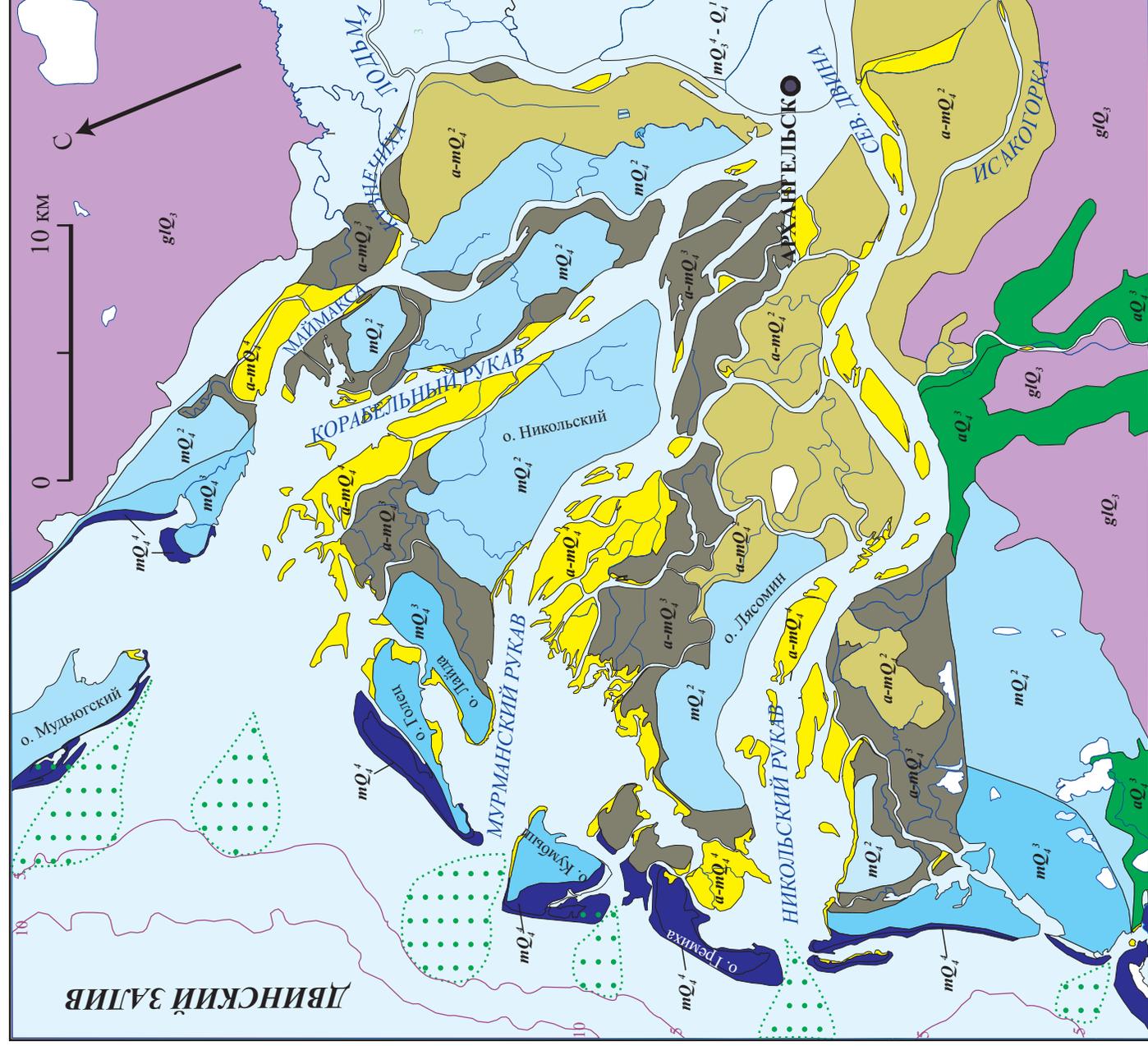


Дельтовый остров (фото В.В. Иванова)



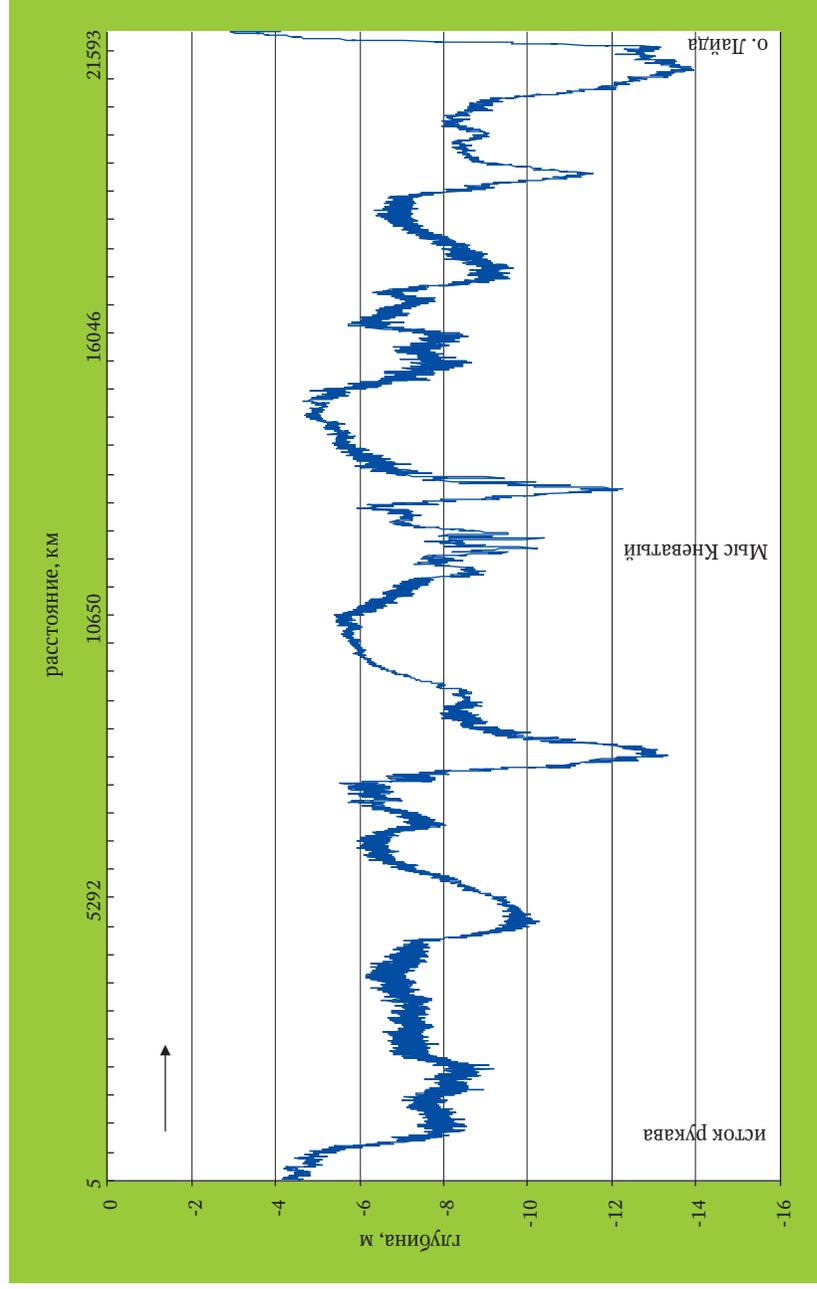
Космический снимок Landsat 7 (2000)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ

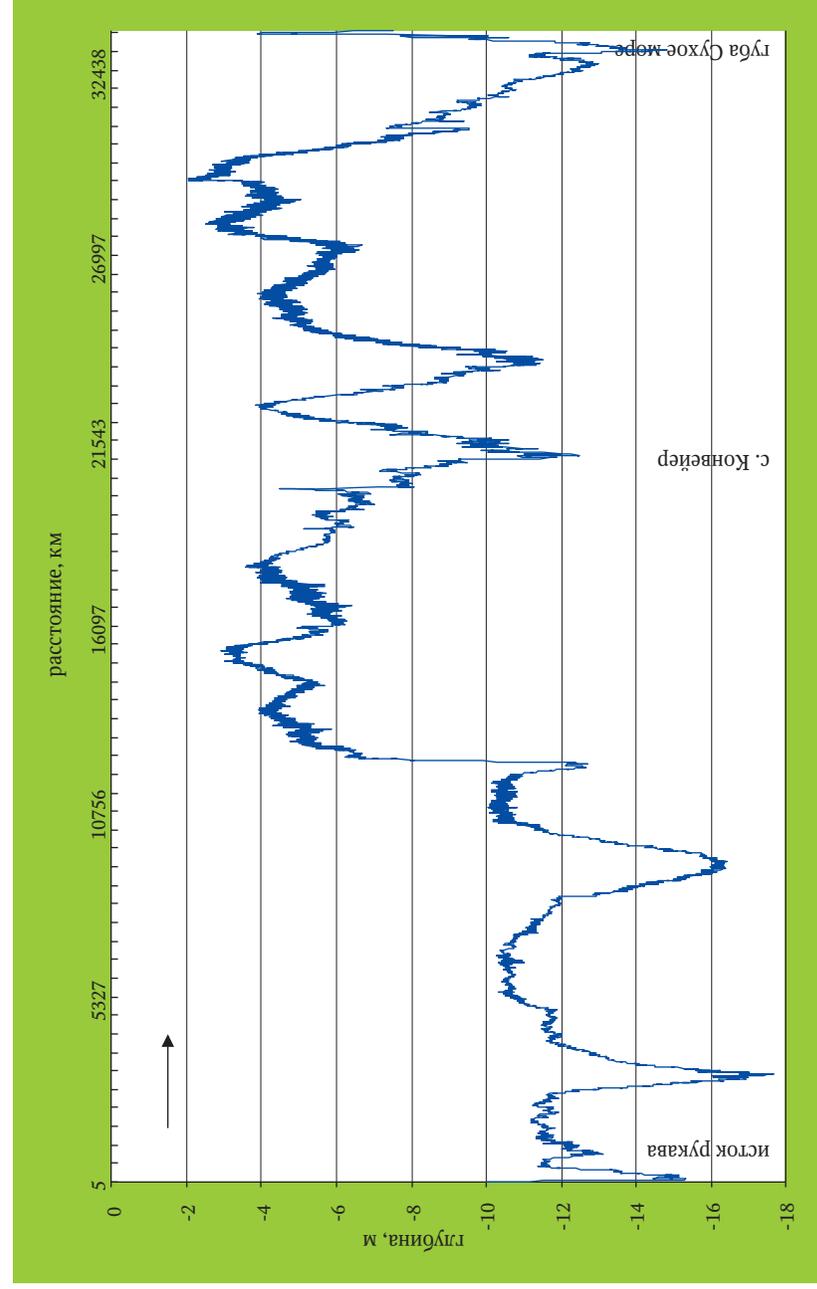


ЛИСТ 2-6

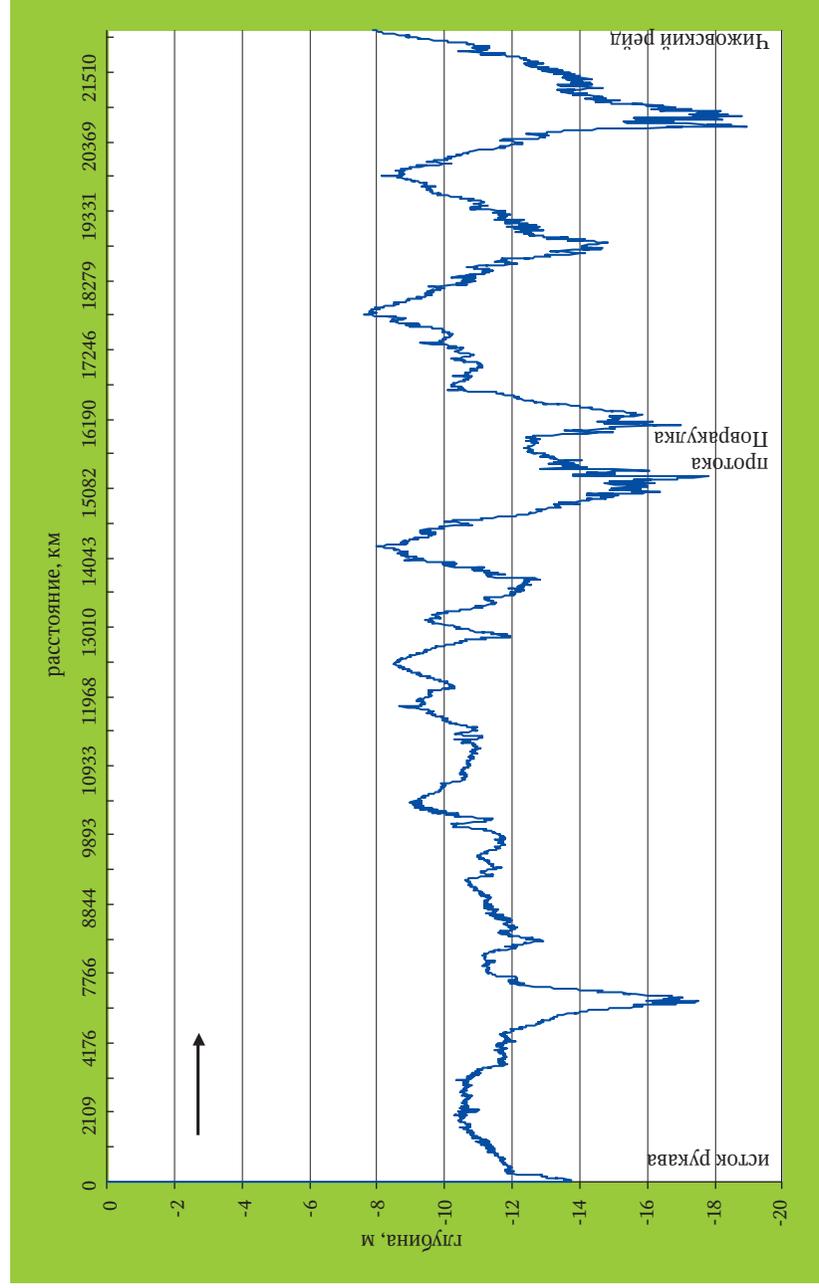
Ледниковый рельеф: 1 – позднелейстоценовые грядово-холмистые моренные равнины (40–180 м), 2 – позднеплейстоценово-раннеголоценовая (10–20 м), 3 – среднеголоценовая (5–10 м), 4 – позднеголоценовая (2–5 м), 5 – современная (0–2 м). **Аллювиальные равнины:** 6 – позднеголоценовая, 9 – среднеголоценовая, 8 – современная пойма и русловые формы, 10 – устьевые бары. **Прочие обозначения:** 11 – водные объекты, 12 – изобаты, 13 – гидрографическая сеть

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА МУРМАНСКИЙ

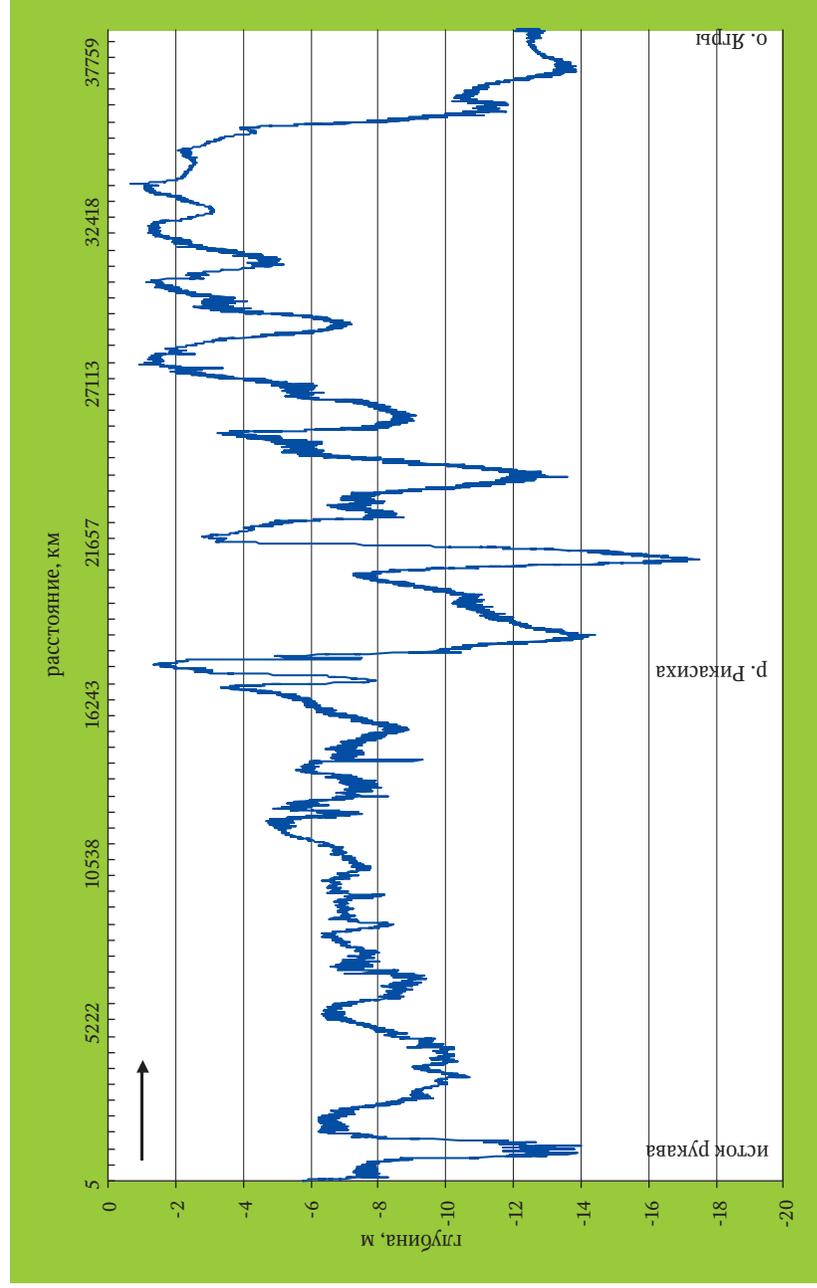
ЛИСТ 2-в

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА КОРАБЕЛЬНЫЙ

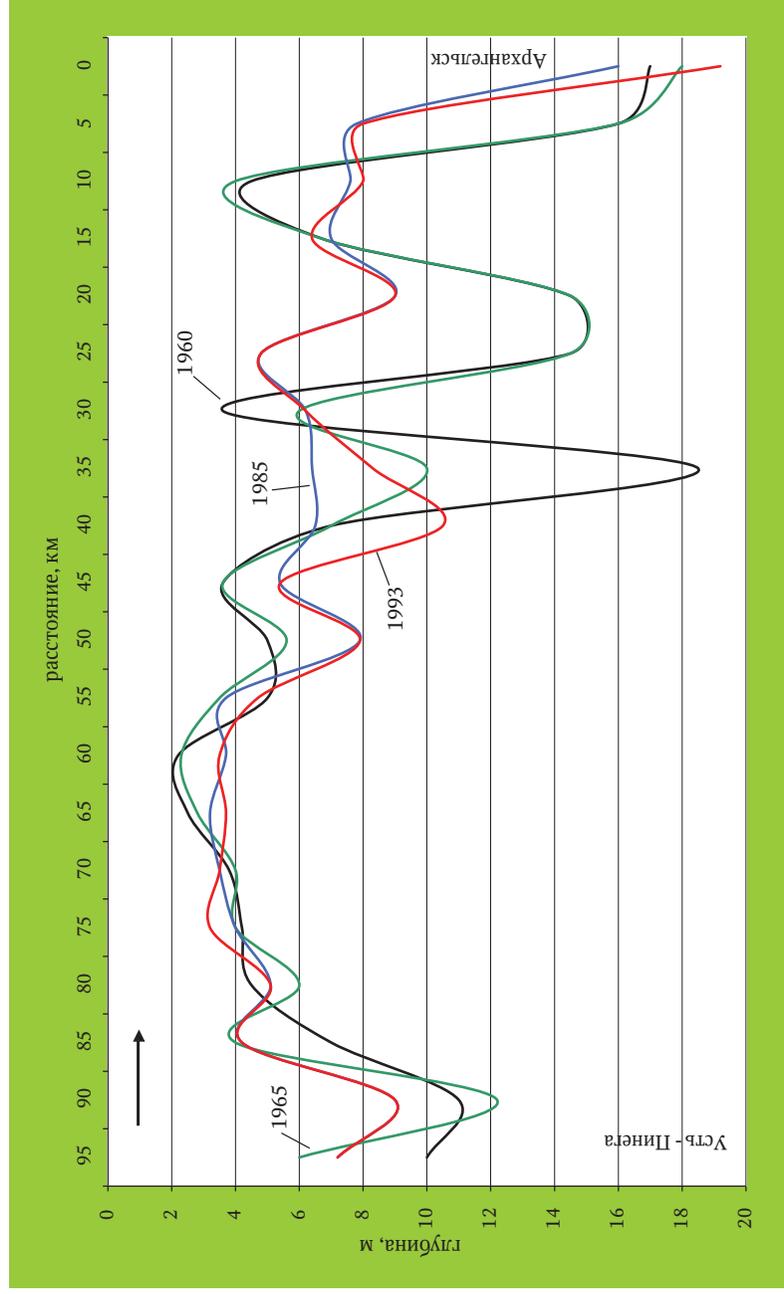
МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА МАЙМАКСА



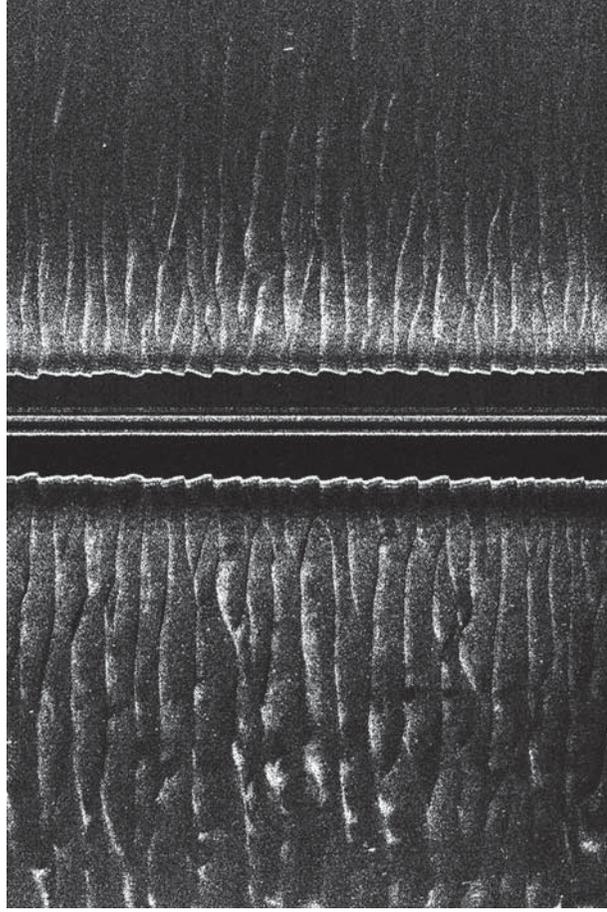
МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА РУКАВА НИКОЛЬСКИЙ



ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЗОВЬЯ СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ



ГИДРОЛОКАЦИОННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ РЕЛЬЕФА ДНА ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА



Мелкие песчаные дюны по фарватеру русла

ЭСТУАРНАЯ СИСТЕМА МЕЗЕНИ

МЕЗЕНЬ, протекающая по территории республики Коми и Архангельской области, берёт начало в отрогах Тиманского кряжа на возвышенности Четласский Камень. Длина реки – 966 км, площадь бассейна – 78 тыс. км². Впадает в Мезенскую губу Белого моря, образуя однорукавное приливное устье.

Крупные притоки: Пижма, Кыма, Сула, Пеза (правые), Ирва, Большая Лептюга, Пысса, Вашка (левые).

Мезень относится к рекам с весенним половодьем, летне-осенними дождевыми паводками и низкой зимней меженью. Питание реки – смешанное с преобладанием снегового. Средний годовой расход воды на г/п Малонисогорская равен 638 м³/с (сток воды – 20,1 км³/год), в устьевом створе – 27,3 км³/год. Средний многолетний расход взвешенных наносов в замыкающем створе составляет 14 кг/с (при мутности воды 22 г/м³), а в устье – 20,3 кг/с (сток наносов – 0,64 млн т/год).

В Мезенском эстуарии наблюдается почти правильный полусуточный прилив. Приливная волна на входе в эстуарий Мезени имеет следующие величины: высота сизигийная – 7,6 м, средняя – 6,2 м, квадратурная – 5 м. Во время отлива обнажается зона осушки шириной 250–500 м. При проникновении приливной волны возникают сильные приливо-отливные течения, имеющие скорости 1,5–2,5 м/с. Течения перемещают наносы различной крупности и создают характерную зону высокой мутности в эстуарии – «пробку мути», ядро которой располагается в 15–20 км от устьевого створа. Здесь наблюдается максимальная концентрация взмученных в прилив наносов – до 1–13 кг/м³. Дальность проникновения прилив-

ной волны колеблется от 60 до 96 км от входа в эстуарий (траверз мысов Масляный и Рябиновый). Осолонённые воды не проникают выше Каменки (33 км от морского створа эстуария). При сильных северных и северо-западных ветрах возникают нагоны высотой до 3,5–4 м.

Мезень в верховьях является полугорной рекой с широкой заболоченной поймой. В среднем течении она становится равнинной, свободно мандрирующей рекой. Встречаются участки врезанного русла (длиной от 40 до 150 км) с коренными берегами высотой от 30 до 70 м, со скальными порогами и галечно-валунными перекатами. Ширина русла реки – от 50 до 200 м. В нижнем течении Мезени врезанный характер реки сохраняется, но ширина русла увеличивается до 800–1500 м. Здесь развиты аккумулятивные разветвления, многочисленные осерёдки и побочни. В низовьях река становится широкопойменной с одиночными разветвлениями. Ширина русла возрастает до 2500 м и плавно переходит в эстуарий.

На дне Мезенского эстуария формируются очень подвижные отмели – осерёдки в форме гряд и песчаных волн. Длина этих донных аккумулятивных форм – от 0,4 до 0,5 км в нижней до 8 км в средней части эстуария. Вследствие активного перемещения наносов происходят интенсивные деформации осерёдков и ваттовых илисто-песчаных отмелей, переформирования ложа эстуария и резкие смещения фарватеров в эстуарии. Рельеф дна эстуария отличается сильной изменчивостью. В целом для эстуария характерна тенденция заполнения его наносами и обмеление, что крайне затрудняет судоходство. Со времени первых портовых изысканий 1914–1915 гг. глубины во внеш-



ней части эстуария (вблизи от устьевого створа) уменьшились на 2–3 м.

Заметны и однонаправленные тенденции русловых процессов. В частности, хорошо выражен процесс наращивания аномальной, причленённой к правому берегу пионерной дельты в вершине эстуария. Вследствие этого г. Мезень, находившийся в XVI веке на берегу эстуария, сейчас отделён от реки дельтовой поймой шириной 2,5 км.

Мезень судоходна на 371 км от устья. Для морского судоходства доступна лишь приморская часть эстуария до м. Каменка. Главные пристани: Каменка, Мезень, Дорогорское.

ЭСТУАРНАЯ СИСТЕМА МЕЗЕНИ



Коренной берег эстуария



Песчаные осушки в отлив

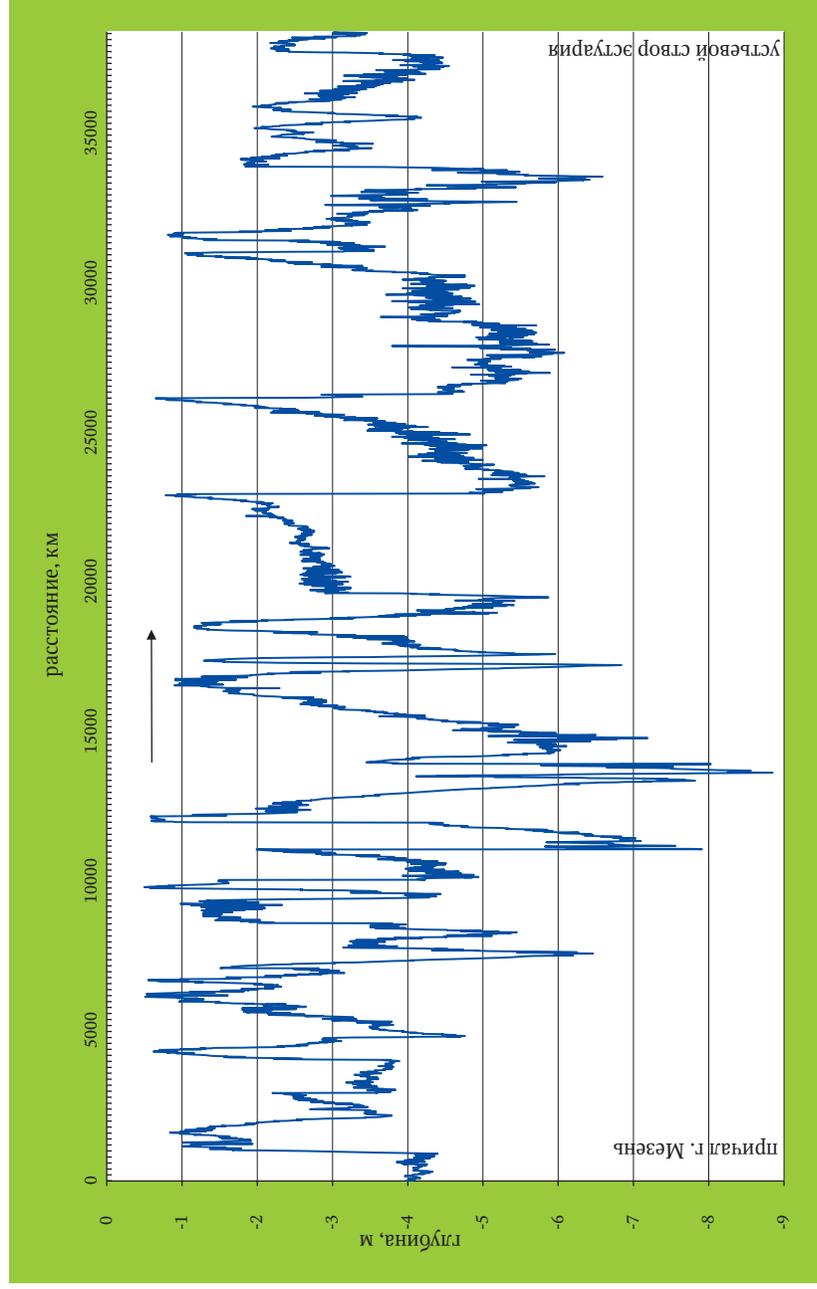


Эстуарий во время прилива
Фотографии А.А. Пронина

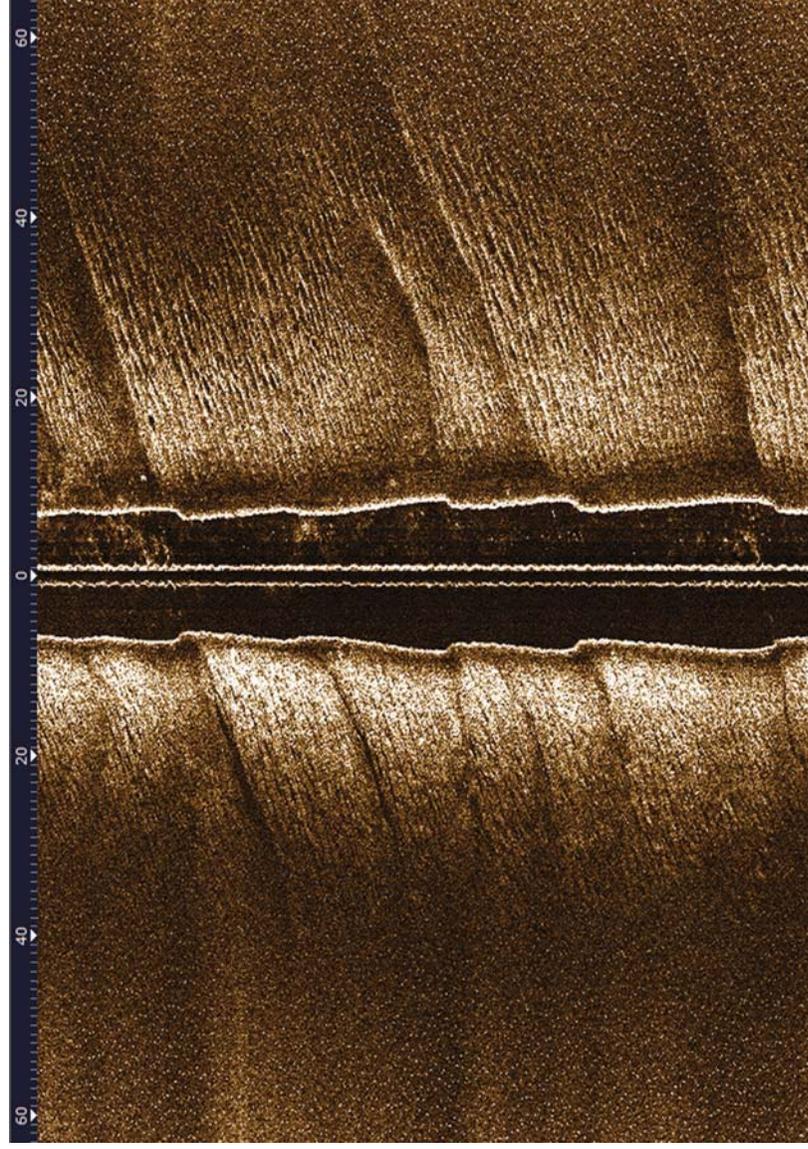


Космический снимок Landsat 7 (2000)

МОРФОЛОГИЯ РЕЛЬЕФА ДНА ЭСТУАРИЯ МЕЗЕНИ



ГИДРОЛОКАЦИОННОЕ ИЗОБРАЖЕНИЕ ГРЯДОВОГО РЕЛЬЕФА ДНА ЭСТУАРИЯ МЕЗЕНИ



Песчаные гряды (дюны) по фарватеру русловых бороздин

ЛИМАННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ПЕЧОРЫ

ПЕЧОРА, берёт начало на Северном Урале и протекает по Печорской низменности в пределах территории республики Коми и Ненецкого национального округа. Длина – 1809 км, площадь бассейна – 322 тыс. км². Впадает в Печорскую губу Баренцева моря и формирует дельту площадью около 2900 км².

Основные притоки: Илыч, Уса (справа), Ижма, Цильма (слева).

Печора имеет преимущественно снеговое питание. Характерны мощное весеннее половодье и низкая зимняя межень. Средний многолетний расход воды Печоры (г/п Оксина) составляет 4500 м³/с (сток воды – 142 км³/год; на морском крае дельты – 147 км³/год). Средняя многолетняя величина стока взвешенных наносов Печоры в вершине дельты равна 6,8 млн т/год при мутности воды 53 г/м³ и среднегодовом расходе 215 кг/с. В дельте Печоры сток воды и наносов распределяется приблизительно поровну между рукавами Мал. Печора (левый) и Бол. Печора (правый). Ниже с. Андег, где половина стока Мал. Печоры перетекает в правый рукав, Бол. Печора становится главным рукавом дельты.

Режим уровней в дельте Печоры связан с прохождением волны половодья и заторами, когда уровни поднимаются на 8–9 м в вершине устьевом участка и на 5 м в районе г. Нарьян-Мар. Приливные колебания уровня в сизигию составляют 102 см, в квадратуру – 42 см. Приливная волна распространяется на 190 км в зимнюю межень и на 10–15 км во время половодья. Сгонно-нагонные колебания уровня могут достигать 2–3 м на морском крае и 1,2 м у Нарьян-Мара, распространяясь на 150–160 км вверх по течению в летний

период. Осолонённые воды проникают в реку от 5–7 км (при больших расходах) до 10 км.

Верховья Печоры и её притоков лежат в Уральской горной области, где формируют врезанные русла с обрывистыми берегами в скальных осадочных и метаморфических породах. На остальной территории бассейна Печоры в пределах холмисто-западинного моренного рельефа наблюдается последовательное чередование врезанных и широкопойменных разветвлённых русел. На придельтовом участке ниже Усть-Цильмы русло Печоры становится многорукавным, с постоянной тенденцией к перераспределению стока между протоками (шарами) и частой сменой судоходного фарватера. В последние 50 лет наблюдается смещение русла Печоры в сторону правого берега, его размыв по 30 м/год и активное оползание склонов. Анализ изменения глубин за период 1977–2001 гг. показал, что на участке от Усть-Цильмы до п. Новый Бор происходит последовательная смена процессов эрозии и аккумуляции в слое 1–5 м. Ниже п. Новый Бор до о/п Оксина в русле преобладает аккумуляция наносов в слое от 5 до 10 м.

В дельте Печоры наиболее активно развиваются дельтовые водотоки её восточной части – протоки Средний Шар и Малая Печора, которые выдвигают устьевые бары в Печорский залив. В системе западных дельтовых рукавов (Городецкий и Голубовский Шары) наметилась тенденция к отмиранию. На взморье Печора формирует устьевой бар с глубинами 1–2 м. Крупные рукава дельты продолжают на взморье подводными бороздинами.

Современная гидрографическая сеть дельты Печоры сформировалась в голоцене в результате



заполнения речными наносами мелководного морского залива, часть которого сейчас представляет Печорская губа. Дельта Печоры является многорукавной дельтой выполнения устьевой лагуны. Наиболее интенсивное выдвигание дельты происходит в её восточной части за счёт выносов аллювия через протоки Глубокий Шар, Каменный Шар и Неволин Шар. Новообразованиями являются острова Морские и Зелёные Муры. Наметилась тенденция к отмиранию западных протоков дельты (Тундрового Шара, Большого Шара, Болтина Шара, Большого Гусинца).

Печора – важнейшая транспортная магистраль, судоходна до Усть-Уньи. Морские суда доходят до Нарьян-Мара – крупного морского порта.

ЛИМАННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ПЕЧОРЫ



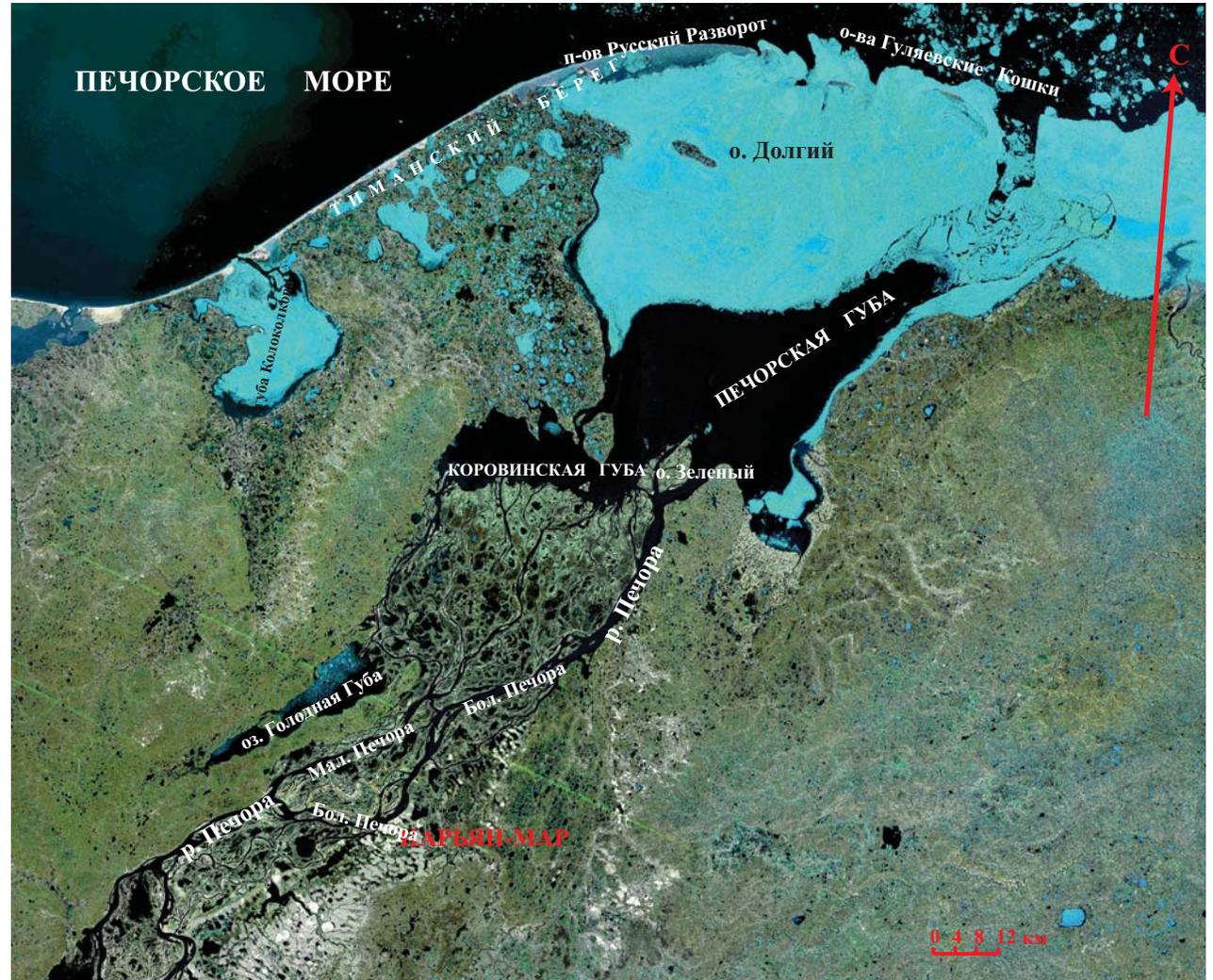
г. Нарьян-Мар



Низовье Печоры

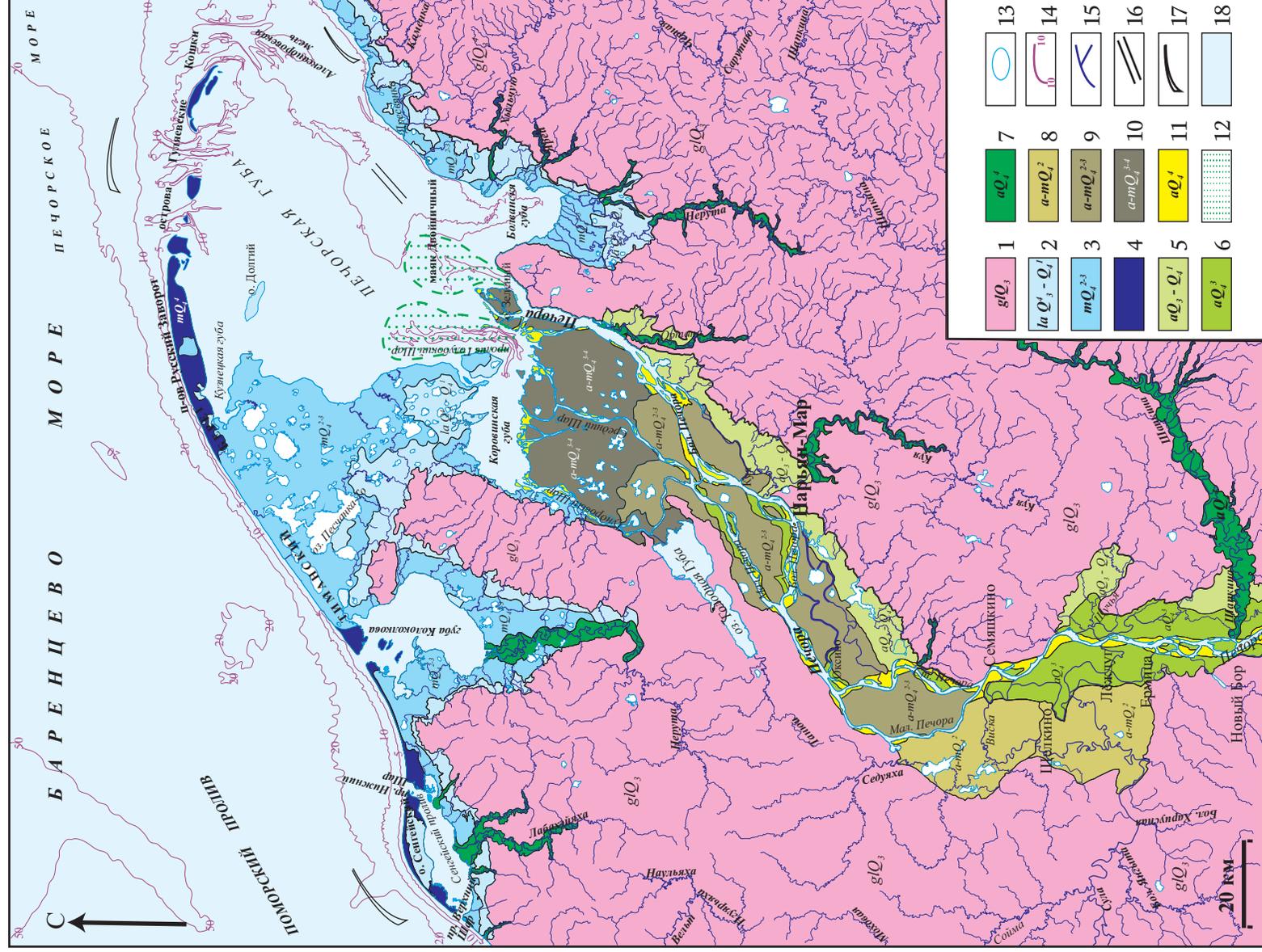


Морской порт
Фотографии С.Н. Рулевой



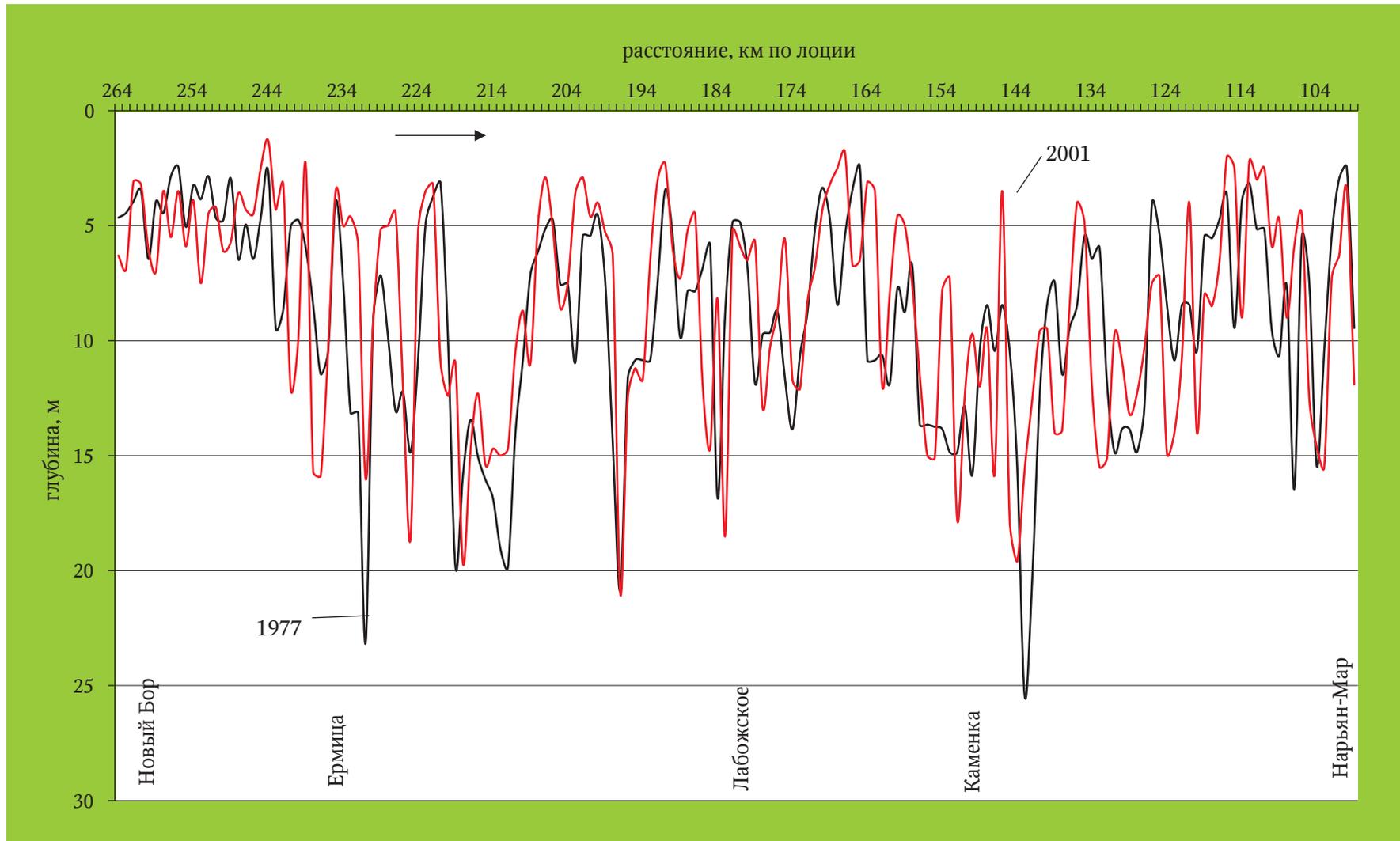
Космический снимок Landsat 7 (2000)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЛИМАННО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ПЕЧОРЫ



Ледниковый рельеф: 1 – позднеплейстоценовые вторичные моренные равнины (до 100 м). **Морские равнины:** 2 – позднеплейстоцен-раннеголоценовая (до 40 м), 3 – средне-позднеголоценовая (до 10 м), 4 – современная (до 2 м). **Аллювиальные равнины (террасы):** 5 – позднеплейстоцен-раннеголоценовая (10–20 м), 6 – позднеголоценовая (5–10 м), 7 – современные днища речных долин. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 8 – средне-голоценовая (до 5 м), 9 – средне-позднеголоценовая (до 2 м), 10 – современная (до 1 м), 11 – современные русловые и устьевые формы, 12 – устьевые бары. **Прочие обозначения:** 13 – озёра, 14 – изобаты, 15 – гидрографическая сеть, 16 – направление течений, 17 – направление вдольбереговых потоков наносов, 18 – водные объекты.

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЖНЕЙ ПЕЧОРЫ



ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ОБИ

ОБЬ, (от иранского слова «об» – «вода») самая длинная река России (вместе с Иртышом) и вторая по длине в Азии. Образуется слиянием рек Бия и Катунь, берущих начало в горах Алтая (северный склон Катунского хребта и южное окончание Чулышманского нагорья). Длина собственно Оби – 3660 км, от истока Катунь – 4338 км, от истока Иртыша – 5410 км. Площадь бассейна Оби составляет 2990 тыс. км², включая области внутреннего стока на междуречье Оби и Иртыша площадью 528 тыс. км². Основная часть бассейна (около 85%) находится на Западно-Сибирской равнине, юго-восточная – в горах Южной Сибири (Алтай, Кузнецкий Алатау, Салаирский кряж и Горная Шория).

По характеру речной сети, условиям питания и формирования стока река делится на 3 участка: верхний (от слияния Бии и Катунь до устья Томи), средний (до устья Иртыша) и нижний (до Обской губы). Ниже слияния Бии и Катунь долина Оби пересекает Степное (Предалтайское) плато, делая колесообразные повороты, меняя своё направление с западного на северное и снова на западное. До устья Чарыша река течёт в пойменных берегах; русло изобилует островами и перекатами; ширина поймы составляет от 1–2 до 10–15 км. У Барнаула долина и пойма увеличивается до 20 км, а у г. Камня-на-Оби, при пересечении отрогов Салаирского кряжа, долина и пойма сужаются (соответственно до 3–5 км и 1,5–2 км), в русле и по берегам встречаются выходы скал. Суженный участок долины находится также у Новосибирска, где река пересекает выходы гранитных массивов. В районе устья Томи ширина долины достигает 20 км.

В среднем течении (ниже устья Томи) долина Оби имеет ширину более 30–50 км, где широко

развиты надпойменные террасы и пойма шириной 20–30 км. Река принимает ряд крупных притоков: Томь, Чулым, Кеть, Тым, Вах, Тромъеган, Лямин, Назым (справа), Шегарка, Чая, Парабель, Васюган, Бол. Юган, Бол. Салым и, наконец, Иртыш (слева).

Перед впадением в Обскую губу река образует дельту площадью около 7 тыс. км². Основные рукава – Хаманельская Обь (левый) и более мощный Надымская Обь (правый). На авандельте Оби формируются Ямсальский и Надымский устьевые бары с глубинами 2–3 м.

Питание реки преимущественно снеговое. Обь является третьей рекой России по объёму стока воды. При слиянии Бии и Катунь сток равен 36 км³ (43% – Бия и 57% – Катунь). Водоносность реки значительно возрастает ниже впадения Томи, доставляющей в Обь 37,8 км³. Следующий скачкообразный рост водоносности реки происходит в устье Иртыша, где сток реки сразу возрастает на 89,9 км³. Средний многолетний расход воды в Фоминском (8 км от слияния Бии и Катунь) – 1150 м³/с, в Барнауле (250 км) – 1470 м³/с, в Новосибирске (680 км) – 1620 м³/с, в Колпашево (ниже устья р. Томи и Чулыма и перед устьем Кети) – 4030 м³/с, перед устьем Иртыша – 7350 м³/с, у с. Белогорье – 10200 м³/с, у г. Салехард – 12600 м³/с, или 398 км³/год, а в устье – 408 км³/год.

Годовая амплитуда колебания уровня воды на верхней и средней Оби увеличивается вниз по течению: у с. Фоминское средняя амплитуда колебания уровня составляет 3 м (максимальная 5 м), у с. Молчаново (средняя Обь) – 8,6 и 10 м соответственно, у с. Александровского – 8,7 и 12 м. Наи-

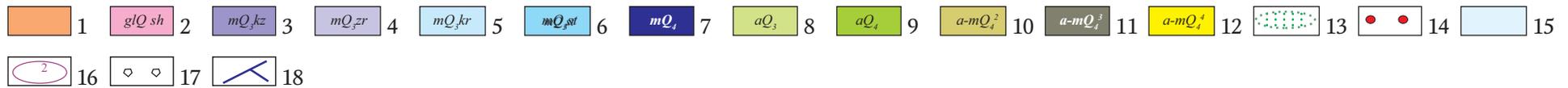
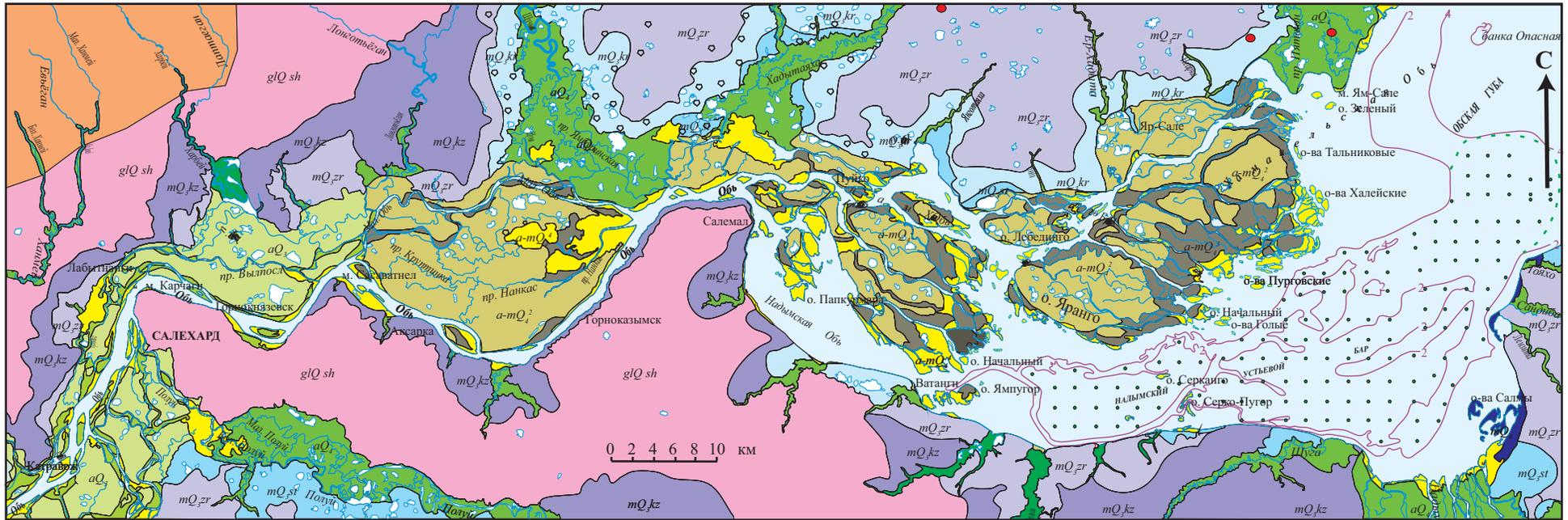


большая амплитуда колебаний уровня наблюдается у с. Белогорье 12 м, у г. Салехарда около 7 м, с. Аксарка (в Обской губе) около 6 м.

Мутность реки существенно изменяется по длине: в верховьях она не превышает в среднем 150 г/м³; по выходе в предгорья и в степную зону мутность возрастает до 350 г/м³. Новосибирское водохранилище резко снижает мутность воды и расход взвешенных наносов – в нижний бьеф сбрасывается лишь 9% от прежней величины наносов, которая была до 1956 г. К г. Новосибирску (в 23 км ниже водохранилища) они возрастают благодаря размыву русла до 16%, к г. Колпашево (в 564 км) – до 60%. Ниже устья Иртыша и у г. Салехарда влияние Новосибирского и иртышских водохранилищ на сток наносов не прослеживается. Суммарный сток взвешенных наносов здесь равен 16,1 млн т/год (при средней мутности 40 г/м³). Сток влекомых наносов у Фоминского (слияние Бии и Катунь) составляет 0,65 млн т, в Камне-на-Оби – 1,0, в Колпашево – 2, млн т.

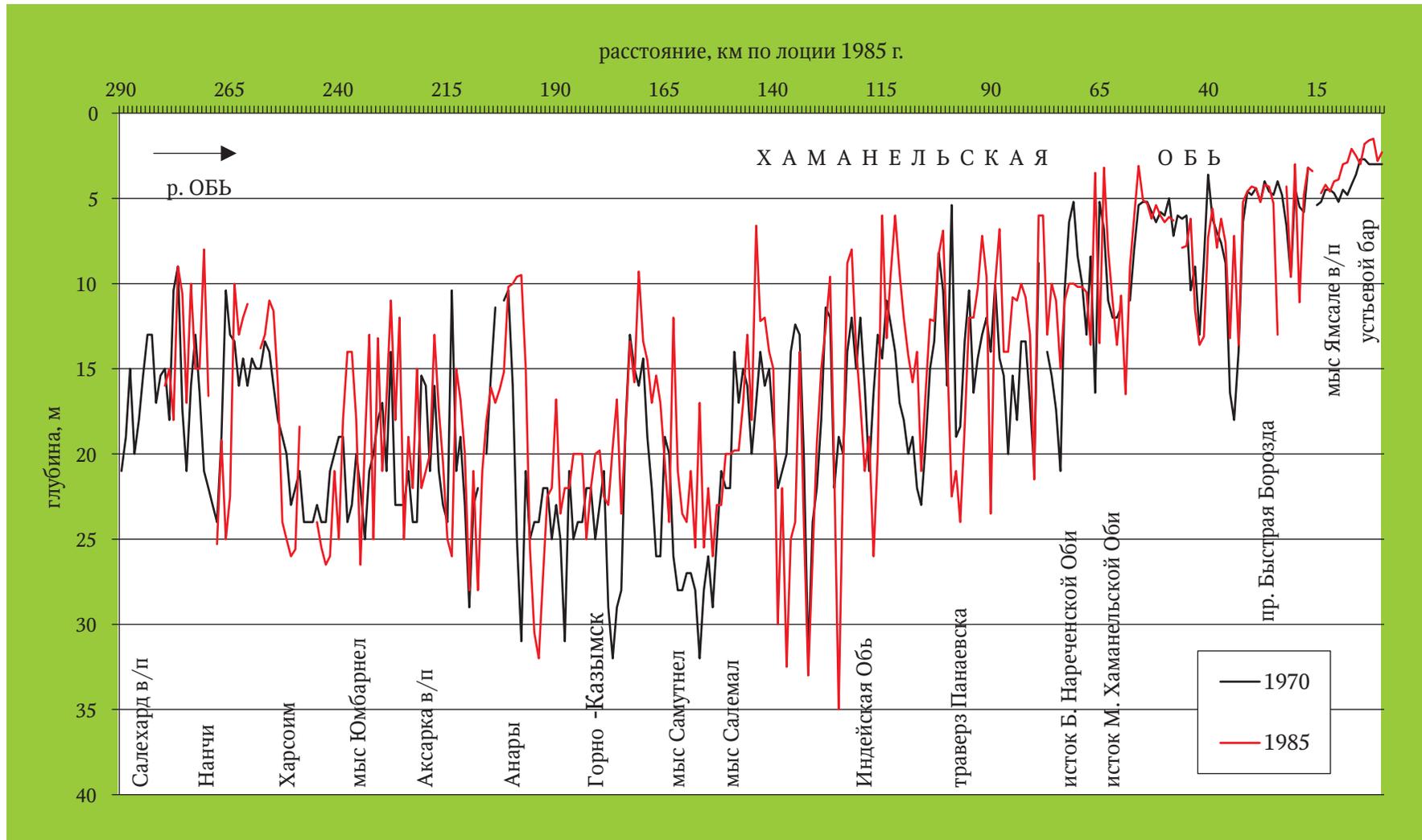
Обь – главная транспортная магистраль Западной Сибири, судоходная на всём протяжении от истоков до устья. Основные города и главные речные порты: Барнаул, Камень-на-Оби, Новосибирск, Колпашево, Нижневартовск, Сургут, Нефтеюганск, Салехард.

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ОБИ



Структурно-денудационный рельеф: 1 – низкотерра до 200 м. **Ледниковый рельеф:** 2 – позднеплейстоценовая (салехардская) вторичная моренная равнина. **Морские равнины (террасы):** 3 – позднеплейстоценовая (казанцевская, 40–60 м), 4 – позднеплейстоценовая (зырянская, 35–40 м), 5 – позднеплейстоценовая (каргинская, 18–28 м), 6 – позднеплейстоценовая (сартанская, 8–12 м), 7 – современная. **Аллювиальные равнины (террасы):** 8 – позднеплейстоценовая III-я надпойменная, 9 – голоценовая. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 10 – среднеголоценовая (высокая), 11 – позднеголоценовая (низкая), 12 – современные дельтовые и русловые формы, 13 – устьевые бары, 14 – булгунняхы. **Прочие обозначения:** 15 – водные объекты, 16 – изобаты (м), 17 – полигональная тундра, 18 – гидрографическая сеть

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЖНЕЙ ОБИ И ПРОТОКИ ХАМАНЕЛЬСКАЯ ОБЬ



ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ТАЗА И ПУРА

ТАЗ, стекает с наиболее пониженной части Сибирских Увалов и впадает в Тазовскую губу Карского моря. Длина – 1400 км, площадь бассейна – 150 000 км². Протекает по северу Западно-Сибирской низменности в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа. При впадении в Тазовскую губу Таз формирует многорукавную дельту выполнения общей площадью 831 км².

Таз принадлежит к рекам с весенне-летним половодьем и преобладающим снеговым питанием. Средний многолетний расход воды у пос. Сидоровска – 1060 м³/с, или 33,5 км³/год (на морском крае дельты – 45,8 км³/год). Половодье в низовьях Таза начинается в середине мая и продолжается 80–90 дней. Средний многолетний максимальный расход воды весеннего половодья у пос. Сидоровска – 5970 м³/с (13 июня 1978 г. – 7230 м³/с). Средний минимальный расход зимнего периода – 200 м³/с; наименьший расход – 110 м³/с (17 апреля 1975 г.). Летне-осенняя межень длится 40–70 дней. Средний минимальный расход воды периода открытого русла в нижнем течении – 741 м³/с (наименьший – 331 м³/с 16–21 сентября 1967 г.). Подъём уровня во время половодья у пос. Сидоровска – 6,2 м (максимальный – 6,99 м), в 10 км от устья (пос. Тазовское) – 3,55 м. Дальность проникновения нагонов вверх по реке – до 100 км.

Средний многолетний сток взвешенных наносов Таза – 490 тыс. т у пос. Сидоровска и около 675 тыс. т/год в вершине дельты, мутность – 15 г/м³.

В русле Таза образуются многочисленные песчаные прирусловые отмели длиной до 1700 м и шириной до 160 м. Скорость смещения побочней – 50 м/год. Размыв террасовых берегов – 2 м/год,

пойменных – 2–4 м/год. Современные дельтовые отложения заполняют вершину Тазовской губы. Скорость выдвижения дельты – 30–50 м/год.

Таз судоходен на расстоянии 815 км от устья. Крупные пристани: Красноселькупск, Сидоровск, Тибей-Сале, Газ-Сале, Тазовский.

ПУР, образуется от слияния Пякупура и Айвасадапура, берущих начало на северном склоне Сибирских Увалов. Площадь бассейна – 112 000 км², длина реки – 390 км (с Пякупуром – 1024 км). Протекает в северной части Западно-Сибирской низменности, в пределах Ямало-Ненецкого автономного округа. Впадает в Тазовскую губу, связанную с Карским морем через Обскую губу. При впадении в Тазовскую губу Пур формирует многорукавную дельту выполнения площадью 627 км².

Пур принадлежит к рекам с весенне-летним половодьем и преобладающим снеговым питанием. Средний годовой расход воды у пос. Самбург (86 км от устья) равен 900 м³/с (28,4 км³/год). Подъём уровня во время половодья – около 5 м (максимальный – 6,18 м). Высота нагонов в дельте Пура – 1,5 м, у пос. Самбург – не более 0,5 м. Дальность проникновения нагонов вверх по реке – 100 км.

Средний многолетний сток взвешенных наносов Пура – 726 тыс. т у пос. Самбург и около 790 тыс. т в вершине дельты; мутность воды – 25 г/м³.

Пур и его притоки формируют широкопойменное русло в условиях свободного развития русловых деформаций, образуя побочни, осередки и косы длиной до 900 м и шириной до 150 м. Скорость перемещения побочней – 60–80 м/год



(максимальная – до 200 м). Скорости размыва берегов на излучинах – 2 м/год. Выдвижение дельты Пура незначительно.

Пур судоходен от устья до слияния с Пякупуром и Айвасадапуром. Пристани и остановочные пункты: Самбург, Уренгой, Тарко-Сале.

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ТАЗА И ПУРА



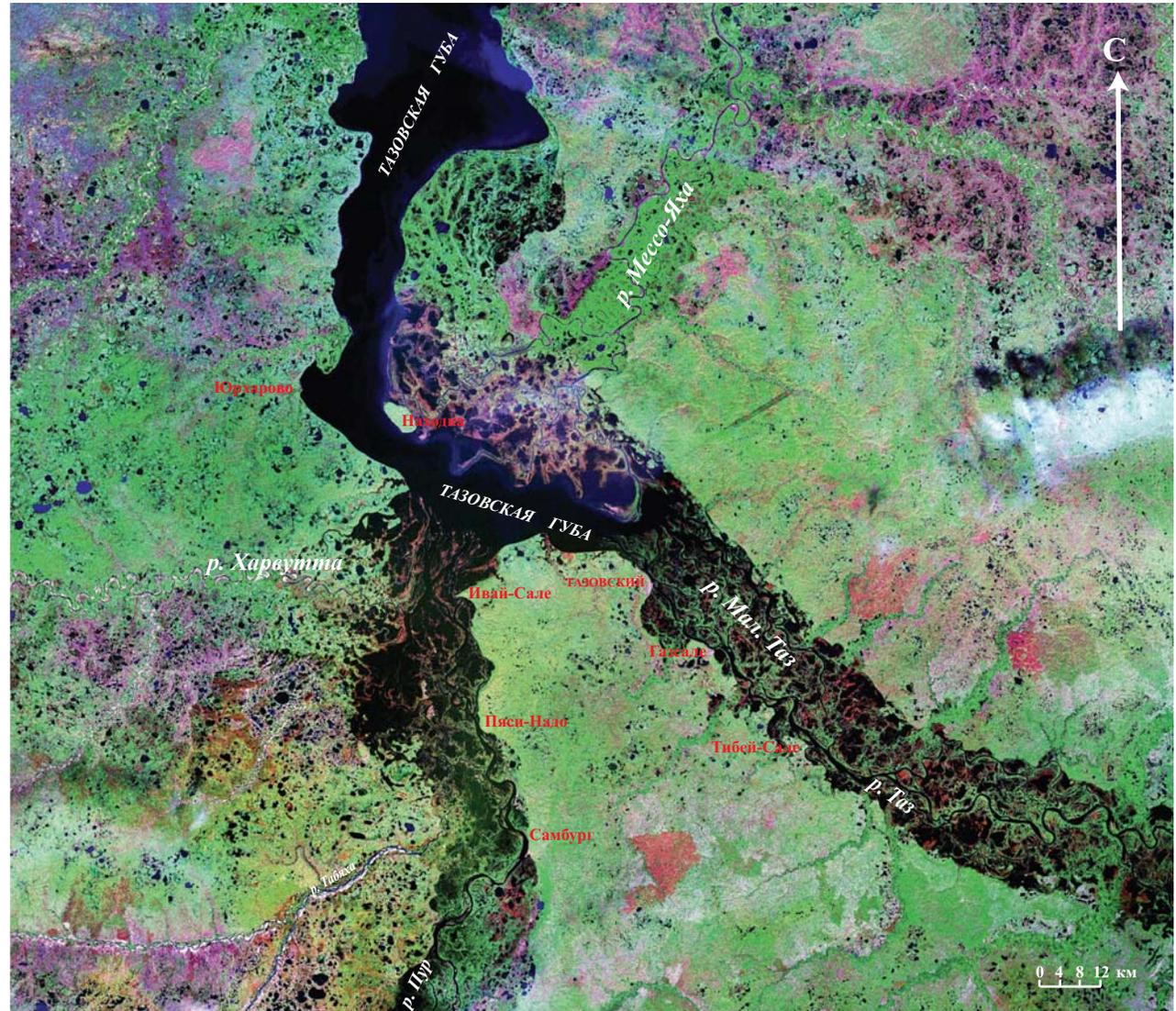
Тазовая губа весной



Низкая дельтовая пойма

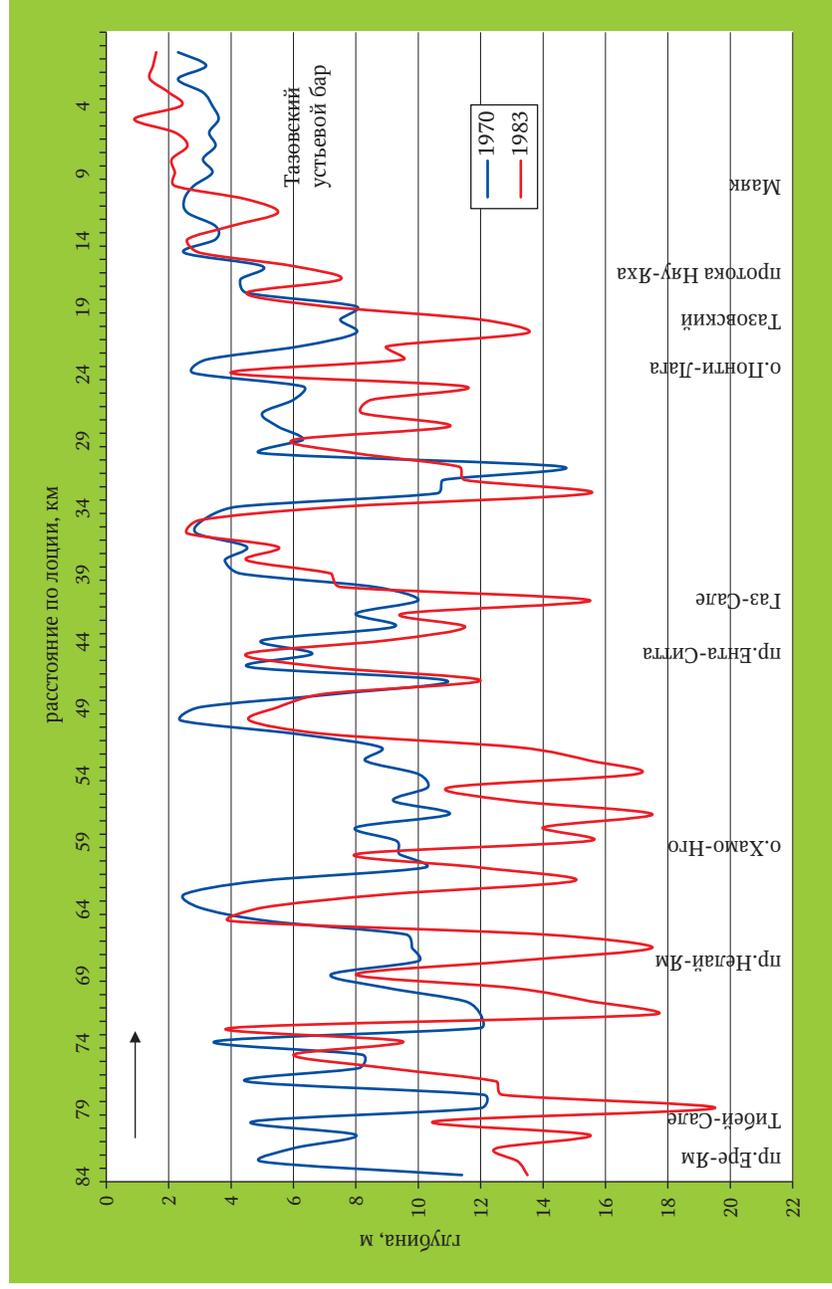


Пос. Тазовский (1970 г.)
Фотографии В.Н. Коротаева



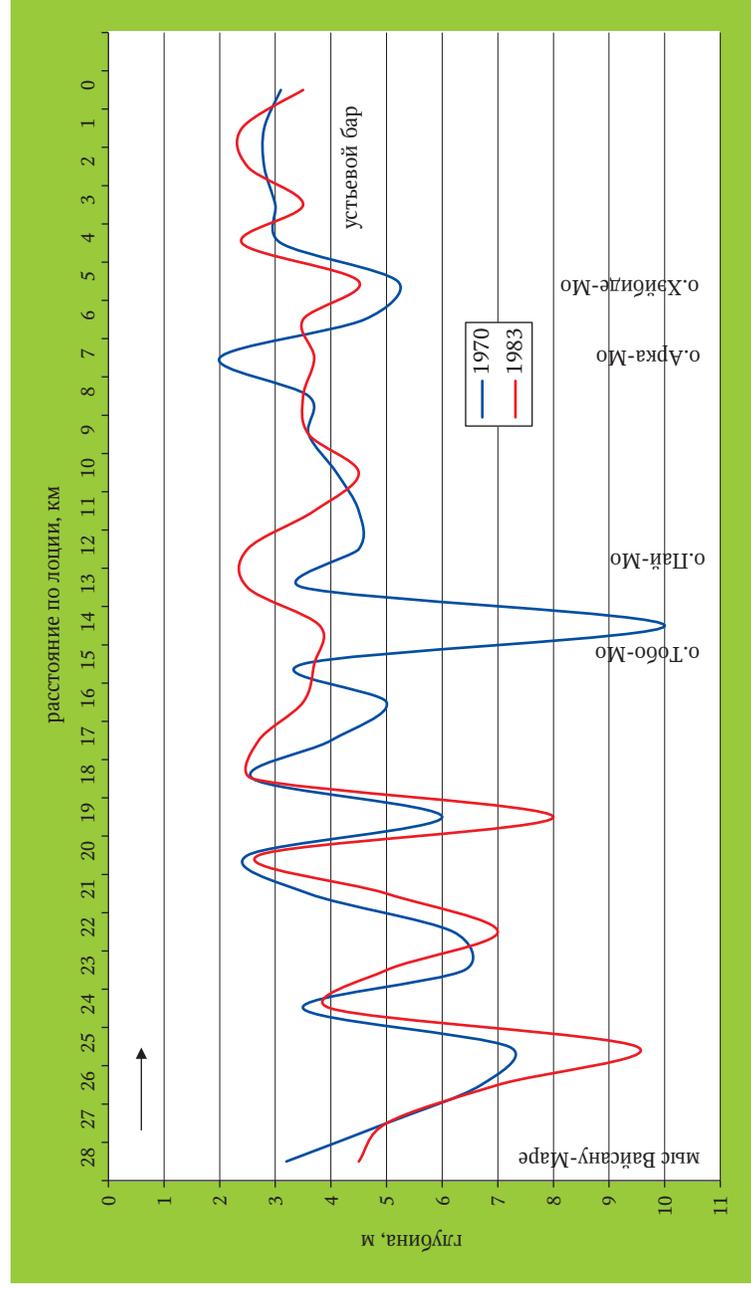
Космический снимок Landsat 7 (2000)

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЗОВЬЯ ТАЗА



ЛИСТ 6-В

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЗОВЬЯ ПУРА



ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЕНИСЕЯ

ЕНИСЕЙ (по-эвенкийски Йээнэ, в верхнем течении – по тувински Улуг-Хем – очень большая река) – одна из крупнейших рек России и земного шара. Бассейн включает в себя обширные области Центральной и Южной Сибири, располагаясь большей своей частью в пределах Средне-Сибирского плоскогорья и Саяно-Байкальской горной страны. По площади водосбора – 2580 тыс. км² – занимает второе место среди рек России (после Оби) и седьмое место среди рек мира. Берёт начало в западной части Тувинского нагорья от слияния рек – Бий-Хем (Большой Енисей) и Ка-Хем (Малый Енисей) в районе г. Кызыла. Река течёт в основном на север через горную область Саян и по границе Западной и Восточной Сибири, впадает в Енисейский залив Карского моря. Длина от истоков Малого Енисея 4102 км, от истоков Большого Енисея 4092 км, от их слияния (г. Кызыл), т. е. собственно Енисея, – 3487 км.

Бассейн Енисея представляет собой преимущественно горную страну, покрытую тайгой. Южная окраина бассейна является горной областью Саян. В центральной части Енисей отделяет левобережную Западно-Сибирскую низменность от правобережного Среднесибирского плоскогорья. На севере течёт в пределах Северо-Сибирской низменности. На большей части бассейна распространены многолетнемерзлые горные породы.

По строению долины и русла, гидрологическому и русловому режимам Енисей делится на три основных части: верхний Енисей – от слияния рек Большого и Малого Енисея в Тувинской котловине до выхода из пределов Западного Саяна у Красноярска, длиной 1011 км; средний Енисей – от Красноярска до Курейки, длиной 1608 км; ниж-

ний Енисей – от Курейки до устья (Байкалово), длиной 732 км. От устья р. Курейки начинается устьевая область Енисея – самая протяжённая в Евразии. В периоды низкого стока до устья Курейки распространяются нагонные колебания уровня. Морская граница устьевой области благодаря сильному опресняющему влиянию стока реки простирается далеко в Карском море от входа в Енисейский залив. В состав устьевой области Енисея входят: придельтовый район длиной 670 км (Туруханск – Усть-Порт), дельта длиной 200 км и общей площадью 7,5 тыс. км² (Усть-Порт – Байкалово), устьевое взморье с внешним устьевым баром в пределах Енисейской губы длиной 120 км (Байкалово – Сопочная Корга) и предустьевое пространство моря с Енисейским заливом длиной 125 км, где ещё проявляется влияние енисейских речных вод.

В дельте Енисея ниже мыса Муксунинского Енисея находится дельтовое разветвление, представленное крупными рукавами: Дерябинским Енисеем, Охотским Енисеем, Большим Енисеем, Малым Енисеем, Каменным Енисеем и протоками Лопатной, Судной, Чаяшной, Лебяжьей, Турушинской, Васильевской и др. Общая ширина дельты – около 50 км. За пределами морского края дельты Енисей вновь собирается в единое русло и широким потоком течёт в Карское море, сужаясь до 7 км в горле Енисейской губы и расширяясь до 40 км в Енисейском заливе.

Енисей характеризуется преимущественно снеговым питанием, высоким и продолжительным весенне-летним половодьем (май-июль), сменяющимися друг друга летне-осенними дождевыми паводками. Средний многолетний расход воды



Енисея у г. Игарки составляет 18600 м³/с, что соответствует объёму стока 587 км³/год. Водный сток в Енисейский залив достигает 632 км³ в год вследствие впадения Курейки, Хантайки, Дудинки, Большой и Малой Хеты, Танамы и др. рек. До зарегулирования стока реки водохранилищами средний многолетний сток взвешенных наносов Енисея у Игарки достигал 12 млн т, средняя мутность воды – 21 г/м³. После зарегулирования реки сток взвешенных наносов уменьшился в среднем до 3,95 млн т/год, средняя мутность воды – до 6,4 г/м³.

Процессы дельтообразования в устьевой области Енисея проходят по типу дельты выполнения узкого долинного залива. Районы активных современных дельтообразующих процессов приурочены к устьям Дерябинского Енисея и Большого Енисея. Мелководность устьевое взморья обуславливает высокую скорость выдвигания устьевых кос (надводные части на 10–30 м/год, подводные – 60–120 м/год). Скорость прироста площади первичной дельтовой равнины составила за всю историю её развития не более 0,5 км²/год и уменьшилась к настоящему времени до 0,02 км²/год. Линейная скорость выдвигания дельты не превосходит 10–30 м/год.

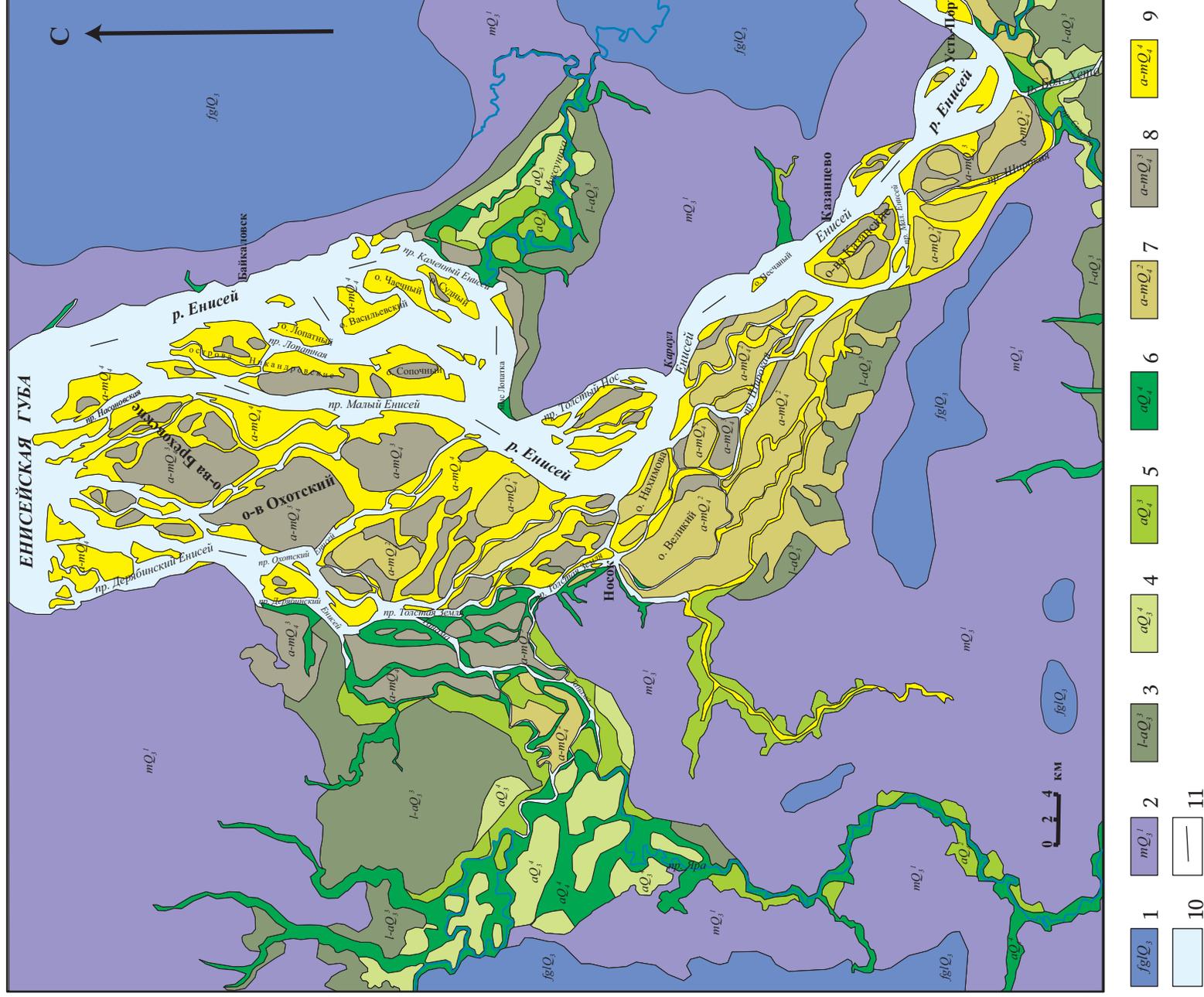
Крупные порты: Игарка и Дудинка.

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЕНИСЕЯ



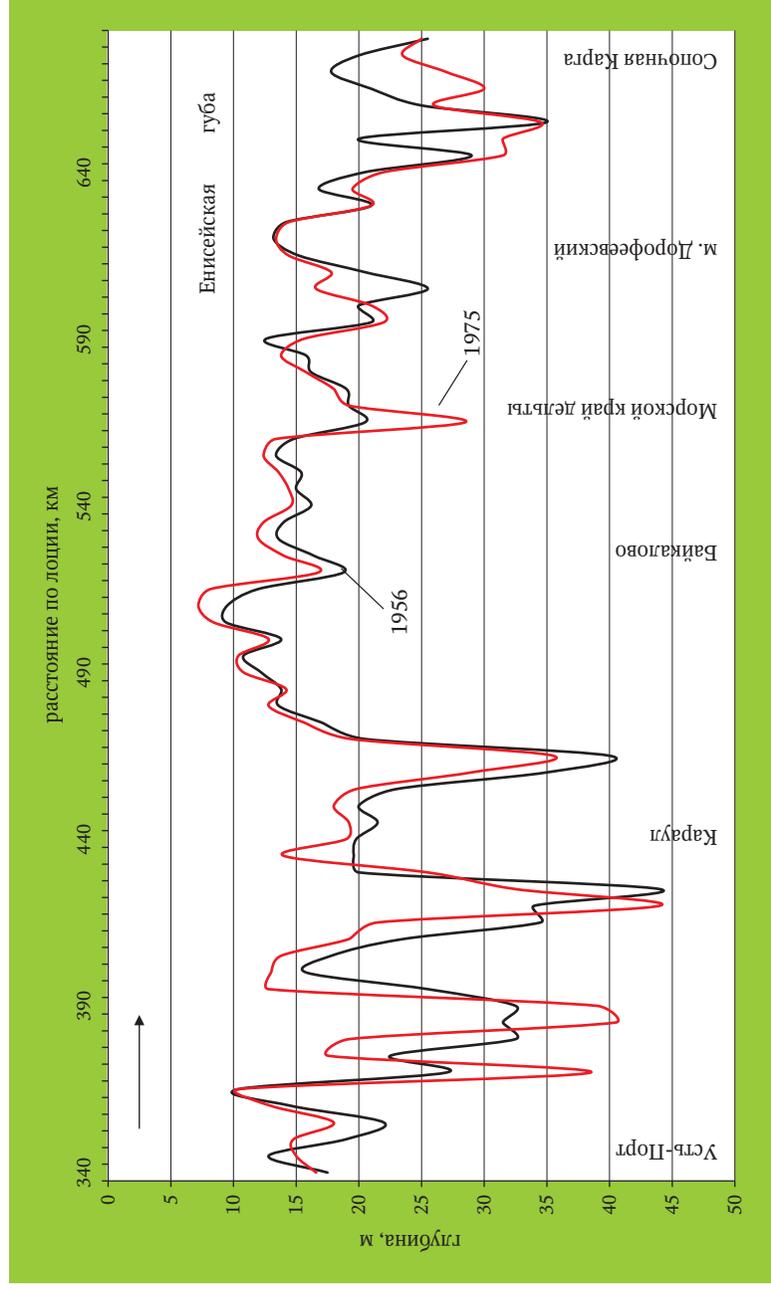
Космический снимок Landsat 7 (2000)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭСТУАЛЬНО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ЕНИСЕЯ

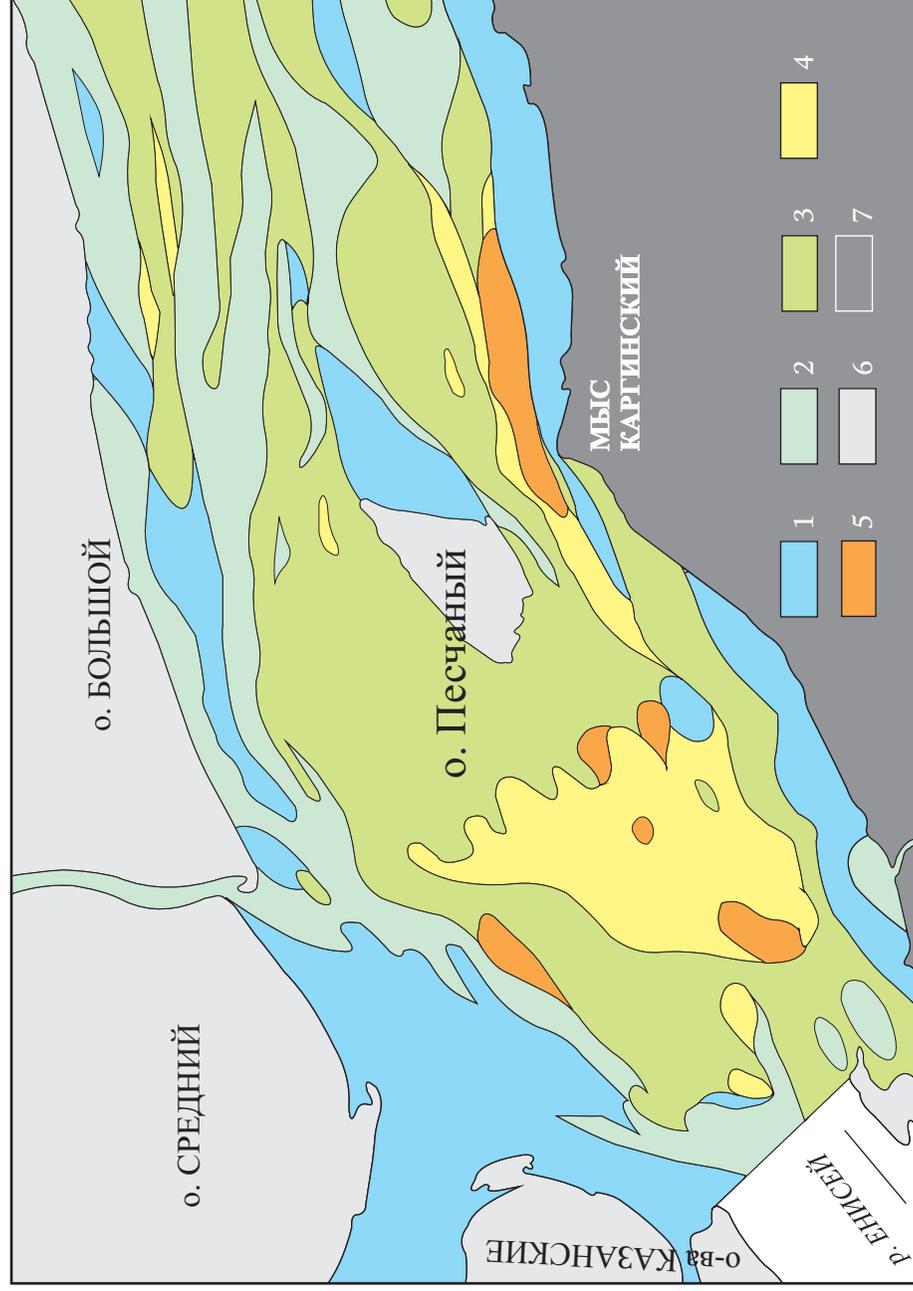


Ледниковый рельеф: 1 – позднелейстоценовые эрозивно-аккумулятивные холмы, 2 – позднелейстоценовая (казанцевская). **Озёрно-аллювиальные равнины:** 3 – позднелейстоценовая (каргинская). **Аллювиальные равнины (террасы):** 4 – позднелейстоценовая (сартанская), 5 – голоценовая, 6 – современная. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 7 – среднеголоценовая, 8 – позднеголоценовая, 9 – современная. **Прочие обозначения:** 10 – водные объекты, 11 – направление течений

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЖНЕГО ЕНИСЕЯ

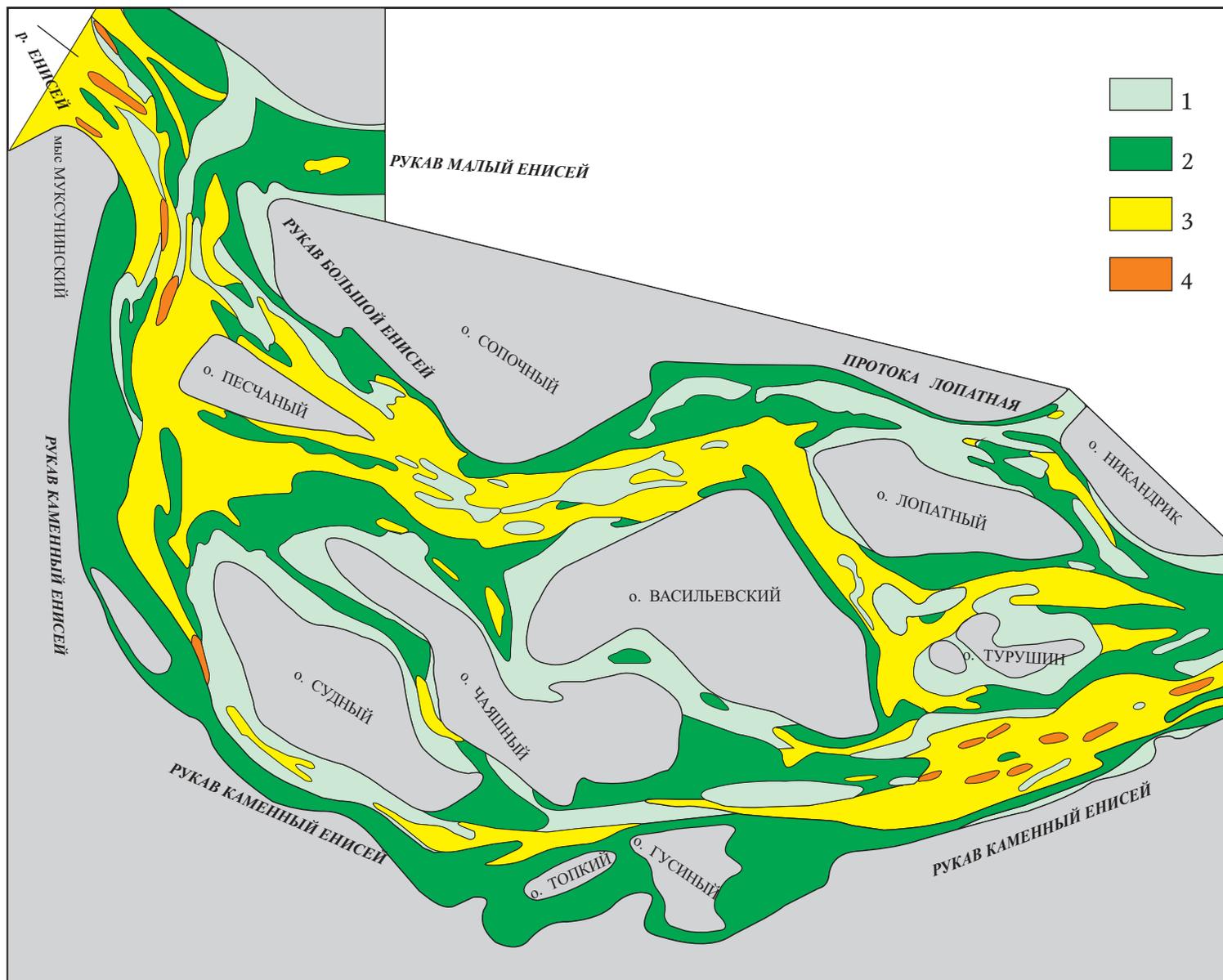


ГРУНТЫ ЕНИСЕЯ В РАЙОНЕ О. ПЕСЧАНЫЙ



1 – илы, 2 – алевриты, 3 – песок мелкий, 4 – песок средний, 5 – песок крупный, 6 – дельтовые острова, 7 – коренной берег

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЕНИСЕЯ



1 – илы и алевриты, 2 – песок мелкий, 3 – песок средний, 4 – песок крупный

ЭСТУАЛЬНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ПЯСИНЫ

ПЯСИНА, протекает по территории Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа Красноярского края. Длина – 818 км, площадь бассейна – 182 тыс. км². Вытекает из озера Пясина на западных отрогах плато Путорана и протекает по Северо-Сибирской низменности, прорываясь в низовьях через горы Бырранга. Впадает в Пясинский залив Карского моря, образуя дельту. Пясинский залив имеет длину 170 км, ширину на входе – около 200 км, глубину – до 25 м. Залив большую часть года покрыт льдом.

Притоки: Дудыпта, Янгода, Тарей (справа), Агапа, Мокоритто, Пура (слева).

В климатическом отношении – это область арктической тундры.

Пясина – равнинная река, в районе пересечения гор Бырранга – полугорная.

В бассейне Пясины развит полого-увалистый рельеф высотой до 300 м с повсеместным распространением мерзлотных форм. Много озёр (в том числе термокарстовых), болот. В предгорьях плато Путорана тундра и лесотундра сменяется лиственничным редколесьем.

Питание реки преимущественно снеговое. Основной сток реки проходит во время весенне-летнего половодья. Летние дожди вызывают невысокие, но продолжительные паводки. Средний расход воды в устье – около 2260 м³/с, годовой сток взвешенных наносов – 1,6 млн т/год.

В бассейне Пясины наибольшим распространением пользуются равнинные врезанные (52%) и широкопойменные (48%) типы русла. Средние уклоны рек составляют 0,02–0,03‰. Ширина русла в верхнем течении составляет 800–1200 м, в нижнем – до 2 км. Русло состоит из коротких

перекатных и относительно длинных и глубоких плесовых участков. Руслообразующие наносы – в основном песчано-галечные, в горных районах – галечно-щебнистые. При пересечении гор Бырранга в русле Пясины выходят скальные породы, встречаются камни-одиноцы. На приморской низменности русло становится широкопойменным многоорукавным с песчано-галечными осередками.

При впадении в Пясинский залив река образует многоорукавную дельту и устьевой бар, далеко выдвинутый в море. Начало формирования дельты относится к предбореальному времени (5,5–6 тыс. л. н.), когда Пясина заполняла долинный залив. С середины суббореального времени (3–3,5 тыс. л. н.) река формирует дельту выдвижения в вершине Пясинского залива. Дельтовая пойма сложена песками, супесями, торфом и растительным детритом. Выделяется высокая пойма (7–4,5 м), средняя (4,5–1,5 м) и низкая (1,5–0,5 м). Общая площадь дельты составляет 200 км².

Приливные денивилляции уровня проявляются от устья до о. Игшолкина.

Пясина судоходна на всём протяжении для мелкосидящих судов.

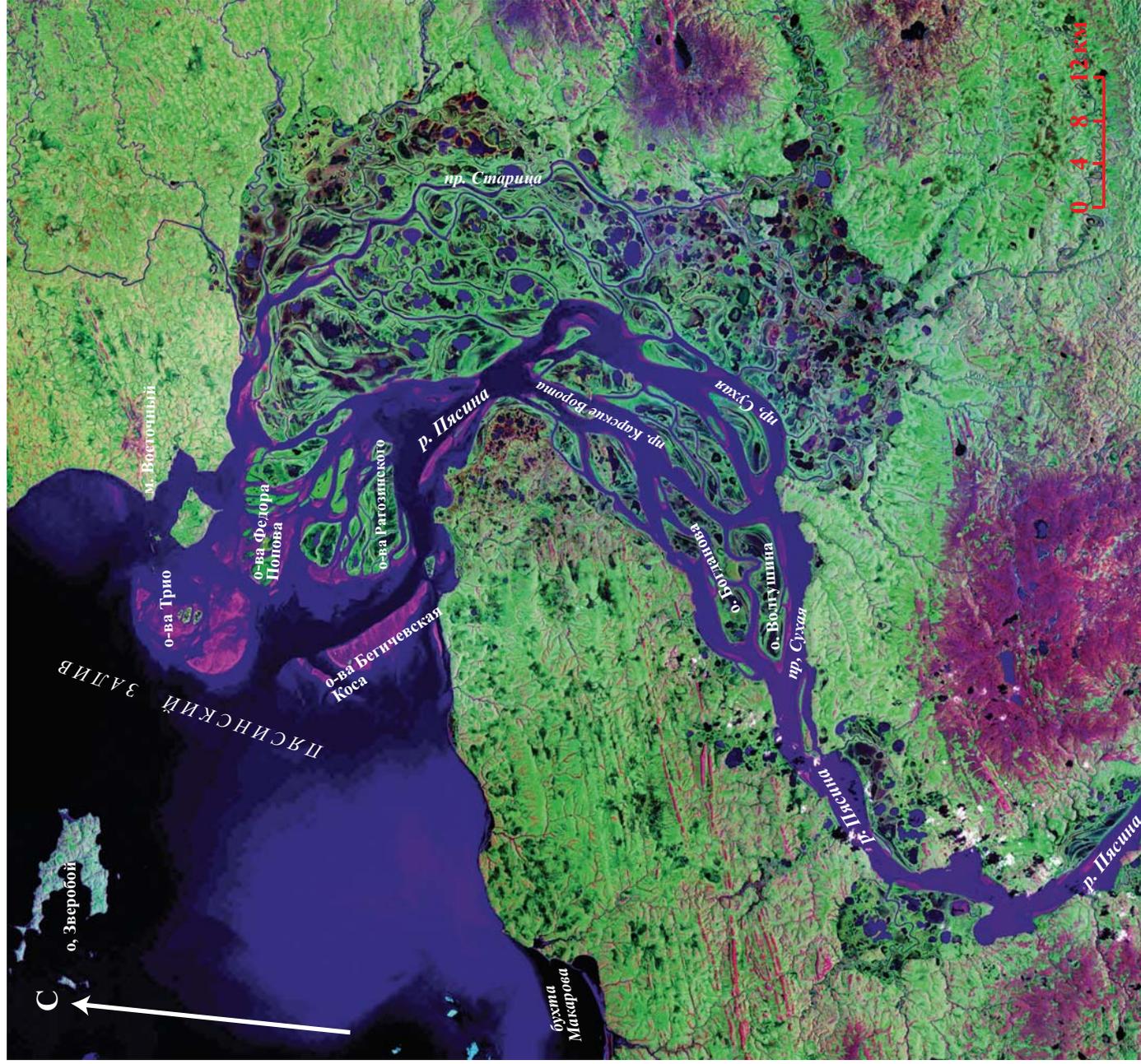


Дельта Пясины



*Пясина в районе Усть-Тареи
(фотография Ф.А. Романенко)*

ЭСТУАЛЬНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ПЯСИНЫ



Космический снимок Landsat 7 (2000)

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ХАТАНГИ

ХАТАНГА, протекает по территории Таймырского (Долгано-Ненецкого) автономного округа. Образуется от слияния рек Котуя и Хетты, истоки которых расположены в горах Путорана. Длина – 1636 км, площадь бассейна – 364 тыс. км². В верхнем и среднем течении Хатанга дренирует обширные пространства сильно расчленённого Среднесибирского плоскогорья, в низовье протекает по холмистой и заозёрной Северо-Сибирской низменности. Впадает в Хатангский залив моря Лаптевых, формируя дельту заполнения эстуария общей площадью не более 200 км². Хатангский залив с глубинами до 29 м вдаётся в сушу на 220 км. В вершинной части эстуария, в месте впадения рек Хатанги и Попигай в залив, образуется мелководный (0,5–3 м) устьевой бар.

Климат в бассейне Хатанги суровый: температура воздуха в январе –32 – –34°С, в июле – от –4° на севере до 11° на юге. За год выпадает 300 мм осадков. Снежный покров лежит почти 8 месяцев, ледяной покров на реках – более 9 месяцев. Здесь располагается самая северная граница лесной зоны северного полушария: лиственничные массивы достигают 73° с. ш. В устье Хатанги преобладают тундровые ландшафты и мохово-лишайниковая растительность.

Хатанга принадлежит к рекам с режимом восточно-сибирского типа. Весеннее половодье начинается в конце мая – начале июня. Основной вид питания реки – снеговой, летом дожди вызывают паводки.

Средний многолетний расход воды в устье равен 2760 м³/с (сток – 87,1 км³/год). Сток взвешенных наносов – 2,0 млн т/год.

Подъём уровня в реке во время весеннего половодья составляет в среднем 8 м. Нагоны в вершине эстуария достигают 2–3 м. Приливы полусуточные, от 1,2 м в заливе до 0,5–0,15 м в пос. Хатанга.

Средняя продолжительность ледостава у посёлка Хатанга – 253 дня, средняя толщина льда – 152 см (максимальная – 196 см).

Реки бассейна Хатанги в верхнем течении имеют горное и полугорное русло с многочисленными порогами, водопадами и шиверами. Ниже слияния рек Хетты и Котуя собственно р. Хатанга имеет широкопойменное русло (до 2500 м), где развиты сопряжённые разветвления.

Геоморфологическими границами эстуарно-дельтовой системы Хатанги являются: нижняя – субквальный морской край устьевых баров и верхний – вершина древнего эстуария в месте слияния Хетты и Котуя, выработанного в меловых отложениях и заполненного речными осадками.

В нижнем течении Хатанга судоходна от устья до узла слияния с Котуем и выше. Морской порт находится в 170 км от устья реки у с. Хатанга. Порт принимает суда типа «река-море» с грузоподъёмностью от 1,5 до 5 тыс. тонн. Продолжительность навигации составляет около 3 месяцев (с середины июня по сентябрь).



Пос. Хатанга



*Дельта Хатанги
(фотография Ф.А. Романенко)*

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ХАТАНГИ



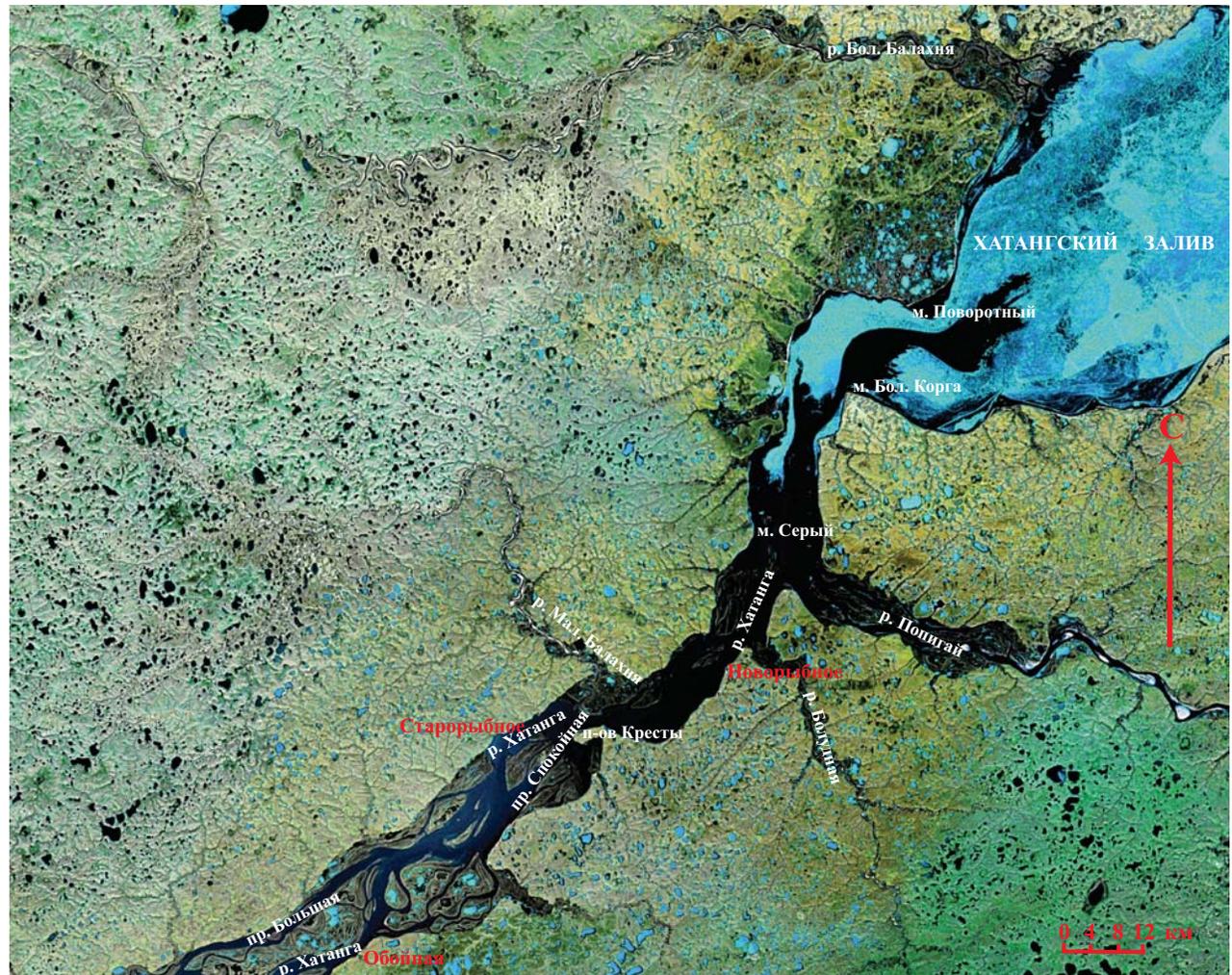
Низовье Хатанги



Пос. Хатанга

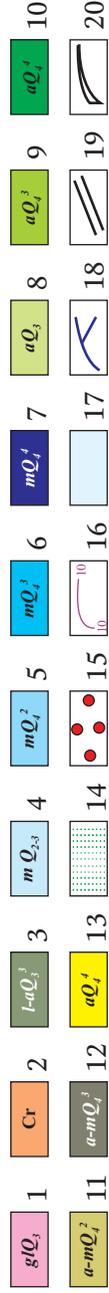
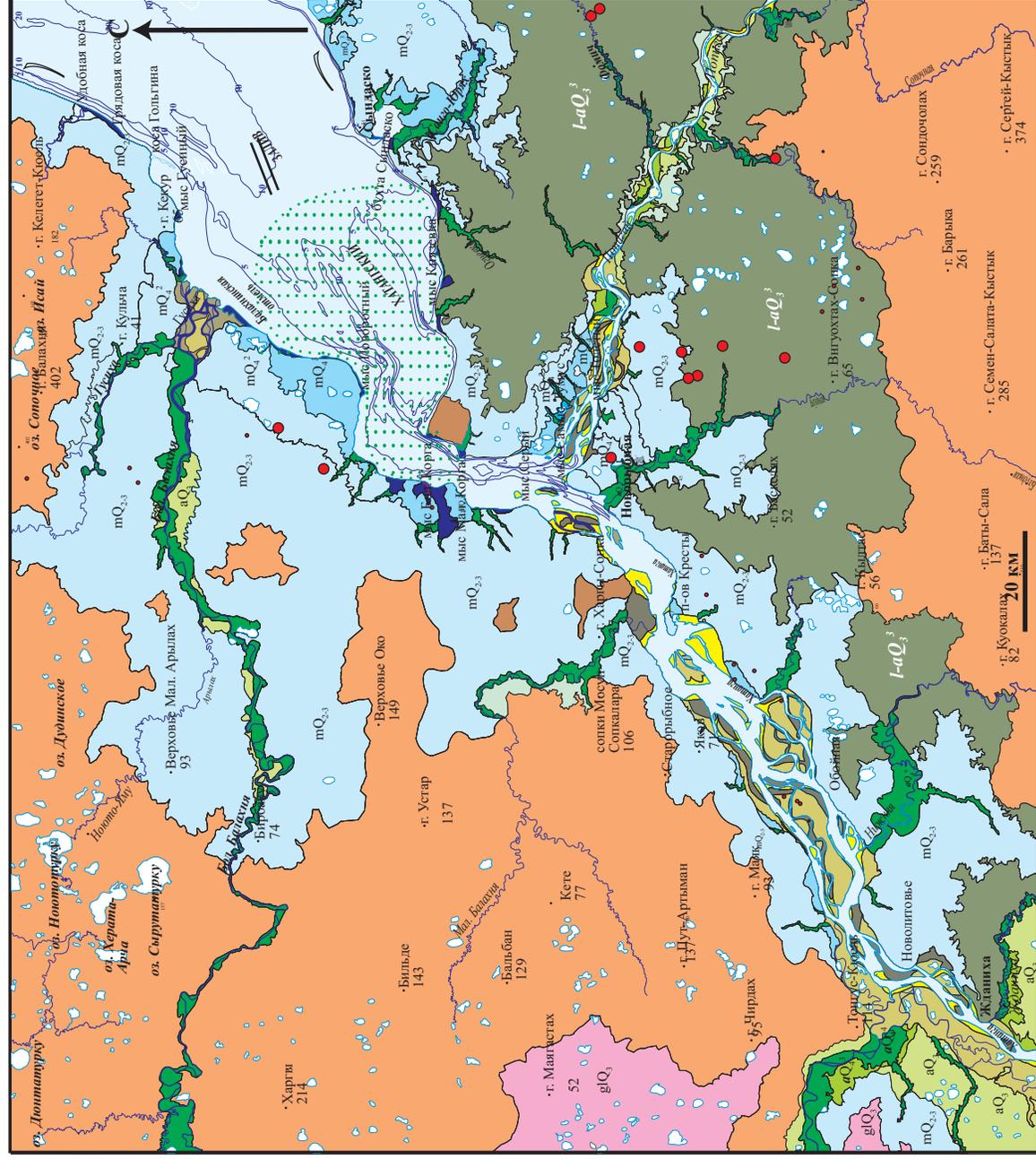


Хатангский залив



Космический снимок Google Earth (2013)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ХАТАНГИ



Ледниковый рельеф: 1 – холмистая моренная равнина. **Структурно-денудационный рельеф:** 2 – низкогорья до 400 м. **Озёрно-аллювиальные равнины:** 3 – едома. **Морские равнины (террасы):** 4 – средне-позднеплейстоценовая (до 60 м), 5 – среднеголоценовая (до 20 м), 6 – позднеголоценовая (до 10 м), 7 – современная (до 5 м). **Аллювиальные:** 8 – позднеплейстоценовая (сарпанская 10–20 м), 9 – позднеголоценовая (5–10 м), 10 – современные днища речных долин. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 11 – среднеголоценовая (до 5 м), 12 – позднеголоценовая (до 2 м), 13 – современные устьевые и русловые формы (до 1 м), 14 – устьевые бары, 15 – булгунихи. **Прочие обозначения:** 16 – водные объекты, 17 – изобаты (м), 18 – гидрографическая сеть, 19 – направление течений, 20 – направление вдольбереговых потоков наносов

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА АНАБАРА

АНАБАР, река в республике Саха (Якутия), берёт начало на восточном склоне Анабарского плато от слияния рек Бол. и Мал. Куонамки и протекает по Северо-Сибирской низменности. Длина – 939 км, площадь бассейна – 100 тыс. км². Впадает в Анабарскую губу моря Лаптевых, где формирует дельту площадью 230 км². Длина залива – 67 км, ширина – 76 км, глубина от 3 до 12 м. Анабарский залив большую часть года покрыт льдом.

Притоки: Усумун, Удя, Средняя (справа), Суолема, Харабыл, Доцуоха, Конниес (слева).

Питание Анабара преимущественно снеговое. Повсеместное распространение многолетней мерзлоты ограничивает грунтовое питание реки. После прохождения короткого и высокого весеннего половодья режим уровней Анабара определяется дождевыми паводками, превышающими иногда пик половодья. Ледоход сопровождается заторами. Средний расход воды у г/п Саскылах равен 470 м³/с (объём стока – 14,7 км³/год, в устье – 570 м³/с). Сток взвешенных наносов в устье – 0,52 млн т/год (при средней мутности воды 25 г/м³).

В бассейне Анабара горные русла занимают около 1% общей длины рек, полугорные – 30%, равнинные врезанные и широкопойменные – 69%. Врезанное русло от г. Булка до Саскылаха характеризуется значительной извилистостью, ширина реки – 600 м; перекаты в основном песчаные, но встречаются выходы скал (порог Халтаннах). Широкопойменное русло, начиная с 200 км от устья, сопровождается пойменной многоуровневостью, излучинами и сопряжёнными разветвлениями. Пойменные берега – песчаные, иногда

к руслу реки подходят скалы. Русло – неустойчивое, выстлано мелким заиленным песком. От пос. Юринг-Хая русло Анабара формируется под влиянием приливов и отливов, представляя собой дельту заполнения долинного залива. Ниже устья Суолемы река превращается в типичный эстуарий, где в заливе формируется устьевой бар площадью 350 км².

Основные населённые пункты: Саскылах, Юринг-Хая. Якорная стоянка – в устье р. Суолемы (мыс Крест). Река судоходна.



Пос. Юринг-Хая

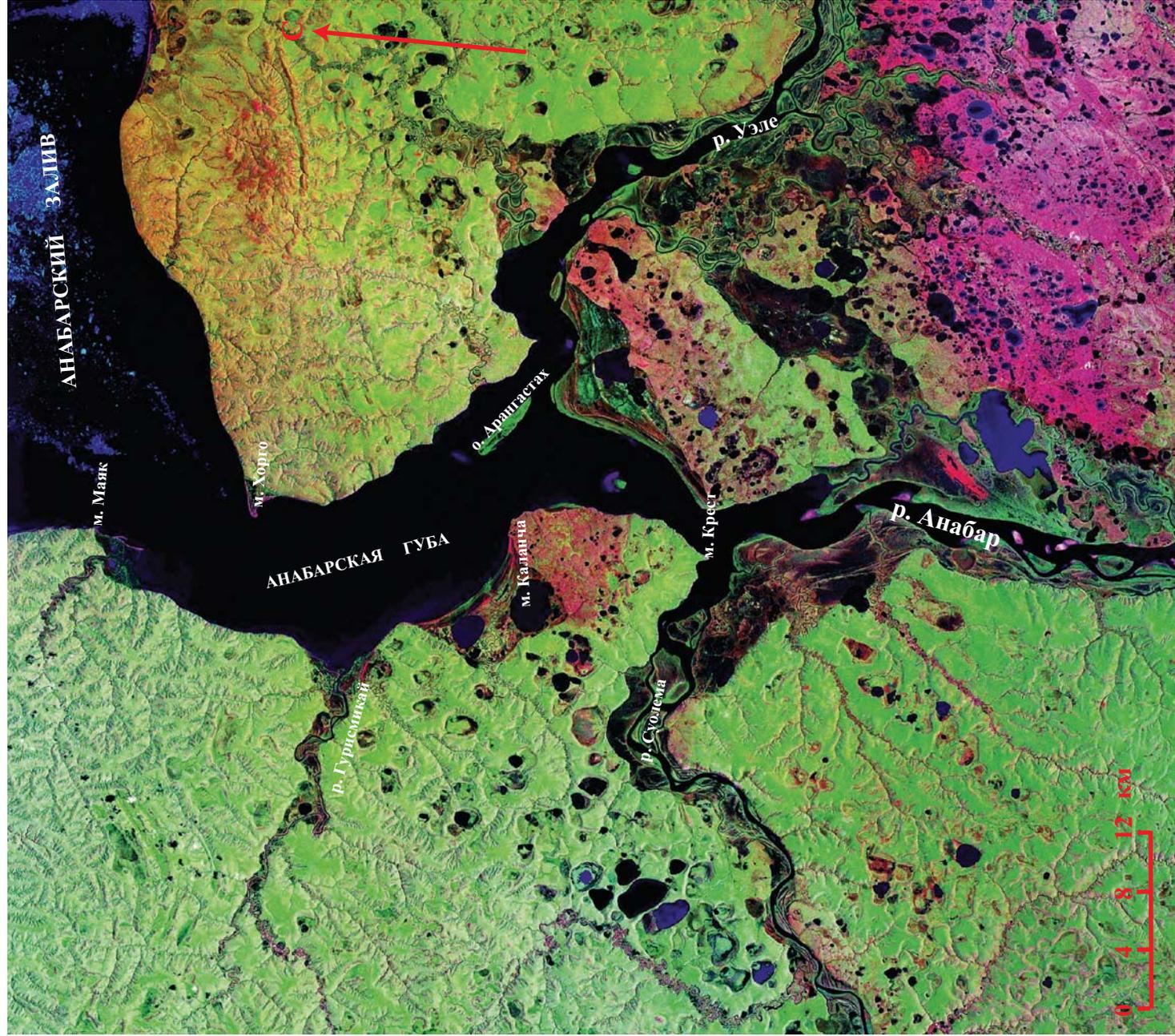


Анабарский залив (фотографии V. Куатуяра)



Низовье Анабара

ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА АНАБАРА



Космический снимок Landsat 7 (2000)

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ОЛЕНЁКА

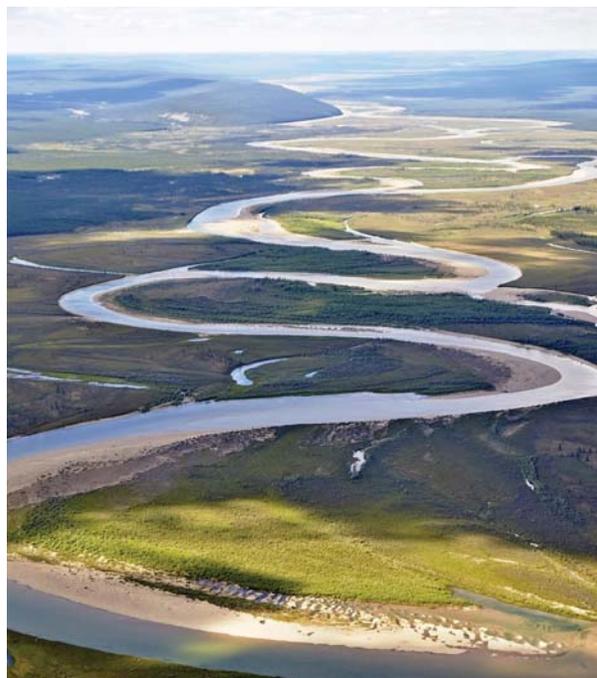
ОЛЕНЁК, протекает по территории республики Саха (Якутия), в верхнем течении – в Красноярском крае. Длина 2292 км, площадь бассейна 219 тыс. км². Берёт начало из небольшого озера на северных склонах кряжа Букоган и пересекает Оленёкско-Вилуйское эрозионно-денудационное плато. При впадении в Оленёкский залив моря Лаптевых (ниже мыса Тумул) образует дельту площадью 840 км² с авандельтой 600 км² (по 5-метровой изобате) и устьевым баром 225 км². Северо-восточный край дельты оконтурен цепью морских береговых баров. Главные рукава дельты – Улахан-Уэс (левый), Кубалах-Уэс и Чугас-Уэс (правые). В верховьях Оленёк имеет полугорное порожистое русло. В котловинообразных расширениях река меандрирует и разветвляется на рукава, ширина русла – 60 м. В среднем течении до устья Арга-Сале Оленёк формирует врезанное русло с порогами в скальных берегах, ширина реки увеличивается до 350 м. В нижнем течении Оленёк протекает между кряжами Чекановского и Прончищего. Здесь русло врезанное, слабоизвилистое или прямолинейное шириной от 500 до 1000 м.

Питание снеговое и дождевое. Половодье с июня по июль, с октября по май – межень. Наибольший расход в половодье на г/п «7,5 км» – 38800 м³/с, средний объём стока – 23,6 км³. В летне-осенний период – дождевые паводки. Наибольший расход паводка – 2870 м³/с, объём стока – 2,97 км³. Среднегодовой расход воды в устье 1120 м³/с, наибольший средний – 1880 м³/с, наименьший – 536 м³/с, среднегодовой модуль стока – 5,7 л/с·км², годовой объём стока – 35,3 км³ (на морском крае дельты – 38,8 км³). В нижнем течении перед

вскрытием расход может быть менее 1 м³/с. Среднегодовой расход взвешенных наносов – 38 кг/с, сток наносов 1,20 млн т/год (в вершине дельты – 1,35 млн т/год), мутность – 34 г/м³.

Основные притоки слева – Арга-Саха, Пур (Бур), Унусит, Бирикте, Куойка, Бееччимае, Буолкалах, Чарчык; справа – Келимяр, Кютюнде, Силигир.

Основные населённые пункты: Оленёк, Харыялак, Таймылыр, Усть-Оленёк. Судходна до Таймылыра.



Река Оленёк



Низовье Оленёка

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ОЛЕНЁКА



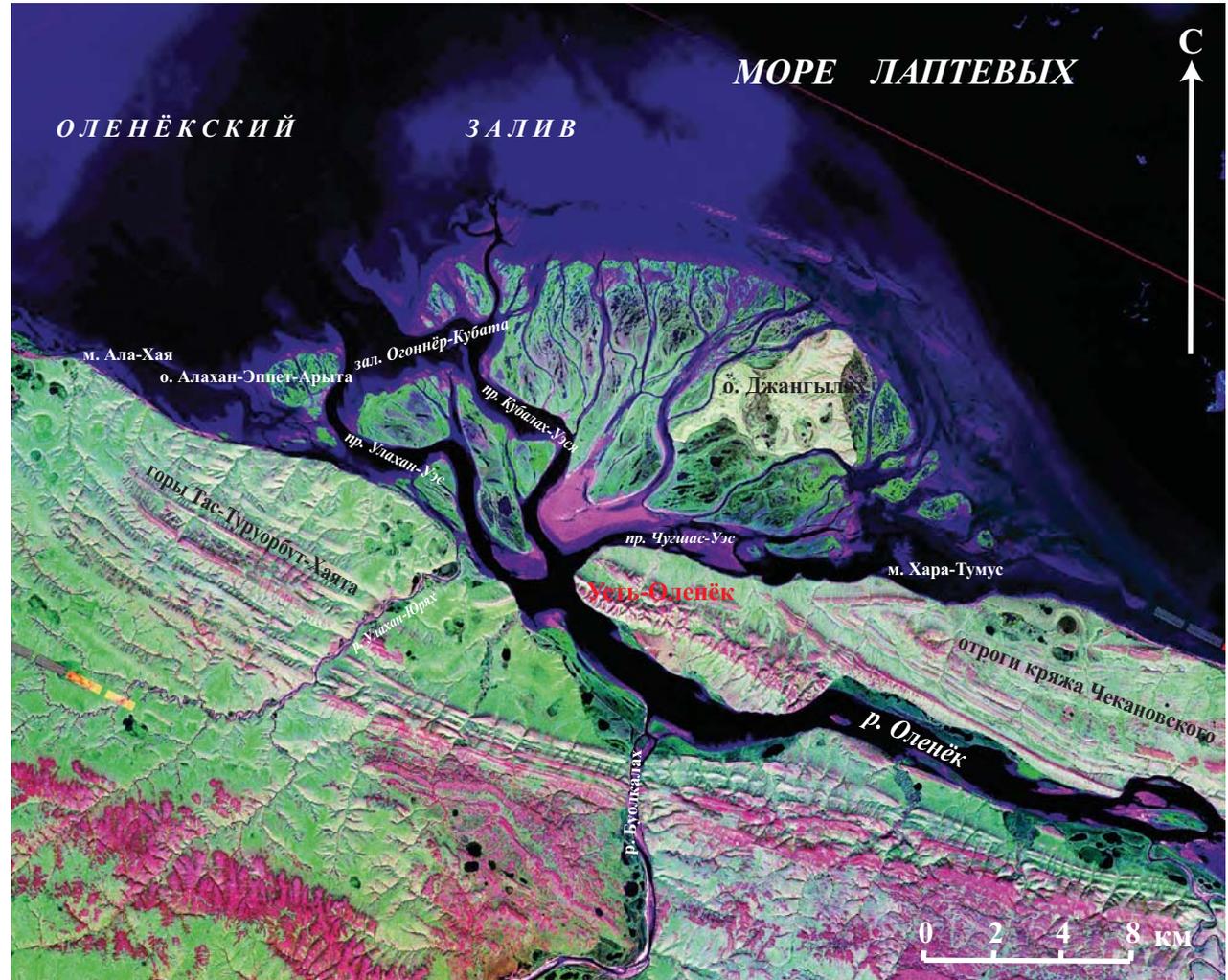
Верхнее течение р. Оленёк



Среднее течение р. Оленёк

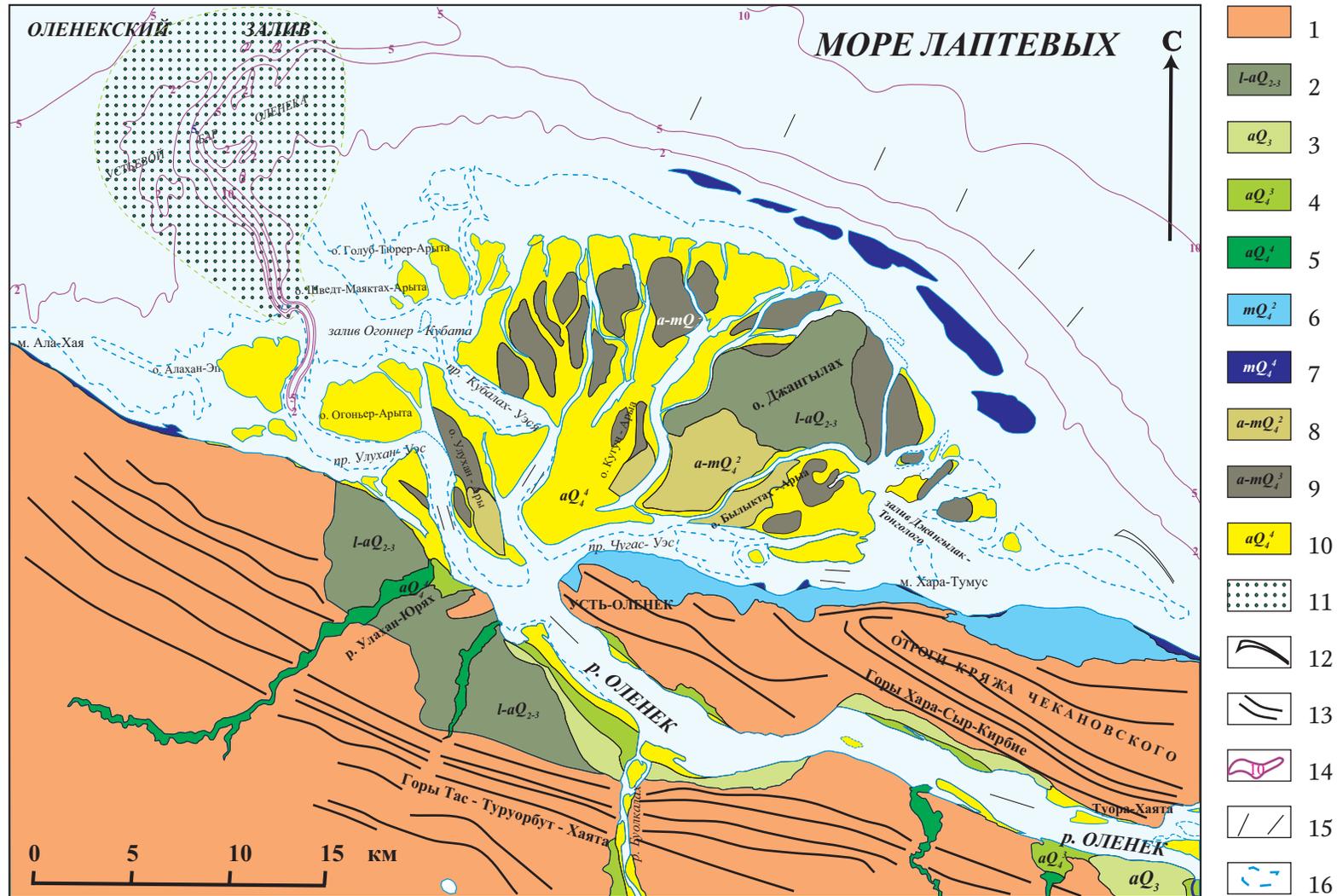


Низовье р. Оленёк



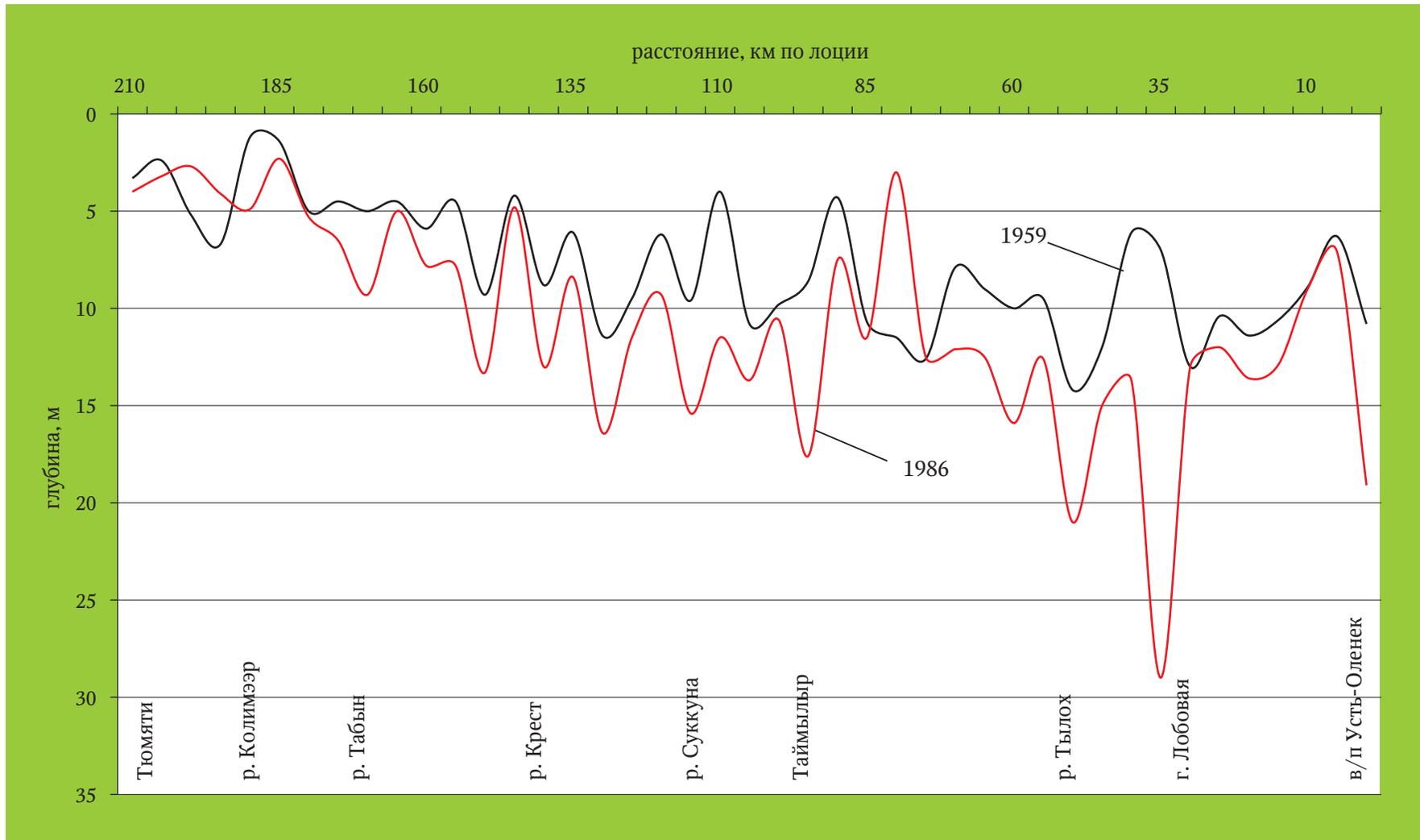
Космический снимок Landsat 7 (2000)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ОЛЕНЁКА



Ледниковый рельеф: 1 – холмистая моренная равнина. **Структурно-денудационный рельеф:** 2 – низкогорья до 400 м. **Озёрно-аллювиальные равнины:** 3 – едома. **Морские равнины (террасы):** 4 – средне-позднеплейстоценовая (до 60 м), 5 – среднеголоценовая (до 20 м), 6 – позднеголоценовая (до 10 м), 7 – современная (до 5 м). **Аллювиальные:** 8 – позднеплейстоценовая (сартанская 10–20 м), 9 – позднеголоценовая (5–10 м), 10 – современные днища речных долин. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 11 – среднеголоценовая (до 5 м), 12 – позднеголоценовая (до 2 м), 13 – современные устьевые и русловые формы (до 1 м), 14 – устьевые бары, 15 – булгуньяхи. **Прочие обозначения:** 16 – водные объекты, 17 – изобаты (м), 18 – гидрографическая сеть, 19 – направление течений, 20 – направление вдольбереговых потоков наносов

ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НИЖНЕГО ОЛЕНЁКА



ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЛЕНЫ

ЛЕНА (эвенк. Елюене, якут. Улахан-Юрях – большая река), протекает по территории Иркутской области и республики Саха (Якутия), вторая по водности (после Енисея) и третья по длине (после Оби с Иртышом и Амура с Аргунью). Длина 4400 км, площадь бассейна 2490 тыс. км². Берёт начало на западном склоне Байкальского хребта, впадает в море Лаптевых. Верховья Лены и значительная часть бассейнов её правых притоков расположены в горных районах Прибайкалья, Забайкалья и на Алданском нагорье, основная часть бассейнов левых притоков – на Среднесибирском плоскогорье. Суровость климата в бассейне Лены обуславливает почти сплошное распространение многолетнемерзлых пород (мощность многолетней мерзлоты в районе г. Якутск – 220 м, в дельте Лены – 500–600 м).

По морфологии долины и русла, гидрологическому и русловому режимам Лена делится на четыре участка: верхний – от истока до устья р. Витим (1530 км), средний – до пос. Сангар (1540 км), нижний – до о. Тит-Ары (1150 км) и дельту. В верхнем течении Лена протекает в глубоко врезанной долине, скалистые и крутые склоны которой поднимаются над рекой нередко до 300 м. В русле – скальные мысы «быки», шиверы. Ширина долины изменяется от 0,5–2 до 10 км; местами имеются сужения до 200–500 м – «щёки» (например, «Пьяный бык» в 237 км ниже г. Киренск). На этом участке в Лену впадает крупный правый приток – Киренга.

В среднем течении, ниже устья Витима, ширина долины местами увеличивается до 30 км за счёт развития поймы и террас. От г. Олёкминск до п. Покровск Лена течёт в долине с отвесными, сильно расчленёнными известняковыми склона-

ми, представляющими собой отдельные скалы, часто причудливой формы (так называемые Ленские столбы).

В среднем течении река принимает крупные притоки: Витим, Большой Патом, Олёкма, Алдан (правые), Нюя (левый).

В нижнем течении Лена формирует разветвлённое русло с глубинами 16–20 м. В самом низовье река протекает между Хараулахским хребтом и кряжем Чекановского в так называемой Ленской трубе – узком прямолинейном и глубоком русле среди крутых коренных склонов, долина сужается до 4 км. На этом участке в Лену впадают крупные притоки – Вилюй, Линде, Муна (левые).

При впадении в море Лаптевых Лена образует самую большую в России дельту (общая площадь около 30 тыс. км²), расчленённую множеством рукавов и проток.

За период 1927–2013 гг. среднемноголетний расход воды в нижнем течении (с. Кюсюр) составил 17,2 тыс. м³/с (годовой объём стока 542 км³), на морском крае дельты – 17,5 тыс. м³/с (553 км³). Среднемноголетний сток взвешенных наносов и мутность воды в вершине дельты составляют соответственно 22,1 млн т и 41 г/м³.

Уровни воды имеют большую изменчивость, связанную с колебаниями водности и заторами льда. Резкое сужение долины в «Ленской трубе» приводит к быстрому увеличению амплитуды уровней (до 24 м), ниже (на низменном побережье) начинается распластывание паводочной волны, колебание уровня уменьшается почти в 2,5 раза. Величина подпора уровня при ледяных заторах составляет 1–2 м в верхнем течении, 5–10 м в среднем, наибольшая – от 19 до 29 м (с. Кюсюр).



Ленская труба

Лена судоходна от п. Качуг до устья (4125 км). Основные порты и пристани (от истока к устью): Качуг, Жигалово, Усть-Кут, Киренск, Марково, Витим, Пеледуй, Ленск, Олёкминск, Покровск, Якутск, Сангар, Жиганск, Быковский.

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЛЕНЫ



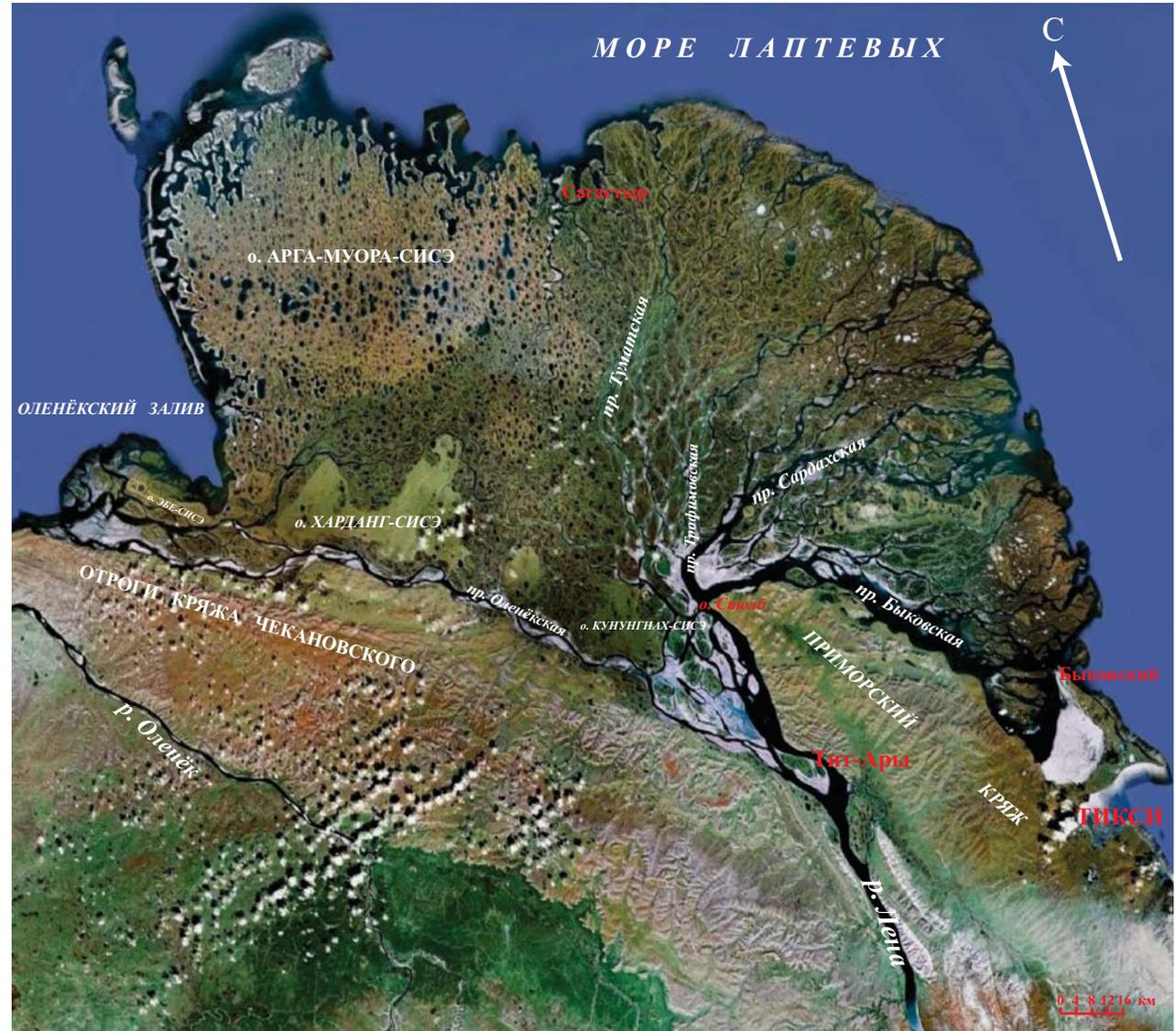
О. Столб



Торфяные обрывы высокой поймы
Фотографии В.Н. Кортаева

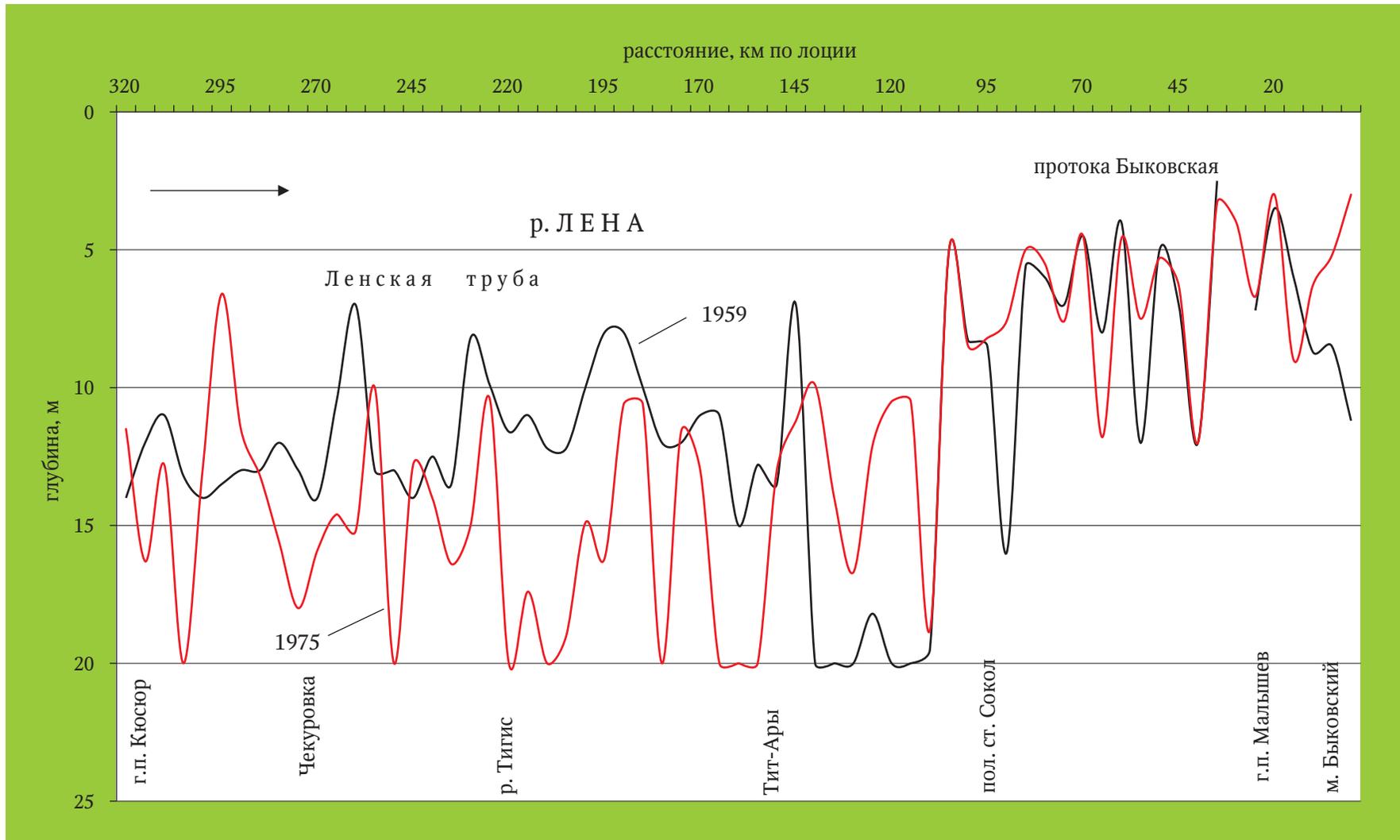


Типичный пример полигональной тундры

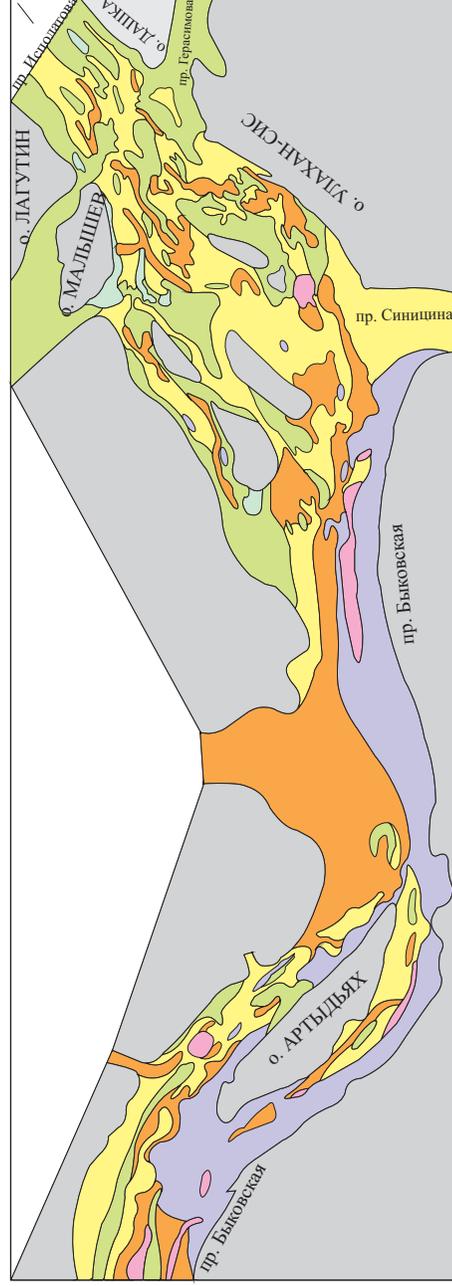


Космический снимок Google Earth (2013)

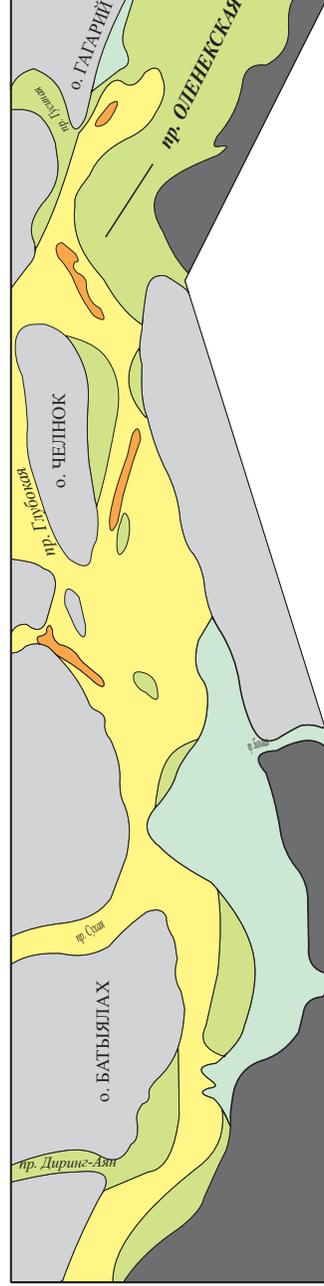
ДИНАМИКА ДНА НИЖНЕЙ ЛЕНЫ И ДЕЛЬТОВОГО РУКАВА БЫКОВСКАЯ ПРОТОКА



ГРУНТЫ ПРОТОКИ БЫКОВСКОЙ



ГРУНТЫ ПРОТОКИ ОЛЕНЁКСКОЙ

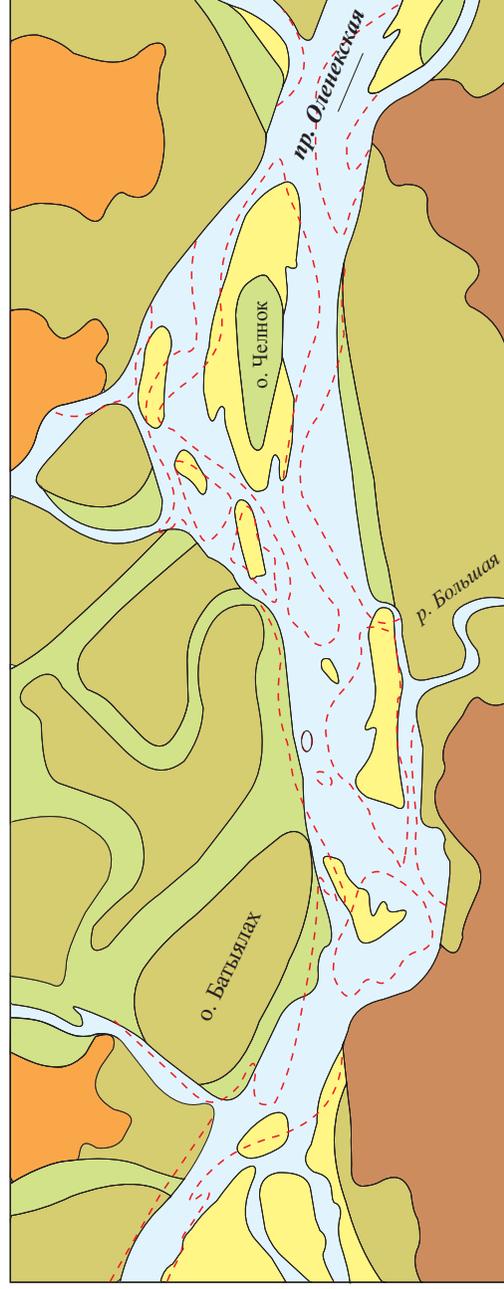


ГРУНТЫ ПРОТОКИ ТРОФИМОВСКОЙ

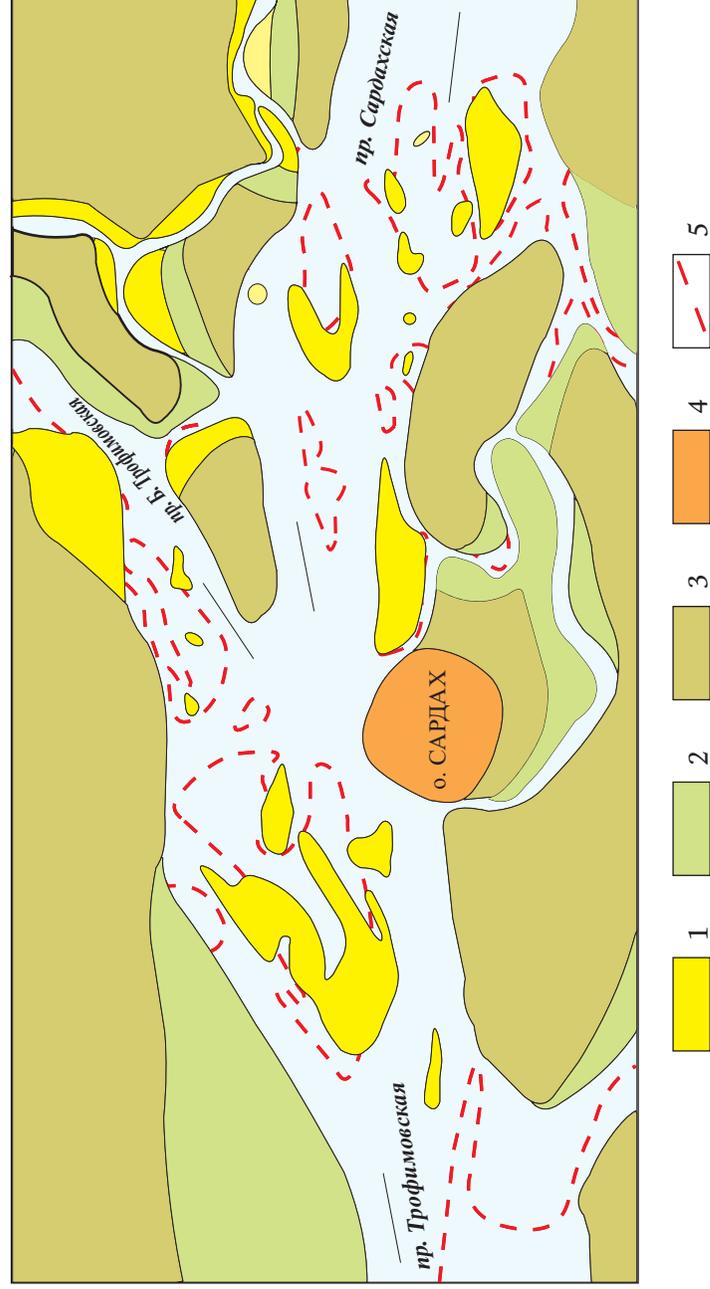


ДИНАМИКА РУСЛА ПРОТОКИ ОЛЕНЁКСКОЙ

ЛИСТ 12-д



ДИНАМИКА РУСЛА ПРОТОКИ ТРОФИМОВСКОЙ



1 – осередки и отмели, 2 – пойма молодая, 3 – пойма старая, 4 – останцы едомы, 5 – коренные берега, 6 – акватория русла, 7 – берег 1951 г.

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЯНЫ

ЯНА (от юкагирского «йангэ» – гусь). Образуется от слияния рек Дулгалаха и Сартанга, берущих начало на Верхоянском хребте. Впадает в Янский залив моря Лаптевых. Протекает по территории республики Саха (Якутия). Площадь бассейна – 238 тыс. км², длина реки 872 км.

В пределах долины Яны можно выделить участки: верхний – от слияния рек Дулгалаха и Сартанга до устья Адычи (872–620 км от устья); средний – от устья Адычи до устья Бытантая (620–532 км); нижний – от устья Бытантая до с. Казачье (532–149 км) и дельту (149–0 км от устья). Наиболее крупные притоки: правые – Батагай, Адыча, Ольджо, Джангкы и Куйга; левые – Бытантай, Баки, Черча и Казачка.

Перед выходом на Приморскую низменность при пересечении Куларского хребта река течёт в едином русле, следуя направлению врезанных макроизлучин долины. В 140 км от устья Яна разветвляется на рукава (Самандон, Камелек, Кочевая, Главное Русло и Куогастаах) и формирует дельту выполнения устьевой лагуны. Площадь собственно аллювиально-дельтовой равнины – 2090 км².

В верхнем течении Яна пересекает Верхоянскую впадину, образуя широкую пойму (до 10 км) и очень извилистое галечное русло. Ниже Верхоянска ширина песчано-гравийного русла меняется от 160 до 400 м, средние глубины достигают 2 м (в плесах 6–7 м). В среднем течении Яна имеет разветвлённое, с большим количеством островов и осерёдков русло. Ширина дна долины увеличивается до 6–15 км, основное русло имеет ширину 200–500 м. Наибольшие скорости течения в межень достигают 1,4 м/с. Русло в основном галечное, прибрежные отмели и острова – песчано-галечные.

В нижнем течении – от устья Бытантая до п. Казачье – Яна пересекает Куларский антиклинорий, ширина долины уменьшается до 2 км, преобладают крутостенные, скалистые склоны; русло становится неразветвлённым, образуя врезанные макроизлучины. В русловых отложениях преобладают галечники, образуются редкие острова и прирусловые отмели; глубины в межень более 2–3 м. Скорости потока от 1,4 до 1,9 м/с, увеличиваются на каменистых порогах до 3,3–3,6 м/с (перекаты Пороги и Дамка).

Среднеголетний расход воды Яны в створе полярной станции Юбилейная (157 км от устья) составляет 1065 м³/с (1935–2013 гг.). Объём годового стока воды равен 33,6 км³/год, модуль стока – 4,75 л/с км². За период наблюдений среднегодовые расходы воды изменялись от 1810 (1996 г.) до 623 м³/с (1980 г.).

Наибольшие амплитуды колебаний уровней отмечены в нижнем течении Яны: 8,6 м у г.п. Юбилейная (157 км от устья), 7,8 м у с. Усть-Янска (124 км). Средняя величина подпора при ледяном заторе ниже г/п Джангкы достигает 170 см, для г/п Юбилейная – 330 см. В дельте происходит расплывание волны половодья. Высота подъёма уровней на г/п Нижнеянск (22 км от устья) составляет 2,65 м, на г/п Юэдей (8 км) – 1,6 м.

Нагоны высотой 1 м проникают на 60–70 км от морского края дельты, высотой 0,2 м – на 30–35 км. Приливы в устье Правой протоки дельты Яны составляют 18 см (сизигия) и 3 см (квадратура). Распространяются приливы в дельту на 30 км. Амплитуда сгонно-нагонных колебаний уровня составляет 260 см в устье Правой протоки и 210 см в устье.



Средняя Яна

Средний многолетний расход взвешенных наносов Яны у Юбилейной – 150 кг/с. Годовой объём стока взвешенных наносов – 4,73 млн т. Среднегодовые расходы наносов изменяются от 420 кг/с (1996 г.) до 30 кг/с (1980 г.). Среднеголетняя мутность воды на нижней Яне – 140 г/м³.

Яна судоходна от устья до г. Верхоянска; серьёзно затрудняют судоходство короткий навигационный период (3–4 месяца), мелководные устьевые бары и обилие перекатов.

Главные пристани: Нижнеянск (порт), Кулар, Куйга и Батагай.

ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ЯНЫ



Средняя Яна



Экспедиционное судно МГУ



Рейд судов
Фотографии В.Н. Коротаева



Космический снимок Landsat 7 (2000)

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ ЯНЫ



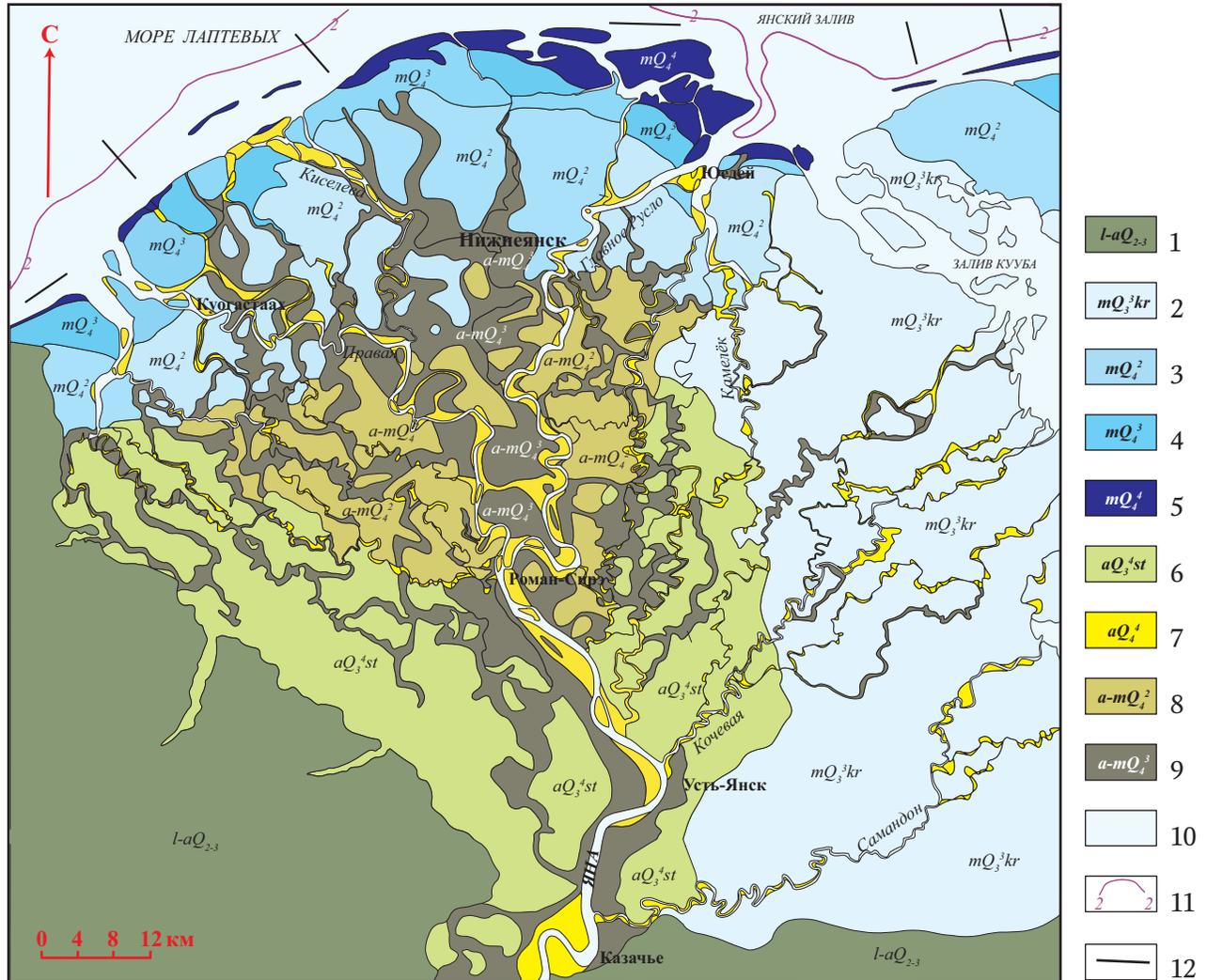
Высокая дельтовая пойма



Лёд в отложениях высокой поймы

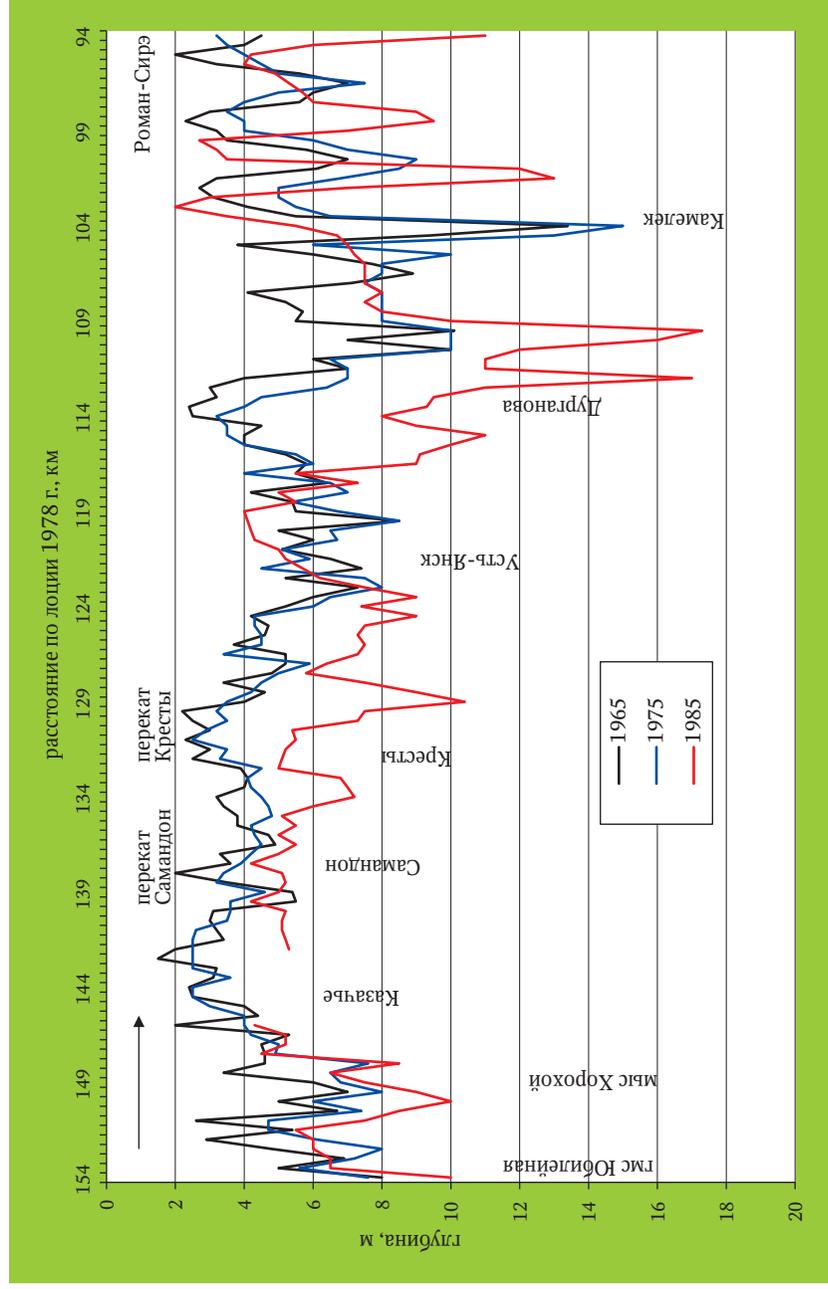


Порт Нижнеяньск
Фотографии В.Н. Коротаева

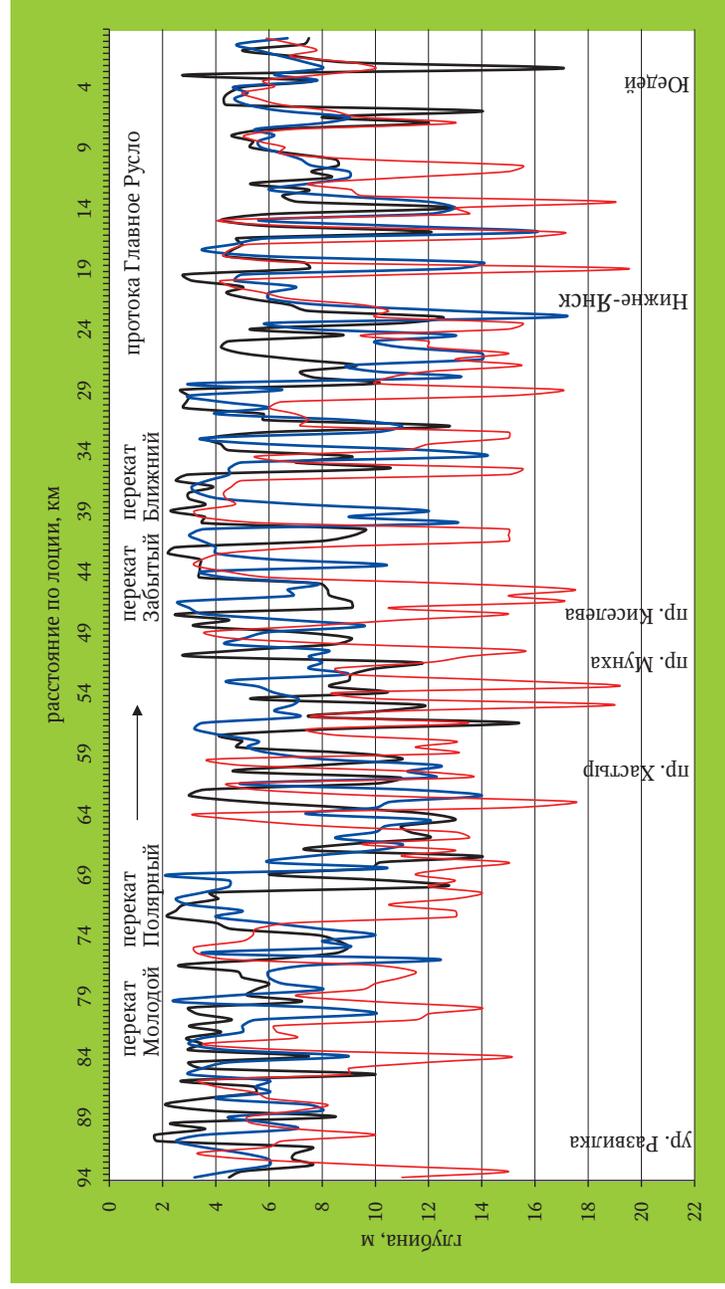


Озёрно-аллювиальные равнины: 1 – средне-позднеплейстоценовая едома. **Морские равнины (террасы):** 2 – позднеплейстоценовая (каргинская), 3 – среднеголоценовая, 4 – позднеголоценовая, 5 – современная. **Аллювиальные равнины (террасы):** 6 – позднеплейстоценовая (сартанская), 7 – современные русловые формы. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 8 – среднеголоценовая, 9 – позднеголоценовая. **Прочие обозначения:** 10 – водные объекты, 11 – изобаты (м), 12 – направление перемещения береговых наносов

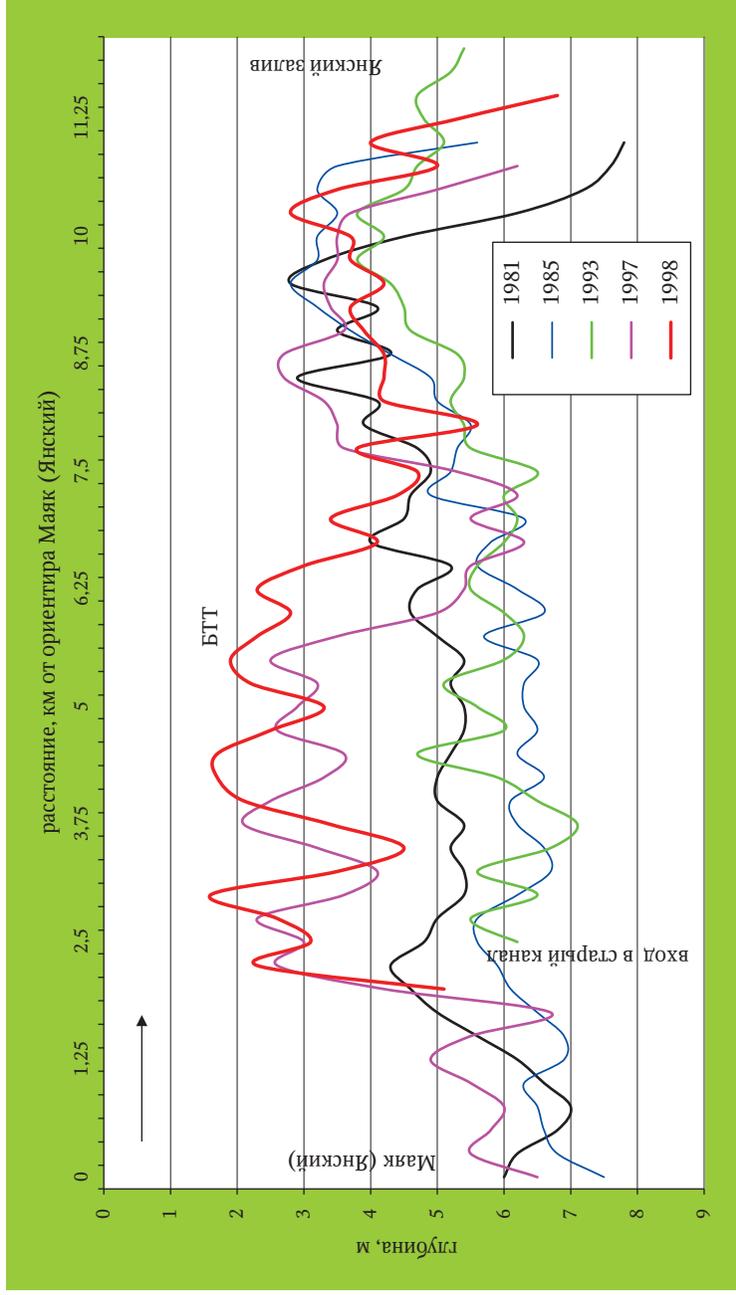
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА ЯНЫ В ВЕРШИНЕ ДЕЛЬТЫ



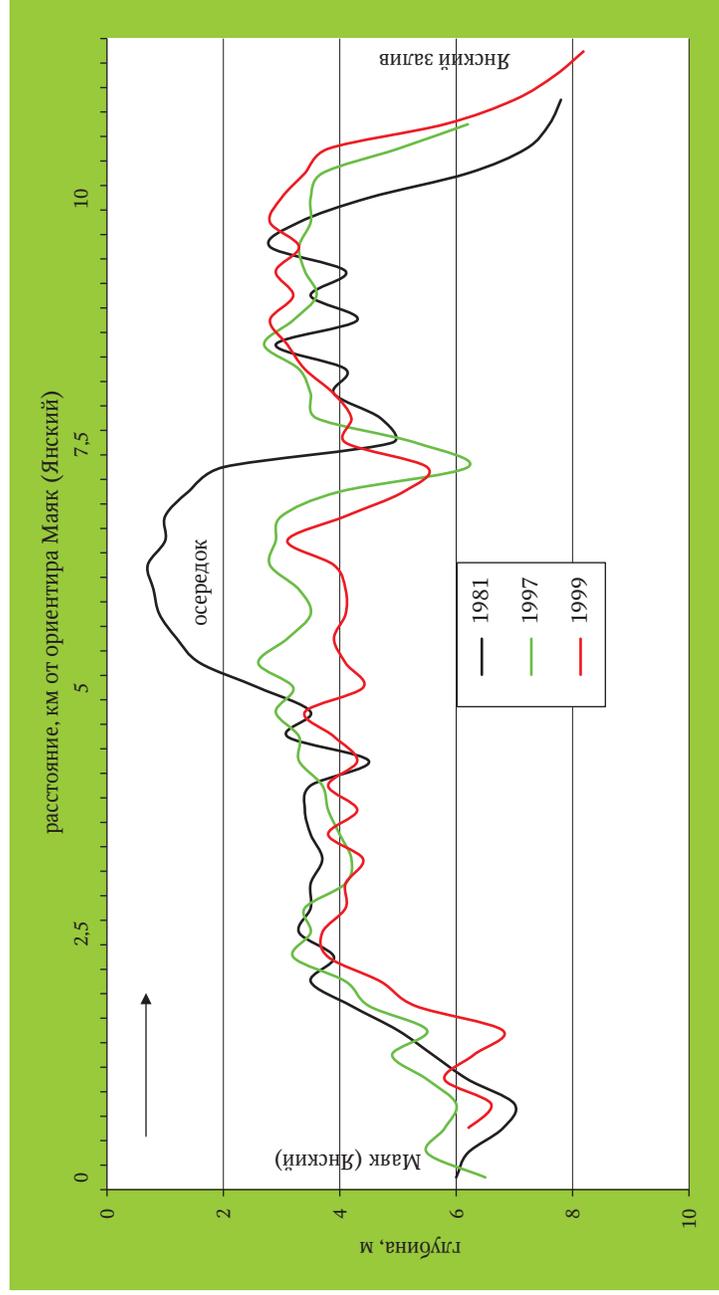
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО



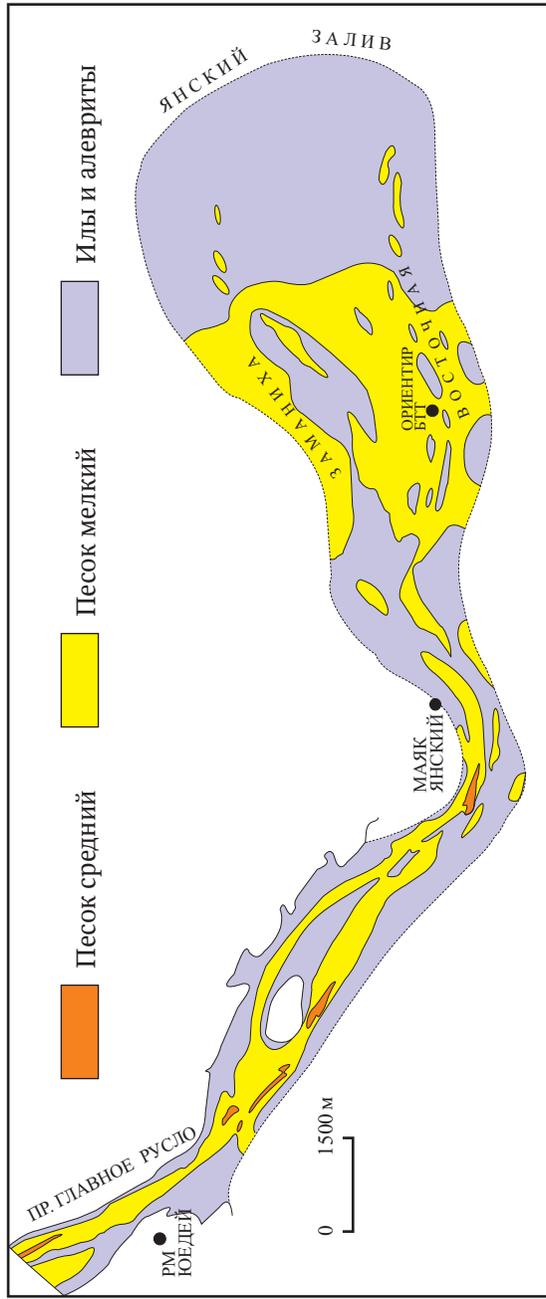
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА СТАРОГО КАНАЛА НА УСТЬЕВОМ БАРЕ ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО



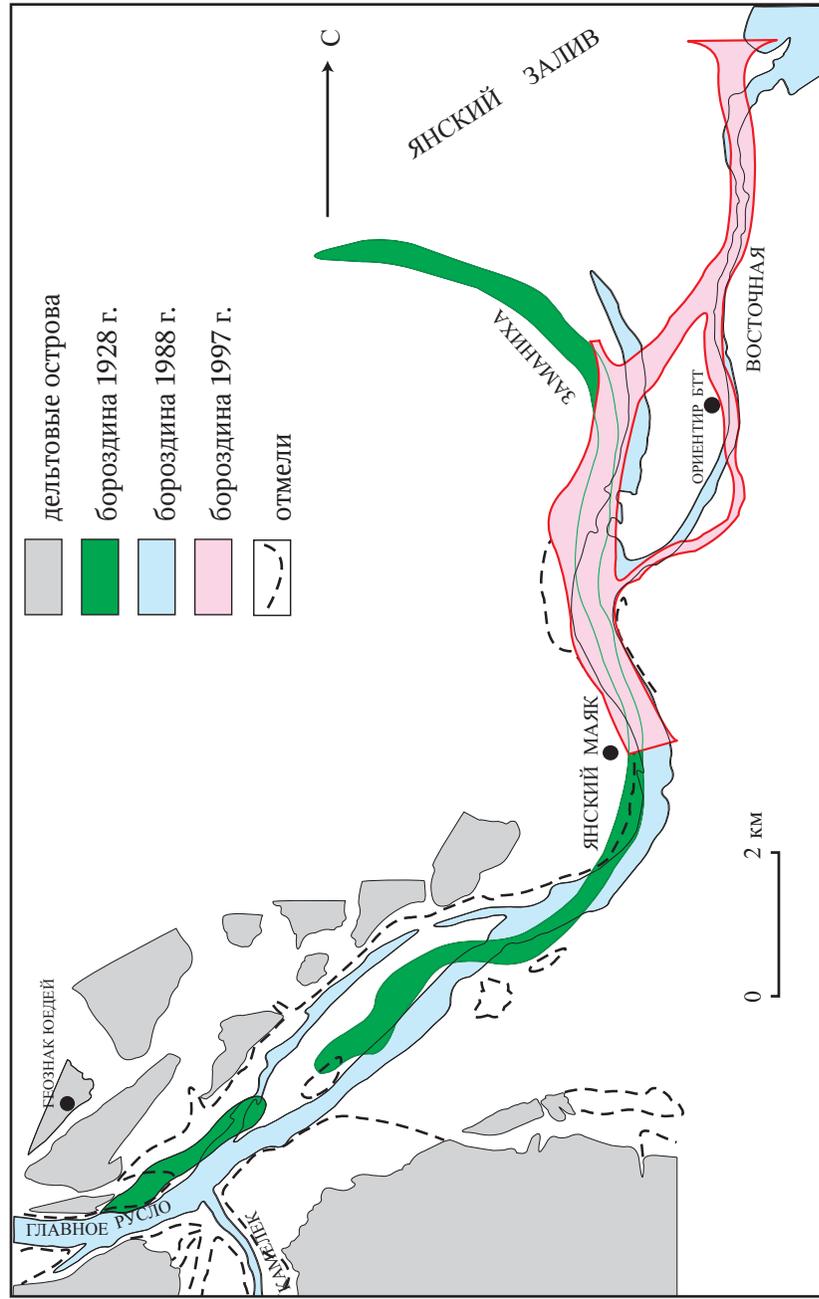
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА НОВОГО КАНАЛА НА УСТЬЕВОМ БАРЕ ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО



ГРУНТЫ УСТЬЕВОГО БАРА ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО



ДИНАМИКА БОРОЗДИН УСТЬЕВОГО БАРА ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО



ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ИНДИГИРКИ

ИНДИГИРКА (по эвенкийскому роду инзириров; старое название, данное казаками во главе с И. Ребровым – р. Собачья) – река на северо-востоке Евразии. Длина 1726 км, площадь бассейна 360 тыс. км². Берёт начало от слияния рек Хастах и Тарын-Юрях на северных склонах Халканского хребта; впадает в Восточно-Сибирское море. Протекает по территории республики Саха (Якутия).

Притоки: справа – Куйдусун, Нера, Мома, Бадяриха; слева – Селеннях, Уяндина, Кюэнте, Чибалалах, Аллаиха, Бёрёлёх.

Среднемноголетний расход воды Индигирки у г/п Воронцова (350 км от устья) составляет 1640 м³/с. Объём годового стока воды равен 51,8 км³, на морском крае дельты – 55,4 км³.

В колебаниях уровней воды чётко проявляются высокое весенне-летнее половодье, летние и осенние паводки, низкая зимняя межень. Вниз по реке высота весеннего подъёма уровней воды снижается: с. Воронцово (350 км) – 8,8 м (максимальный – 11,1 м), у п. Чокурдаха (187 км) – 7,5 м (8,9 м), в вершине дельты у п. Осининово (130 км) – 4–5 м, у п. Табор (24 км) – 2,6 м (3,2 м), на о. Немкова (0 км) – 1,1 м (1,6 м). Приливы на устьевом взморье достигают 30 см; у о. Немкова 5–7 см. Сгонно-нагонные колебания уровня составляют на взморье 1,5–2 м.

Средний расход взвешенных наносов Индигирки у с. Воронцово – 378 кг/с, что соответствует годовому объёму стока взвешенных наносов в 11,9 млн т. Средняя мутность воды в низовье – 230 г/м³.

По морфологии и геологическому строению долина Индигирки подразделяется на две части: горную (640 км от слияния рек Хастах и Тарын-

Юрях до с. Крест-Майор) и равнинную (1150 км от с. Крест-Майор до устья). В верхнем течении Индигирка пересекает систему горных хребтов и межгорных впадин и является горной и полугорной (59% длины) рекой. Ширина долины здесь колеблется от 0,5–1 до 20 км. Русло галечное, много шивер, скорость течения 2–3,5 м/с.

При пересечении Чемалгинского хребта река течёт в глубоком ущелье и образует пороги (наиболее крупный – Бусика), скорость течения более 5 м/с. Ниже устья Момы Индигирка пересекает межгорную Момо-Селенняхскую впадину, где русло разветвляется на два–три равноценных рукава, формируя многочисленные острова и обширные осерёдки, обсыхающие в межень. При пересечении Момского хребта Индигирка вновь становится полугорной рекой с порогами и шиверами. Ширина русла не превышает 50–80 м. Ниже с. Крест-Майор она выходит на Абыйскую и Яно-Индигирскую низменности и становится равнинной рекой. Происходит постепенное замещение галечных наносов песчаными. Русло шириной до 800 м формирует свободные излуины большой кривизны.

Вершина дельты Индигирки находится в 130 км от устья. Здесь главное русло разбивается на два рукава – протоку Русско-Устинскую и протоку Среднюю. Площадь аллювиально-дельтовой равнины – 4,7 тыс. км². От моря морской край дельты Индигирки отделён обширным мелководьем, составленным из многочисленных устьевых баров.

Индигирка является единственной транспортной магистралью Аллаиховского района (улуса). Судоходство в дельте осуществляется по протоке



*Протока Колымская (пос. Станчик)
Фотографии В.Н. Коротаева*

Средней, заход в которую со стороны моря лимитируется мелководным устьевым баром, где глубины на гребне составляют в период сгонов 0,5–0,6 м. Периодическое судоходство осуществляется по Русско-Устинской протоке до с. Русское Устье. Судоходство по главному руслу Индигирки возможно на расстоянии 1154 км от устья до устья Момы.

Главные пристани: Хонуу, Дружина, Оленегорск, Чокурдах, Табор, Русское Устье.

ЛАГУННО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА ИНДИГИРКИ



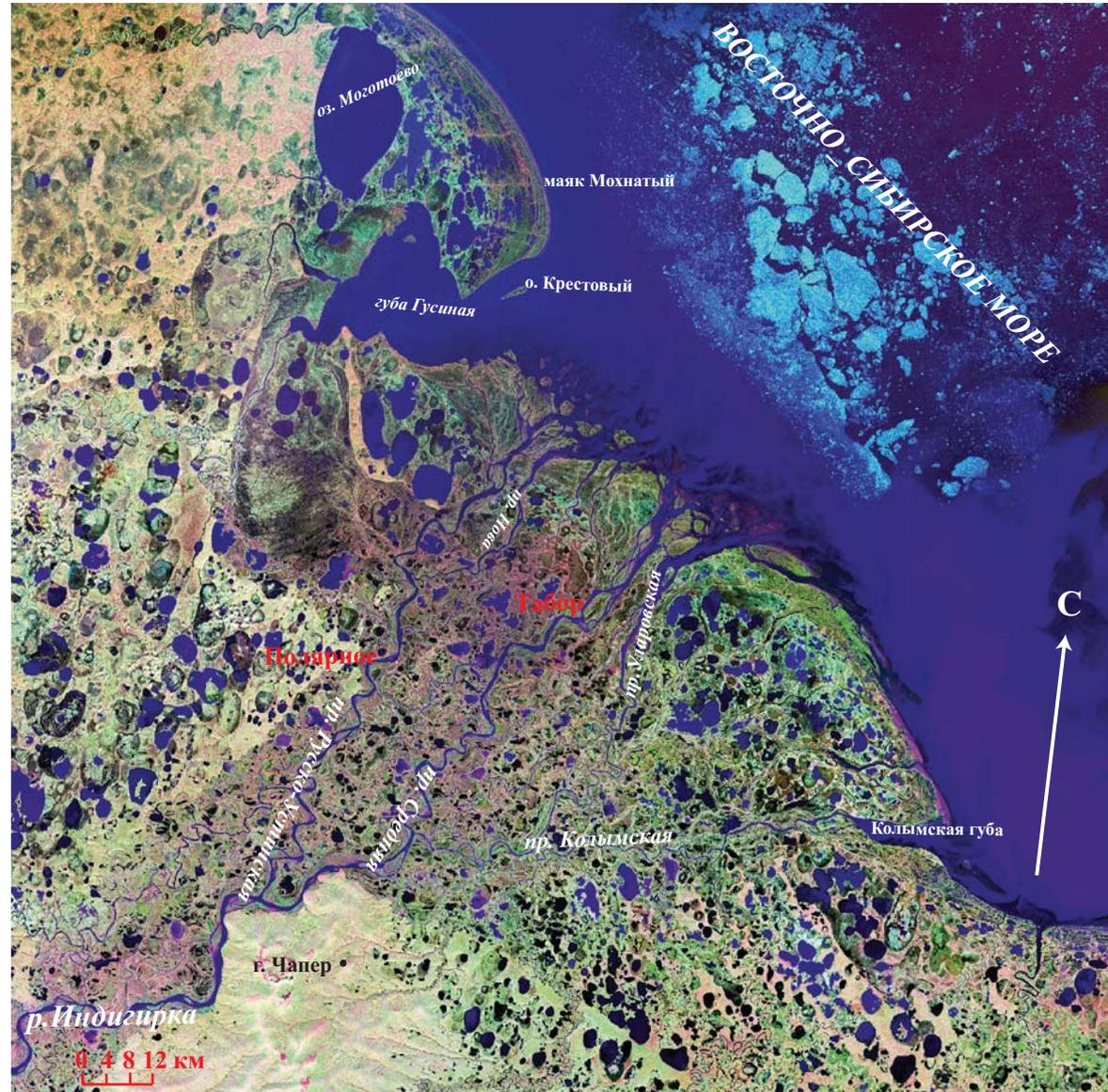
Термоэрозия полигональной тундры



Ледяной клин в отложениях дельты

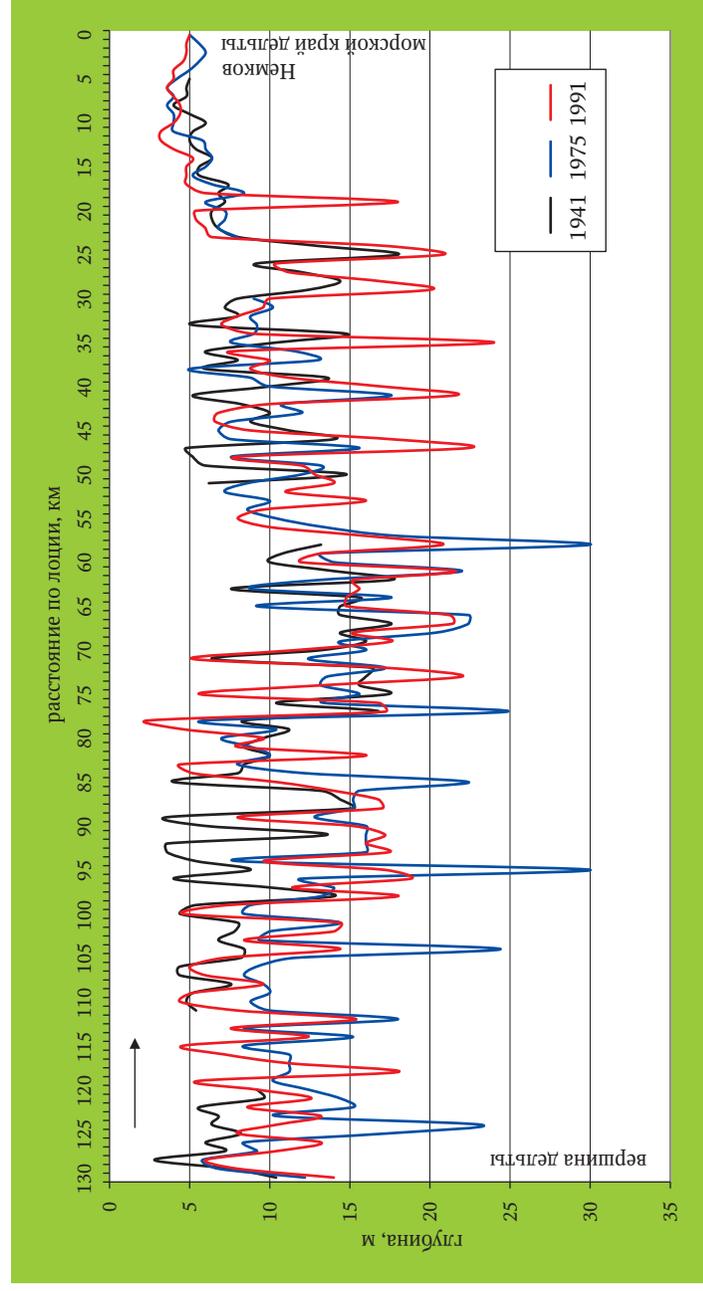


База устьевой партии
Фотографии В.Н. Коротаева

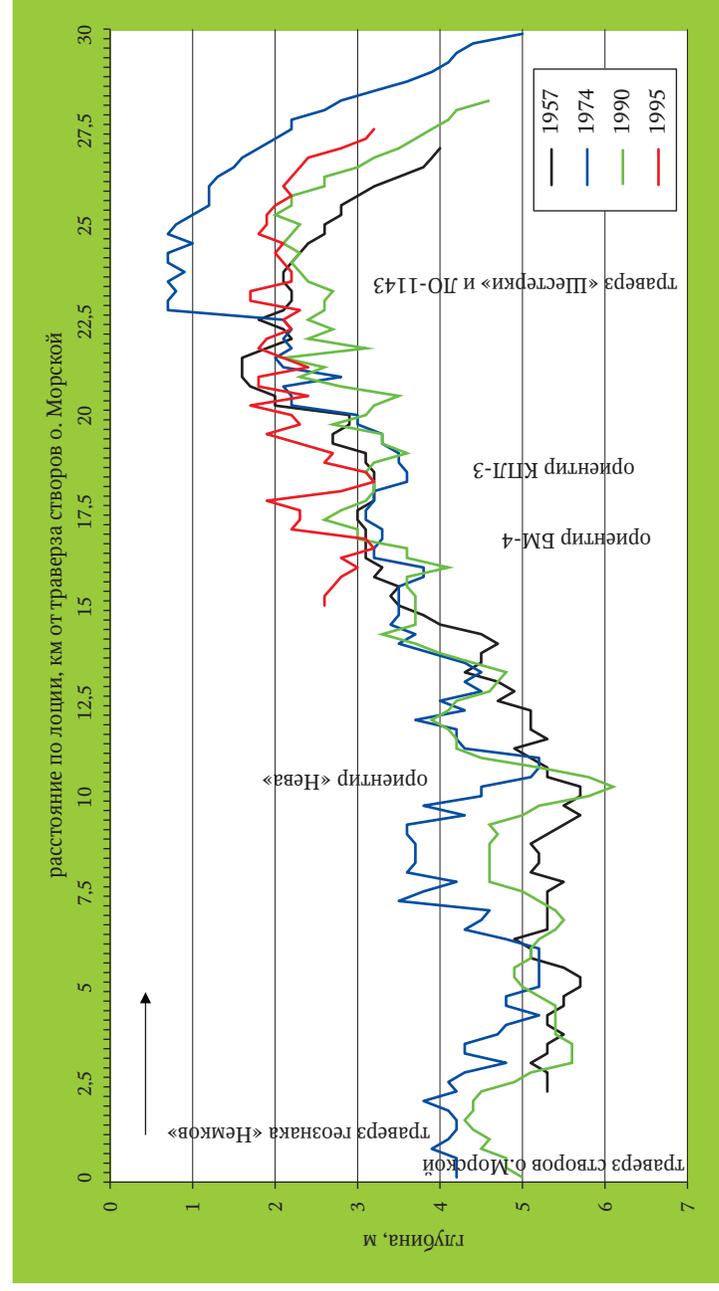


Космический снимок Landsat 7 (2000)

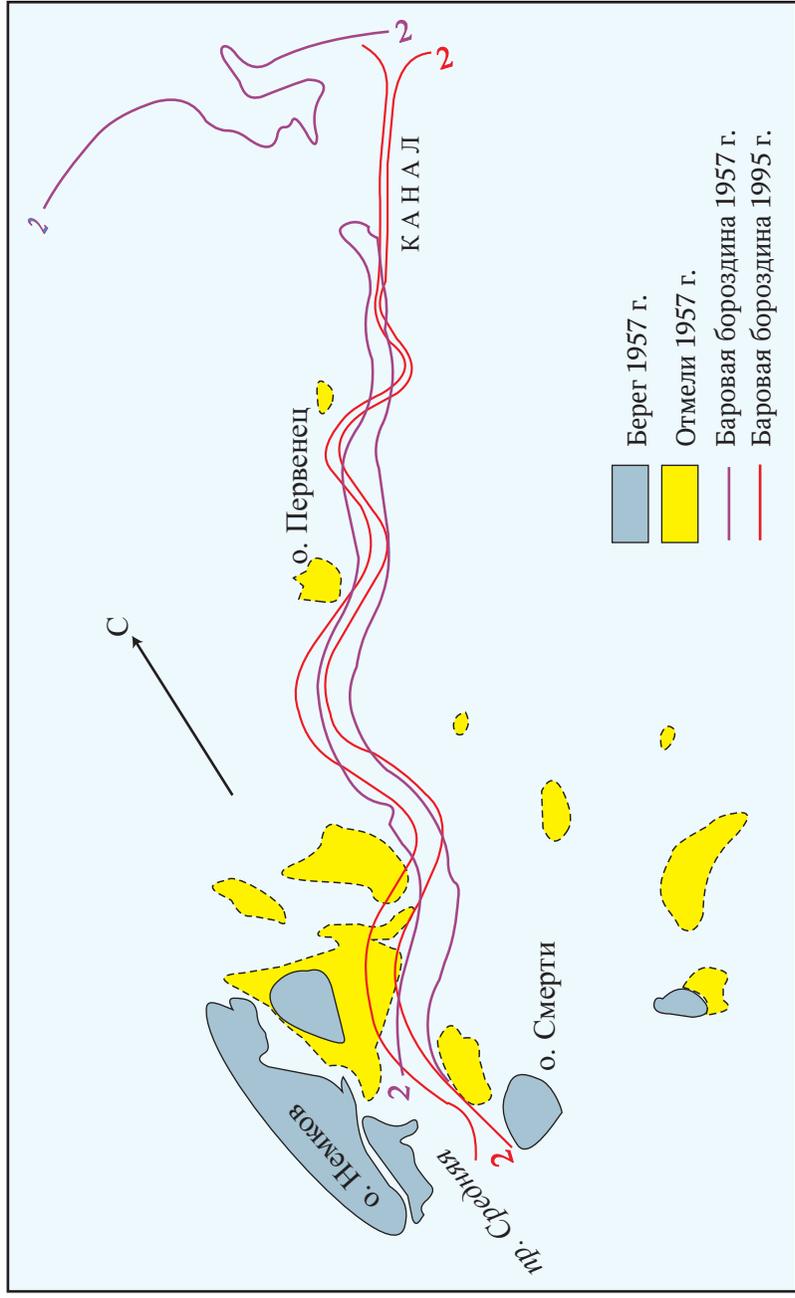
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА ДЕЛЬТОВОЙ ПРОТОКИ СРЕДНЕЙ



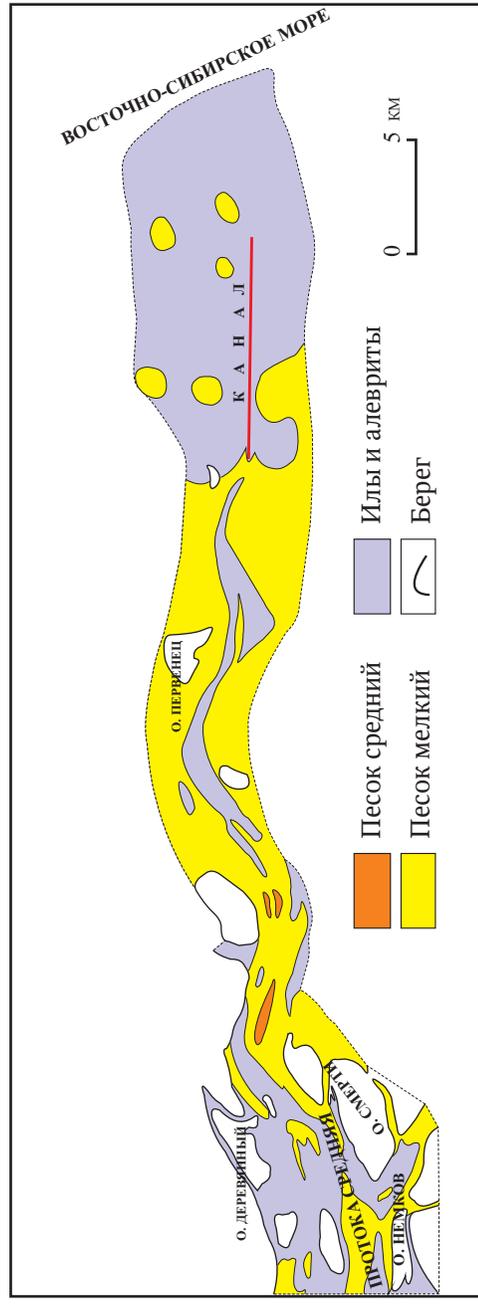
ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА УСТЬЕВОГО БАРА ПРОТОКИ СРЕДНЕЙ



ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ РУСЛОВОЙ БОРозДИНЫ УСТЬЕВОГО БАРА ПРОТОКИ СРЕДНЕЙ



ГРУНТЫ АКВАТОРИИ УСТЬЕВОГО БАРА ПРОТОКИ СРЕДНЕЙ



ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА КОЛЫМЫ

КОЛЫМА, протекает по территории Магаданской области и республики Саха (Якутия). Название *Колыма* связывают с эвено-эвенкийским *голомо* и якутским *халыма* – «конусоидальное жилище из бревен». Длина 2129 км, площадь бассейна 647 тыс. км². Образуется слиянием рек Кулу и Аян-Юрях, берущих начало на склонах Халканского хребта. В верхнем течении, до устья р. Бохапча, течёт в узкой и глубокой долине, в русле местами шиверы и пороги (например, Прижимающий и Длинный). В реднем течении Колымы долина широкая. В нижнем течении протекает по Колымской низменности, левый берег низменный, правый – местами гористый, русло извилистое и разбивается на рукава. Впадает в Колымский залив Восточно-Сибирского моря тремя главными протоками – Колымская (Каменная, судоходная), Походская и Чукочьа. Длина дельты 120 км, площадь 3700 км². Основные притоки реки – Бохапча, Буюнда, Балыгычан, Сугой, Коркодон, Березовка, Омолон и Анюй (правые), Таскан, Ясачная, Ожогина и Седедема (левые).

Питание смешанное – снеговое (47%), дождевое (42%), подземное (11%). Половодье – со второй половины мая по июнь в верховьях и по июль в низовьях. Средний многолетний расход воды у г. Среднеколымск (641 км от устья) 2270 м³/с (объём стока 72 км³/год), наибольший – 32200 м³/с (июнь), наименьший – 29,2 м³/с (апрель); в замыкающем створе Колымское-I (272-й км) – 3290 м³/с (104 км³/год), на морском крае дельты – 3930 м³/с (124 км³/год). Среднемноголетний сток взвешенных наносов у пос. Усть-Среднекан – 2,8 (до полного регулирования стока реки Колымским гидроузлом) и 0,88 млн т (с 1988 г.), у пос. Колымское – соответственно 11,2 и 7,57 млн т, в вершине дельты (в 130

км от устья) – около 13,0 и 9,33 млн т. Средняя мутность воды 110 и 71 г/м³.

Для Колымы характерны высокие подьёмы уровня в период весенне-летнего половодья и в меньшей мере – летне-осенних дождевых паводков, а также очень низкие уровни в зимний период. Размах колебаний уровней воды в Колыме в течение года от 4–5 до 10–11 м.

На участке от Усть-Среднекана до Среднеколымска весенний подъём уровня начинается во второй половине мая (ещё в период ледостава). Высота подъёма воды над меженным уровнем достигает в Усть-Среднекане 7 м, Среднеколымске – 11 м (при ледяных заторах до 13 м). К вершине дельты половодная волна расплывается и уменьшается примерно в 2,5 раза. В устье Колымы амплитуда колебаний уровня не превышает 0,8 м. Однако, на придельтовом участке перед крутыми поворотами и сужениями русла (ниже впадения Анюя) во время ледяных заторов подъём уровня может достигать 10 м, это приводит к затоплению поймы и посёлков. Наиболее сильные и часто повторяющиеся нагоны воды наблюдаются на морском крае дельты в районе открытой бухты Амбарчик. Максимальная высота нагонов у пос. Амбарчик 1,5 м, у пос. Черский 1,3 м; величина сгонов соответственно 1,1 и 1,2 м. Отмечен поворот течений в рукавах дельты Колымы и уменьшение расходов воды в 4 раза. Величина стоковых колебаний уровня в вершине дельты составляет 5–6 м, нагонных – до 2,5 м.

Колыма судоходна от устья р. Бохапча, регулярное судоходство – от Усть-Среднекана. Продолжительность навигации 3–3,5 мес. Основные порты: Усть-Среднекан, Зырянка, Черский, Зелёный Мыс и Край Лесов.



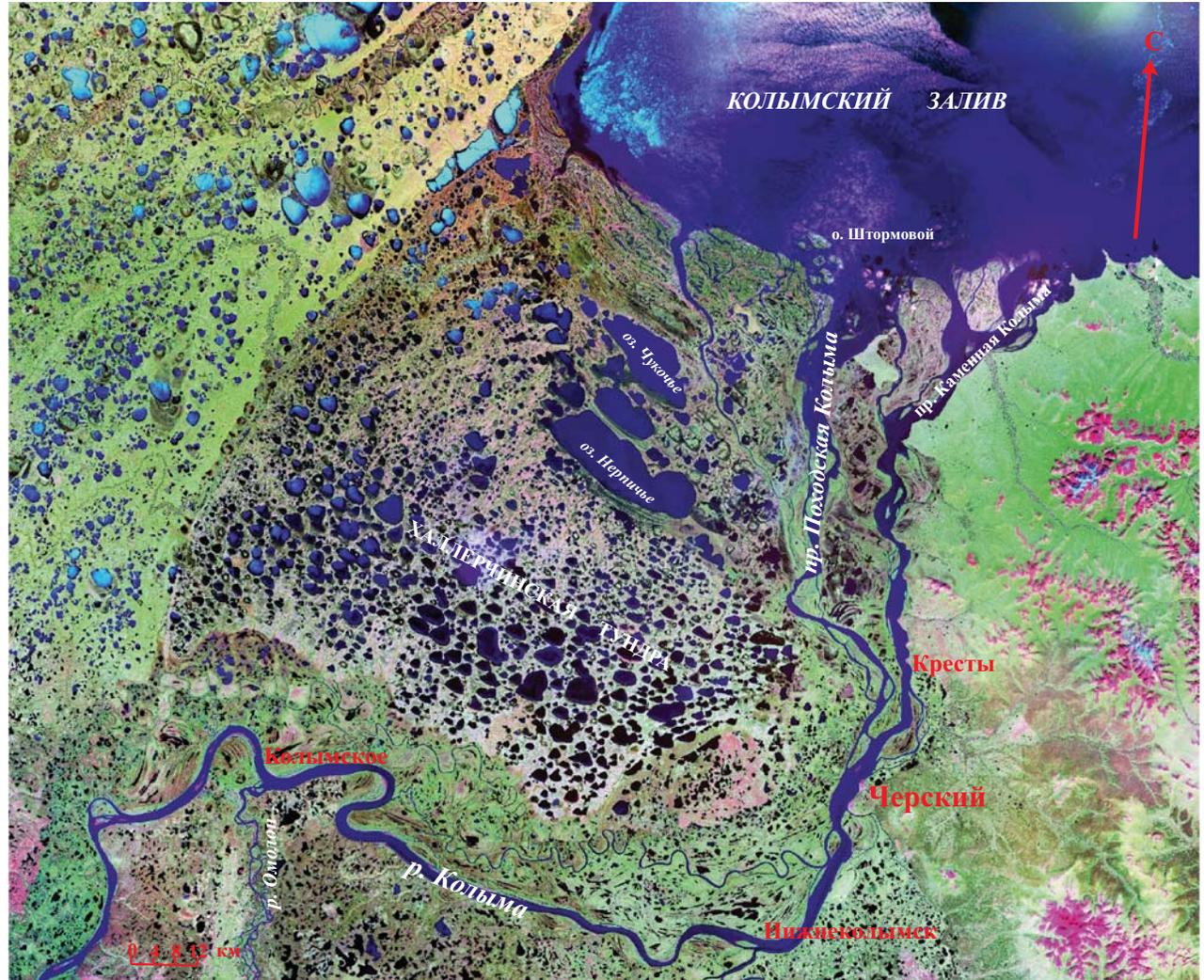
Пос. Черский



ЭСТУАРНО-ДЕЛЬТОВАЯ СИСТЕМА КОЛЫМЫ



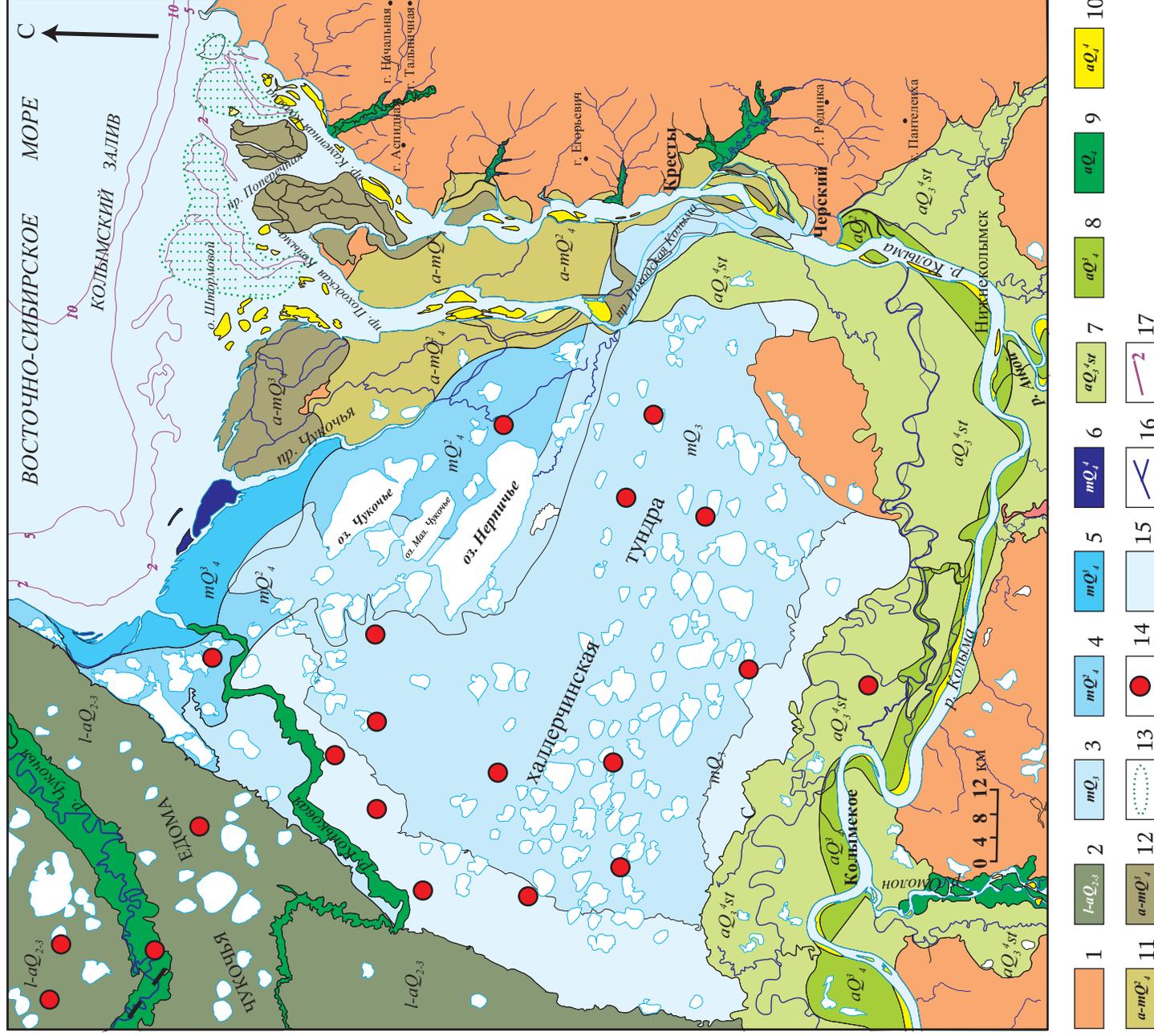
Колыма в нижнем течении (пос. Черский)
Фотографии Ф.А. Горманенко



Космический снимок Landsat 7 (2000)

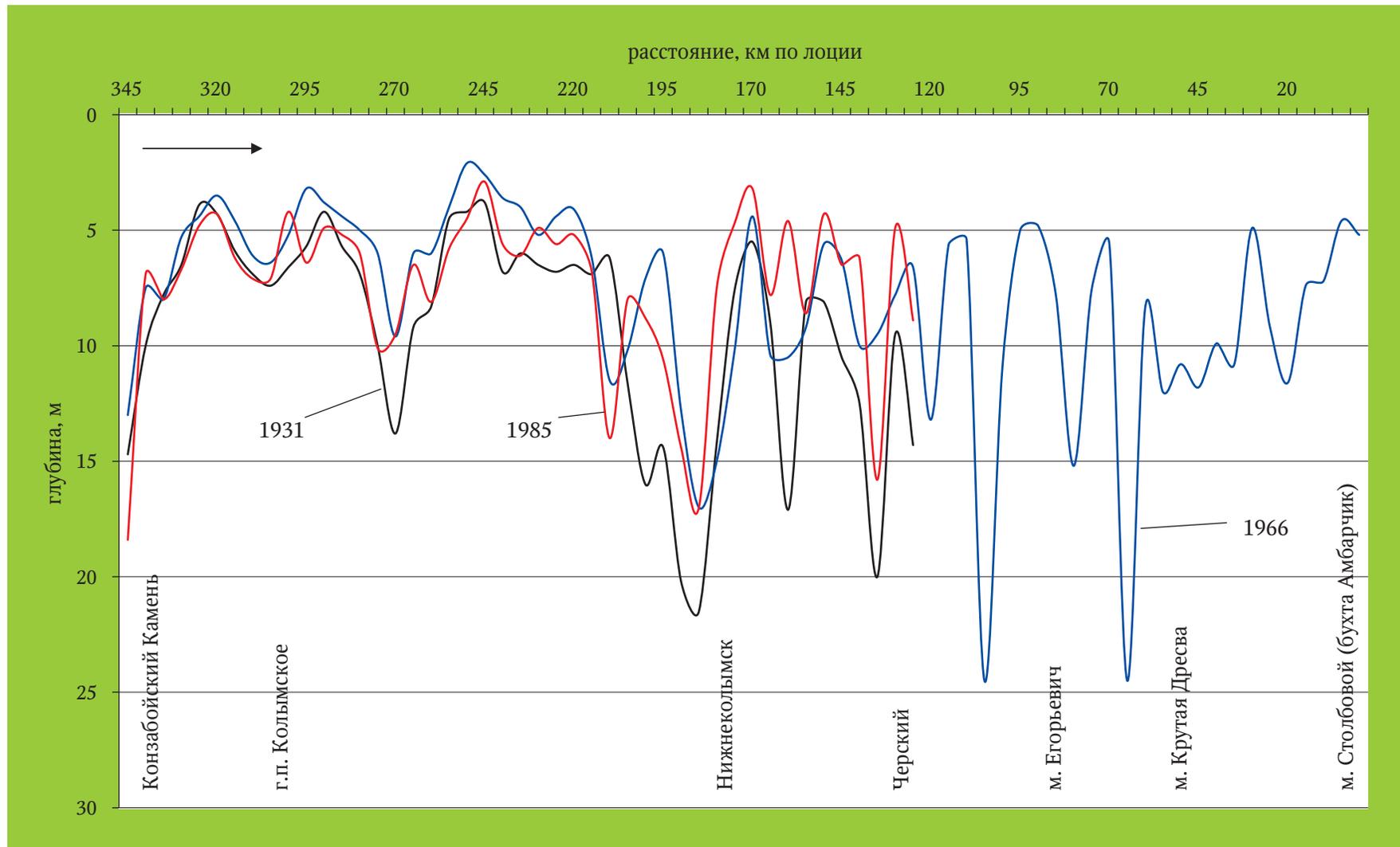
ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СХЕМА ЭСТАУАРНО-ДЕЛЬТОВОЙ СИСТЕМЫ КОЛЫМЫ

ЛИСТ 15-6



Эрозионно-денудационный рельеф: 1 – низкогорья (до 100–700 м). **Озёрно-аллювиальные равнины:** 2 – средне-не-позднеплейстоценовая эндома (20–70 м). **Морские равнины (террасы):** 3 – позднеплейстоценовая (каргинская 12–20 м), 4 – среднеголоценовая (2–8 м), 5 – позднеголоценовая (1–2 м), 6 – современная (до 1 м). **Аллювиальные равнины (террасы):** 7 – позднеплейстоценовая (сартанская 2–5 м), 8 – позднеголоценовая (1–2 м), 9 – голоценовая пойма малых рек, 10 – современные русловые формы. **Аллювиально-морские (дельтовые) равнины:** 11 – среднеголоценовая (2–5 м), 12 – позднеголоценовая (1–2 м), 13 – устьевые бары, 14 – булгуны. **Прочие обозначения:** 15 – водные объёмы, 16 – гидрографическая сеть, 17 – изобаты (м)

**ДИНАМИКА РЕЛЬЕФА ДНА РУСЛА КОЛЫМЫ НА ПРИДЕЛЬТОВОМ УЧАСТКЕ
И ПРОФИЛЬ ДНА КАМЕННОЙ КОЛЫМЫ В ДЕЛЬТЕ**



ЗАКЛЮЧЕНИЕ

СОВРЕМЕННАЯ ДИНАМИКА И ПРОГНОЗ РАЗВИТИЯ УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ

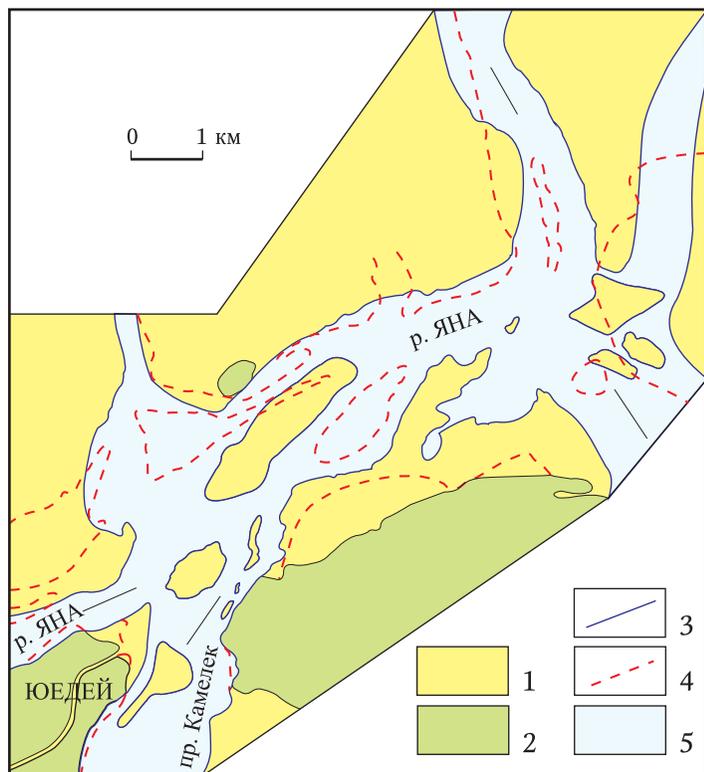
В открытых устьевых областях с дельтами выдвигания (реки Лена, Оленёк) и в закрытых устьевых областях типа устьевой лагуны (реки Яна, Индигирка), приуроченных к стабильным или слабо опускающимся участкам морского побережья, проявления русловых процессов носят зональный характер и в значительной мере определяются соотношением морских и речных факторов. Дельты выдвигания обычно представлены многорукавным конусом выноса с округлым или лопастным морским краем, окаймлённым береговыми барами вне действия магистральных дельтовых рукавов, с правильным или асимметричным веером извилистых рукавов, расходящихся от общей узловой точки – вершины дельты. В дельтах заполнения устьевых лагун большая часть их территории сложена консолидированной старой дельтовой поймой, в которую врезаны современные пояса меандрирования нескольких (2–3) дельтовых рукавов, формирующих устьевые бары и новые дельтовые разветвления на открытом взморье.

Главным фактором формирования таких дельт остается сток воды и наносов, поступающий к верхней границе устьевой области, которая обычно совпадает с вершиной дельты. Морские факторы (волнение, вдольбереговые течения, нагонные и приливные денивилляции уровня) проявляются на нижних участках дельтовых водотоков, в так называемой приморской зоне. В зависимости от соотношения этих факторов по длине дельтовых рукавов можно выделить несколько участков, различающихся по направленности и интенсивности эрозионно-аккумулятивных процессов. *Верхний (привершинный) участок* на расстоянии 50–60 км от вершины дельты формируется только под действием речного потока, сосредоточение которого в едином русле обуславливает активные горизонтальные переформирования русла, в частности смещение излучин вниз по течению. *Средний участок* на расстоянии 30–40 км испытывает подпорное влияние сильных нагонов, что приводит к увеличению интенсивности поперечных смещений русла. В дельтах выдвигания (р. Лена) основной поток дробится на многочисленные рукава и протоки, образующие

сопряжённые разветвления. Здесь происходит периодическое перераспределение стока воды и наносов, активизация одних и отмирание других протоков, миграция динамической оси потока. *Нижний (приморский) участок* дельт выдвигания и заполнения лагун, расположенный в зоне действия систематических нагонов и периодических приливов, имеет длину от 20 до 30 км и отличается активными горизонтальными русловыми деформациями и значительной аккумуляцией наносов. Сильное волновое воздействие выражается в формировании серии современных береговых баров по всему периметру дельты и в активном переформировании устьевых баров, что в некоторых случаях приводит к образованию блокированного устья.

В эстуарно-дельтовых системах, развивавшихся в течение голоцена по **типу выполнения долинных заливов**, процессы дельтообразования во многом зависели от речного стока воды и наносов. Так, в устьях рек арктического побережья России, впадающих в ингрессионные заливы типа губ (Печорская, Обская, Тазовская, Енисейская, Хатангская и Анабарская), где современный сток наносов в вершинах дельт колеблется от 0,7 до 5,0 млн т при водном стоке от 30 до 600 км³, скорости заполнения долинных заливов были не велики: прирост морского края дельт составлял не более 0,02 км²/год, а скорость устьевого удлинения не превышала 10–30 м/год. Заполнение заливов шло неравномерно и поэтапно. Например, в устье Енисея, где мутность воды не превышала 20 г/м³, за последние 7 тыс. лет была сформирована многорукавная дельта выполнения залива общей площадью 7,4 тыс. км². В Обской губе примерно за последние 4–5 тыс. лет образовалась дельта площадью 7,8 тыс. км² (мутность воды в вершине дельты 40 г/м³), а в Хатангском и Анабарском заливах, где сток наносов колеблется от 0,4 до 1,4 млн т, площадь дельтовых накоплений не превышает 0,4–0,6 тыс. км². Исключением из этого ряда является р. Колыма, имеющая значительную мутность воды (около 150 г/м³), которая к настоящему времени заполнила наносами свой долинный залив и формирует устьевой бар на открытом взморье.

ДИНАМИКА УСТЬЯ ПРОТОКИ ГЛАВНОЕ РУСЛО Р. ЯНЫ ЗА ПЕРИОД 1951–1985 гг.



1 – молодая пойма, 2 – старая пойма, 3 – береговая линия 1985 г.,
4 – береговая линия 1951 г., 5 – водные объекты

В лагунно-дельтовых системах (Северная Двина, Яна, Индигирка) выполнение лагун речными отложениями, смыкание наземных дельт с морской барьерной террасой и выход устьевых баров на открытое взморье завершились 1,5 тыс. лет назад. Скорость заполнения зависела от величины стока наносов, который колебался от 3 до 12 млн т, и от размеров отчленённой лагуны. При повышенной мутности воды (200–700 г/м³) в устьях магистральных дельтовых рукавов стали формироваться региональные субдельты (Индигирка).

Размеры дельтовых систем (Оленёк, Лена), развивавшихся под сильным влиянием морских факторов с момента появления субэвральных аллювиально-дельтовых образований, в значительной степени зависят от величины речного стока наносов и топографии устьевоего взморья. На отмелем устьевом взморье при стоке наносов от 13 до 21 млн т были сформированы дельты общей площадью от 12 до 20 тыс. км² (Лена). На приглубых берегах, где развиты вдольбереговые потоки наносов большой ёмкости, площади дельтовых накоплений не превышают 1–6 тыс. км².

В дельтах рек арктического побережья России, где среднегодовой сток наносов на верхней границе устьевой области колеблется от 3 до 20 млн т, процессы активного дельтообразования замедлены: скорость прироста морского края дельт не превышает 0,02 км²/год, а линейная скорость выдвигания приустьевых кос в зоне втекания магистральных рукавов составляет не более 10–30 м/год. На акватории устьевых взморьев рек севера Сибири за последние 100 лет не отмечено появление новых дельтовых островов (Нижняя Яна ..., 1998; Бабич, Коротаев и др., 2001). Морской склон большинства устьевых баров на протяжении последних 60 лет находится практически в стабильном состоянии, несколько выдвигаясь в море или отступая в сторону берега в зависимости от изменчивости речного стока. Регулирование речного стока водохранилищами или переброска части стока в другие бассейны приводит к изменению процессов дельтообразования. Так, создание крупных водохранилищ в верхней части бассейна р. Енисей уменьшило величину годового стока наносов реки с 14 до 4,1 млн т (г.п. Игарка), что при значительном водном стоке (около 600 км³ в вершине дельты) увеличило транспортирующую способность некоторых дельтовых водотоков и замедлило процессы накопления речных наносов в пределах наземной дельты (Бабич, Богомолов и др., 1983).

Продолжающееся глобальное потепление климата и медленный подъём уровня Мирового океана приведет к замедлению процессов современного дельтообразования, увеличению дальности проникновения морских вод в устья рек, подтоплению приморской зоны на расстоянии 15–30 км и активизации процессов абразии. Учитывая ландшафтно-климатические и геоэкологические особенности побережий российской Арктики, можно ожидать, что протаивание и деградация многолетнемёрзлых пород и жильных льдов на акватории авандельты и в приморской зоне аллювиально-дельтовых равнин стимулирует разрушение дельтовых берегов.

В.Н. Коротаев

ЛИТЕРАТУРА

Авенариус И.Г., Дунаев Н.Н. Некоторые аспекты поздневалдайской палеогеографии восточной части Баренцева моря и прилегающей суши // Геоморфология. 1999. № 3.

Авенариус И.Г., Ермолов А.А., Мысливец В.И., Репкина Т.Ю. Рельеф и некоторые аспекты палеогеографии позднего валдая – голоцена в районе о. Варандей (Баренцево море) // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Апатиты, 2001.

Авенариус И.Г., Репкина Т.Ю. Эволюция природной среды Печороморского региона в позднем неоплейстоцене – голоцене по геоморфологическим данным // Квартер (Мат-лы V Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода). Сыктывкар. 2005.

Айбулатов Н.А., Артюхин Ю.В. Геоэкология шельфа и берегов Мирового океана. Санкт-Петербург: Гидрометеиздат, 1993.

Алабян А.М., Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М., Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Современные процессы дельтообразования и история развития дельты Енисея. М.: ВИНТИ. Деп. № 3013-В-91, 1991.

Алексеев М.Н. Стратиграфия континентальных неогеновых и четвертичных отложений вилуйской впадины и долины нижнего течения реки Лены. – М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978.

Антонов В.С. Суммарный материковый сток в арктические моря и его многолетняя изменчивость // Труды III Всесоюзного гидрологического съезда. Л.: Гидрометеиздат, 1959. Том 2.

Антонов В.С. Енисей (гидролого-навигационный очерк). Л.: Морской транспорт, 1962.

Антонов В.С. Устьевая область реки Лены (гидрологический очерк). Л.: Гидрометеиздат, 1967.

Антонов В.С., Гиляров Н.П., Иванов В.В. Экспериментальные исследования водного режима дельты Оби // Проблемы Арктики и Антарктики. 1972. Вып. 20.

Арктика на пороге третьего тысячелетия (ресурсный потенциал и проблемы экологии) / Редакторы: И.С. Грамберг и Н.П. Лаверов. СПб.: Наука, 2000.

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1987.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М. и др. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987.

Архангелов А.А., Конищев В.Н., Розенбаум Г.Э. Приморско-Новосибирский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

Архипов С.А., Вдовин В.В., Мизеров Б.В., Николаев В.А. Западно-Сибирская равнина. М.: Наука, 1970.

Арэ Ф.Э. Термоабразия морских берегов. М.: Наука, 1980.

Астахов В.И., Мангеруд Я. О возрасте каргинских межледниковых слоёв на нижнем Енисее // Докл. АН СССР. 2005. Т. 403. № 1.

Атлас Арктики. М.: ГУГК, 1985.

Атлас «Дешифрирование многозональных аэрокосмических снимков». М.: Наука; Берлин: Академи-Ферлаг, 1988.

Бабич Д.Б. Гидрохимическая характеристика зоны проникновения морских вод в дельту р. Яны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 5.

Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М., Коротаев В.Н., Лодина Р.В., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Современные процессы дельтообразования и этапы формирования дельты р. Енисей // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1983. Вып. 9.

Бабич Д.Б., Иванов В.В., Коротаев В.Н. Морфология и динамика устьевого бара протоки Средней р. Индигирки // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 19. М.: Географический факультет МГУ, 2015.

Бабич Д.Б., Зайцев А.А., Коротаев В.Н. Формирование устьевых баров и проблемы регулирования устьев сибирских рек // Проблемы флювиальной геоморфологии (Мат-лы XXIX Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Ижевск: Научная книга, 2006.

Бабич Д.Б., Заец Г.М., Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Гидролого-морфологические процессы в устьевой области реки Яны, их природная и антропогенная изменчивость // Экологические проблемы эрозии почв и русловых процессов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992.

Бабич Д.Б., Коротаев В.Н., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н. Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы. М.: ГЕОС, 2001.

Байрон И.Ю., Миллер В.Г., Минченко В.Д. Развитие низовьев р. Колымы в плейстоцене // Геоморфология. 1977. № 2.

Бёрд Эрик Ч.Ф. Изменения береговой линии (Глобальный обзор). Л.: Гидрометеиздат, 1990.

Берлянт А.М. Закономерности соотношении новейших и древних тектонических структур на севере Печорской низменности // Сов. геология. 1969. № 1.

Бернард Х., Лебланк Р. Обзор четвертичной геологии прибрежных равнин северо-западной части Мексиканского залива // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968.

Богомолов А.Л., Заец Г.М., Коротаев В.Н. и др. Основные процессы, формирующие дельту р. Индигирки // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. Вып. 7.

Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. Автореф. дисс. д.г.н. СПб., 2005.

Большаинов Д.Ю., Демиденко Н.А., Коротаев В.Н., Романенко Ф.А. Геоморфология и динамика устьевых систем Мезени-Кулоя, Пясины и Хатанги // Эрозионные и русловые процессы (Сборник трудов) / Под ред. Р.С. Чалова. М.: Географический факультет МГУ, 2015. Вып. 6.

Большаинов Д.Ю., Зархидзе В.С. Покровные оледенения Арктики в плейстоцене и голоцене // Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке. Тезисы докладов Всероссийского совещания. СПб: ВСЕГЕИ, 1998.

Большаинов Д.Ю., Зимичев В.П. Гидрологические и геоморфологические особенности динамики бара р. Хатанги. // Геоморфология. 1995. № 2.

Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013.

Большаинов Д.Ю., Священников П.Н., Федоров Г.Б. и др. Изменения климата Арктики за последние 10000 лет // Изв. РГО. 2002. Т. 134. Вып. 1.

Большаинов Д.Ю., Третьяков М.В., Федорова И.В. Русловые деформации и перераспределение стока в рукавах дельты р. Лены // Доклады VI Всероссийского гидрологического съезда. Секция 6. Проблемы русловых процессов, эрозии и наносов. М.: Метеоагентство Росгидромета, 2006.

Бондарев В.Н., Локтев А.С., Другач А.Г., Потапкин Ю.В. Методы исследования и определения субаквальной мерзлоты // Седиментологические

процессы и эволюция морских экосистем в условиях морского перигляциала. Книга 1. Апатиты: Кольский научный центр, 2001.

Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л.: Гидрометеиздат, 1980.

Бурдыкина А.П. Режим замерзания устьев рек Колымы и Индигирки // Труды ААНИИ. 1967. Том 278.

Бурдыкина А.П. Особенности вскрытия низовьев Индигирки и Колымы // Труды ААНИИ. 1970. Том 290.

Буренков В.И., Васильков А.П. Влияние речного стока на распределение гидрологических характеристик в Карском море // Океанология. 1994. Т. 34. Вып. 5.

Былинский Е.Н. Выявление новейших тектонических движений путём изучения речных долин // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1962. № 6.

Васильев А.Н. Взаимодействие речных и морских вод в Обской устьевой области // Труды ААНИИ. 1974. Том 314.

Вейнбергс И.Г., Стелле В.Я., Савваитов А.С., Якубовска И.Я. Позднечетвертичная история развития побережья Печорского моря // Корреляция палеогеографических событий: материк, шельф, океан. М., 1995.

Визе В.Ю. Моря Советской Арктики. М.-Л.: Главсевморпуть, 1948.

Водные пути бассейна Лены / Под ред. Р.С. Чалова, В.М. Панченко, С.Я. Зернова. М.: МИКИС, 1995.

Вольнов Д.А., Литинский В.А. Структурно-тектоническое районирование акватории шельфовых морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Л., 1976.

Воскресенская Т.Н., Соболев В.М. Палеогеографическая обстановка и условия накопления осадков в горле Белого моря в позднеледниковье и послеледниковье // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2004. № 3.

Воскресенский С.С. Геоморфология Сибири. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1962.

Воскресенский С.С. Геоморфология СССР. М.: Высшая школа, 1968.

Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах севера России. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2001.

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты Лены // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987.

Гаррисон Л.М., Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю. Палеогеоморфологический анализ дельтовой равнины р. Енисей // Вестник Моск. ун-та. Сер. география. 1981. № 6.

Геокриологическая карта СССР масштаба 1:2 500 000 / Гл. ред. Э.Д. Ершов. М.: Изд-во МГУ, 1991.

Геокриология СССР. Европейская территория СССР / Гл. ред. Э.Д. Ершов). М.: Недра, 1988.

Геологическая карта России и прилегающих акваторий (масштаб 1:2 500 000). СПб.: ВСЕГЕИ, 2004.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра, 1984. Том 9 (Моря Советской Арктики).

Геоморфологическая карта СССР масштаба 1:2500000. М.: АН СССР, ГУГК, 1981.

Геоморфологическое районирование СССР и прилегающих морей (С.С. Воскресенский, О.К. Леонтьев, А.И. Спиридонов и др.). М.: Высшая школа, 1980.

Геоэкология шельфа и берегов морей России / Под ред. Н.А. Айбулаторва. М.: Ноосфера, 2001.

Гидродинамика береговой зоны и эстуариев. Л.: Гидрометеиздат, 1970.

Гидрология устьевой области Северной Двины / под ред. М.И. Зотина и В.Н. Михайлова. М.: Гидрометеиздат, 1965.

Гидрология рек Советской Арктики // Тр. ААНИИ. 1956. Вып. 1.

Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Т. 5. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1989.

Головина А.П., Головин В.С. Прогнозирование заторных явлений на придельтовых участках Лены и Яны // Труды ААНИИ. 1974. Том 308.

Гордеев В.В. Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983.

Гордеев В.В. Реки Российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан // Новые идеи в океанологии. Т. 2. Геология / Отв. ред. Виноградов М.Е., Лаппо С.С. М.: Наука, 2004.

Гопкинс Д.М. История уровня моря в Беринги за последние 250 тыс. лет // Берингия в кайнозой. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1956.

Гордеев В.В. Реки Российской Арктики: потоки осадочного материала с континента в океан. М.: Наука, 2004.

Горы и равнины Сибири. М.: Наука, 1975.

Государственная геологическая карта Российской Федерации (новая серия). 1:1 000 000. Серия Таймыро-Североземельская. S-44-46 (Усть-Тарей). СПб.: ВСЕГЕИ-ВНИИ Океангеология. 2000.

Государственный водный кадастр. Т. I. Вып. 12. Бассейны Енисея и Пясины. Красноярск: Красноярское территориальное управление по гидрометеорологии. 1988.

Государственный водный кадастр. Основные гидрологические характеристики. Л.: Гидрометеиздат, 1979. Том 17 (Лено-Индибирский район).

Государственный водный кадастр. Ресурсы поверхностных и подземных вод, их использование и качество. Л.: Гидрометеиздат, 1981–2001.

Граевский А.П. Динамика вод Енисейской устьевой области в условиях регулирования стока // Водные ресурсы. 1987. № 6.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемёрзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966.

Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993.

Григорьев М.Н. Морфология и динамика преобразования подводной мерзлоты в прибрежно-шельфовой зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского // Наука и образование. 2006. № 4.

Григорьев М.Н. Криоморфогенез и литодинамика прибрежно-шельфовой зоны морей Восточной Сибири // Автореф. дис ... доктор. географич. наук. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 2008.

Гусев А.И. Американский серый орех (*Juglans cinerea fossilis*) в древнечетвертичных отложениях дельты р. Лены // Материалы по четвертичной геологии СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1956. Вып. 17.

Гусев А.И. К методике картирования берегов в дельтах рек полярного бассейна // Тр. НИИГА. 1957. Вып. 107.

Гусев А.И. К стратиграфии четвертичных отложений западной части Приморской равнины // Тр. НИИГА. 1958. Т. 80. Вып. 5.

Гусев А.И. Рельеф песчаной террасы в дельтах рек, впадающих в море Лаптевых // Тр. НИИГА. 1960. Т. 114. Вып. 14.

Гусев А.И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморской равнины // Материалы по изучению четвертичного периода. М.: АН СССР, 1961. Т. 3.

Дальний Восток и берега морей, омывающих территорию СССР (под ред. И.П. Герасимова). М.: Наука, 1982.

Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978.

Данилов И.Д. Динамика уровня арктических морей азиатского сектора в последние 50 тыс. лет // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1998.

Дедков А.П., Мозжерин В.И. Эрозия и сток наносов на Земле. Казань, 1984.

Дельты – модели для изучения / Под ред. М.А. Бруссар. М.: Недра, 1979.

Деменчёнок С.К. Химический состав воды рек Пясины и Нижней Таймыры // Проблемы Арктики. № 1. 1943.

Демиденко Н.А. Пространственно-временные масштабы изменения концентрации взвешенного вещества в приливных устьях рек севера России // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Труды IV конференции. Том 2). М.: Изд-во ИВП РАН, 1994.

Демиденко Н.А. Динамика взвешенных наносов в макроприливном эстуарии р. Мезени // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Труды VI конференции). М.: Изд-во ИВП РАН, 2004.

Динамика русловых потоков и литодинамика прибрежной зоны моря / Под ред. В.К. Дебольского, С. Масселя, Р. Зайдлера. М.: Наука, 1994.

Долгополова Е.Н. Динамика вод в эстуариях разных типов // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Труды VII конференции). М.: Изд-во Российского ун-та дружбы народов, 2009.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб.: Наука, 2002.

Долотов Ю.С., Римский-Корсаков Н.А., Теликовский А.А. и др. Особенности рельефа поверхностных донных осадков и строения осадочной толщи в различных зонах эстуария реки Кемь (Белое море) // Океанология. 2005. Т. 45. № 6.

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. О характерных природных процессов в фазы прилива и отлива в эстуариях карельского побережья Белого моря // Океанология. 2004. Т. 44. № 5.

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

Долотов Ю.С., Филатов Н.Н., Шевченко В.П. и др. Комплексные исследования в Онежском заливе Белого моря и эстуарии реки Онега в летний период // Океанология. 2008. Т. 48. № 2.

Доронина Н.А., Смирнова З.С. Исследование процессов формирования паводков на р. Яне // Труды ААНИИ. 1968. Том 283.

Евгенов Н.И. Материалы по лоции дельты р. Лены и описание хода по её протокам // Тр. Комиссии АН по изучению Якутской АССР. Л.: АН СССР и Гидрографическое управление, 1929. Т. 3. Ч. 3.

Евзеров В.Я. Оледенения и морские трансгрессии на Северо-Западе России в последние 140 тысяч лет // Геоморфология. 2014. № 3.

Ермолов А.А. Геоморфология Беломорских берегов Кольского полуострова

Жигарев Л.А. Океаническая криолитозона. М.: Изд-во МГУ, 1997.

Жигарев Л.А., Суходольская Л.А., Чернядьев В.П. Криолитозона арктических морей в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Изд-во МГУ, 1982.

Здоровеннов Р.Э., Лившиц В.Х., Фукс В.Р. Приливные движения и перенос примеси в эстуарий реки Онеги // Океанология. 2001. Т. 41. № 5.

Землянов И.В., Демиденко Н.А., Горелиц О.В. Особенности гидрологического и ледового режимов устьевой области реки Онеги // Тр. III Всероссийской конференции «Ледовые и термические процессы на водных объектах России». Онега: Изд-во ИВП РАН, 2011. С. 109–117.

Зимичев В.П., Большианов Д.Ю. Особенности судоходства через бар р. Хатанги. // Речной транспорт. 1993. № 3.

Иванов В.В. Особенности режима перекаточного участка дельты Лены в зоне влияния моря // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 256.

Иванов В.В. Режим уровней Быковской протоки дельты Лены // Труды ААНИИ. 1961. Том 213.

Иванов В.В. Сток и течения основных протоков дельты р. Лены // Труды ААНИИ. 1963. Том 234.

Иванов В.В. О стоке взвешенных и влекомых наносов основных протоков дельты р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 18.

Иванов В.В. Донные отложения и динамика дна Быковской протоки дельты Лены // Труды ААНИИ. 1967. Том 278.

Иванов В.В., Гиляров Н.П. Экспериментальные исследования перераспределения стока в дельте Енисея // Труды ААНИИ. 1972. Том 297.

Иванов В.В., Коротаев В.Н., Пронин А.А., Римский-Корсаков Н.А. Результаты гидроакустических исследований донного рельефа дельтовых рукавов Северной Двины // Современные методы и средства океанологических исследований (Мат-лы XIV Международной научно-технической конференции). М.: ИО РАН, 2015. Т. 1.

Иванов В.В., Котрехов Е.П. Оценка влияния стока на режим уровней устьевой области Енисея // Труды ААНИИ. 1976. Том 314.

Иванов В.В., Макеев В.М. Роль долгопериодных колебаний уровня океана и вертикальных движений земной коры в развитии устьевых областей рек арктической зоны // Водные ресурсы. 1987. № 4.

Иванов В.В., Осипова И.В. Сток устьевой области Енисея и его многолетняя изменчивость // Труды ААНИИ. 1974. Том 314.

Иванов В.В., Пискун А.А., Гиляров Н.П. Экспериментальные исследования перераспределения стока в дельтах рек Пура и Таза при осуществлении путевых работ // Труды ААНИИ. 1980. Том 358.

Иванов В.В., Пискун А.А., Корабель Р.А. Распределение стока по основным рукавам дельты Лены // Труды ААНИИ. 1983. Том 378.

Иванов В.В., Русанов В.П., Гордин О.И., Осипова Е.В. Межгодовая изменчивость распределения речных вод в Карском море // Тр. ААНИИ. 1984. Т. 368.

Иванов В.Ф. Колебания уровня моря у берегов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Колебания уровня морей и океанов за 15 000 лет. М.: Наука, 1982.

Иванов Г.И. Методология и результаты экогеохимических исследований Баренцева моря. СПб.: ВНИИ Океангеология, 2002.

Изменения уровня моря / Под ред. П.А. Каплина, Р.К. Клиге. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982.

Израэль Ю.А., Павлов А.В., Анохин Ю.А. Эволюция криолитозоны при современных изменениях глобального климата // Метеорология и гидрология. 2002. № 1.

Ильина Л.Л., Грахов А.Н. Реки Севера. Л.: Гидрометеиздат, 1987.

Инженерная геология СССР. Шельфы СССР. / Под ред. К.И. Джанджгавы. М.: Недра, 1990.

Каплин П.А. Фиордовые побережья Советского Союза. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973.

Каплин П.А., Селиванов А.О. Изменения уровня морей России и развитие берегов: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС, 1999.

Карандеева М.В. Геоморфология Европейской части СССР. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1957.

Каррей Дж. Позднечетвертичная история материковых шельфов США // Четвертичный период в США. М.: Мир, 1968.

Карта новейшей тектоники СССР и сопредельных областей (м-б 1:4 000 000) / Под ред. Н.И. Николаева и А.А. Наймарка. М.: ГУГК, 1985.

Карта четвертичных отложений СССР (м-б 1: 2 500 000) / Под ред. Г.С. Ганешина. М.: ГУГК, 1976.

Китов А.Д. Компьютерный анализ и синтез геоизображений. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000.

Клиге Р.К. Уровень океана в геологическом прошлом. М.: Наука, 1980.

Клиге Р.К. Тенденции в изменении поверхностных вод гидросферы // Водные ресурсы. 1982. № 3.

Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. М.: Наука, 1985.

Клювиткина Т.С. Детальные реконструкции палеогидрологических условий в восточной части моря Лаптевых за последние 11,3 тыс. лет // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2007. № 2.

Книжников Ю.Ф., Кравцова В.И. Аэрокосмические исследования динамики географических явлений. М.: МГУ, 1991.

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. 1997. № 1.

Колебание уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982.

Комов Н.И. Весенние заторы льда в низовьях Лены // Труды ААНИИ. 1968. Том 283.

Конищев В.Н. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2009. № 4.

Конищев В.Н., Тумель Н.В. Малоземельско-Большеземельский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

Конищев В.Н., Тумель Н.В. Малоземельско-Большеземельский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.

Коржуев С.С. Геоморфология речных долин и гидроэнергетическое строительство. М.: Наука, 1977.

Короновский Н.В. Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1984.

Коротаев В.Н. Ветровое волнение и штормовые противотечения в Тазовском эстуарии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. География. 1974. № 3.

Коротаев В.Н. Транспорт и дифференциация руслового аллювия в дельтах некоторых северных рек // Механическая дифференциация твёрдого вещества на континенте и на шельфе. М.: Наука, 1978.

Коротаев В.Н. Формирование речных дельт севера Сибири // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. Вып. 8.

Коротаев В.Н. Этапы заполнения эстуария р. Пур в голоцене // Проблемы морфодинамики. М.: Изд-во МФ ГО СССР, 1983.

Коротаев В.Н. Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1984. № 6.

Коротаев В.Н. Устья рек // Эрозионные процессы. М.: Мысль, 1984.

Коротаев В.Н. Руслыные деформации в дельтовых рукавах // Гидрофизические процессы в реках и водохранилищах. М.: Наука, 1985.

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт арктического побережья Сибири // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1986. № 1.

Коротаев В.Н. Основные закономерности формирования дельтовых побережий // Теоретические проблемы развития морских берегов. М.: Наука, 1989.

Коротаев В.Н. Проблемы рационального регулирования устьев рек в условиях субквальной криолитозоны Сибири // Рациональное природопользование в криолитозоне. Якутск: Изд-во Ин-та мерзлотоведения СО АН СССР, 1990.

Коротаев В.Н. Формирование устьев рек в условиях колеблющегося уровня (на примере внутриконтинентальных водоёмов) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 4.

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1991.

Коротаев В.Н. Особенности литодинамических процессов в системе река-дельта-шельф // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1991. № 6.

Коротаев В.Н. Региональные особенности морфологии и динамики речных дельт арктического побережья Сибири // Эволюция берегов в условиях поднятия уровня океана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992.

Коротаев В.Н. Литология, абсолютный возраст и этапы накопления аллювиально-дельтовых отложений в устье Индигирки // Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. М.: ГИН РАН, 1994.

Коротаев В.Н. Состав и распределение руслового аллювия р. Яны // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 3.

Коротаев В.Н. Геоморфология и современные процессы формирования аллювиально-дельтовой равнины в устье р. Индигирки // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1998.

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.

Коротаев В.Н. Современная морфолитодинамика речных дельт на арктическом побережье Сибири // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (VI конференция. Труды). М.: Изд-во ИВП РАН, 2004.

Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые геоморфологические системы: терминология, типизация и концепция формирования // Новые и традиционные идеи в геоморфологии (V Шукинские чтения. Труды). М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005.

Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы: морфология, эволюция и современная динамика // Современные глобальные изменения природной среды. Т. 2. М.: Научный Мир, 2006.

Коротаев В.Н. История формирования эстуарно-дельтовых систем в постгляциальное время // Проблемы флювиальной геоморфологии (Мат-лы XXIX Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Ижевск: Научная книга, 2006.

Коротаев В.Н. Эстуарно-дельтовые системы // Геоморфология. 2008. № 3.

Коротаев В.Н. Дельтообразование и формирование эстуарно-дельтовых систем // Географические научные школы Московского университета. М.: Издательский Дом «Городец», 2008.

Коротаев В.Н. Развитие представлений о речной дельте и геоморфологическая концепция формирования эстуарно-дельтовых систем // Отечественная геоморфология: прошлое, настоящее, будущее (Мат-лы XXX Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Санкт-Петербург: СПб государственный университет, 2008.

Коротаев В.Н. Рельеф и история развития дельты Колымы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 4.

Коротаев В.Н. Основные морфо-генетические типы эстуарно-дельтовых систем: гидролого-морфологические процессы и морфолитодинамика // Дельты Евразии: происхождение, эволюция, экология и хозяйственное освоение (Мат-лы международной научной конференции). Улан-Удэ: Изд-во Бурятского научного центра СО РАН, 2010.

Коротаев В.Н. Геоморфология и динамика эстуарно-дельтовых систем арктического побережья России // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты (VI Шукинские чтения. Труды). М.: Изд-во Географического ф-та МГУ, 2010.

Коротаев В.Н. Голоценовая история речных дельт арктического побережья Сибири // География и природные ресурсы. 2011. № 3.

Коротаев В.Н. Сравнительный анализ позднеголоценовых и современных речных дельт Северной Евразии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 5.

Коротаев В.Н. Седиментационные устьевые системы // Геоморфология. 2012. № 4.

Коротаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем. М.: Изд-во Географич. ф-та МГУ, 2012.

Коротаев В.Н. Морфогенетическая классификация и районирование устьевых систем: геоморфологический аспект проблемы // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2012. № 6.

Коротаев В.Н. Тематические атласы по низовьям крупных рек России // Маккавеевские чтения 2012. М.: Географический ф-т МГУ, 2013.

Коротаев В.Н. Геоморфологическое картографирование устьевых осадочных и геоморфологических систем // Геоморфология и картография (Мат-лы XXXIII Пленума Геоморфологической комиссии РАН). Саратов: Изд-во Саратовского университета, 2013.

Коротаев В.Н. Дельтовые побережья: современное состояние и прогнозные оценки развития // Береговая зона – взгляд в будущее (Материалы XXV Международной береговой конференции). Москва: ГЕОС, 2014.

Коротаев В.Н. Эрозионно-аккумулятивные процессы в устьевых системах // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике (Мат-лы Всероссийской конференции «VII Шукинские чтения»). М.: Географический ф-т МГУ, 2015.

Коротаев В.Н., Богомолов А.Л., Бабич Д.Б., Заец Г.М., Тарасов П.Е. Динамика вод, наносов и русловой сети дельт рек Таза и Пура // Географические прогнозы при водохозяйственном строительстве в Обь-Иртышском бассейне. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1988.

Коротаев В.Н., Демиденко Н.А., Бабич Д.Б. Эстуарные системы России: типизация и гидролого-морфологические процессы // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 17. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2010.

Коротаев В.Н., Лодина Р.В., Чалов Р.С., Шутов А.М. Формирование устьев рек Таза и Пура и рельефа дна южной части Тазовской губы // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. Вып. 5.

Коротаев В.Н., Лодина Р.В., Милошевич В.А., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Формирование дельты р. Яны и прогноз развития её устьевых баров // Эрозия почв и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. Вып. 6.

Коротаев В.Н., Матвеев Б.В., Панин А.В., Сидорчук А.Ю. Развитие долины и русла р. Яны в зоне Куларского хребта в плейстоцене и голоцене // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология (Тезисы VII Всес. совещания). Таллин: Изд-во Ин-та геологии АН Эстонии, 1990. Том II.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Русловые процессы в устьях рек // Работа водных потоков. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1987.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Русловые процессы в устьях рек // География, общество, окружающая среда. Том VI. Часть 4. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н. Дельтообразование в устьях рек: типизация форм и процессов // Эрозионные и русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. Вып. 3.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Алексеевский Н.И. 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.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Богомолов А.Л., Заец Г.М. Гидролого-морфологические процессы в дельте р. Лены // Земельные и водные ресурсы (противоэрозионная защита и регулирование русел). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Сидорчук А.Ю. Процессы дельтообразования в устьевой области Енисея и влияние на них хозяйственных мероприятий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1987. № 5.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю., Гаррисон Л.М. Палеогеоморфологический анализ речных дельт Тазовского эстуария // Палеогидрология умеренной зоны. Том 1 (Реки и озёра). Таллин: Валгус, 1987.

Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Исследование рельефа и отложений речных русел методами гидроакустики // Геоморфология на рубеже XXI века (Шукинские чтения. Труды). М.: МГУ, 2000.

Коротаев В.Н., Римский-Корсаков Н.А. Устьевые осадочные системы // XIII Международная научно-техническая конференция «Современные методы и средства океанологических исследований» (Мат-лы конференции. Том I). М.: ИО РАН, 2013.

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.: ИО РАН, 1997.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю. История речных дельт арктической зоны Сибири // Тезисы докладов XI Конгресса ИНКВА. М., 1982.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю. Голоценовая история формирования дельты р. Яны // Четвертичный период: методы исследования, стратиграфия и экология (Тезисы VII Всес. совещания). Таллин: Изд-во Ин-та геологии АН Эстонии, 1990. Том II.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю. Хронология и сравнительная история формирования дельт крупных рек Сибири // Международный симпозиум «Четвертичная стратиграфия и события Евразии и Тихоокеанского региона» (тезисы докладов). Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. Ч. I.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю., Тарасов П.Е. Палеогеоморфологический анализ речных дельт Тазовской губы // Геоморфология. 1990. № 2.

Коротаев В.Н., Сидорчук А.Ю., Чалов Р.С. Литодинамика дельт севера Сибири // Водные ресурсы. 1980. № 1.

Коротаев В.Н., Чалов Р.С. Русловые деформации в низовьях протоки Главное Русло в дельте Яны // Водные ресурсы. 1978. № 4.

Коротаев В.Н., Чистяков А.А. Процессы седиментации в устьевых областях рек // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2002. № 5.

Кошелева В.А., Яшин Д.С. Донные осадки арктических морей России. СПб.: ВНИИОкеаногология, 1999.

Кошечкин Б.И. Голоценовая тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1979.

Кравцова В.И. Аэрокосмические методы в географических исследованиях Московского университета // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 2.

Кузнецов Ю.Я., Левин А.Э., Маловицкий Я.П. Тектоника и перспективы нефтегазоносности окраинных и внутренних морей СССР. Группа южных морей // Тектоника и нефтегазоносность окраинных и внутренних морей. Л.: Недра, 1970.

Куницкий В.В. Криолитология низовьев Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1989.

Кураева Л.Н., Лупачев Ю.В. Особенности циркуляции и перемешивания вод в устьевой области Онеги // Тр. ГОИН. 1986. Вып. 179.

Купцов В.М., Лисицин А.П. Голоценовое осадконакопление в Обской губе и на прилегающем шельфе // Океанология. 2003. Т. 43. № 2.

Кухарский А.А. Хатангский залив и устье р. Хатанги. Л.: Изд. Главсевморпути, 1937.

Межубовский В.В., Большианов Д.Ю., Федоров Г.Б. К вопросу о возрасте 100-метровой террасы полуострова Таймыр // Природные ресурсы Таймыра. Вып. 1. Дудинка. 2003.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М.: Изд-во ФГУНПП «Аэрогеология», 2005.

Лаврова М.А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района // Учёные Записки ЛГУ. 1949. Сер. геол. наук. Вып. 6. № 124.

Лабутина И.А. Аэрокосмическое картографирование динамики природных объектов средствами ГИС-технологий // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1999. № 3.

Лазуков Г.И. Антропоген северной половины Западной Сибири (Стратиграфия). М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970.

Лазуков Г.И. Плейстоцен территории СССР. М.: Высшая школа, 1989. 320 с.

Ласточкин А.Н. Подводные долины северного шельфа Евразии // Известия ВГО. 1977. Том 109. Вып. 5.

Ласточкин А.Н. Структурно-геоморфологические исследования на шельфе. Л.: Недра, 1978.

Ласточкин А.Н. Морфодинамический анализ. Л., Недра, 1987.

Ласточкин А.Н., Федоров Б.Г. Рельеф и новейшая история развития северного шельфа Евразии // Геоморфология. 1978. № 3.

Левитан М.А., Буртман М.В., Дара О.М. Верхнечетвертичные донные отложения // Печорское море. Системные исследования. М., 2003.

Леонтьев О.К. Геоморфология морских берегов и дна. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1955.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация // Лавинная седиментация в океане. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1982.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация в морях и океанах // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 6.

Лисицын А.П., Шевченко В.П., Виноградов М.Е. и др. Потоки осадочного вещества в Карском море и в эстуариях Оби и Енисея // Океанология. 1994. Т. 34. № 5.

Литодинамические процессы береговой зоны южных морей и её антропогенное преобразование. Л.: ГО СССР – АН СССР, 1982.

Ломаченков В.С. К вопросу о питании морей Советской Арктики осадочным материалом на примере исследования дельты р. Индигирки // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна средней и нижней Лены и её дельты // Доклады совещания по стратиграфии Сибири. Л, 1957.

Лупачев Ю.В. Гидрологические условия устьевой области Печоры и их возможные изменения при изъятии части стока из бассейна // Труды ГОИН. 1979. Вып. 143.

Лупачев Ю.В. Особенности гидрологического режима устьевой области Онеги // Тр. ГОИН. 1982. Вып. 161.

Лупачев Ю.В. Динамическое взаимодействие морских и речных вод в приливных устьях рек // Тр. ГОИН. 1984. Вып. 172.

Лупачев Ю.В. Анализ условий формирования и оценка наивысших уровней воды на устьевом участке Северной Двины // Труды ГОИН. М.: Гидрометеоздат, 1991. Вып. 198 (Гидрология устьев рек).

Лупачев Ю.В., Макарова Т.А. Проникновение морских и речных вод в рукава дельты Северной Двины и его возможные изменения // Труды ГОИН. 1984. Вып. 172.

Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Течения и водообмен в Печорской губе // Труды ГОИН. 1979. Вып. 143.

Любимов Б.П. Нивально-мерзлотный морфогенез в зоне субарктических тундр на равнинах Европейского севера СССР (на примере северо-запада Печорской низменности). Автореферат дисс. к.г.н. М., 1969.

Любимов Б.П. О проявлении новейших тектонических движений на севере Большеземельской тундры // Геология кайнозоя севера Европейской части СССР. М, Изд-во МГУ, 1966.

Ляхницкий В.Е. Изыскания в устьях р. Северной Двины, произведённые в 1915–1916 гг. Для составления проекта аванпорта г. Архангельска // Тр. Отдела торговых портов. 1916. Вып. 49.

Магрицкий Д.В. Изменение среднемноголетнего стока воды в низовьях и дельтах крупнейших рек Восточной Сибири // Вестн. Моск.ун-та. Сер. 5. География. 2000. № 5.

Магрицкий Д.В. Годовой сток взвешенных наносов российских рек водосбора Северного Ледовитого океана и его антропогенные изменения // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 6.

Макаров А.С., Большаков Д.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестн. СПбГУ. 2008. Сер. 7. Геология и география. Вып. 1.

Макарова Т.А. Сток и уровни в устьевой области Северной Двины и их возможные изменения // Труды ГОИН. 1984. Вып. 172.

Маккавеев Н.И. Русло реки и эрозия в её бассейне. М.: Изд-во АН СССР, 1955.

Маккавеев Н.Н., Чалов Р.С. Русловые процессы. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.

Макеев В.М. Колебания уровня Обской губы в голоцене // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоздат, 1988.

Макеев В.М., Большаков Д.Ю., Медкова О.Н. и др. Особенности морфологии долины устьевого участка Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоздат, 1988.

Межубовский В.В., Большаков Д.Ю., Федоров Г.Б. К вопросу о возрасте 100-метровой террасы полуострова Таймыр // Природные ресурсы Таймыра / Под ред. О.Н. Симонова. Дудинка, 2003. Вып. 1.

Мельников В.П., Спесивцев В.И. Инженерно-геологические и геокриологические условия шельфа Баренцева и Карского морей. Новосибирск, 1995.

Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометеоздат, 1974.

Мискевич И.В. Гидрохимия устьевого участка Онеги // Водные ресурсы. 1988. № 4.

Михайлов В.Н. Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М.: Гидрометеоздат, 1971.

Михайлов В.Н. Гидрологические закономерности проникновения морских вод в реки // Гидрофизические процессы в реках, водохранилищах и окраинных морях. М.: Наука, 1989.

Михайлов В.Н. Гидрологические исследования устьев рек // Географические направления в гидрологии. М., 1995.

Михайлов В.Н. Гидрологические процессы в устьях рек. М.: ГЕОС. 1997

Михайлов В.Н. Устья рек России и сопредельных стран: прошлое, настоящее и будущее. М.: ГЕОС. 1997

Михайлов В.Н. Гидрология устьев рек. М.: Изд-во Моск. ун-та. 1998

Михайлов В.Н. Влияние дельт на среднемноголетний сток рек // Водные ресурсы. 2004. Том 31. № 4.

Михайлов В.Н., Бабич Д.Б. Проникновение осолоненных вод в устье Яны // Труды ГОИН, 1991. Вып. 198.

Михайлов В.Н., Коротаев, Сидорчук А.Ю. и др. Исследования водного и руслового режимов устьевого участка Енисея // Географические аспекты исследований и использование водных ресурсов в СССР. М.: МФ ГО СССР, 1982.

Михайлов В.Н., Михайлова М.В. Дельты как индикаторы естественных и антропогенных изменений режима рек и морей // Водные ресурсы. 2003. Том 30. № 6.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Макарова Т.А., Полонский В.Ф. Динамика гидрографической сети неприливых устьев рек. М.: Гидрометеоздат, 1977.

Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А. Речные дельты (Гидролого-морфологические процессы). Л.: Гидрометеиздат, 1986.

Михайлов В.Н., Повалишникова Е.С. Устьевая область реки как зона динамического взаимодействия и смещения речных и морских вод // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 1992. № 5.

Мишин Д.В. Оценка изменчивости гидрологических характеристик в эстуарии реки Мезень в течение приливного цикла // Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей (Труды VII конференции). М.: Изд-во Российского ун-та дружбы народов, 2009.

Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Том 1. Вып. 14. Л.: Гидрометеиздат, 1986.

Морфоструктурный анализ речной сети СССР / Под ред. И.П. Герасимова и С.С. Коржуева. М.: Наука, 1979.

Мутафи Н.Н. Геология и угленосность низовьев реки Пясины // Труды НИИГА. 1950. Т. 2.

Налимов Ю.В. Гидрологическая характеристика протоки Главное Русло дельты Яны // Труды ААНИИ. 1965. Том 268.

Налимов Ю.В. Режим уровней протоки Средней дельты р. Индигирки // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. Вып. 19.

Неелов А.И. Отчёт по исследованию устья р. Лены // Записки по гидрографии. 1914. Т. XXXVIII.

Невеский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море (Седиментогенез и история развития в голоцене). М.: Наука, 1977.

Некрасов И.А. Криолитозона Северо-востока и юга Сибири и закономерности её развития. Якутск, 1976.

Нижняя Яна: устьевые и русловые процессы / Под ред. В.Н. Коротаева, В.Н. Михайлова, Р.С. Чалова. М.: ГЕОС, 1998.

Нижняя Индигирка: устьевые и русловые процессы / Бабич Д.Б., Коротаев В.Н., Магрицкий Д.В., Михайлов В.Н.. М.: ГЕОС, 2001.

Никифоров Л.Г. Структурная геоморфология морских побережий. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977.

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., Наука. 1982.

Николаев Н.И. Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР. М.: Госгеолтехиздат, 1962.

Обедиентова Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977.

Огородов С.А. Берега // Печорское море. Системные исследования. – М.: Изд-во «МОРЕ», 2003.

Огородов С.А. Роль морских льдов в динамике береговой зоны Арктических морей // Водные ресурсы. 2003. Т. 30. № 5.

Основные проблемы палеогеографии позднего кайнозоя Арктики. Л.: Недра, 1983.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998.

Патык-Кара Н.Г., Архангелов А.А., Плахт Н.Р. Региональные геоморфологические реперы в кайнозойской истории Восточной Арктики // Геоморфология. 1989. № 4.

Патык-Кара Н.Г., Постоленко Г.А. Долинная система Колымы, история и факторы её становления // Геоморфология. 2003. № 3.

Пискун А.А. Численное моделирование динамики вод в дельте Оби при стогах-нагонах // Водные ресурсы. 1987. № 5.

Полонский В.Ф. Распределение стока воды в устьевой области Печоры и тенденции его изменения // Труды ГОИН. 1984. Вып. 172.

Полонский В.Ф., Кузьмина В.И. О распределении стока в дельте Северной Двины // Труды ГОИН. 1986. Вып. 179.

Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек и методы их расчёта (прогноза). СПб.: Гидрометеиздат, 1992.

Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицин А.П. и др. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // ДАН. 2014. Т. 454. № 4.

Попов А.И. Мерзлотный рельеф Западной Сибири // Атлас Тюменской области. Карта М 1:6000000. М.: МГУ–ГУГК, 1971. Лист 15.

Попов Б.А., Совершаев В.А. Принципы выбора исходных данных для расчёта потоков волновой энергии // Береговая зона моря. М.: Наука, 1981.

Попов Б.А., Совершаев В.А., Новиков В.Н., Бирюков В.Ю., Камалов А.М., Фёдорова Е.В. Береговая зона морей Печорско-Карского региона // Исследование устойчивости геосистем Севера. М., 1988.

Применение геоморфологических методов в структурно-геологических исследованиях / Под ред. И.П. Герасимова. М.: Недра, 1970.

Проблемы теоретической геоморфологии / Под ред. Г.С. Ананьева, Л.Г. Никифорова, Ю.Г. Симонова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1999.

Протопопов И.Д. Несколько данных о гидрологическом режиме р. Мезени // Исследования морей СССР. Л.: ГГИ, 1932. Вып. 16.

Пуминов А.П., Дегтяренко Ю.П. О динамике береговых линий восточно-арктических морей СССР в кайнозое // Изменение уровня моря за 15 000 лет. М.: Изд-во МГУ, 1982.

Развитие морских берегов России и их изменения при возможном подъеме уровня Мирового океана / Под ред. П.А. Каплина и А.О. Селиванова. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1997.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 1. Кольский полуостров. Л.: Гидрометеиздат, 1970.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 3. Северный край. Л.: Гидрометеиздат, 1972.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 15. Вып. 3. Нижний Иртыш и Нижняя Обь. Л.: Гидрометеиздат, 1973.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 16. Бассейн р. Енисей Л.: Гидрометеиздат, 1973.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 17. Лено-Индигирский район. Л.: Гидрометеиздат, 1972.

Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 19. Северо-Восток. Л.: Гидрометеиздат, 1969.

Репкина Т.Ю. Морфолитодинамика побережья и шельфа юго-восточной части Баренцева моря. Автореф. дисс. к.г.н. М., 2005.

Репкина Т.Ю. Морфолитодинамика юго-восточной части Баренцева моря – геоэкологические аспекты (по материалам космоза съемок) // Геология морей и океанов: Тез. докл. XIV Международной школы морской геологии. – Т. II. М., 2001.

Римский-Корсаков Н.А., Долотов Ю.С., Пронин А.А. Технические средства исследования рельефа дна и эстуарных зон Белого моря // Океанология. 2009. Том 49.

Римский-Корсаков Н.А., Коротаев В.Н., Иванов В.В., Пронин А.А., Демиденко Н.А. Гидрофизические и морфолитодинамические процессы в эстуарии Онега // Океанология. 2013. Том 53. № 5.

Рогозин А.А. Динамика берегов Селенгинского побережья // Продуктивность Байкала и антропогенные изменения его природы. Иркутск: Изд-во ИГУ, 197.

Рокос С.И., Длугач А.Г., Костин Д.А, Куликов С.Н., Локтев А.С. Многолетнемерзлые породы шельфа Печерского и Карского морей: генезис, состав, условия распространения и залегания // Инженерные изыскания. 2009. № 10.

Розен М.Ф. Наблюдения над распространением вечной мерзлоты в дельте реки Печоры // Труды комис. по изучению вечной мерзлоты. М.-Л., 1935.

Розенбаум Г.Э. Палеогеография низовьев долины р. Печоры с верхнечетвертичного времени // Кайнозойский покров Большеземельской тундры. М., Изд-во МГУ, 1963.

Романенко Ф.А. Некоторые особенности строения и динамики рельефа побережий Северного Таймыра // Динамика арктических побережий России. М.: Изд-во МГУ. 1998.

Романовский Н.Н., Гаврилов А.В., Тумской В.Е., Холодов А.Л. Криолитозона Восточно-Сибирского арктического шельфа // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол. 2003. № 4.

Романовский Н.Н., Тумской В.Е. Ретроспективный подход к оценке современного распространения и строения шельфовой криолитозоны Восточной Арктики // Криосфера Земли. 2011. Т. XV. № 1.

Романовский Н.Н., Хуббертен Х.В. Формирование и эволюция криолитозоны шельфа и приморских низменностей (на примере региона моря Лаптевых) // Изв. РАН. Сер. географ. 2001. № 3.

Рудых С.В. Обеспечение судоходных условий на устьевых участках северных рек (на примере Ямсальского бара реки Оби). Автореферат диссертации. Санкт-Петербург, 2004.

Руководство по гидрологическому исследованию морских устьев рек. М.: Гидрометеиздат, 1965.

Руководство по гидрологическим исследованиям в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1972.

Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1973.

Рыжов И.Н. Неотектоника Европейского Севера СССР. Л.: Наука, 1988.

Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географгиз, 1952.

Сафьянов Г.А. Береговая зона океана в XX веке. М.: Мысль, 1978.

- Сафьянов Г.А.** Эстуарии. М.: Мысль, 1987.
- Сафьянов Г.А.** Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1996.
- Свиточ А.А.** Морской плейстоцен арктических побережий России // Вестн. Моск. ун-та. Сер. %. География. 2003. № 6.
- Седелков В.А.** К вопросу об уровнях и приливах в устьевой области р. Мезени // Сб. работ Архангельской ГМО. 1970. Вып. 7.
- Северный Ледовитый океан и его побережье.** Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Селиванов А.О.** Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, 1996.
- Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Чернов А.В. и др.** Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслового анализа) // Эрозия почв и русловые процессы. Вып. 12. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000.
- Система Белого моря.** Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря. М.: Научный мир, 2010.
- Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики** (современное состояние и история развития) / Отв. редакторы: Х. Кассенс, А.П. Лисицин, Й. Тиде, Е.И. Полдякова, Л.А. Тимохов, И.Е. Фролов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2009.
- Соловьёва З.С.** Уровненный режим р. Пур // Труды ААНИИ. 1972. Том 297.
- Соколов А.А.** Гидрография СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1964.
- Спиридонов А.И.** Геоморфология европейской части СССР. М.: Высшая школа, 1978.
- Стрелков С.А.** История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1965.
- Структура и динамика** речного стока горных регионов. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1987.
- Структурная геоморфология континентальных окраин.** М.: Недра, 1983.
- Суздальский О.В., Куликов И.В.** Ландшафтно-литодинамическая схема Печорской губы // Вопросы картирования прибрежного мелководья Баренцева и Белого морей. СПб., 1997.
- Суходровский В.Л.** Экзогенное рельефообразование в криолитозоне. М.: Наука, 1979.
- Тараканов Л.В., Бирюков В.Ю.** Геоморфологические признаки современной ингрессии моря Лаптевых в районе полуострова Широкостан // Геоморфология. 1974. № 4.
- Томирдиаро С.В.** Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднеплейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980.
- Троицкий С.Л.** Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. М.: Наука, 1966.
- Троицкий С.Л.** Морской плейстоцен Сибирских равнин. Стратиграфия. Новосибирск: Наука, 1979.
- Тумель Н.В.** Кольский полуостров // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.
- Уровень, берега и дно океана.** М.: Наука, 1979.
- Условия древнего осадконакопления и их распознавание** / Под ред. Дж. Ригби и У. Хемблина. М.: Изд-во «Мир», 1974.
- Устья рек** // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Т. 9 / Под ред. В.Н. Михайлова и В.В. Иванова. Л.: Гидрометеиздат, 1990.
- Хмызников П.К.** Гидрология бассейна Яны. Л.: Изд-во АН СССР, 1934.
- Хопкинс Д.М.** История уровня моря в Берингии за последние 25000 лет // Берингия в кайнозое. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976.
- Хруцкий С.Ф.** Среднесибирский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.
- Чалов Р.С.** Географические исследования русловых процессов. М.: МГУ, 1979.
- Шевченко Н.В., Зарецкая Н.Е., Капичев Д.С. и др.** Реконструкция истории формирования и палеогеография острова Мудьюг в контексте развития Двинского залива Белого моря в голоцене // Геоморфологические и палеогеографические исследования полярных регионов. СПб.: СПбГУ, 2012.
- Шевченко В.П., Политова Н.В., Айбулатов Н.А. и др.** Водная взвесь и её потоки // Печорское море. Системные исследования. М., 2003.
- Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое:** Атлас палеогеографических карт. М.: ГИН АН СССР, 1991.
- Шикломанов И.А.** Антропогенные изменения водности рек. Л., 1979.
- Шполянская Н.А.** Западносибирский криолитологический район // Региональная криолитология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1989.
- Шполянская Н.А.** Особенности криолитозоны западного сектора Арктики в системе шельф-суша // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2010. № 6.
- Шполянская Н.А.** Плейстоцен-голоценовая история развития криолитозоны Российской Арктики «глазами» подземных льдов. Москва–Ижевск: АНО Институт компьютерных исследований, 2015.

Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. Л.: Гидрометеиздат, 1986.

Фишер Э.Л., Леонов Б.Н., Никольская М.В. и др. Поздний плейстоцен центральной части Северо-Сибирской низменности. // Изв. АН СССР. География. 1990. № 6.

Щукин И.С. Общая геоморфология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1974. Т. III.

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.

Яхимович В.Л., Пшеничнюк В.С., Киекбаев И.Д. Данные радиоуглеродной лаборатории института геологии Башкирского филиала АН СССР // Радиоуглерод. Вильнюс, 1971.

Alabyan A., Chalov R., Korotaev V., Sidorchuk A., Zaitsev A. Natural and tectonic water and sediment supply to the Laptev Sea // Berichte zur Polarforschung. 1995. No. 176.

Alekseev M.N. Paleogeography and geochronology in the Russian Eastern Arctic during the second half of the Quaternary // Quaternary International. 1997. No. 41/42.

Are F. Dynamics of the littoral zone of Arctic Seas (state of the art and goals) // Polarforschung. 1996. No. 64.

Are F., Reimnitz E. An overview of the Lena River Delta setting: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology // J. of Coastal Research. 2000. No. 16.

Bolshiyarov D. and Molodkov A. Marine Pleistocene Deposits of the Taimyr Peninsula and their Age from ESR Dating. // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic. Dynamics and History. Springer-Verlag Berlin, Heidelberg, 1999.

Bolshiyarov D.Yu. Geomorphologic map of the Olenyok Channel mouth in the Lena River delta // Berichte zur Polarforschung. 2001. No. 388.

Bolshiyarov D. and Makarov A. Geomorphologic route along the Urasalakh River // Berichte zur Polarforschung. 2004. No. 489.

Coleman J.M., Prior D.B. Deltaic sand bodies // A 1980 Short Education Course, 1982, Note Series, No. 15.

Coleman J.M. and Wright L.D. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies // In: M. L. Broussard (ed.) Deltas: models for exploration. Houston: Geological Society, 1975.

Creager I.S., McManus D.A. Pleistocene drainage patterns on the floor of Chuchchi Sea // J. Marine Geology. 1965. No. 4.

Curray J.R. Estuaries, lagoons, tidal flats and deltas. The New Concepts of Continental Margin Sedimentation // Application to the Geological Record, Washington, D.C., American Geological Institute, 1969.

Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications // J. of Sedimentary Petrology. 1992. Vol. 62. No. 6.

Deltas. Models for exploration. Houston, 1975.

Dmitry Magritsky, Vadim Mikhailov, Vladislav Korotaev Dmitry Babich. Changes in hydrological regime and morphology of river deltas in the Russian Arctic // Deltas: Landforms, Ecosystems and Human Activities. Proceeding of HP1, IAHS-IAPSO-IASPEI Assambly, Gothenburg, Sweden, July 2013 (IAHS Publ. 358, 2013).

Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjaer K.H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia: ice flow patterns and decay dynamics // Boreas. 2006. Vol. 35.

Drachev S.S., Savostin L.A., Grochev V.G., Bruni L.E. Structure and geology of continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // Tectonophysics. 1998. No. 298.

Dunlap C. An analysis comparing and contrasting North American and Siberian Arctic Deltas, related Shelf Troughs, Sea Valleys, and Abyssal Fan Deltas. Baton Rouge: Department of Geography, Louisiana State University, 1990.

Estuaries. Washington: American Association for the Advancement of Science, 1967.

Fairbrige R.W. Eustatic changes in sea level // Phys. and Chem. of the Earth. Vol.4, New York, Macmillan, 1961.

Fairbrige R.W. The estuary: its definition and geodynamic Cycle // Chemistry and Biochemistry of Estuaries. New York, Wiley, 1980,

Galloway W.E. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems // Deltas Models for Exploration. Houston Geological Society, 1975.

Gordeev V.V., Shevchenko V.P. Chemical composition of suspended sediments in the Lena River and its mixing zone // Reports on Polar Research. 1995. No. 176.

Holmes M.L., Creager I.S. Holocene History of the Laptev Sea Continental Shelf // J. Marine geology and Oceanography of the Arctic Seas. 1974.

Ketchum B.H. Estuarine characteristics // Estuaries and enclosed seas. Amsterdam, 1983.

- Korotaev V.N.** Geomorphology of river deltas on the Arctic coast of Siberia // Polar Geography and Geology. 1986. No. 10.
- Korotaev V., Sidorchuk A., Harrison L.** Palaeogeomorphological analysis of river deltas in the Taz estuary // Palaeohydrology of the temperate zone I. Tallin: Valgus, 1987. Vol. I (Rivers and Lakes).
- Kuptsov V.M., Lisitsin A.P.** Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // Marine Chemistry. 1996. No. 53.
- Meade R.H.** Transport and deposition of sediments in estuaries. Environmental Framework of Coastal Plain Estuaries // Geological Society of America Memoir. 1972. Vol. 133.
- Medkova O.N.** Shore dynamics of the Pjasina delta and bay, the Kara sea // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2004. No. 482.
- Milliman John D., Meade Robert H.** World-wide delivery of river sediment to the oceans // J. of Geology. 1983. Vol. 91. No. 1.
- Milliman J.D., Rutkowski Ch, Meybeck M.** River Discharge to the Sea. A Global River Index (GLORI). LOICZ Reports and studies. 1995.
- Nicholls R.J.** Coastal mega-cities and climate change // GeoJournal. 1995. No. 373.
- Nicholls R.J. and Mimura N.** Regional issues raised by sea-level rise and their policy implications // Climate Research. 1998 Vol. 11.
- Nicholls R.J., Hoozemans F.M.J. and Marchand M.** Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses // Global Environmental Change, 1999.
- Nicholls R.J. and de la Vega-Leinert A.C.,** Synthesis and upscaling of sea-level rise vulnerability assessment studies (SURVAS): background information. // Flood Hazard Research Centre Middlesex University, U K, Technical Report, 2000.
- Peregovich B., Hoops E., Rachold V.** Sediment transport to the Laptev Sea (Siberian Arctic) during the Holocene – evidence from the heavy mineral composition of fluvial and marine sediments // Boreas. 1999. No. 28.
- Poljak L., Gataulin V., Okuneva O., Stelle V.** New constraints on the limits of Barents-Kara ice during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // Geology. 2000. Vol. 28. № 7.
- Pritchard D.W.** What is an estuary: physical viewpoint // Estuaries (Amer. Ass. Sci. Publ.). 1997. № 83.
- Rachold V., Alabyan A., Hubberten H.-W., Korotaev V.N., Zaitsev A.A.** Sediment transport to the Laptev Sea – hydrology and geochemistry of the Lena River // Polar Research. 1996. Vol. 15. No. 2.
- Rachold V., Grigoriev M.N., Antonov M.** Modern sedimentation and environmental history of the Lena Delta // Reports on Polar Research. 1999. No. 315.
- Rachold V., Hermel J., Korotaev V.** Expedition to the Lena River July/August 1994 // Berichte zur Polarforschung. No. 182. Bremerhaven, 1995.
- Rachold V., Hoops E., Alabyan A., Korotaev V., Zaitsev A.** (Expedition to the Lena and Yana Rivers June-September 1995 // Berichte zur Polarforschung. 1997. No. 248.
- Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N.** Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta // J. Quaternary International. 2002. No. 89.
- Shennan J., Innes I.P., Zong I.** Late Devensian and Holocene relative Sea level changes and rumach near Arisaing, Northwest Scotland // Norsk. Geol. Tidsskrift. 1993/ Vol. 73.
- Stanley J.D., McCoy F.W., Diester-Haass L.** Balearic Abyssal Plain: An Example of Modern Basin Plain Deformation by Salt Tectonism // Marine Geology. 1974. Vol. 17. No. 3.
- Stanley Daniel J., Warne Andrew G.** Worldwide initiation of Holocene marine Deltas by deceleration of sea-level rise // Science. 1994. Vol. 265.
- Streletskaya I.D., Kritsuk L.N.** Lenses of mineralized confined groundwater (cryopegs) in the coastal area of west Yamal peninsula, Russia // Berichte zur Polar und Meeresforschung Alfred-Wegener-Institut, Bremerhaven. 2004. Vol. 482, pp. 85–87
- Titus J.G.** Strategies for adapting to the greenhouse effect // APA Journal 311 Summer, 1990.
- Walker H.J.** Arctic Deltas // J. of Coastal Research. 1998. Vol. 14. No. 3.
- Wright L.D.** River deltas // Coastal sedimentary environment. New York, Heidelberg, Berlin, 1978.
- Zaitlin B.A., Dalrymple R.W., Boyd R.** The stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea-level change. Incised-valley Systems // Origin and Sedimentary Sequences. 1994. No. 51.
- Zaretskaya N.E., Simakova A.N., Sulerzhitsky L.D.** Chronology of the North Dvina River delta development over the Holocene // Geochronometria. 2011. Vol. 38. No. 2.

Научное издание

**АТЛАС: МОРФОДИНАМИКА УСТЬЕВЫХ СИСТЕМ КРУПНЫХ РЕК
АРКТИЧЕСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ РОССИИ**

Макет и верстка
Бублик Ю. А.

Подписано в печать 14.07.2017.
Формат 90 x 60 1/8. Усл. печ. л. 18,5.
Тираж 300 экз. Заказ № 17-10.

ООО «Лига-Вент»
127560, Москва, ул. Плещеева, 14А

