Д.Ю.Большиянов, А.С.Макаров, В.Шнайдер, Г.Штоф

Происхождение и развитие дельты реки Лены

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

Д.Ю.Большиянов, А.С.Макаров
В.Шнайдер, Г.Штоф

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Санкт-Петербург
ААНИИ
2013

УДК 551.4(282.256.6)(98)
ББК 26.823(253,21)
Б03

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты реки Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
ISBN 978-5-98364-056-6

В книге представлены результаты 15-летних (1998–2012 гг.) российско-германских комплексных исследований дельты р. Лены. На материалах геоморфологических, геологических, геокриологических исследований выявлены основные этапы развития дельты в голоцене, а также в позднем неоплейстоцене. Ведущим фактором формирования дельты были колебания уровня моря Лаптевых.

Книга может быть полезна тем, кто интересуется палеогеографией, палеоклиматологией, колебаниями уровня моря.

Данное издание охраняется в соответствии с законодательством РФ об авторских и смежных правах. Любое использование материалов данного издания без письменного разрешения издательства запрещается.

ISBN 978-5-98364-056-6

© СПбГУ, 2013
© ААНИИ, 2013
© Д.Ю.Большиянов, А.С.Макаров, В.Шнайдер, Г.Штоф, 2013

Содержание

Введение
1. Физико-географический очерк дельты реки Лены 5
2. История изучения дельты реки Лены 9
3. Геолого-геоморфологическое строение дельты реки Лены 24
3.1. Геологическое строение 24
3.1.1. Дочетвертичные отложения 24
3.1.2. Четвертичные отложения 31
3.1.2.1. Строение четвертичных отложений в дельте и на побережье моря Лаптевых 31
3.1.2.2. Скважины бурового профиля «Мамонтов Клык» 48
3.1.2.3. Строение, состав и возраст осадков, слагающих остров Арга-Муора-Сисё в северо-западной части дельты реки Лены 61
3.1.2.4. Разрезы голоценовых отложений в дельте 65
3.1.2.5. Торфяные залежи или аллохтонный растительный материал? 91
3.2. Геоморфологическое строение дельты и прилегающих территорий, современные геоморфологические процессы 102
3.2.1. Геоморфологическое строение отдельных участков 102
3.2.1.1. Устье Оленёкской протоки 102
3.2.1.2. Центральная часть дельты 112
3.2.1.3. Район острова Сардах-Хая 115
3.2.1.4. Долина реки Урасалах 118
3.2.1.5. Долина реки Кэлимээр, приустьевой участок и дельта реки Оленёк 124
3.2.1.6. Морские террасы в дельте реки Лены и в районе дельты 132
3.2.2. Геоморфологическое строение дельты реки Лены 138
3.2.3. Русловые деформации и перераспределение стока по рукавам 154
3.2.3.1. Главное русло 154
3.2.3.2. Сардахско-Трофимовский узел разветвления 156
3.2.3.3. Оленёкско-Булкурский узел разветвления 162
3.2.3.4. Туматская протока 166

3.2.3.5. Причины перераспределения стока в дельте 167
3.2.4. Динамика акватории на отдельных участках 170
4. Происхождение и развитие дельты реки Лены 172
4.1. Происхождение ледового комплекса пород 172
4.2. Происхождение острова Арга-Муора-Сисё 181
4.3. Происхождение дельты реки Лены 183
4.3.1. Модель развития дельты в голоцене 183
4.3.2. Колебания уровня моря в голоцене 185
4.3.3. Современные колебания уровня 188
4.3.4. Развитие дельты в голоцене 193
5. Колебания климата 196
5.1. Колебания климата в голоцене 196
5.1.1. Материалы и методы 196
5.1.2. Донные отложения озера Николай-Кюеле 198
5.1.3. Донные отложения озера Севастьян-Кюеле 198
5.1.4. Донные отложения других озер района дельты реки Лены 213
5.1.5. Палеоклиматические события голоцена по данным изучения четвертичных отложений 220
5.1.6. Общие результаты 222
5.2. Колебания климата последнего тысячелетия 224
5.3. Современные климатические изменения и режим многолетнемерзлых пород 229
6. Пассивные ледники в дельте реки Лены и в окружающих горах ...237
7. Колебания уровня моря – первопричина возникновения ледового комплекса пород и дельты реки Лены 245
Заключение 253
Список литературы 255

ВВЕДЕНИЕ

Данный труд является результатом комплексного изучения дельты р. Лены и побережья моря Лаптевых в течение 1998–2012 гг. по проекту «Природная система моря Лаптевых» Специализированного соглашения о сотрудничестве в области морских и полярных исследований между Министерством промышленности науки и технологий РФ и Федеральным Министерством образования, науки, исследований и технологий Германии, заключенного в 1995 г. Исследования по совместной российско-германской программе начались в 1993 г. на п-ове Таймыр, а с 1998 г. продолжились в дельте р. Лены, на островах и побережье моря Лаптевых. Таким образом, это исследование включает в себя двадцатилетний опыт совместных работ и сотрудничества [Тимохов и др., 2009].

Пятнадцать полевых сезонов, проведенных в различных районах дельты, на побережье моря Лаптевых, на Новосибирских островах, дали огромный массив фактического материала, благодаря которому этот регион Российской Арктики превратился в одну из самых исследованных ее частей. В основу данной работы положены все опубликованные результаты, полученные коллегами по мерзлотному и геологическому строению дельты и ее обрамления, собственные геоморфологические, геологические и гидрологические наблюдения и измерения, представления о развитии устьевых областей ранее исследованных авторами рек (Обь, Пясина, Хатанга, Нижняя Таймыра, Колыма).

Одной из новых идей является предлагаемая в книге интерпретация происхождения органоминеральной массы, слагающей острова дельты р. Лены, а также некоторые побережья, заливы, устья рек моря Лаптевых, да и других морей Российской Арктики. Традиционно эти накопления называются торфами и связываются с обычным накоплением торфа на заболоченных аллювиальных равнинах. Слишком большая мощность таких отложений (до 8 м по нашим данным и до 15 м по данным других исследователей [Тараканов, Бирюков, 1974]), короткое время осадконакопления (сотни лет) и суровая вечная мерзлота не позволяют считать их торфяными накоплениями. Органоминеральные накопления периодически откладываются в дельте р. Лены и на побережье морей в результате их кратковременных трансгрессий. Поэтому сами геологические органоминеральные тела являются свидетелями повышенного стояния уровня моря в прошлом. Значит, по их времени накопления можно представить ход голоценовых и плейсто-

ценовых трансгрессивно-регрессивных циклов, что впервые и сделано в данной работе. Также обосновано происхождение ледового комплекса пород в результате морских трансгрессий, существование в прошлом в море Лаптевых огромных массивов суши, названных Я.Я.Гаккелем Арктидой (первопроходцы считали их «землями Санникова»).

Основная цель предпринятого труда – выяснить происхождение и развитие дельты во временных масштабах столетий и тысячелетий, когда главной причиной формирования устьевых областей рек являлись колебания уровня моря. Авторы стремились довести до научной общественности все (а не только принятые большинством) полученные в ходе исследований данные и хотели поспорить с коллегами в интерпретации этих данных. В книге приведены сами результаты и обобщены эти геолого-геоморфологические и геокриологические данные. Современные русловые процессы, сильно зависящие от стока воды и наносов в реке, рассматриваются здесь в меньшем объеме. Но оказывается, что и на современном этапе (последние 60 лет) инструментальных наблюдений за уровнем моря колебания уровня приемного водоема – моря Лаптевых – также являются определяющими для развития разных частей дельты р. Лены и объясняют своеобразие русловых процессов.

Авторы признательны всем участникам совместных экспедиций и коллегам, с которыми обрабатывались результаты полевых исследований. Без их огромного вклада в копилку знаний о природе побережья моря Лаптевых этот труд не состоялся бы.

Кристина Зигерт (исследовательский отдел Института полярных и морских исследований Альфреда Вегенера в Потсдаме, АВИ-Потсдам) привела всю российско-немецкую команду, начавшую работать на п-ове Таймыр, в дельту р. Лены и полжизни отдала становлению российско-германского сотрудничества.

Виктор Владимирович Куницкий передал накопленные за долгие годы работы в Институте мерзлотоведения Сибирского отделения РАН знания молодым коллегам. Благодаря его опыту и профессионализму исследовательский отдел АВИ-Потсдам занял ведущую позицию в мировом научном сообществе, изучающем строение, режим и происхождение вечномерзлых пород, а в Санкт-Петербургском государственном университете на кафедре геоморфологии читается курс геокриологии.

Ханс-Вольфганг Хуббертен, руководящий исследовательским отделом АВИ в Потсдаме, отдает все свои силы для организации и финансирования российско-немецких проектов на побережье моря Лаптевых, а также сам активно участвует в экспедициях.

Михаил Николаевич Григорьев со стороны Института мерзлотоведения Сибирского отделения РАН организовывает все ежегодные полевые исследования и участвует в них, а его упорное продолжение дела отца – Николая Филипповича Григорьева – по изучению вечномерзлых пород Севера Якутии, увенчалось в ходе экспедиции «Южный берег моря Лаптевых-2005» получением ценных данных в результате бурения подводной мерзлоты.

Тиксинская гидрографическая база во главе с Дмитрием Владимировичем Мельниченко отвечает за весь объем операций по обеспечению жизнедеятельности экспедиций. Именно благодаря этому коллективу организация экспедиций находится на высочайшем уровне, что приводит к их успеху и получению качественных материалов исследований.

Государственный природный заповедник «Усть-Ленский» во главе с его директором Александром Юрьевичем Гуковым ведет научные исследования в тесной связи с экспедицией и предоставляет ей все возможности для работы, что обогащает новыми данными российско-германский проект в целом и заповедник в частности.

Коллективы лаборатории Потсдамского отдела АВИ и Российско-германской лаборатории имени Отто Шмидта (ОШЛ) Федерального государственного бюджетного учреждения «Арктический и антарктический научно-исследовательский институт» (ФГБУ «ААНИИ») активно участвовали в обработке материалов, авторы и их молодые коллеги неоднократно получали материальную поддержку и работали по грантам ОШЛ, что позволило пополнить ряды данных, использованных в предлагаемой работе.

Вклад авторов в организацию исследований заключается в логистическом обеспечении экспедиции. Кроме непосредственных научных данных их усилия сконцентрированы на транспортных операциях, получении разрешений на проведение экспедиционных исследований, в чем велика роль ФГБУ «ААНИИ». В Санкт-Петербургском государственном университете, где работают российские авторы книги, для проекта подготовлены студенты и аспиранты, успешно продолжающие в нем богатый опыт российских исследований Арктики. В лаборатории геоморфологии и палеогеографии полярных регионов и Мирового океана СПбГУ выполнено датирование отложений, что позволило выяснить возраст дельты р. Лены.

Благодаря этим и многим другим людям, работавшим и работающим в российско-немецкой программе, а таких уже около 150 человек, в исследовательском коллективе сложился благоприятный климат для работы и общения, что, несомненно, положительно влияет на успехи в науке и на дружбу российских и немецких коллег. Можно утверждать, что такой длительно живущий исследовательский коллектив является примером плодотворного

международного сотрудничества не только в области исследования Арктики, но и в опыте международных отношений в целом.

Не по всем направлениям исследований среди ученых есть полное согласие в интерпретации получаемых данных. Так и в этом труде вопросы происхождения дельты р. Лены и ледового комплекса пород рассмотрены в совершенно другом, по сравнению с традиционным, направлении. Но только в спорах рождается истина, и научные исследования лишь тогда и могут стать плодотворными, когда есть о чем поспорить в интерпретации данных, получаемых большим коллективом. Далеко не все коллеги согласятся с предлагаемыми трактовками. Но кроме палеогеографических реконструкций книга содержит большое количество фактического материала, который можно интерпретировать и не так, как делают это авторы. Одна из главных задач книги – предоставление исследователям нового фактического материала.

Авторы благодарны Институту полярных и морских исследований Альфреда Вегенера за предоставление финансирования на комплексные исследования в дельте. Часть материальной поддержки обеспечена грантом РФФИ 05-05-64419 «Гидроморфогенез дельты р. Лены», выполненным в 2005–2007 гг. Книга опубликована на средства гранта № 11. G34.31.0025 правительства Российской Федерации, предоставленного Санкт-Петербургскому государственному университету.

1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Дельта р. Лены – крупнейшая арктическая дельта с площадью около 28300 км^2 [Лопатин, Федоров, 1947–1948]. В указанной работе площадные характеристики дельты расчитывались от о. Столб, что не совсем верно, т.к. дельта р. Лены начинается от первого узла разветвления, которым является о. Тит-Ары, разделяющий реку на два рукава: Главное русло и протоку Булкурскую. Поэтому площадь дельты несколько больше и по современным подсчетам составляет 29036 км^2, но и эта площадь несколько занижена, т.к. подсчеты выполнялись по космическим снимкам, охватившим 98 % площади дельты [Schneider et al., 2009]. С учетом этих оценок общая площадь дельты составляет около 29630 км^2.

Дельта р. Лены оказывает значительное влияние не только на режим моря Лаптевых, но и на весь Северный Ледовитый океан посредством стока пресной речной воды в самый маленький и наименее соленый из земных океанов. Ее громадная лопасть, простирающаяся на 190 км с юга на север (72,0–73,8° с.ш.), на 250 км с запада на восток (122,0–129,5° в.д.), образовалась в результате выноса рекой наносов, эрозии и абразии более древних форм рельефа в условиях колебаний уровня моря и тектонических движений земной коры.

Длина береговой линии дельты от устья Оленёкской протоки до устья Быковской протоки составляет около 1930 км [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Западная половина дельты характеризуется большей общей площадью островов, большими размерами отдельных островов и большой высотой их поверхности. Восточная половина дельты характеризуется меньшим размером общей площади островов, меньшими их размерами, большим количеством значительных проток, что указывает на преимущественное направление стока в северо-восточном направлении. Густота речной сети в западной части дельты 0,13; восточной 0,34; всей дельты 0,24 км/км^2. В западной части дельты 235 островов, в восточной – 764. Площадь островов: Арга-Муора-Сисё – 5230 (18 % пощади дельты), Харданг-Сисё – 1136, Курунгнах – 355, Джангылах – 169, Джипириес – 161, Турах – 197, Кюэрэлээх – 202, Конон-Арыта – 107, Эбе-Басын-Сисё –131, Сис-Кумах – 146, Дьнэлээх-Булгуннях-Арыта – 81 км^2. Высота островов уменьшается с юга на север – с 40–50 м до 15–20 м на западе и с 20–25 до 4–5 м в восточной половине дельты [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Западное и северо-западное побережья дельты подвержены большему воздействию морских вод, а северо-восточное и восточное находятся под

влиянием речного стока. Температура воды в Оленёкском заливе и на северо-западном побережье дельты значительно ниже, нежели на северо-восточном и восточном побережьях. В августе 1939 г. на западе и северо-западе температура воды составляла 3 °С, а на востоке от 4 до 9 °С. Измерения поверхностной температуры воды по ходу маршрута из вершины дельты к ее морскому краю по центральным протокам (Туматская–Осохтох) показали падение температуры речной воды на 1 градус на каждые 30 км (от 15 в вершине дельты до 11 °С в устье протоки Осохтох в середине июля 2006 г.).

Соленость воды в поверхностном слое была больше на западе и на северо-западе: 10–14 и 8–10 ‰ соответственно [Лопатин, Федоров, 1947–1948]. Длинные оси островов и мелей устья Оленёкской протоки ориентированы преимущественно меридионально, а не по направлению стока. Значит, влияние моря на формирование островов больше, чем стока. К западу от дельты глубины больше, чем к востоку и северо-востоку.

Общее количество озер в дельте по карте масштаба 1:100000 – 29483. 27165 озер менее 0,25 км^2 по площади. Озер с площадью зеркала от 0,25 до 1 км^2 – 1817, от 1 до 5 км^2 – 443, от 5 до 10 км^2 – 48 и с площадью более 10 км^2 – 10 водоемов. Больше всего озер – 16645 (58 %) – в северо-западной части, т.е. на о. Арга. По 16 % озер приходится на юго-западную и на северо-восточную части дельты, 10 % – на ее юго-восточную часть. Средний размер озер 0,18 км^2, в юго-западной части дельты – 0,18, северо-западной – 0,17, северо-восточной – 0,23, юго-восточной – 0,18 км^2. Большие озера в основном расположены в западной половине дельты из-за ее большей древности. В восточной половине преобладают озера, связанные с руслами, – старицы [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Самая длинная протока Оленёкская – 210 км от о. Столб до бара. Длина Большой Туматской протоки – 155 км от о. Самойловский до внешнего очертания ее бара. Большая Трофимовская протока имеет длину 142 км до внешнего края бара, Сардахская протока – 97 км, Быковская протока – 103 км от о. Столб до Быкова мыса.

Северо-западная часть дельты, состоящая из о. Арга и останцов, сложен более древними аллювиально-морскими осадками. Но исключать этот массив островов, как и останцы ледового комплекса пород (ЛК), из дельты нельзя, т.к. она сама приобрела конфигурацию благодаря наличию таких останцов, а последние сформировались в результате эрозионной деятельности реки и абразии морскими водами. Поэтому дельта р. Лены – образование разновозрастное и отдельные ее части имеют различное происхождение. В этом единство и противоречивость этой сложной природной системы.

Подводный конус выноса также имеет специфику строения в различных частях дельты. Область меньших глубин к северо-западу от о. Арга

(до 50–60 км) является частью размытой и затопленной поверхности этого острова. К востоку от него глубины на морском крае дельты возрастают.

Дельта р. Лены расположена в области с арктическим континентальным климатом, характеризуемым следующими параметрами: среднегодовая температура воздуха –13 °С, среднеянварская температура –32 °С, среднеиюльская температура –6,5 °С, годовое количество осадков 190 мм. Дельта находится в области вечномерзлых пород с непрерывной мерзлотой толщиной 500–600 м. Толщина активного (сезонноталого) слоя 30–50 см.

Гидрологическая характеристика реки по водомерному посту Кюсюр (данные расходов с 1935 по 1945 г.) основывается на том, что средний расход воды в реке 15400 м^3/с. Расходы взвешенных наносов измерялись в 1941, 1942, 1944, 1946 гг. Средний сток наносов 11640000 т. Средняя мутность воды изменяется от 4 до 30 г/м^3, в среднем за год составляя 23 г/м^3. Сток растворенных минеральных веществ 58 413 500 т в год [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Вся дельта (кроме южной части о. Тит-Ары и островков лиственницы, выдвинувшихся до широты 72°12´ с.ш. в 2006 г.) расположена в тундровой

Таблица 1

Площади различных тундровых ландшафтов, выделенных на космических снимках [Schneider et al., 2009]

Выделенные на космическом снимке тундровые ландшафты	Площадь выдела, км^2	% от всей площади
Влажная тундра с доминированием осок и мхов	8277	28,5
Влажная мохово-травяная тундра	2173	7,5
Участки, не занятые растительностью	1697	5,8
Кустарничковая тундра влажная и сухая	1832	6,3
Сухая осоково-моховая и кустарничковая тундра	3519	12,1
Сухая травяная тундра	610	2,1
Сухая кочкарная тундра	444	1,5
Водные объекты:	8894	30,6
реки и прибрежные воды	5886	20,3
озера площадью ≥0,36 га	3008	10,3
Термокарстовые озера на ЛК	88,9	0,3
Все другие озера	2919,1	10,1
Мелководья:	1590	5,5
заросшие края озер	159	0,6
песчаные банки и отмели в протоках и вдоль побережья	1431	4,9
Общая площадь	29036	100

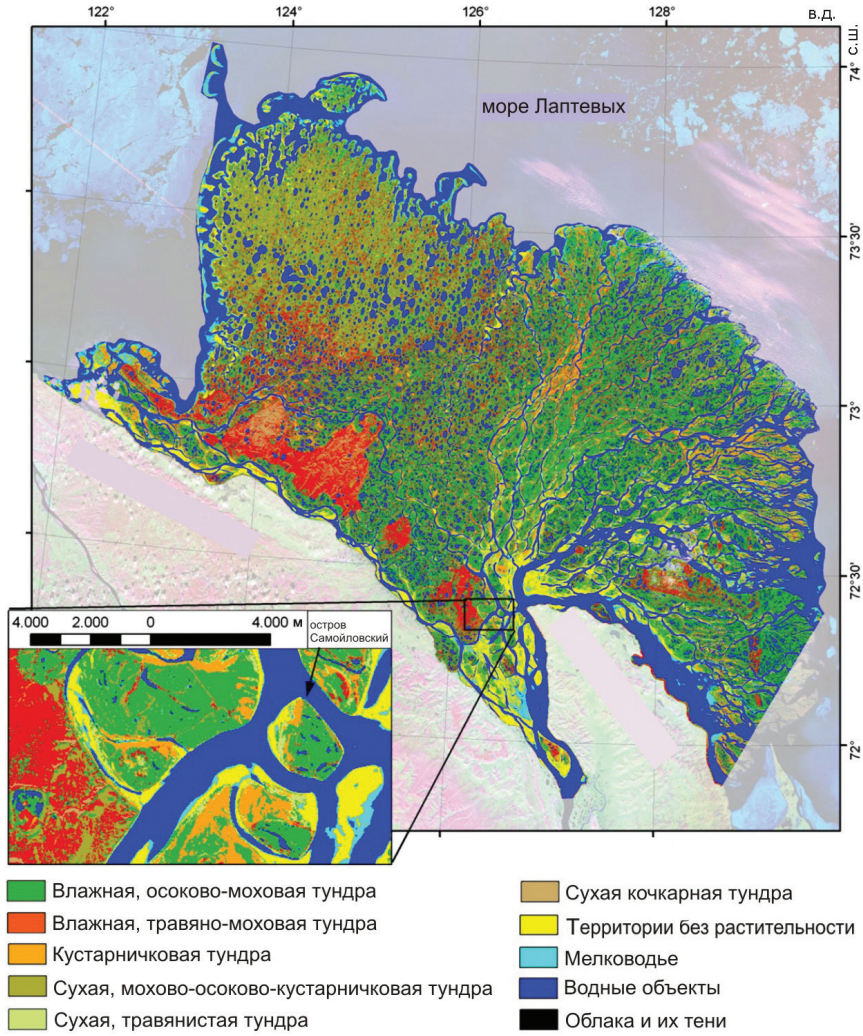


Рис. 1. Карта типов ландшафтов дельты р. Лены [Schneider et al., 2009]

зоне. С помощью современных дистанционных методов удалось выделить определенные тундровые ландшафты и подсчитать их площади (рис. 1, табл. 1). Для этого использовались два снимка Landsat-7 ETM+, покрывшие площадь дельты на 98 %. Даты съемки 27 июля 2000 г. и 26 июля 2001 г. пришлись на пик вегетационного периода. В результате дешифрирования снимков удалось классифицировать ландшафты по растительности, поверхностной влажности и топографии. Эта работа была выполнена для подсчета эмиссии метана на различных участках дельты в зависимости от особенностей ландшафта [Schneider et al., 2009].

2. ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Первые посещения русскими дельты р. Лены относятся к первой половине XVII в., а именно к 1633 г., когда якутский казак Иван Ребров прошел из устья р. Лены в море на восток, и к 1636 г., когда казак Елисей Буза совершил плавание из устья Лены на запад в р. Оленёк. На карте Чертеж Сибирской земли 1672 г., а затем на карте Чертежная книга Сибири, составленной Семеном Ремезовым и изданной в 1701 г., уже обозначены р. Лена с ее устьем и другие смежные реки, впадающие в «море Ледовитое».

Первые более основательные сведения о дельте р. Лены были получены Великой Северной экспедицией, начавшей работы в 1733 г. В результате этих исследований С.Челюскиным была составлена карта, охватывающая район от северо-восточного побережья Таймырского п-ова до восточных границ дельты р. Лены. Судя по копии этой карты, снятой в 1954 г., дельта Лены была изображена С.Челюскиным сравнительно близко к действительности [Соколов, 1851].

Следующими исследователями дельты стали участники экспедиции П.Ф.Анжу (1821–1823). Штурманский помощник П.П.Ильин совершил по дельте два маршрута. Первый – в апреле–мае 1822 г. на собаках по побережью дельты от бухты Тикси до о. Сагастырь в устье Туматской протоки; далее к с. Турах в устье протоки Белькой и оттуда к мысу Крестовый (Улахан-Крест). Второй маршрут П.П.Ильин и штурманский помощник И.А.Бережных совершили летом 1822 г., они описали Быковскую протоку. В результате работ этой экспедиции были составлены карты: «От устья р. Яны до устья р. Оленёк», «Берег Ледовитого моря между устьями Оленёка и Крестовой протоки с прилегающими островами» и «Карта № 229 (от Енисейского залива до устья р. Яны)», изданная Гидрографическим Управлением в 1874 г. На этих картах по сравнению с картой С.Челюскина существенно дополнены сведения о восточной части дельты. Западная часть дельты на карте П.П.Ильина была изображена недостаточно верно [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

В 1882–1884 гг., через 60 лет после экспедиции П.Ф.Анжу, в дельте Лены работала экспедиция Русского географического общества под начальством Н.Д.Юргенса. Метеорологические и магнитные наблюдения велись на о. Сагастырь. Был проведен ряд маршрутов с астрономическими определениями и со сбором сведений географического характера. В июне

1883 г. Н.Д.Юргенс прошел на шлюпке вверх по Туматской протоке для съемки протоки теодолитом. В августе 1883 г. состоялась поездка А.А.Бунге от точки окончания маршрута Н.Д.Юргенса на Быков мыс и обратно до о. Столб с непрерывной буссольной съемкой. В сентябре 1883 г. А.Эйгнер прошел на шлюпке морем на восток от о. Сагастырь до устья протоки Де-Лонга и обратно по одной из проток до соединения с теодолитным ходом Н.Д.Юргенса. В марте–апреле 1884 г. А.Эйгнер определил астрономические и магнитные пункты от о. Сагастырь до с. Усть-Янска. Он прошел через с. Булун, обратно – через устье р. Омолой, губу Буор-Хая, мысы Быков и Баркин-Стан. С той же целью в мае 1884 г. Н.Д.Юргенс прошел на запад по маршруту: о. Сагастырь – с. Турах – о. Джонголах – мыс Улахан-Крест на р. Оленёк и обратно; и по северному берегу дельты на запад от станции Сагастырь до о. Дунай и обратно. Летом 1884 г. А.А.Бунге посетил западную часть дельты до с. Турах с возвращением вдоль западного и северного берегов дельты р. Лены. На основании этих исследований была составлена карта дельты в масштабе 20 верст в дюйме. На карте достаточно верно представлены конфигурация и размеры дельты, но на ней нет глубин проток и акваторий [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

В дальнейшем до 1920 г. ряд исследовательских работ в дельте имел более узкий характер. Летом 1903 г. Ф.А.Матиссеном было произведено описание бухты Тикси [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Первые сведения о глубинах в протоках дельты принесли работы А.И.Неелова и П.Синицына, проводивших в 1912 г. мензульную съемку большей части Быковского п-ова и промер части бара Быковской протоки [Неелов, 1914].

В 1919, 1920 и 1921 гг. в связи с возросшими требованиями судоходства на Севере Восточно-Сибирским управлением водного транспорта при содействии Главного гидрографического управления в дельте р. Лены были осуществлены работы гидрографического характера [Пархоменко, 1929; Евгенов, 1929 а, б]. Выполнены описные работы по маршрутам судового хода проток Трофимовская, Оленёкская, Туматская, Быковская, с батиметрическим нивелированием; астрономические наблюдения в нескольких пунктах; магнитные наблюдения (определение магнитного склонения) в нескольких пунктах дельты; наблюдения над колебанием уровня в 1920 г. у о. Дашка и у села Быково, в 1921 г. на в/п: о. Отстой барж, село Быково, бухта Тикси, о. Сагастырь; наблюдения над течениями в протоках дельты; приливо-отливные наблюдения в нижней части Быковской протоки, у села Быково, в бухте Тикси и у о. Сагастырь; метеорологические баржевые наблюдения в 1920 г. и стационарные в 1921 г. на Быковском п-ове. В ре-

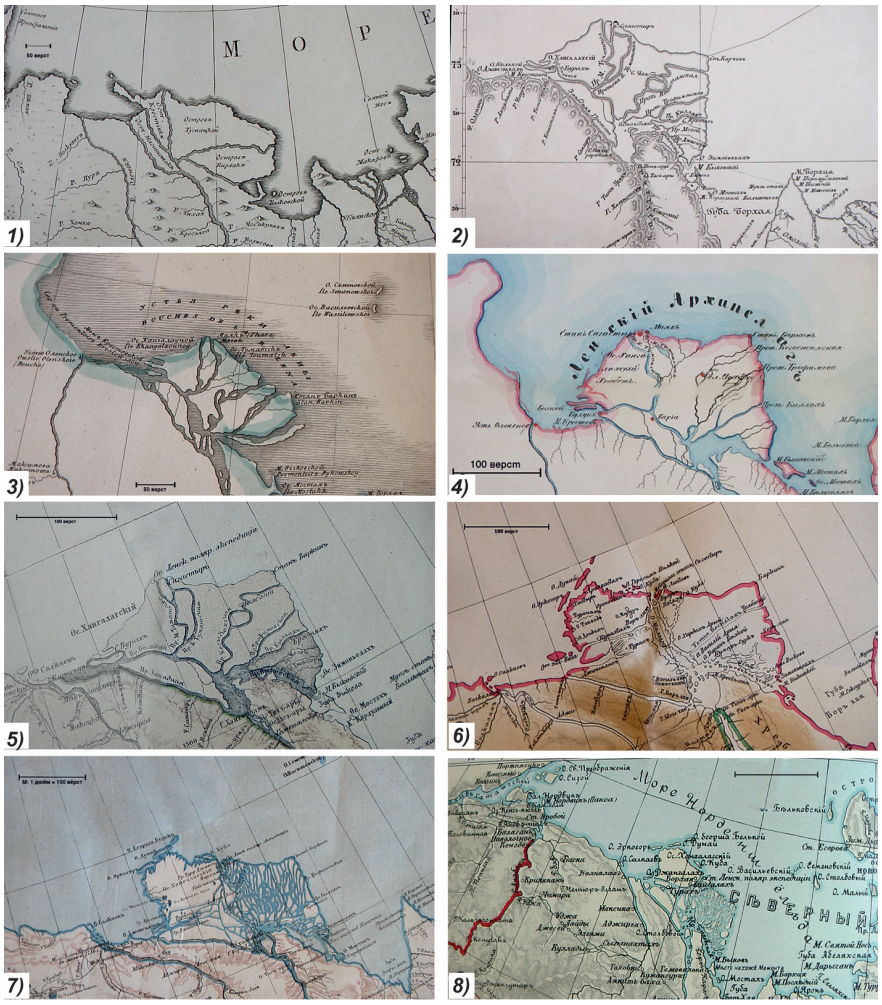


Рис. 2. Развитие картографических представлений о дельте р. Лены:

1 – фрагмент карты «Часть Мангазейского и Якуцкого уезда с устьями рек Енисей и Лена» сочиненная И.Трускат 1770 г.; *2* – фрагмент карты «Берег Ледовитого моря между устий Оленька и Крестовый с прилегающими островами», сочинена лейтенантом Анжу в 1821, 1822 и 1823 гг.; *3* – фрагмент «Генеральной карты Якутской области и Охотского округа с показанием почтовых и больших проезжих дорог, станций и расстояний между ними» 1826 г.; *4* – фрагмент карты Восточной Сибири, составленной по новейшим сведениям при управлении Генерального штаба, 1855 г.; *5* – фрагмент «Карты Азиатской России с прилегающими к ней владениями». Составлена при Военно-топографическом отделе Главного штаба, 1883 г.; *6* – фрагмент «Карты Якутской области», 1890 г., рисовал и дополнил г. Майдель на основании листов III и IV карты Азиатской России, издание Генерального штаба. СПб, 1884 г.; *7* – фрагмент «Карты Азиатской России с прилегающими к ней владениями». Издана картографическим отделом корпуса военных топографов. Исправлена в апреле 1919 г.; *8* – фрагмент «Карты Восточной Сибири и Приамурья». Лист № 36. Атлас Азиатской России. 1914 г.

зультате этих исследований были составлены атлас проток дельты Лены и бухты Тикси в масштабе 1:100000, общая карта дельты р. Лены в масштабе 1:840000 (изданы в 1928 г.).

Дальнейшие исследования лишь уточняли глубины и положение судового хода.

Развитие картографических представлений о дельте р. Лены приведено на рис. 2.

Первые геологические исследования района начались еще в конце XIX в. и проводились в рамках работ, выполнявшихся А.А.Бунге в1885 г. и экспедицией Э.В.Толля в 1894 г. В те далекие годы были составлены первичные описания строения дельты. Систематические же исследования начались лишь с конца 30-х гг. прошлого века. Именно к этому времени относится основание поселка Тикси, ставшего на последующие полвека мощным центром координации и поддержки экспедиционных исследований не только в дельте р. Лены, но и во всем регионе моря Лаптевых и Севера Якутии.

В 1939–1940 гг. Московским аэрогеодезическим предприятием ГУГК была произведена аэрофотосъемка всей дельты и составлена карта в масштабе 1:100000, изданная в 1940–1944 гг. В результате этой съемки стало возможным создать первую геоморфологическую карту дельты в масштабе 1:300000 [Гусев, 1953].

В 1950-е гг. в дельте р. Лены под руководством А.И.Гусева проводил работы Научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА), и в 1954 г. вышла первая геологическая карта данной территории, выполненная в масштабе 1:1000000, листы S-50–52. Именно этот исследователь написал во многом основополагающие труды по геологическому строению региона дельт рек Лена и Оленёк [Гусев, 1938, 1953, 1959, 1960, 1961]. В дальнейшем наблюдался некоторый спад исследовательской активности в дельте. Лишь через 20 лет, во второй половине 70-х гг. XX в., возобновились масштабные исследования геологического строения дельты. Было осуществлено аэрогеологическое картирование территории в масштабе 1:200000 [Галабала, 1987]. Позднее, в 80-е гг., «Аэрогеология» выполнила аэрофотографическое картирование в масштабе 1:50000, сопровождавшееся специализированными поисковыми работами. Современный этап исследования геологического строения связан в первую очередь с поисковыми работами, выполняемыми силами ОАО «Нижне-Ленское».

В 2001 г. предприятием «Аэрогеология» обновлена геологическая карта масштаба 1:1000000, листы S-50–52, которая включала в себя опыт всех предыдущих исследований территории Севера Якутии, куда входит также и дельта р. Лены. В настоящее время с участием авторов составляет-

ся геологическая карта масштаба 1:1000000 на листы S-50, 51, куда входят дельты рек Оленёк и Лена.

Гидрометрические измерения 1935–1945 гг. в створе пос. Кюсюр позволили впервые подсчитать объем воды и наносов, выносимых р. Леной в устьевую область [Лопатин, Федоров, 1947–1948].

Гидрологические исследования непосредственно в дельте начаты Арктическим научно-исследовательским институтом, экспедиция которого основала на о. Столб водомерный пост, в районе которого с 1950 г. ведутся наблюдения за уровнем, стоком воды и другими гидрометеорологическими факторами [Антонов, 1967]. Натурные исследования и эксперименты на аэродинамической модели дали возможность получить представления о распределении стока воды по рукавам дельты [Иванов, 1961, 1963, 1964; Иванов и др., 1983].

Исследования, направленные на улучшение судоходных условий в нескольких рукавах дельты, проведены Устьевой партией Комплексной эрозионно-русловой экспедиции географического факультета МГУ в 1979–1981 гг. В ходе этих работ решен ряд задач: исследован режим стока воды и наносов в основных рукавах дельты; промерены перекаты Оленёкской и Быковской проток, выполнен промер вдоль всей Трофимовской протоки, произведен русловой анализ этих же проток на основе изучения режима деформаций перекатов и вещественного состава наносов в протоках. Впервые получены радиоуглеродные датировки, позволившие представить историю возникновения и развития дельты [Коротаев и др., 1982].

С 1975 по 2002 г. обсерваторией Тиксинского УГМС в дельте проводились гидрометрические работы на постоянных створах, а в 1976–1985 гг. на дополнительных гидрометрических створах в различных протоках дельты гидрографической партией Тиксинского УГМС выполнены измерения, позволившие подсчитать расходы воды и наносов и проследить их динамику за несколько лет.

Современный этап исследований дельты начался в 1998 г. и продолжается в настоящее время. Он связан с комплексными исследованиями моря Лаптевых в ходе российско-германского проекта «Природная система моря Лаптевых», выполняемого в рамках Соглашения о полярных и морских исследованиях между российским и германским министерствами науки и образования. Проект состоит из исследований собственно моря и его континентального обрамления. История и основные результаты современного изучения моря Лаптевых отражены в статье Л.А.Тимохова с соавторами [Тимохов и др., 2009].

Исследование континентального обрамления моря Лаптевых по российско-германскому проекту началось с территории п-ова Таймыр,

где в летние сезоны 1993–1996 гг. были проведены экспедиции в горах Бырранга и на Таймырской низменности. В 1997 г. экспедиция работала на плато Путорана в районе оз. Лама. В этих пяти совместных экспедициях определились интересы исследователей, была отработана и опробована методика исследований, применяемая и в настоящее время в работах на побережье моря Лаптевых, сложился основной исследовательский коллектив, представители которого работают в следующих организациях России: ФГБУ «ААНИИ», Институт мерзлотоведения Сибирского отделения РАН, Государственный природный заповедник «Усть-Ленский», МГУ, СПбГУ – и Германии: АВИ-Потсдам, Институт почвоведения Гамбургского университета. На отдельных этапах исследований к ним присоединяются и другие научные организации России и Германии. Объектами исследований стали реки, озера, рельеф, деятельный слой грунта, четвертичные отложения, погребенные льды. Цели проекта – комплексное исследование природной среды Арктики, палеоклиматические реконструкции, изучение современных процессов в деятельном слое грунта тундр и эмиссии метана и углекислого газа из почв и водоемов, гидрологический режим водотоков и озер, температурный режим многолетнемерзлых пород (ММП).

В 1998 г. исследования по выбранным направлениям переместились в другой район побережья моря Лаптевых – на его южный берег. Северное побережье Якутии привлекло немецких исследователей уникальностью ледового комплекса пород, который содержит многие неразгаданные тайны природы – от происхождения ЛК до продуцирования углерода при его быстром современном разрушении. Кроме того, давно сложившиеся научные контакты немецких исследователей с флагманом мировой геокриологической науки – Институтом мерзлотоведения Сибирского отделения РАН также стали серьезным фактором, предопределившим районы и методы исследований на годы вперед. Специалисты института буквально воспитали немецких ученых геокриологов, и немецкая наука в этом направлении выдвинулась в мировые лидеры.

Экспедиции «Лена-1998» и «Лена-1999», так же, как и на п-ове Таймыр, стали комплексными по изучению природной среды Арктики. Основными задачами исследований были изучение ледового комплекса пород и исследование микробиологических процессов, приводящих к эмиссии парниковых газов. Базой экспедиции стал кордон Государственного природного заповедника «Усть-Ленский» на о. Самойловский. Там были разбиты экспериментальные полигоны, установлена автоматическая метеорологическая станция, оттуда и начинались маршруты в разные части дельты р. Лены и на побережье моря Лаптевых, а также на Новосибирские

острова. В сезон 1998 г. проведены буровые работы по донным отложениям оз. Николай на о. Арга, геологические и геоморфологические маршруты по дельте, начаты исследования ледового комплекса пород на Быковском п-ове. В 1999 г. геокриологическая группа работала на южном побережье о. Большой Ляховский, проведены обширные работы по динамике берегов как моря, так и дельты; гидрологические исследования в протоках дельты и в деятельном слое грунта.

В экспедициях «Лена-2000», «Лена-2001» проводились обширные исследования геологического и геокриологического строения южного побережья моря Лаптевых и дельты р. Лены. В 2000 г. исследовались ледовый комплекс пород в устьевой части Оленёкской протоки дельты р. Лены (Нагым) и горы Ангардам. Собрана богатая палеонтологическая коллекция из костных остатков животных мамонтового комплекса, захороненных в ледовом комплексе пород. В 2001 г. береговые исследования проведены в северо-западной части дельты р. Лены на о. Бабарына-Бёлькёё, где изучались процессы разрушения берегов и созидания морем береговых форм рельефа. В этом же году проведены гидрометрические работы на одном из крупнейших узлов разветвления дельты – сардахско-трофимовском, где на четырех оборудованных гидрометрических створах дважды за сезон выполнены гидрометрические измерения (сток воды и наносов). В обеих экспедициях на о. Самойловский продолжались работы по изучению переноса влаги и энергии в деятельном слое грунта, эмиссии и поглощения метана и углекислого газа.

Экспедиция «Лена–Новосибирские острова-2002» наряду со стационарными исследованиями на полигонах о. Самойловский и гидрологическими работами по основным протокам дельты имела еще одну цель – посещение ключевых участков побережья архипелага Новосибирские острова. С борта арендованного гидрографического судна «Павел Башмаков» были произведены высадки на о-вах Котельный, Бельковский, Новая Сибирь, Малый Ляховский, на берегу Ойогосский Яр, где проведены наблюдения за береговыми процессами, исследованы геологическое и геокриологическое строение мест высадки. Такие пилотные исследования ключевых участков вместе со стационарными исследованиями побережий, проводящимися ежегодно на различных берегах моря Лаптевых, помогают понять процессы в целом. В ходе исследований собрана богатая палеонтологическая коллекция.

Основной целью экспедиции «Лена–Анабар-2003», помимо ставших уже стандартными наблюдений на полигонах о. Самойловский, было исследование ледового комплекса пород в междуречье рек Оленёк и Анабар. Так как основные задачи проекта в этот период исследований связаны с историей и режимом многолетнемерзлых пород, для исследования был вы-

бран участок побережья вдали от отепляющего влияния ленских вод. Мыс Мамонтов Клык стал местом базирования летней экспедиции 2003 г. Здесь осуществлены геологические, геокриологические и палеонтологические исследования, выполнен геолого-геоморфологический сплавной маршрут по р. Урасалах от кряжа Прончищева до берега моря Лаптевых. Эти исследования, принесшие большой объем знаний о строении ледового комплекса пород, стали преддверием запланированного бурения вечномерзлых пород на акватории моря.

Экспедиция «Лена-2004» была сконцентрирована на решении задач проекта в дельте р. Лены. На о. Самойловский продолжались исследования микробиологических процессов и эмиссии парниковых газов. В протоках дельты велись гидрологические и геологические исследования, направленные на выяснение истории развития дельты и современных русловых процессов. Выполнены гидрометрические измерения в основных гидростворах дельты (Быковская, Трофимовская, Туматская, Оленёкская, Булкурская протоки), построена геоморфологическая карта вершины дельты р. Лены.

В 2005 г. проведены две экспедиции. Экспедиция «Южный берег моря Лаптевых-2005», проходившая в апреле–мае 2005 г., достигла главной цели проекта по изучению ММП – пробурены 5 скважин общей глубиной 233,8 м на меридиональном профиле от мыса Мамонтов Клык в море Лаптевых на удалении последней скважины от берега до 11 км. Эта морская скважина достигла глубины 77 м ниже дна моря. Скважина на мысе Мамонтов Клык достигла глубины 70 м. Выяснен характер залегания кровли многолетнемерзлых пород и температурный режим ММП в береговой зоне на удалении до 11 км от берега в сторону моря. Керны отложений полностью всесторонне исследованы в лабораториях России и Германии. Экспедиция прошла санно-тракторным поездом из Тикси до мыса Мамонтов Клык и обратно более 800 км без потерь и осуществила бурение установкой УРБ-2А-2. Работа была прекрасно организована Тиксинской гидрографической базой и Государственным унитарным предприятием Республики Саха (Якутия) «Якутская поисково-съемочная экспедиция» (ГУП РС (Я) «ЯПСЭ»). Экспедиции предшествовала сложная подготовка, включая транспортировку бурового оборудования самолетами из Якутска в Тикси. На обратном пути от места бурения в Тикси санно-тракторный поезд задержался на о. Самойловский, где была пробурена мерзлотная скважина глубиной 26 м. Береговая скважина на мысе Мамонтов Клык глубиной 70 м и скважина на о. Самойловский оборудованы термодатчиками для исследования режима ММП.

Летняя экспедиция «Лена-2005» принесла новый фактический материал по гидрологии, геологии и геоморфологии дельты р. Лены. С по-

мощью судна «Нептун» Тиксинской гидрографической базы выполнены гидрометрические работы по всей длине Оленёкской протоки, позволившие определить трансформацию стока воды и наносов от вершины дельты к ее морскому краю. Одновременно такие же работы выполнены на лодке по Сардахской протоке. Также выполнены гидрометрические работы на главных створах дельты (Главное русло, Быковская, Трофимовская, Туматская, Оленёкская протоки). Геолого-геокриологические исследования выполнены в этом сезоне в низовьях Арынской протоки, на стыке ледового комплекса о. Харданг и песчаных отложений о. Арга-Муора-Сисё. На полигонах о. Самойловский продолжены многолетние исследования деятельного слоя грунта, почв и эмиссии парниковых газов.

О. Самойловский с начала российско-германских исследований на побережье моря Лаптевых (1998 г.) стал базой экспедиций. По мере оснащения базы современным научным и вспомогательным оборудованием остров стал полигоном для стационарных исследований вечномерзлых пород, микробиологических почвенных процессов, динамики и режима деятельного слоя грунта, эмиссии парниковых газов из тундровых почв и водоемов, изучения планктона в тундровых водоемах. Поэтому совершенно логичным мероприятием стала организация международной исследовательской станции на о. Самойловский для решения перечисленных задач, а также для проведения экспедиций в дельте р. Лены и на побережье моря Лаптевых.

В 2005 г. к дому кордона заповедника был пристроен жилой комплекс, где могут размещаться участники экспедиции. На станции создана система электроснабжения с помощью маломощных передвижных дизель-генераторов и ветроэнергетических установок с накоплением электроэнергии аккумуляторными батареями. Электросистема питает энергией лабораторию и жилые помещения, а также отдаленные до километра от станции полигоны, на которых установлены приборы: газоанализаторы, автоматическая метеорологическая и почвенная станции.

Экспедиция «Лена-2006» при продолжающихся исследованиях на полигонах о. Самойловский принесла новые данные о строении дельты в северном ее секторе, где был организован лодочный маршрут по протокам Большая Туматская и Осохтох. Путем гидрометрических измерений получены данные о трансформации стока воды и наносов вдоль проток северного сегмента дельты, заложен полигон по наблюдению береговых процессов на о. Алхан – северном окончании дельты.

Группа исследователей экспедиции «Лена–Новосибирские острова-2007» работала на южном побережье о. Большой Ляховский и на берегу Ойогосский Яр. Там были изучены геологическое и геокриологическое

строение ледового комплекса пород, собраны палеонтологические коллекции.

В экспедиции «Лена-2008» проведен лодочный геоморфологический и гидрологический маршрут по р. Кэлимээр (правый приток р. Оленёк) и по р. Оленёк с исследованием дельты этой реки. В ходе работ 2007 и 2008 гг. на о. Самойловский были поставлены эксперименты по определению обводненности тундры в различные периоды лета, создана рельефная модель острова.

Экспедиция «Лена-2009» провела палеоклиматические исследования озер по меридиональному профилю от пос. Сиктях на р. Лене до о. Арга-Муора-Сисё. Из 10 исследованных озер отобраны колонки донных отложений, которые помогут выяснить вопрос о том, как меняется режим осадконакопления в озерах при переходе от лесной зоны к тундре, что чрезвычайно важно для палеоклиматических интерпретаций по озерным отложениям. В гидрологическую программу экспедиции входило исследование стока углерода и других элементов по основным протокам дельты. Для этого использовалось судно, предоставленное Тиксинской гидрографической базой, с борта которого отобраны пробы воды. Судно также доставило исследователей береговых процессов на ключевые участки дельты, где ведутся многолетние исследования динамики берегов.

Для исследования режима ММП на о. Сардах в пробуренной зимой 2009 г. скважине глубиной 101 м установлены термодатчики. С этой же целью на полярной станции Тикси силами экспедиции пробурена мелкая скважина, которая также оснащена термодатчиками до глубины 2,4 м, что дает возможность сравнивать данные о современных температурах верхней толщи ММП с данными на этих же глубинах на метеостанции в 1940-х и в конце 1960-х гг. Оснащение скважины произведено в рамках проекта создания российско-американской метеорологической обсерватории на базе метеостанции пос. Тикси. Таким образом, в районе исследований функционируют термодатчики в четырех скважинах, пробуренных экспедицией на берегах моря Лаптевых: на мысе Мамонтов Клык, на о. Самойловский, на о. Сардах (пробурена ОАО «Нижне-Ленское»), на полярной станции Тикси.

Экспедицией «Лена-2010» проведены изотопные исследования ледяных жил островов Оленёкской протоки, геокриологические и геоморфологические исследования восточного побережья залива Буор-Хая. Впервые организованы морские работы в этом заливе с целью исследования круговорота углерода в гидросфере, атмосфере и криосфере.

В экспедиции «Лена-2011» завершено исследование бассейна оз. Севастьян к югу от поселка Тикси, которое было начато в 2008 г. зимними промерами и бурением озерных отложений со льда, а закончилось гидроло-

гическими исследованиями и летними промерами. Комплекс работ на этом озере позволил значительно уточнить историю развития природной среды региона в голоцене. Проведены геолого-геоморфологический маршрут в верховьях р. Кэлимээр, геофизические исследования подводной мерзлоты у о. Муостах и изучение животного мира термокарстовых озер этого острова.

В экспедиции «Лена-2012» впервые удалось провести эксперименты по наблюдению концентрации углекислого газа над пространствами дельты с помощью транспортируемого вертолетом комплекса Helipod. Эти наблюдения базировались на многолетних наблюдениях за эмиссией парниковых газов на полигонах о. Самойловский. Гидрологическими работами повторены наблюдения за пространственным изменением стока воды и наносов вдоль Оленёкской протоки дельты. Геокриологические работы были сконцентрированы на изучении ледяных жил о. Муостах.

3. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

3.1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

3.1.1. Дочетвертичные отложения

Дочетвертичные образования вскрываются в дельте р. Лены главным образом в берегах проток: Быковской, Оленёкской и частично Булкурской. Выходы дочетвертичных пород известны в виде эрозионных останцов – о-вов Столб, Америка-Хая и Сардах в центральной части дельты. Геологический разрез дочетвертичной толщи в районе дельты по данным Государственной геологической карты [2001] выглядит следующим образом.

Архейские образования предположительно залегают в пределах высоко приподнятого блока дельты р. Лены. Такие выводы сделаны на основе интерпретации данных о строении гравитационного поля в дельте, а также находок в районе о. Сардах крупных неокатанных глыб и мелких обломков гранатовых и гранат-силлиманитовых гнейсов, плагиогнейсов и гранито-гнейсов. Эти породы сопоставляются с образованиями архейского комплекса Анабарского массива. Есть свидетельства о выходе таких пород в виде порогов в протоках, окружающих о. Сардах, что может свидетельствовать о выходе кристаллического фундамента на дневную поверхность [Большиянов, 2006]. По крайней мере, правомочно говорить о неглубоком (порядка 100 м) его залегании [Григорьев 1993; Виноградов, Драчёв, 2000; Геологическая карта России, 2004]. Возраст этих образований составляет 922–1380 млн лет, что несколько меньше возраста таковых пород в Оленёкском массиве. Данных о предполагаемой мощности образований архея нет.

В пределах дельты р. Лены предполагается широкое распространение ордовикских-нижне-каменноугольных терригенно-карбонатных отложений, которые фиксируются на сейсмических профилях. Возраст и состав ордовикских пород определены условно по аналогии с такими же отложениями близлежащих территорий. Велика вероятность, что толща сложена преимущественно карбонатными породами. Общая мощность отложений ордовикской системы достигает 2000 м.

Выше архея в пределах дельты и ее обрамления залегают породы среднего и верхнего девона, которые обнажены довольно плохо. Среднедевонские породы вскрываются на окраине Хараулахских гор, на правом берегу Быковской протоки (основание г. Ысы-Туойдах-Хая). Они пред-

ставлены плотными доломитизированными серыми известняками, реже плитчатыми мелкокристаллическими известняками. Мощность толщи этих осадков составляет 200 м. Верхний отдел девона предположительно согласно залегает на породах среднего отдела и представлен отложениями франского и фаменского ярусов. Первые вскрываются в береговых обрывах Быковской протоки, а также слагают о. Америка-Хая в центральной части дельты. Породы фаменского яруса также согласно залегают на франских. Они вскрываются в верхней части о. Столб, где представлены толщей известковистых алевролитов и алевролитовых известняков серого, темно-серого, желтовато-серого и коричнево-серого цвета, иногда с включениями галек фосфоритов и кремней. Общая мощность отложений девона в дельте р. Лены составляет порядка 500–600 м.

Породы каменноугольной системы в пределах района исследований известны на правобережье р. Лены и в Хараулахских горах. Нижний отдел системы представлен карбонатными отложениями атырдахской свиты, вскрываемыми в обнажениях Быковской протоки. Видимая мощность свиты составляет 375 м, а предполагаемая полная – 700–800 м. Тиксинская свита широко распространена на междуречье Быковской протоки и главного русла Лены. Она согласно залегает на атырдахской свите и представлена типичной для Хараулахских гор толщей известковистых алевролитов и аргиллитов темно-серого цвета. Общая мощность Тиксинской свиты 850–900 м. Помимо свит в пределах дельты р. Лены встречаются нерасчлененные каменноугольные отложения общей мощностью до 2000 м, объединяющие отложения свит.

Пермские породы распространены в северном Хараулахе, на левобережье Оленёкской и правобережье Быковской проток. Они согласно залегают на толще каменноугольных отложений. Общая мощность нижнепермских отложений в северной части Хараулахских гор меняется от 700 до 1000 м, породы представлены аргиллитами с прослоями песчаника. Верхнепермские отложения распространены западнее дельты Лены, в районе кряжа Прончищева. Исключение составляет выход пород коры выветривания верхнепермского-нижнетриасового возраста в левом берегу Оленёкской протоки. Мощность отложений составляет 1,2 м, и они представлены пестроцветными глинами и песками.

Породы триаса представлены толщей нерасчлененных нижне-среднетриасовых отложений оленёкского, анизайского и ладинского ярусов, распространенных на левобережье Оленёкской протоки. Породы плохо обнажены и осложнены пликативными и дизъюнктивными нарушениями, в связи с чем затруднено их расчленение. Мощность отложений составляет 370–460 м. Оленёкские слои вскрываются фрагментарно на левом берегу Оленёкской протоки.

Залегают несогласно на пермской коре выветривания и представлены темно-серыми аргиллитами с прослоями алевролитов и известняков. Анизийские слои вскрываются в протоке Ангардам-Уэся ниже по течению Оленёкской протоки. Отложения представлены темно-серыми и зеленовато-серыми алевролитами с редкими прослоями известковистых песчаников. Ландинские слои согласно залегают на анизийских. Они представлены известковистыми породами с большим количеством включений. Верхний триас представлен отложениями осипайской свиты, вскрытыми в рассматриваемом районе на побережье Оленёкского залива и Оленёкской протоки дельты. Породы трансгрессивно залегают на различных горизонтах ландинского яруса.

Отложения меловой системы представлены породами нижнего и верхнего отделов. К первым относится угленосная толща укинской свиты, вскрываемая на левом берегу Оленёкской протоки в районе пос. Чай-Тумус. Выше с размывом залегают отложения менрюгяхской свиты верхнего отдела мела, представленные песчаниками. Они вскрываются на левом берегу Оленёкской протоки. На побережье Булкурской протоки отмечены выходы туфов и туффитов, переходных по составу от средних к кислым и кислых, где они залегают в основании менрюгяхской свиты.

Породы палеогеновой системы представлены эоценовыми отложениями, обнажающимися вдоль Быковской протоки. Подошва не вскрыта. Это песчаники с прослоями алевролитов и пластами бурого угля мощностью от 0,3 до 2,4 м. По данным геофизического сейсмопрофилирования, верхнепалеоцен-эоценовые угленосные отложения должны выполнять все крупные понижения в акватории.

Неогеновые осадки вскрываются фрагментарно в обнажении островов дельты р. Лены. Основной разрез миоценовой толщи представлен в береговом уступе размыва о. Сардах в восточной части дельты. Куполообразная возвышенность урочища Сардах-Хая на о. Сардах-Сисё в центре дельты р. Лены имеет изометричный в плане характер (почти округлый с диаметром 2,5 км) и возвышается над окружающими позднеголоценовыми островными массивами на 35 м (абсолютная высота 42 м). С запада и северо-запада возвышенность размывается водами Сардахской протоки, вскрывающими разрез дочетвертичных отложений в крутом уступе размыва. С севера, востока и юга края возвышенности пологими (3–5°) склонами сливаются с первой террасой о. Сардах-Сисё. На юге и северо-востоке к куполовидной возвышенности прислонена аккумулятивная терраса высотой 15–18 м, сложенная четвертичными песками бассейнового происхождения.

В уступе размыва западного берега о. Сардах вскрываются дочетвертичные породы, представленные миоценовыми конгломератами и пере-

крывающими их песками с большим количеством древесины (сардахская толща по Г.Ф.Лунгерсгаузену [1961]).

По более конкретным исследованиям А.И.Гусева, вскрываемая в разрезе толща представлена тремя пачками: нижними конгломератами, сцементированными железистым цементом; залегающими на них с размывом алевритовыми песками в верхней части с гальками, валунами и глыбами; перекрываемыми сверху серыми кварцевыми песками с глинистыми прослойками, с хорошо окатанной галькой и линзами лигнитизированного растительного детрита [Гусев, 1956]. В нижней пачке конгломератов погребены и окаменели стволы лиственницы, кедра, ели, сосны, длиной до 7 м и диаметром до 0,5 м. На неровной размытой поверхности конгломератов залегают алевритовые пески, в нижней части содержащие также остатки деревьев следующих видов: *Picea Wollossowiczi* Suk; *Picea obovata* Ldb. (*fossilis*); *Larix sibirica* Ldb. (*fossilis*); *Pinus monticola* D.Don; реже плоды серого ореха *Juglans cinerea* L. (*fossilis*); гальки богхеда во вторичном залегании. Здесь обнаружен вертикально стоящий пень лиственницы Larix sp., диаметром до 2,5 м и возрастом дерева более 240 лет (по подсчету годичных колец визуально и в шлифах). Также в алевритовых песках определены 62 вида четвертичных диатомовых водорослей, 50 видов из которых пресноводные, по 2 вида пресноводно-солоноватоводных и солоноватоводных [Гусев, 1956].

По нашим исследованиям, видимая мощность толщи до 17 м и она быстро меняется по разрезу из-за заметного падения пород на юго-восток и на юго-запад (рис. 3). Эти рыжие и бурые конгломераты, пески и песчаники с литифицированной и углефицированной древесиной перекрываются галечниками и валунниками с песчаным заполнителем, также содержащим обломки плавниковой древесины. Мощность галечников составляет первые метры, и они описаны В.В.Куницким [1989] как ледниковые отложения. По нашему мнению, эти отложения или бассейновые, или аллювиальные. Несмотря на плохую сортированность осадка, слоистость в нем все же угадывается, но раскопать сыпучие отложения для более точного определения структуры невозможно. Галечники перекрываются незначительными по мощности горизонтально- и волнистослоистыми серыми кварцевыми песками мощностью до 2 м. На контакте песков и галечников (валунных песков по В.В.Куницкому [1989]) отобран и датирован образец плавниковой древесины, показавший запредельный радиоуглеродный возраст – ≥50 700 лет (ЛУ-4895). Сомнения насчет ледникового происхождения толщи «валунных песков» подтверждаются их сыпучестью и отсутствием основных признаков ледниковых отложений за исключением плохой степени сортированности. Сам В.В.Куницкий, анализируя происхождение земляной жилы, разбивающей толщу «валунных

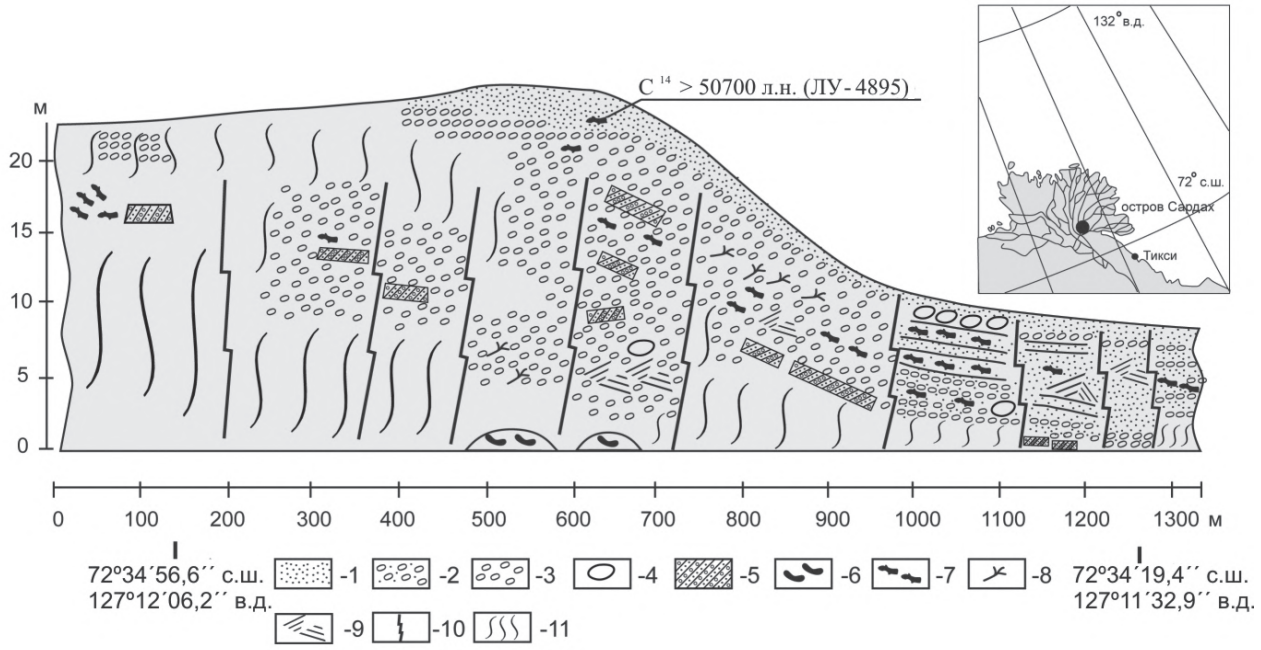


Рис. 3. Разрез миоценовых и четвертичных отложений острова Сардах (дельта р. Лены) вдоль Сардахской протоки по северо-западному краю уступа размыва:

1 – пески; *2* – галечники песчаные; *3* – галечники; *4* – валуны; *5* – пласты песчаников-гравийников коричневого цвета –маскирующий горизонт; *6* – рыжие конгломераты с большим количеством окаменелой древесины; *7* – стволы и обломки деревьев; *8* – древесный детрит; *9* – косая слоистость; *10* – разломы между блоками; *11* – осыпи.

песков», показывает, что отложения формировались постепенно, с сезонным протаиванием и морозобойным растрескиванием песчано-галечно-валунных отложений. Значит, отложения, формировавшиеся постепенно и с сезонным оттаиванием грунтов, не могли быть ледниковыми.

Вероятно, представление о ледниковом происхождении галечников и песков с валунами определяется прежде всего наличием в самой толще и на бечевнике под уступом размыва большого количества самых разнообразных по петрографическому составу крупных обломков: от гнейсов до зеленокаменных пород основного состава. А.И.Гусев [1956] описал следующий состав валунов в нижних конгломератах и кроющих их песках с валунно-галечным материалом: диабазы, песчаники, алевролиты, доломиты, граниты, глинистый сидерит в виде фигурных конкреций.

Таким образом, Г.Ф.Лунгерсгаузен [1961] относит толщу к миоцену, А.И.Гусев [1956] – к плиоцену и четвертичному периоду. Современные исследования не внесли ясности в данный вопрос.

Уникальность острова в том, что здесь на поверхность выходят столь своеобразные дочетвертичные отложения и что поверхность фундамента, по геофизическим данным [Геологическая карта России, 2004; Геологическое строение СССР, 1984], находится здесь на глубине нескольких десятков – сотен метров. В радиусе нескольких километров вокруг урочища Сардах-Хая в протоках обнаружены выходы на поверхность кристаллических пород в виде галечных перекатов или в виде отдельных глыб размером до нескольких метров в поперечнике. Так, в протоке Дьиэлээх-Ордооно-Тёбюлеге на урезе воды в точке с координатами 72°32´47,1´´ с.ш. 127°32´45,7´´ в.д. обнаружена глыба размером 4×3×0,8 м, состоящая из серой мелкокристаллической изверженной породы (долерит). В 300 м от точки наблюдения на противоположном берегу протоки обнаружен развал глыб и валунов породы того же состава, на дне протоки выходит порог из грубообломочного материала. Эти выходы и порог в реке составляют единую гряду, ориентированную в северо-западном направлении.

Отсюда и обилие валунов и глыб на пляжах и бенчах острова, на столообразной поверхности острова (урочище Сардах-Хая), возвышающегося над первой террасой на 35 м и продолжающего воздыматься над островным массивом дельты. Исходя из полученных данных, для объяснения большого количества крупнообломочного материала в районе о. Сардах не обязательно обращаться к ледниковым языкам, спускавшимся в дельту р. Лены с Верхоянского хребта.

В 2009 г. на о. Сардах геологической экспедицией ОАО «Нижне-Ленское» пройдены 2 скважины (рис. 4). Скважина 1 глубиной 65 м, устье

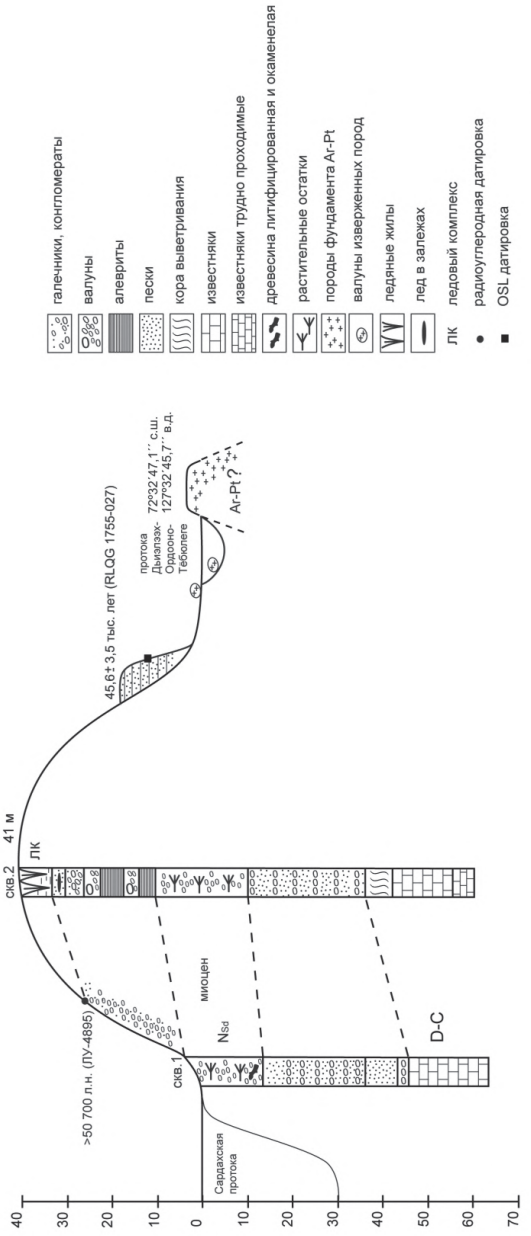


Рис. 4. Схема бурения скважин о. Сардах.

которой расположено на высоте 2–2,5 м над меженным уровнем воды в Трофимовской протоке с западной стороны острова, вскрыла следующую толщу пород:

0–15 м – сардахская свита (миоцена-плиоцена?), сложенная слаболитифицированными валунно-галечно-песчаными конгломератами;

15–38,7 м – пески серые с валунами и галькой;

38,7–45 м – пески;

45–47,7 м – валунно-галечные отложения;

47,7-65 м – известняки с аргиллитом (девон-карбон?).

Скважина 2 глубиной 101 м заложена в центральной части острова на высоте 41 м над рекой. Ею вскрыты следующие породы:

0–0,5 м – моховая дернина алеврито-песчаная;

0,5–6,5 м – алеврито-песчаные отложения с повторно-жильными льдами (ПЖЛ);

6,5–9 м – очень льдистый песок;

9–13,5 м – песок с галькой и валунами;

13,5–18,3 м – валунный галечник;

18,3–22,3 м – алеврит-алевролит слаболитифицированный;

22,3–26 м – валунный галечник;

26–29,7 м – алеврит-алевролит слаболитифицированный;

29,7–50 м – сардахская свита (миоцена-плиоцена?), сложенная слаболитифицированными валунно-галечно-песчаными конгломератами с песком и ожелезненной древесиной;

50–77,7 м – пески с прослоями валунно-галечного материала;

77,7–82,6 м – кора выветривания, карбонатизированная;

82,6-95,5 м – известняки (девон-карбон?);

95,5–101 м – слоистые известняки, очень трудно проходимые, с малым выходом керна, трудно бурятся (проходка нескольких метров за несколько дней).

Скважины глубиной до 100 м не вскрыли пород фундамента, но, возможно, вплотную подошли к ним. Трудности проходки последних метров скважины 2, возможно, объясняются этим фактором.

3.1.2. Четвертичные отложения

3.1.2.1. Строение четвертичных отложений в дельте и на побережье моря Лаптевых

Большинство из обсуждаемых ниже разрезов четвертичных отложений достаточно исследовано к настоящему моменту. В данной работе будет обращено внимание на те факты, касающиеся их строения, которые раньше были неизвестны или которым не придавалось значения. Точки

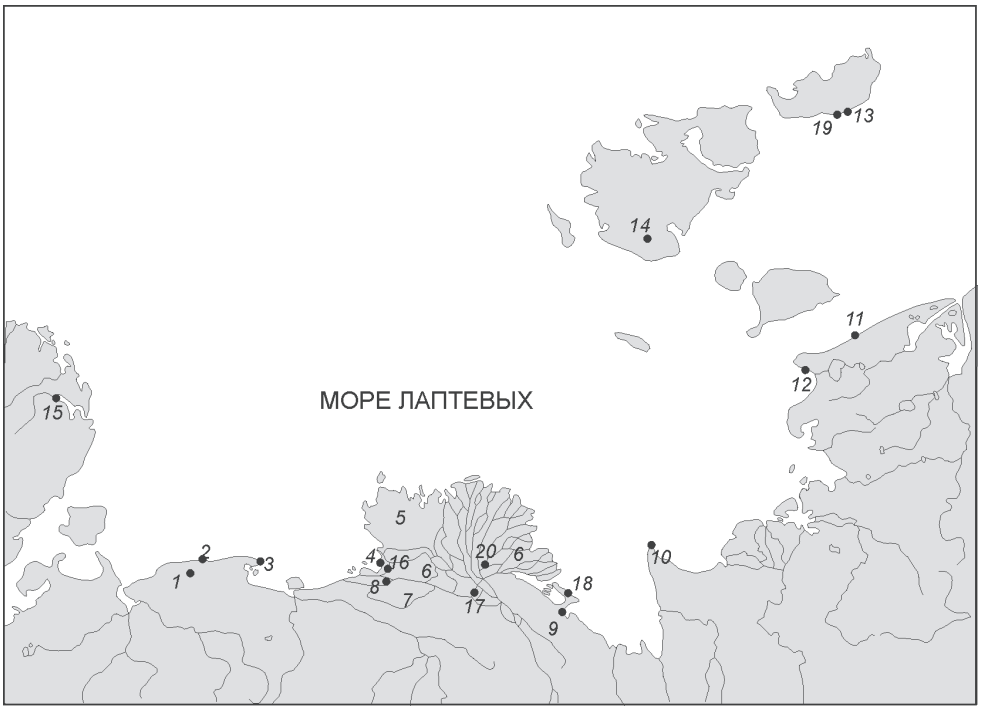


Рис. 5. Схема районов исследований:
1 – р. Урасалах между кряжем Прончищева и берегом моря Лаптевых; *2* – р. Нуччи-Джиелях, мыс Мамонтов Клык; *3* – мыс Терпяй-Тумса; *4* – залив Куба, дельта р. Лены; *5* – о. Арга-Муора-Сисё, дельта р. Лены; *6* – останцы ледового комплекса, дельта р. Лены; *7* – склоны кряжа Чекановского, подмываемые протокой Оленёкской, дельта р. Лены; *8* – морская терраса в устье р. Тас-Юряге, дельта р. Лены; *9* – пос. Тикси, бухта Сого; *10* – мыс Буор-Хая; *11* – берег Ойогосский Яр; *12* – мыс Святой Нос; *13* – утес Деревянные горы, о. Новая Сибирь; *14* – г. Малахатын-Тас, о. Котельный; *15* – бухта Прончищевой, восточное побережье п-ова Таймыр; *16* – пос. Нагым, дельта р. Лены; *17* – о. Курунгнах, дельта р. Лены; *18* – разрез Мамонтова Хаята, Быковский п-ов; *19* – урочище Геденштрома, о. Новая Сибирь; *20* – о. Сардах, дельта р. Лены.

расположения ниже охарактеризованных разрезов четвертичных отложений показаны на рис. 5.

Разрез Нагым в устье Оленёкской протоки (№ 16 на рис. 5). Отложения ЛК вдоль Оленёкской протоки сосредоточены на ее правом берегу в устьевой части. Здесь, ниже поселка Нагым, между точками с координатами 72°52´44´´ с.ш., 123°12´03´´ в.д. и 72°52´46´´ с.ш., 123°19´20´´ в.д., протока вскрывает песчано-алевритовую толщу видимой мощностью до 25 м. Нижняя пачка отложений, видимой мощностью от 7 до 15 м, представлена переслаивающимися песками и алевритами, часто с растительными остатками в виде растительного детрита или с отдельными веточками кустарничков.

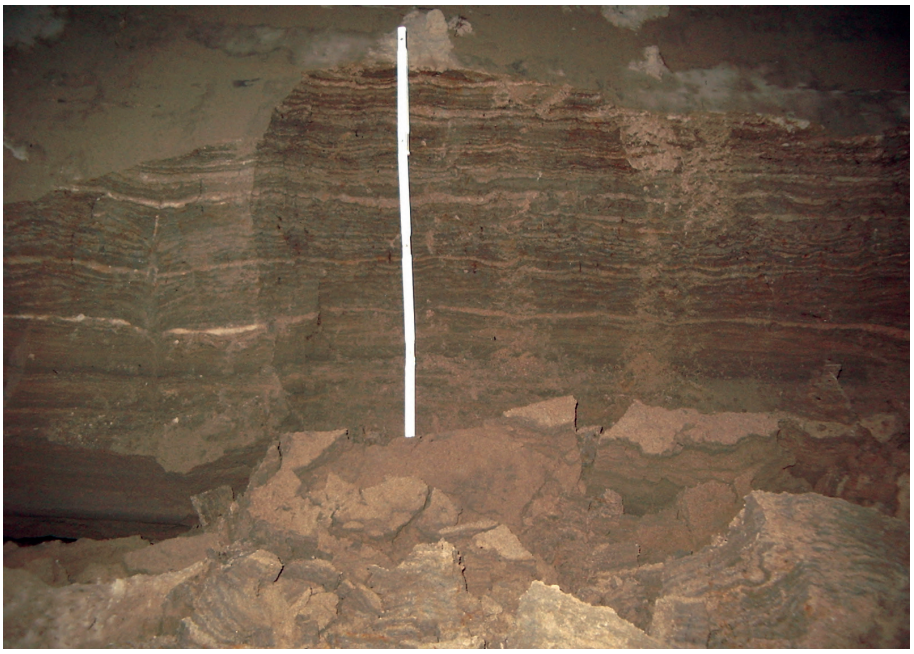


Рис. 6. Волнистая слоистость бассейновых отложений, разрез Нагым.

Пески и алевриты горизонтально-слоистые или волнисто-слоистые, что свидетельствует об осадконакоплении в бассейне (рис. 6). Количество льда невелико, и он присутствует в виде цемента. Верхняя пачка отложений представлена переслаивающимися алевритами и песками с большим количеством растительных остатков. Мерзлотная текстура отложений шлировая с толщиной шлиров до первых сантиметров. Вся толща пронизана мощными ледяными жилами высотой до 10 м, шириной до 3–5 м. Иногда в толще присутствуют линзы торфа. По данным Л.Ширрмайстера с соавторами, исследовавшими данное обнажение, граница между верхней и нижней пачкой отложений резкая и по этой границе в нескольких разрезах наблюдается серо-коричневый пласт палеопочвы толщиной от 0,5 до 1 м. По нашим данным, граница между пачками не столь резкая и во многих случаях нижние пески переходят в верхние постепенно, с обогащением верхних алевритов растительным детритом. Вертикально расположенные растительные остатки в толще не дают возможности назвать обогащенный ими слой палеопочвой. Возраст нижних песков по данным IRSL-анализа колеблется от 57 до 49 тыс. лет [Shirrmeister et al., 2003].

Отложения ЛК по данным радиоуглеродного (AMS) анализа датируются возрастом более 44 тыс. лет [Shirrmeister et al., 2003]. Во всяком случае, обе пачки откладывались в весьма близкое геологическое время.

О. Курунгнах (№ 17 на рис. 5), расположенный вблизи вершины дельты р. Лены и подмываемый Оленёкской протокой, сложен с поверхности отложениями ЛК и подстилающими их песками. Если не считать маломощных голоценовых отложений, которые залегают на отложениях ЛК, но не имеют значения для предмета данного исследования, то толща так же, как и в районе Нагыма, представлена двумя пачками пород. Нижняя пачка сложена кварцевыми мелкозернистыми сортированными желтовато-серыми песками. Слоистость преимущественно горизонтальная, но есть и волнистая. Между прослоями песков встречаются более серые и тонкие песчаные алевриты, подчеркивающие горизонтальную слоистость. В нижней части обнажения иногда встречаются линзовидные прослои растительной слоёнки – переслаивания песка и алеврита с тонким растительным детритом, которую исследователи зачастую называют торфом. Однако четкое переслаивание растительных прослоев (остатки трав и мха) толщиной 2–3 см с прослоями песка и алеврита толщиной до 3–5 см показывает на отложение растительного материала в водном бассейне и ритмичное перекрытие его слоями песка и алеврита. Возраст растительной слоёнки оказался запредельным для радиоуглеродного возраста. Одна из датировок показала возраст ≥ 47700 лет (ЛУ-4550). Датировка слоёнки, названной немецкими коллегами песчаным торфом, составила > 52070 лет назад [Shirrmeister et al., 2003]. Выше – до 10–12 м над урезом воды в протоке – залегают пески и алевритовые пески,

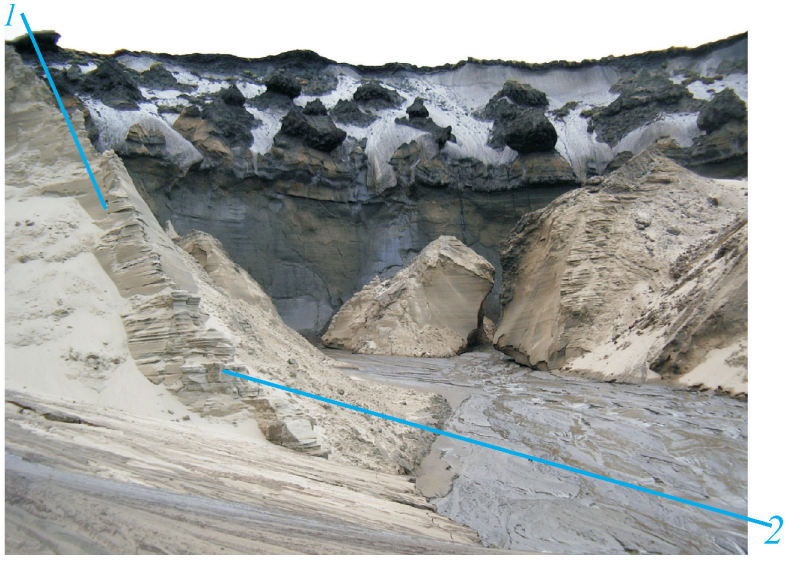


Рис. 7. Обнажение пород ледового комплекса и подстилающих песков, о. Курунгнах, дельта р. Лены: *1* – слои с пресноводными видами диатомей, *2* – слои с морскими видами диатомей, *Thalassiosira kryophila*.

но с меньшим количеством растительных остатков, рассеянных и представленных веточками кустарничков и мелкими линзами тонкого растительного детрита. Мерзлотная текстура отложений массивная. Видимая мощность «песков» от 15 до 22 м. Возраст песков, определенный методом IRSL, от 88 до 65 тыс. лет, хотя образцы для определения возраста взяты только из нижней половины песчаной пачки [Schirrmeister et al., 2003].

В точке с координатами 72º19´33´´ с.ш., 126º16´50´´ в.д. из песчаной толщи (рис. 7) взяты 2 образца с высоты 6 и 13 м над урезом воды в Оленёкской протоке для проведения диатомового анализа. В песках с высоты 13 м З.В.Пушиной обнаружены обломки, вероятно, пресноводных диатомей. А в образце с высоты 6 м встречены единичные диатомеи морского планктонного вида *Thalassiosira kryophila.*

Сверху на пески с четким контактом ложатся алевриты, песчаные и глинистые алевриты с большим количеством органического материала. Органика представлена моховым торфом мощностью до нескольких десятков сантиметров и растительной слоёнкой. Ритмичная слоистость толщи определена в одном из байджарахов (72º20´29´´ с.ш., 126º18´01´´ в.д.), где вскрыты 3 пачки горизонтально слоистых песков мощностью до 1,5 м и разделяющие их 2 пачки горизонтально-слоистой растительной слоёнки толщиной до 1 м. Вся эта толща переслаивания песков, алевритов и растительных остатков, пронизанная ледяными жилами шириной до 20 м, видимой высотой до 20 м, и называется ледовым комплексом пород. Ее мощность в этом обнажении составляет 11–13 м, а радиоуглеродный возраст, по определениям немецких коллег, колеблется от 50 до 33,5 тыс. лет. В самом верху одного из разрезов получена датировка в 17 тыс. лет [Shirrmeister et al., 2003].

Вся толща, таким образом, формировалась в середине позднего неоплейстоцена. На конец позднего неоплейстоцена (сартанское время) приходятся отложения только самых верхов разреза. Значительного перерыва по времени осадконакопления между нижней и верхней пачками снова не наблюдается.

Широко известный и хорошо изученный разрез *Мамонтова Хаята* (№ 18 на рис. 5) на Быковском п-ове [Sher et al., 2005; Siegert et al., 2002; Schirrmeister et al., 2002] возвышается до 40 м над уровнем моря. Но нижняя часть разреза обычно закрыта оползнями. Отложения ЛК состоят из переслаивающихся песчаных алевритов и алевритовых песков с прослоями растительных остатков, составляющих часто ритмичную слоёнку, которая вскрывается как в нижней половине разреза, так и в верхней его части. Немецкими коллегами проведено радиоуглеродное датирование отложений [Siegert et al., 2002], которое показало, что нижняя часть разреза до высоты

5–10 м над уровнем моря формировалась 50–60 тыс. лет назад, толща на высоте 10–23 м – 47–25 тыс. лет назад, отложения интервала 23–35 м над водой 23–12 тыс. лет назад. Верхние 5 м отложений образовались 12–5 тыс. лет назад.

На высоте 32 м от уреза воды в обнажившейся стенке одного из байджарахов нами обнаружено горизонтальное переслаивание алевритов и тонких (1–2 см) гравийных прослоев с осколками раковин моллюсков. Гравийные прослои состоят из мелкого гравия серых осадочных пород плоской формы. Эти отложения, скорее всего, свидетельствуют об условиях осадконакопления в береговой зоне водоема. Выше и ниже гравийного горизонта алеврит переслаивается с богатым растительными остатками алевритом (слоёнка).

Результаты определения ризопод (раковинные амебы) [Bobrov et al., 2004], которые откладывались даже в сартанское время, наличие остракод свидетельствуют об осадконакоплении в водных условиях. На протяжении всего времени формирования ЛК Быковского п-ова в осадках есть водоросли (*Pediastrum, Botryococcus*) – водные обитатели. Вывод же исследователей совершенно противоположен: здесь господствовали сухие и холодные (60–53; 28,5–28 тыс. лет назад), иногда (26–18 тыс. лет назад) крайне сухие [Andreev et al., 2002] условия, – что чрезвычайно странно, т.к. во всех спорово-пыльцевых спектрах много пыльцы осок (или она доминирует) – известных влаголюбивых растений. Самый теплый период формирования ЛК в районе Быковского п-ова, по данным анализа микрофоссилий, относится к каргинскому времени 42,5–33 тыс. лет назад. Но одновременно на этот интервал (44,5–36 тыс. лет назад) приходится наименьшее количество находок костей животных мамонтового комплекса. Никаких костей животных вообще не найдено в интервале 44–39 тыс. лет назад, а мамонтов – в интервале времени 44–36 тыс. лет назад [Kuznetsova, 2003; Sher et al., 2005]. Почему бы животным мамонтового комплекса не использовать такие благоприятные условия обитания каргинского времени? По нашему мнению, эта территория в каргинское время была залита обширным водоемом. А наличие в отложениях спор и пыльцы одновременно влаго- и сухолюбивых растений, наличие пионерных видов (Equisetum) обитателей открытых и нарушенных почв (*Selaginella rupestris*) [Andreev et al., 2002] свидетельствует об осадконакоплении на часто осушающихся пространствах маршей, т.е. водоемов, связанных с морем.

Урочище Геденштрома (№ 19 на рис. 5) расположено на южном побережье о. Новая Сибирь, между триангуляционными сигналами «Зимовье» и «Оползень», координаты 75º07´10´´ с.ш., 146º38´15´´ в.д. Здесь, в уступе размыва высотой 10–12 м от уровня воды, обнажаются темно-серые плотные

глины с раковистым изломом. Слоистость горизонтальная, в сухом виде структура оскольчатая. Глины содержат тонкостенные раковины моллюсков *Portlandia arctica* с двумя вертикально стоящими створками. Раковины чрезвычайно хрупкие, многие из них расколоты на несколько фрагментов прямо в разрезе. Мерзлотная текстура шлировая и сетчатая. Сетка образована прямоугольниками со сторонами по 15–20 см, толщина шлиров 1–2 см. Залегающие выше глинистые алевриты и алевриты имеют типичную волнистую текстуру, характерную для перемещения симметричных грядок песчано-алевритовых по глинистому субстрату дна бассейна (рис. 8). Видимая мощность глин 6,5 м. В образцах не обнаружено ни диатомовых водорослей, ни фораминифер. ЭПР-возраст (метод электронно-парамагнитно-резонансной спектроскопии) отложений без поправки на содержание урана – 47 000 лет. На морских глинах сверху согласно залегают породы ЛК, представленные переслаиванием песков и песчаных алевритов, содержащих растительный детрит в виде веток, мха. Цвет коричневый, серый и бурый. Контакт двух пачек постепенный. Глины, переходя кверху в алеврит, буреют, начинают содержать растительные остатки. Ледяные жилы из ЛК внедряются в нижележащие морские осадки, как минимум, на 4 м, их ширина на высоте 1,5 м от уреза воды достигает 0,7–0,8 м. Морские глины уходят под урез воды в 100 м к востоку от точки наблюдения, и в уступе размыва на протяжении 400 м обнажаются породы ЛК с жилами и пластовыми залежами льда мощ-

Рис. 8. Морские отложения урочища Геденштрома, о. Новая Сибирь.

ностью до 2–3 м. Далее к востоку морские отложения снова появляются из-под уреза воды в виде глинистых алевритов с массивной текстурой. В них присутствуют включения отдельных галек и галечных прослоев осадочных пород и обугленной древесины, дропстоуны размером до 40 см, раковины морских моллюсков, линзы черного растительного детрита. Видимая мощность глинистых алевритов до 3 м выше пляжа. Еще выше – до высоты 5 м – залегают горизонтально-слоистые глинистые алевриты, часто перемятые в складки. Эти отложения вверх постепенно переходят в мелкооскольчатые породы ЛК – песчаные алевриты.

Таким образом, современный абразионный срез обнажает морские отложения и перекрывающие их сверху отложения ЛК. В результате тектонических движений морские осадки то появляются в разрезе, то снова погружаются ниже уреза воды. Залегающие сверху осадки ЛК представлены отложениями водного бассейна, судя по текстуре отложений. Слоистость горизонтальная, волнистая и даже типа елочки, что указывает на приливо-отливной характер течений в бассейне. В данном разрезе снова виден постепенный переход из морских условий осадконакопления в пресноводные или солоноватоводные, в которых и накапливались осадки ЛК.

Долина р. Урасалах (№ 1 на рис. 5) при своем течении от кряжа Прончищева к морю [Bolshiyanov, Makarov, 2004] вскрывает толщу ледового комплекса пород и подстилающих песков. Нижняя часть разреза сложена желтовато-серыми кварцевыми мелкозернистыми песками, переслаивающимися с песчаными алевритами. Слоистость горизонтальная и волнистая, мерзлотная текстура массивная. Вверх количество алевритовых прослоев увеличивается, и в них больше концентрация растительного детрита. Видимая мощность отложений 12–15 м. Здесь ЛК очень слабо отличается от нижележащих песков, а ледяные жилы не имеют столь большого развития, как в других описываемых районах. Их видимая высота редко превышает 2–4 м. Радиоуглеродный возраст растительного детрита из алевритовых прослоев, залегающих ниже повторножильных льдов, оказался равным 32550±750 лет (ЛУ-5188). По литологическому строению вся толща едина, и в ней не зафиксировано перерывов в осадконакоплении.

Берег Ойогосский Яр (№ 11 на рис. 5) в районе устья р. Кондратьева, 72º40´31,1´´ с.ш., 143º36´00,1´´ в.д. Здесь ледовый комплекс отложений, состоящий из горизонтально-слоистых алевритов с растительной слоёнкой и обрывающийся к морю стенками вплоть до вертикальных и полностью ледяных, залегает на глинистых алевритах, горизонтально-слоистых, серого цвета с желтовато-серыми прослойками. Эти отложения изучались немецкими коллегами и нами в 2002 и в 2008 гг. По результатам исследований

опубликованы статьи [Wetterich et al., 2009; Kienast et al., 2011], в которых приводятся великолепные результаты исследований макро- и микрофоссилий: спор и пыльцы, остатков растительности, моллюсков, остракод, хирономид, жуков. На основе анализа всех приведенных данных делается вывод о том, что отложения, слагающие основание разрезов берега Ойогосский Яр в изученном районе, откладывались в пресноводных озерах эемского межледниковья и июльские температуры воздуха тогда были на 10 градусов выше современных, в районе осадконакопления рос лес. Однако выводы этих работ несколько противоречат фактическому материалу.

Наибольшее количество определенных ископаемых остатков растительности принадлежит таким видам, как карликовая береза – *Betula nanae* (117 остатков), осока *Carex sect. Phacocystis* Dumort (434 остатка), *Potamogeton perfoliatus* L (116 остатков), *Draba sp*. L. (352 семени и фрагментов), Dryas octopetala s.l. (Juz) Hult. (150 фрагментов листьев), *Puchinella sp*. (201 остаток), которые характеризуют достаточно холодные, влажные, водные, пионерные, сухие, засоленные условия обитания или заселения растений. Все определенные макроостатки водных растений имеют отношение к солоноватоводным условиям [Kienast et al., 2011]. Заключение же сделано, что это были условия эемского межледниковья с господством лесных березово-лиственничных редколесий [Kienast et al., 2011]. Но макроостатков лиственницы найдено в этих отложениях 22 штуки, березы (*Betula fruticosa*) – 24 штуки, что мало по сравнению с холодолюбивой растительностью.

Спорово-пыльцевые диаграммы для этого слоя предполагаемых эемских отложений по составу растительности не отличаются от таковых же для холодного интервала конца верхнего неоплейстоцена [Wetterich et al., 2009]. И те и другие диаграммы при господстве в растительности семейств Poaceae и Cyperaceae показывают сравнимое количество пыльцы таких древесных и кустарников, как *Betula nanae, Betula Albae, Alnus fruticosa*, Larix, Pecea, Salix [Wetterich et al., 2009]. Действительно, пыльцы лиственницы в спектрах заметно больше по сравнению со спектрами отложений конца верхнего неоплейстоцена. Но ни одного появления пыльцы реально теплолюбивых растений в комплексе, отнесенном к межледниковью, не обнаружено. Обычно межледниковые отложения даже в Арктике содержат единичные или даже не единичные занесенные издалека споры и пыльцу теплолюбивых растений.

Из остатков жуков доминируют группы насекомых влажной тундры (25 %), сухой тундры (19 %), водных группировок (13 %), прибрежных группировок (13 %), степно-луговых группировок (6 %), холодных степных

группировок (4 %), лесных группировок (3 %), обитателей сухих и теплых мест, а также кустарниковых обитателей по 1 %. Интересно господство в спектрах жуков – обитателей влажных и водных условий: в сумме 41 %, а лесных всего 3 % [Kienast et al., 2011].

Среди хирономид определены обитатели как сравнительно теплых, так и холодных водоемов, а в целом хирономиды характеризуют очень широкий спектр природных условий обитания, некоторые же из них указывают на колебания уровня водоемов, в которых они обитали, на эрозионные условия [Kienast et al., 2011].

Кладоцеры, обнаруженные в осадках, толерантны к очень широким вариациям температуры и кислотности литорали, на которой они в основном и обитали [Kienast et al., 2011].

Остракоды, найденные в осадках, в основном известны из современных местообитаний центральной и северной Якутии. Доминирующие виды толерантны к широкому спектру изменений физических и химических условий обитания, например, обитают как в солоноватоводных условиях, так и в пресных, как в теплых водах, так и в холодных. Типичные обитатели описываемых водоемов (*Candona candida, Fabaeformiscandona rawsoni Candona lacustris*) выдерживают большие вариации солености и температуры [Kienast et al., 2011].

Из моллюсков определены 2 вида гастропод. Один из них представитель рода Radix, виды которого обитают как в пресных, так и в солоноватоводных условиях. Определены также 5 видов двустворчатых моллюсков рода Pisidium. Наибольшее количество находок относится к видам *Pisidium casertanum* и *Pisidium subtruncatum*, которые живут в широком диапазоне условий обитания. Найдены представители арктической и субарктической фауны *(Pisidium obtusale f.lapponicum)*, которые известны также из отложений холодных фаз плейстоцена Европы [Kienast et al., 2011]. Кальцитовые раковины моллюсков и остракод имеют признаки растворения, что является индикатором отложения в щелочных условиях [Kienast et al., 2011].

Перечисленные особенности макро- и микрофоссилий, найденных в «эемских озерных» отложениях, не позволяют охарактеризовать описываемые осадки как откладывавшиеся в теплых и исключительно пресноводных условиях. Приведенные особенности среды накопления не свидетельствуют однозначно о пресноводных условиях и тем более о теплых условиях эемского времени. Определений возраста данных слоев в приведенных работах нет, что также странно, т.к. их авторы обычно приводят массу датировок отложений различными методами.

По результатам наших исследований, видимая мощность глинистых алевритов 2,5 м. Их протяженность в восточном направлении из точки с ко-

ординатами 72º40´31,1´´ с.ш., 143º36´00,1´´ в.д. достигает 350 м, после чего они замещаются породами ЛК, обрывающихся отвесным ледяным уступом в море. В глинистых алевритах в результате абразии на уровне воды образована ниша-козырек глубиной до 5 м. Из ниши летом 2002 г. торчали и выпадали кости. Из воды на приливе собраны и определены палеонтологом Т.В.Кузнецовой тазовые и другие неокатанные кости одного экземпляра мамонта. Часть ребер продолжала вытаивать в нише и вываливаться тут же на осушку и в воду. В глинистых алевритах в прижизненном положении (часто в вертикальном) залегали двустворчатые моллюски. Раковины долго определялись палеонтологами, и по поводу их принадлежности к определенному виду высказывались различные точки зрения. Первоначально они были определены как раковины морского моллюска *Diplodonta torelli Jeffreys*, известного из отложений морей Баренцева и Карского [Большиянов и др., 2009]. Последние определения (А.В.Крылов) относят этого моллюска к пресноводному виду *Pisidium obtusale f.lapponicum*. Моллюск *Pisidium obstusale laponicum* (Clessin, 1873) не является тепловодным видом, наоборот, характерен для арктической и субарктической фауны, а в прошлом обитал в Европе в холодных условиях интерстадиалов [Sanko, Gaigalas, 2008]. Другие авторы находят его погребенным в осадках лагун.

В этой же толще мелководных алевритовых песков и алевритов, глинистых алевритов, по заключению палеонтолога З.В.Пушиной, определены следующие виды остракод: *Stenocypira* sp., *Cytherissa lacustris, Cytherissa hyalina*. Эти виды являются обитателями пресноводных и солоноватоводных водоемов. Находки морского вида диатомовых водорослей *Parralia sulcata* (определены палеонтологом А.В.Лудиковой) в данных отложениях свидетельствуют о морских условиях осадконакопления. Находки в совместном залегании пресноводных и морских организмов свидетельствуют, скорее всего, о формировании осадков в приливной зоне моря.

Авторы статьи [Kienast et al., 2011], реконструируя обстановки осадконакопления, делают упор на остатки тех более теплолюбивых растений, которые найдены в отложениях, но не в наибольшем количестве, предполагая, что такие растения, как *Potamogeton perfoliatus, Arctostaphilos una-ursi* и другие, именно росли в тех условиях на месте формирования осадков. Они даже и мысли не допускают, что эти остатки могли быть сюда принесены, например, морем, т.к. морское влияние исключается полностью. Поэтому и объяснение засоленности местообитаний, которая очень явно проявляется во всех группах растений и животных, основано на мнении, что засоление термокарстовых котловин, в которых все растений и животные обитали, происходило в результате явного превышения испарения над атмосферными

осадками. Но сколько бы испарение ни превышало осадки, сухость климата не может привести к засолению. Необходимо, чтобы в породах существовали соли, которые атмосферным происхождением объяснить нельзя. Реально же в комплексах животных и растительных остатков присутствуют виды, которые в одном таком местообитании существовать вряд ли могут: сухолюбивые и влаголюбивые, теплолюбивые и холодолюбивые, пресноводные и морские. Такое местообитание может сложиться только на ваттах или периодически заливаемых и осушаемых береговых территориях, куда приносятся и остатки растений и животных, не характерные для соответствующих климатических или гидрологических условий, а заселяются виды растений, казалось бы, с противоположными свойствами и требованиями к субстрату: сухолюбивые и влаголюбивые, пресноводные и солоноватоводные. Такие сообщества растений давно описаны в литературе и относятся к живущим на обширных приливо-отливных осушках береговой зоны моря [Крапивнер, 1965].

Возраст отложений, вмещающих раковины двустворчатого моллюска *Pisidium obstusale laponicum* (Clessin, 1873), по данным ЭПР-анализа, выполненного А.Н.Молодьковым в Институте геологии Таллиннского технического университета, оказался равным 78,8 ±5,5 тыс. лет (RLQG 350-073). Эти алевриты, вмещающие и скелет мамонта, и остатки жуков, а также переотложенные, вероятно, радиолярии, позволяют говорить о захоронении животного в прибрежно-морских условиях в середине верхнего неоплейстоцена. В данной точке впервые удалось датировать остатки мамонта по залегающим с ними в единой толще моллюскам с возрастом древнее возможностей радиоуглеродного метода датирования.

В толще прибрежно-морских глинистых алевритов находок костей млекопитающих мамонтового комплекса значительно больше по сравнению с вышележащим ледовым комплексом пород. Этот факт наводит на мысль, что время образования мощных сингенетических льдов и накопления ЛК не было самым благоприятным для жизни животных мамонтового комплекса в Арктике. Отложения, подстилающие ЛК Ойогосского Яра, формировались, судя по всем признакам, в более теплых по сравнению с современными условиях позднего неоплейстоцена, но не в эемское межледниковье, что подтверждает и определенный возраст отложений.

О. Сардах-Хая (№ 20 на рис. 5) в дельте р. Лены представляет собой уникальный выход пород миоценового возраста по Г.Ф.Лунгерсгаузену [1957], плиоценового и четвертичного возраста по А.И.Гусеву [1956] среди пойменных островов дельты. Строение острова по северо-западному краю, где конгломераты, галечники, песчаники обнажаются в эрозионном срезе, описано в разделе 3.1.1. Показано, что самые верхние кроющие галечники

Рис. 9. Морские отложения, о. Сардах:
а – вертикальная расчистка; *б* – горизонтальная расчистка.

и пески содержат древесину запредельного для радиоуглеродного метода датирования возраста. С севера, востока и юга к коренным породам острова прислонены четвертичные отложения, которые с южной и северо-восточной стороны острова слагают террасу высотой 15–18 м. Шурфы, заложенные в террасе, показали, что она сложена песками, которые с поверхности покрыты галечником слоем в одну гальку. Гальки хорошо окатаны, состоят из изверженных (кварцевые гальки – до 10–15 %, яшма, халцедон) и осадочных (песчаник) пород и минералов. Желто-серые кварцевые горизонтально-слоистые пески в разрезах представлены среднезернистой и мелкозернистой разностями.

Террасированность острова хорошо видна при подходе к нему снизу по Трофимовской протоке. Террасы на северо-восточных склонах острова имеют высоту от 15 до 10 м над тыловым швом пляжа и уменьшаются по высоте в восточном направлении. В слагающих террасы песках в точке с координатами 72º34´56,5´´ с.ш., 127º15´22,5´´ в.д. расчищен разрез, в котором вскрываются пески, мелкозернистые, кварцевые, желтовато-серые, волнисто- и горизонтально-слоистые, со слоями более темного алеврита (рис. 9 *а*). Пески и алевриты однородны по всей толще видимой мощностью 8 м. В горизонтально расчищенных площадках вскрывается текстура слабого течения и волнения (рис. 9 *б*). Эти явно бассейновые отложения содержат мелкий растительный детрит, который был собран с породой и отмыт на сите. Результат радиоуглеродного датирования ≥ 41 700 лет назад (ЛУ-4890). ОСЛ-датирование с этого же горизонта показало возраст 45,6±3,5 тыс. лет (RLQG 1755-027).

Река Тас-Юряге (№ 8 на рис. 5) при выходе ее из гор Ангардам, в двух километрах выше впадения реки в протоку Ангардам (72º41´06,3´´ с.ш., 123º29´52,1´´ в.д.) прорезает останец террасы длиной 1 км вдоль левого берега реки и шириной до 200 м. На противоположном берегу реки и далее на восток от долины на склонах гор Ангардам наблюдаются отдельные небольшие останцы этой же террасы. Высота террасы 25–30 м над уровнем моря (рис. 10). На поверхности террасы развиты пятна-медальоны, в которых на поверхность выходят пески и гальки со средней и хорошей степенью окатанности. Есть и неокатанный материал, но между пятнами-медальонами. Проективное покрытие тундровой растительностью (мхи, лишайники, кустарничковая ива, дриада и другие цветковые) – 70–80 % (рис. 11). Терраса цокольная. В цоколе выходят триасовые сланцы. Мощность рыхлых отложений, залегающих на цоколе, не превышает 3,5 м. В бровке террасы, в шурфе сверху вниз вскрываются (рис. 12):

0–0,15 м – алевритовый песок с большим количеством гальки и корнями современных растений;

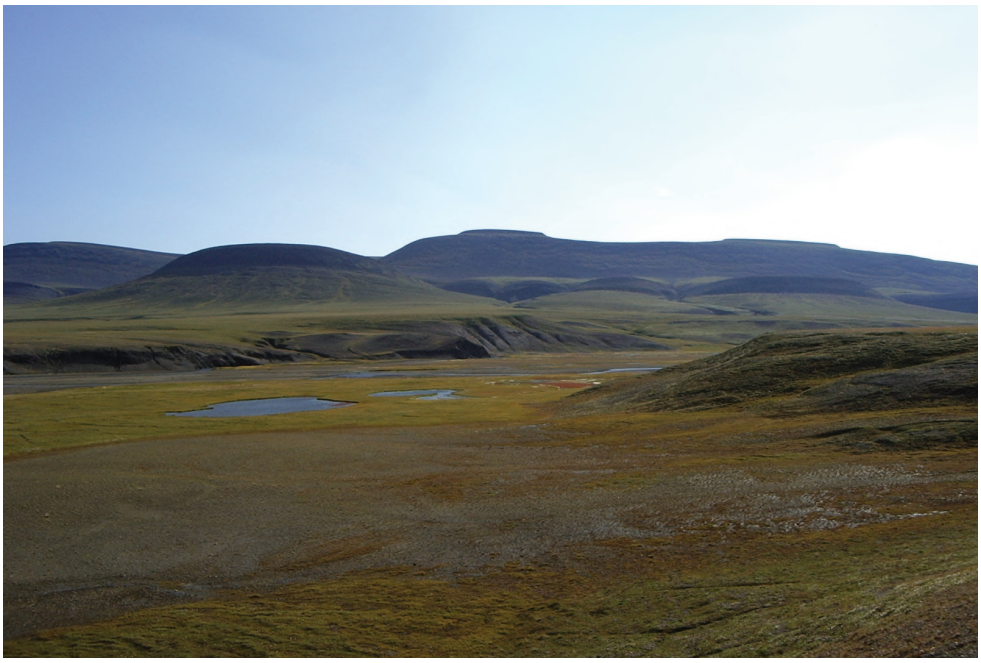


Рис. 10. Морская терраса в предгорьях гор Ангардам, устье р. Тас-Юряге.

Рис. 11. Поверхность морской террасы в предгорьях гор Ангардам, устье р. Тас-Юряге.

Рис. 12. Шурф в теле морской террасы в предгорьях гор Ангардам, устье р. Тас-Юряге.

0,15–0,6 м – песок алевритовый, книзу становящийся все более алевритовым, с большим количеством галек;

0,6–0,8 м – галечно-гравийный горизонт с песчаным заполнителем, гальки лежат плоской стороной параллельно горизонтальному напластованию, под отдельными гальками скопление гравия, окатанность гальки и мелких валунов хорошая;

0,8–1,0 м – песок желтовато-серый, мелкозернистый, кварцевый, с гравием (до 15 %) и редкими гальками.

В других шурфах строение бровки террасы примерно такое же, но с вариациями гранулометрического состава и смещениями границ выделен-

Таблица 2

Химический состав солей отложений морской террасы в предгорьях гор Ангардам, устье р. Тас-Юряге

№ п/п	Место отбора	Дата отбора	Солевой состав, % мг-экв	pH, жёсткость	Форма выражения	Катионы			Анионы						Сумма минеральных веществ
						Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^{+}K^{+}$	NH_4^-	HCO_3^-	CO_3^{2-}	SO_4^{2-}	Cl^-	NO_3^- мг/л	
1	Шурф в бровке террасы. Глубина 0,35–0,40м	6.08.2000	$Ca(HCO_3)_2$ = 22,0 $CaSO_4$ = 0,004 $MgSO_4$ = 43,6 Na_2SO_4 = 8,4 NaCl =25,6	7,25 0,345	мг-экв/ 100 г	0,1166	0,2284	0,0256	1,0000	0,1152	0,0000	0,2742	0,1337	0,0200	
					% (г/100 г)	0,0023	0,0027	0,0041		0,0070	0,0000	0,0132	0,0047		0,0305
2	Там же. Глубина 0,65–0,72м	То же	$Ca(HCO_3)_2$ = 25,2 $CaSO_4$ =9,9 $MgSO_4$ = 31,9 Na_2SO_4 = 16,4 NaCl = 16,6	7,3 0,306	мг-экв/ 100 г	0,1604	0,1458	0,1511	1,5000	0,1152	0,0000	0,2657	0,0764	0,1000	
					% (г/100 г)	0,0032	0,0017	0,0035		0,0070	0,0000	0,0128	0,0027		0,0274
3	Там же. Глубина 0,85–0,95 м	То же	$Ca(HCO_3)_2$ = 29,3 Ca SO_4 =5,7 Mg SO_4 =22,3 Na_2SO_4 = 30,2 NaCl = 12,5	7,18 0,262	мг-экв/ 100 г	0,1604	0,1021	0,1949	0,4000	0,1344	0,0000	0,2657	0,0573	0,2000	
					% (г/100 г)	0,0032	0,0012	0,0045		0,0082	0,0000	0,0128	0,0020		0,0278
4	С поверхности поймы на пятне стекшего с террасы грунта (солонца-лизунца)	То же	$Ca(HCO_3)_2$ = 3,8 $CaSO_4$ =39,3 $MgSO_4$ = 42,8 Na_2SO_4 = 11,8 NaCl = 2,3	7,25 4,28	мг-экв/ 100 г	2,1481	2,1335	0,7040	1,2000	0,1920	0,0000	4,6790	0,1146	0,2000	
					% (г/100 г)	0,0430	0,0256	0,0162		0,0117	0,0000	0,2246	0,0040		0,3192

ных слоев. Иногда в мелкообломочных фракциях алеврит преобладает над песком, а в галечниковом горизонте преобладают валуны.

По гранулометрическому составу и литологии данные отложения являются прибрежно-морскими, пляжевыми. На склоне террасы, обращенном к реке, развита солифлюкция, проявляющаяся микротеррасами и языками, достигающими поймы реки. Здесь обнаружено пятно оголенного, стекшего с террасы грунта размером 100×60 м (рис. 11). От окружающей поймы отличается белесым оттенком цвета и разреженной растительностью, а также трещинами усыхания на поверхности, образующими полигоны размером от 10×10 до 20×20 см. Вся поверхность пятна истоптана оленями, которые приходят сюда для пополнения организма солями, обильно выделяющимися на поверхности пятна. Это обстоятельство заставило взять образцы с поверхности пятна и из бровки террасы для определения состава солей (табл. 2). В составе солей доминируют типично морские элементы – натрий и хлор.

В образце песчаного алеврита с глубины 0,7 м одного из шурфов, координаты которого 72º41´18,7´´ с.ш., 123º30´20,5´´ в.д., обнаружены обломки панцирей диатомовых водорослей, принадлежащих морскому виду *Thalassiosira kryophila.*

С этой же глубины отобраны образцы для определения возраста методом ОСЛ. Определенный возраст оказался равным 138,1±8,5 тыс. лет (RLQG 1754-027). Из результатов геоморфологического описания можно сделать вывод, что данная площадка является морской террасой, сформированной при взаимодействии моря и реки при выходе ее из низких гор Ангардам, а из результатов анализов отложений следует, что это морская цокольная терраса казанцевского возраста.

3.1.2.2. Скважины бурового профиля «Мамонтов Клык»

Скважины бурового профиля у мыса Мамонтов Клык пробурены в апреле 2005 г. в ходе совместной российско-германской экспедиции «Южный берег моря Лаптевых-2005» (рис. 13). Глубина скважин отсчитывается от поверхности льда, с которого и проведено бурение.

Скважина С-2 расположена в 11 км к северу от мыса Мамонтов Клык южного побережья моря Лаптевых в точке с координатами 73°42'36,1´´ с.ш., 117°10´01,4´´ в.д., где глубина моря составляет 6 м и толщина морского льда 1,6–2,0 м.

Поверхностные отложения (1,1 м) отобраны трубкой ГОИН, дальнейшая проходка осуществлялась буровым станком.

Верхние 1,1 м осадка представляют собой песок тонкозернистый и мелкозернистый, кварцевый с полевым шпатом и рудными черными ми-

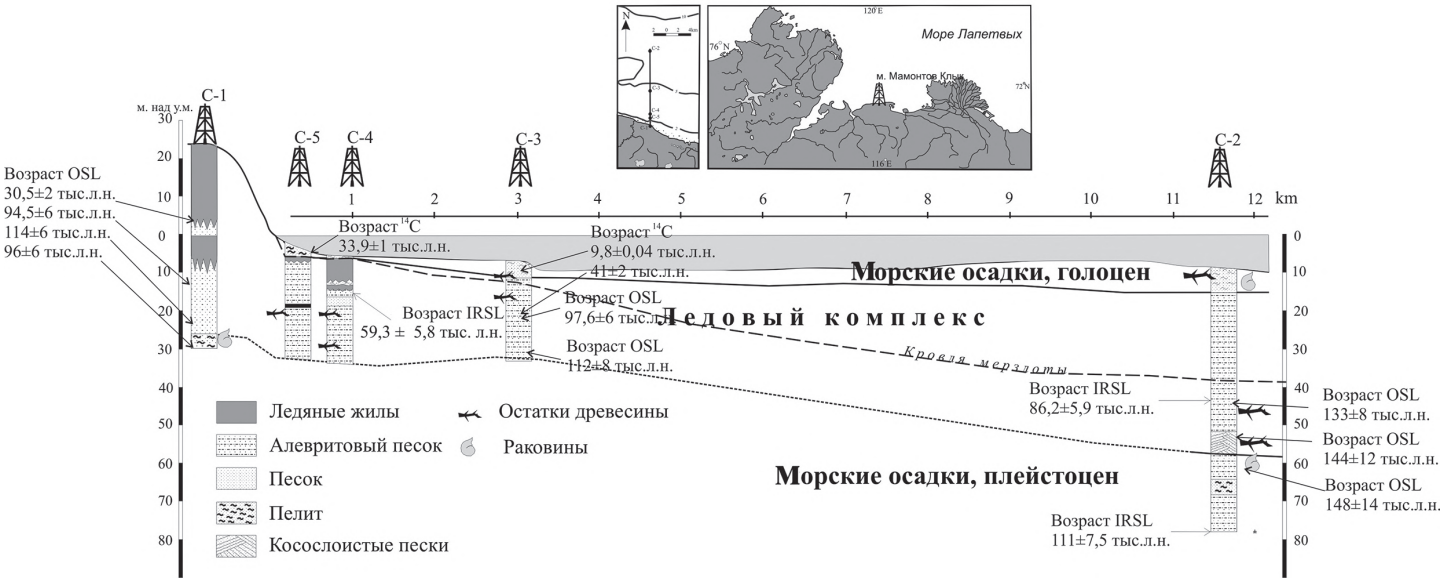


Рис. 13. Схема бурения скважин на мысе Мамонтов Клык в 2005 г.

нералами. Цвет серый. В поверхностном слое (0–5 см) раковины морских двустворчатых моллюсков длиной 8–9 мм. Вниз по колонке песок становится более равномернозернистым, преобладает тонкозернистый кварцевый песок, в котором рудных черных минералов больше, чем полевых шпатов. Есть ходы илоедов. На глубине 35–40 см скопления органики черного цвета, с характерным запахом разложения. Влажность песка на глубине 5–10 см – 21 %, на глубине 30–35 см – 17 %, на глубине 1 м – 19 %.

Следующий керн отложений удалось отобрать только с глубины 11,5 м (5,5 м ниже дна). В нем горизонтально-слоистый тонкозернистый песок с прослоями (до 0,4–0,5 мм) более темного алеврита. На глубине 12 м осадок аналогичен предыдущему. С этого горизонта отложения промыты в сите, на котором остались целые створки раковин моллюска (такого же, как на глубине 0–5 см), осколки раковин, кусочки древесины размером до 2–3 мм.

На глубине 16,5 м от поверхности льда осадок представлен песком тонкозернистым и мелкозернистым, кварцевым с рудными черными минералами. Полуразложившаяся органика придает осадку темно-серый и черный цвет. Включения представлены обломками раковин, детритом черной древесины, остракодами диаметром до 2 мм. В песке есть пустоты диаметром 2–3 мм, вероятно ходы червей. На глубине 17,5 м тот же песок, но с меньшим количеством черных пятен и ходами илоедов диаметром 5–7 мм.

В интервале глубин 19,6–24,85 м песок серый, неравномернозернистый (тонкозернистый, мелкозернистый и даже среднезернистый), кварцевый с плохо и средне окатанными зернами кварца. Слоистость неясновыраженная, горизонтальная, с линзовидными включениями темно-серого песчаного алеврита. В целом осадок однороден. Замечены только единичные обломки (по 2–3 мм) древесины. Не обнаружено ни обломков раковин, ни ходов илоедов.

В интервале глубин 27–31 м песок более равномернозернистый (тонкозернистый и мелкозернистый) с небольшим количеством алеврита и единичными включениями растительного детрита. Слоистости не видно, но намечается вертикальная полосчатость. К глубине 31 м песок становится желтоватым.

На глубинах 34–36,5 м те же кварцевые пески, рыжевато-серого цвета с рудными черными минералами. Горизонтальная, но деформированная слоистость слабо заметна.

С глубины 39 м впервые появляется четкая горизонтальная слоистость, обусловленная переслаиванием тонкозернистого песка с примесью алеврита. При бурении этого песка куски породы, контактировавшие с буровой коронкой, приобрели белесоватый оттенок, что бывает при бурении сухих

мерзлых песков. Кроме того, в центре керна оставался сердечник мерзлой породы диаметром около 3 см, а сам керн уже не разваливался при извлечении из трубы. Именно с этой глубины появляются признаки текстуры мерзлых пород. На глубине 40,4–40, 5 м среди песков с массивной текстурой видна вертикальная ледяная жилка толщиной несколько мм, а на глубине 44,7–45,6 м текстура полосатика, для которой характерны взвешенные во льду тонкие прослои песка. На глубине 50 м желтовато-серый цвет песков меняется на серый. Мерзлотная текстура сетчатая или массивная. Такие участки с массивной текстурой без явно видимого льда отмечены на глубинах 45,6–49,0; 50,4–50,8; 50,97–51,28; 52,6–52,9 м. В интервале глубин 49,0–51,4 м текстура преимущественно слоисто-сетчатая с линзами льда до 1 см, а самый верх интервала мощностью 10 см представлен базальным льдом с гнездами песка.

На глубине 52,4–54,4 м в песке много древесного детрита (рис. 14), текстура массивная, а на глубине 52,4–52,6 м – базальная (льда до 90 %). В интервале глубин 54,3–58,5 м четко выделяются 2 цикла накопления и промерзания отложений в динамичной среде, на что указывают косая слоистость (разнонаправленная) и очень большое количество древесного детрита. Первый цикл – на глубинах 54,3–56,6 м, где переслаиваются мелкозернистый и тонкозернистый пески с песчаными прослоями, насыщенными обломками древесины длиной от 1 мм до нескольких см (рис. 15). Вниз по разрезу слоистость становится все более горизонтальной, вынос и отложение древесного детрита прекращаются, и в интервале глубин 57,2–57,7 м пески имеют массивную текстуру без видимого льда. Следующий цикл

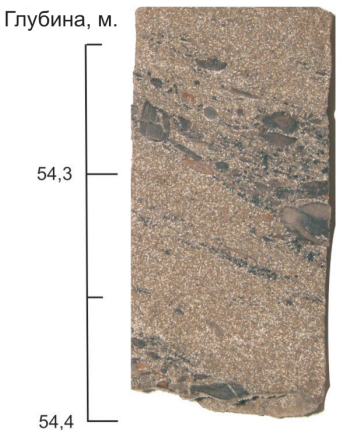


Рис. 14. Керн скважины С-2
в интервале глубин 54,2–54,4 м.

Рис. 15. Керн скважины С-2
в интервале глубин 56,3–56,4 м.

Рис. 16. Керн скважины С-2 со следами илоедов в интервале глубин 60,8–61,1 м.

выноса и накопления древесины потоками зафиксирован на глубине 57,7–58,5 м, где снова наблюдается косое переслаивание песков с песками, содержащими древесные остатки. Во всем описанном интервале динамичной среды осадконакопления мерзлотная текстура массивная, видимого льда нет.

С глубины 58,7 м в осадке видна горизонтальная осадочная слоистость, мерзлотная текстура массивная и до забоя скважины видимого льда больше не встречается. На глубине 58,79 м галька длиной 18 мм залегает горизонтально и согласно напластованию. На глубине 59,04 м тонкостенная створка раковины двустворчатого моллюска, а на глубине 59,4 м – односантиметровый прослой, насыщенный обломками раковин моллюсков. В этих бассейновых осадках присутствуют разрозненные зерна гравия и обломки древесины такой же размерности. До глубины 64,5 м горизонтальная слоистость отложений довольно четкая, древесный детрит встречается и в прослоях (от 1 мм до 2 см) в интервале глубин 61,4–61,7 м. Осадки деформированы ходами червей, особенно четко на глубинах 60,95; 62,5; 63,15 м (рис. 16).

На глубине 64,7–66,0 м зона контакта песков с подстилающими их глинистыми алевритами. Контакт постепенный в виде переслаивания песков со все более тонкими осадками. На глубине 66,1 м керн глинистого алеврита и глины не замерзал на морозе вследствие засоления, а керн, состоящий из глинистого алеврита и песка, замерзал. Глинистый алеврит имеет темно-серый цвет и запах разлагающейся органики. В снаряде, принесшем керн с глубины 66,3–68,2 м, скопился газ, который загорелся при его поджигании. Ниже глинистый алеврит снова постепенно переходит к алевритовым пескам в виде переслаивания песчаного алеврита и песка алевритового на глубине 70 м, алевритовой глины темно-серого цвета (слои по 1–2 см) и мелкозернистых песков (1 см) на глубине 72 м. На глубине 72,5 м осадок представлен переслаиванием мелкозернистых кварцевых песков со слоями от 2 до 15 мм толщиной с песчаным алевритом, содержащим коричневые органические

остатки. Запах отложений такой же, как в интервале 66,1 м. С глубины 74 м осадок представлен алевритовым песком с тонкой горизонтальной слоистостью (несколько мм), обусловленной содержанием в прослойках большего или меньшего количества алеврита. Среди слоев черные сгустки разлагающейся органики. На глубине 76 м встречена одна мелкая галька. На забое скважины (77 м) слоистый алевритовый песок слабомерзлый, так как цилиндр для отбора образца внедрился в осадок, содержавшийся в пробоотборной трубе, без труда.

С забоя отобран образец для определения возраста методом IRSL (по полевому шпату). Возраст отложений оказался равным 111,1±7,5 тыс. лет (RLQG 1727-026). IRSL-возраст осадков с глубины 44,2–44,5 м составил 86,2±5,9 тыс. лет (RLQG 1728-026) [Большиянов и др., 2009]. Также выполнены датировки методом оптико-стимулированной люминесценции – ОСЛ (по кварцу). Они оказались следующими: с глубины 44 м – 133±8 тыс. лет, с глубины 54 м – 144±12 тыс. лет, с глубины 60,5 м – 148±14 тыс. лет [Winterfeld et al., 2011].

В табл. 3 приведены данные диатомового анализа, проведенного по нескольким образцам из скважины. По разрезу скважины С-2 обнаружены единичные створки диатомовых водорослей и их обломки (палеонтолог З.В.Пушина). По качеству вмещающих отложений в подготовленных для диатомового анализа препаратах верхняя часть скважины до глубины 48,8 м отличается от нижней.

Створки диатомовых водорослей по разрезу распространены следующим образом.

В самом верхнем образце встречены единичные бентосные створки пресноводных диатомей (болотные).

В образцах с глубин 20,0–48,8 м створки диатомей не обнаружены.

В образце с глубины 58,3 м определяются единичные створки пресноводных бентосных видов, характерных для мелководных пресноводных озер.

В образцах с глубин 64,7 и 76,0 м обнаружены единичные морские планктонные виды диатомей и их обломки, а также редкие обломки спикул губок. Здесь присутствуют такие же, как и в верхней части разреза, единичные створки бентосных, пресноводных диатомей.

Полноценных комплексов диатомей не установлено, но без сомнения можно сказать, что в образце с глубины 65,0 м морские формы залегают *in situ*, так как створки морского вида *Paralia sulcata* обнаружены в цепочке (две створки вместе).

Для более объективного суждения о древних обстановках осадконакопления по содержанию диатомовых водорослей в осадках были отобраны поверхностные пробы грунтовой трубкой в точке бурения скважины.

Таблица 3

Диатомовые водоросли в керне скважины С-2

Интервал отбора образцов (м)	Морские виды диатомеи						Пресноводные виды диатомеи				
	Hyalodiscus sp.	*Paralia sulcata*	*Porosira glacialis*	*Thalassiosira* sp.	*Thalassiothrix longissima*	*Centrales* ind.	*Naicula radiosa*	*Eunotia praerupta*	*Pinnularia gibba*	*Tetracyclus lacustris*	Sponge spicula
6,9	ед.					фр.		фр.			
10,5								фр.			
20,0											
24,0											
29,0											
39,0											
48,8											
58,3			фр.				ед.			фр.	
62,5											
64,7		фр.			фр.	фр.		ед.			фр.
65,0		ед.		фр.	фр.	фр.		ед.			
73,0		фр.						фр.	фр.		
76,0											фр.

Примечание. фр. – фрагменты створок, ед. – единичные створки.

В самом верхнем образце с глубин 0–5 см обнаружен комплекс морских диатомей с преобладанием морского планктонного вида *Thalassiosira kryophila* с сублиторальными бентосными видами *Diploneis smithii, D. subsincta* и другими. Также в комплекс входят пресноводно-солоноватоводные виды *Placoneis gastrum, Pinnularia borealis*, пресноводные болотные виды *Eunotia veneris* и *E. praerupta*.

Комплекс обеднен в видовом отношении и количественно, характеризует неритические шельфовые условия осадконакопления, возможно близкие к сублиторальным, поскольку присутствуют пресноводные виды.

В образце с глубины 10–15 см полноценного диатомового комплекса нет, встречены редкие створки морских сублиторальных видов (*Diploneis*

smithii, Navicula directa) и пресноводных *Placoneis gastrum* и *Amphora coffeaeformis*.

Как видно из анализа поверхностных донных отложений, в современных условиях в прибрежной зоне моря Лаптевых комплексы диатомовых водорослей очень бедные и представлены как морскими, так и пресноводными видами, даже видами, характерными для болот. Поэтому можно сделать вывод о том, что, обнаруживая пресноводные виды диатомей в разрезах и скважинах, мы не можем считать их доказательством исключительно пресноводных условий (в современных морских условиях обитают пресноводные виды диатомей). Обнаружение же морских видов диатомей и спикул губок в тех же осадках с большой долей вероятности свидетельствует о морских условиях их накопления.

Исходя из результатов диатомового анализа, морские условия осадконакопления установлены по скважине С-2 в интервале глубин 58–73 м и в поверхностных отложениях (первом метре). По литологии отложений и находкам морских организмов в осадках морские условия господствовали при формировании осадков в интервалах 6–17,5 м и 59–74 м. Морские поровые воды при их химическом анализе обнаружены с глубины 64,7 м [Rachold et al., 2007]. Соленость отложений на глубине 74 м достигла величины 31 ‰. Наиболее глубоководным морской бассейн был во время формировании глин и глинистых алевритов в интервале глубин 66–70 м. Более низкие горизонты формировались при меньшей глубине бассейна и при его распреснении. Соленость отложений минимальна на глубинах 50–64 м, и именно к этому интервалу приурочен пик содержания органического углерода, т.к. осадки представлены косослоистыми древесно-песчано-алевритовыми отложениями. Выше 50 м к поверхности соленость отложений велика и достигает максимума (29 ‰) на глубине около 12 м [Winterfeld et al., 2011].

Все описанные отложения формировались в бассейне, изменявшем глубину и испытывавшем разную степень воздействия моря. Бассейн испытывал изменения уровня в результате тектонических движений и эвстатических колебаний. Мерзлотные текстуры подтверждают это предположение. В периоды, когда промерзание отложений было невозможно из-за достаточных глубин, в осадке обитала морская донная фауна, оставившая следы в текстуре отложений (интервалы 61; 62,5; 63,15 м, см. рис. 16). В те временные отрезки, которые охарактеризованы керном с отсутствием ходов червей и мерзлотными текстурами, условия осадконакопления были наиболее мелководными, когда припайный лед ложился на дно.

Мерзлотная сетчатая текстура, полосатики, жилки льда формировались сингенетично с отложением осадков. Это означает, что в интервале

глубин 40–54 м осадки формировались в бассейне с сезонным образованием ледового покрова, который, ложась на дно, способствовал промерзанию отложившихся песков. Глубже 54 м мерзлотная текстура массивная, видимого льда нет. Это означает, что отложения не промерзали сингенетично, т.к. уровень бассейна не позволял формировавшемуся ледовому покрову ложиться на дно. Кратковременные колебания уровня моря видны даже в интервале 40–54 м, в котором также есть массивные текстуры пород и горизонтальная слоистость отложений.

Таким образом, осадки, вскрытые скважиной С-2, формировались в бассейне, то пресноводном, то солоноватоводном, то морском. Область сноса оставалась одной и той же. Иногда в бассейн внедрялись потоки, приносившие большое количество древесных обломков с берега. Косая слоистость осадков в интервале глубин 54,3–58,5 м свидетельствует об этом.

Спорово-пыльцевой анализ керна показал, что споры и пыльца содержатся в единичных образцах. Только в образце из интервала глубин 55,91–56,05 м и в серии образцов с глубин 64,28–75 м скважины С-2 есть единичные зерна пыльцы (менее 1000 пыльцевых зерен на грамм породы), по которым, по мнению немецких исследователей, невозможно построить пыльцевую диаграмму. Отмечено присутствие пыльцы деревьев и кустарников (*Pinus s/g Haploxylon, P.s/g Dyploxilon, Pecea, Larix, Alnus fruticosa, Betula nana*), а также кустарничков Ericales, трав *Rubus chamaemorus* и споры Sphagnum [Winterfeld et al., 2011]. Лишь на глубине 66 и 65 м концентрация пыльцы возрастает до 3300 и 8200 зерен на грамм породы соответственно. В этих образцах преобладает пыльца кустарниковых берез (16 %), ольховника (18 %) и кустарниковой ивы (7 %) [Winterfeld et al., 2011]. Переотложенный характер спектров и их бедность, скорее всего, свидетельствуют о том, что осадки откладывались в бассейне и не в самое благоприятное время межледниковья. Т.е. датировкам методом ОСЛ, которые показывают на микулинский возраст этих отложений, доверять следует меньше, чем датировкам методом IRSL, показывающим возраст отложений до 111 тыс. лет.

Скважина С-3 пробурена в 3 км от береговой линии мыса Мамонтов Клык в точке с координатами 73°37'56,8´´ с.ш., 117°10´04,4´´ в.д. Глубина воды 4,5 м, толщина льда 1,85 м, соленость воды 30 ‰.

С поверхности дна залегают переслаивающиеся алевритовые пески и песчаные алевриты с линзочками растительного детрита. Глубже имеет место такое же переслаивание, на глубине 8,3 м прослой глинистого алеврита темно-серого цвета толщиной до 0,3 м. На глубине 11,5–12 м литологическая граница между песчаными алевритами и ниже залегающими тонкозернистыми кварцевыми песками, серыми, однородными, с редкими

включениями фрагментов тундровых травянистых и моховых растений. Здесь же – на глубине 11,5 м – граница с мерзлыми породами, т.к. в керне впервые встречены мерзлые сердечники.

Глубже, до забоя скважины на глубине 31 м залегают охарактеризованные тонкозернистые пески. Они хорошо сортированы, и зерна достаточно окатаны, судя по пробе с глубины 26 м. Мерзлотная текстура массивная. Они переслаиваются с песками алевритовыми. Горизонтальная слоистость часто нарушена криотурбациями в виде складок (на глубинах 20,6; 30,9 м) или в виде микроразрывов – сбросов (глубина 23,3–24,1 м). В последнем интервале наблюдается изломанная вертикальная элементарная жилка льда толщиной 1–2 мм.

На забое скважины горизонтальная и волнистая слоистость песков и алевритов (слойки по 1 см). Линзовидные зачернения, вероятно органики, т.к. есть запах ее разложения, как и из верхних морских слоев этой же скважины. На глубине 30,57 м мелкая плоская галька, а на глубине 30,65 м, вероятно, ход илоеда. Таким образом, исходя из литологии осадков, морские отложения в этой скважине залегают от дна до глубины 11,5 м (всего 7 м) и снова появляются на глубине 31 м. Засоленность осадков на глубине 11, 5 м резко падает с 20–25 до 5 ‰ и глубже составляет около 1 ‰ [Winterfeld et al., 2011]. ОСЛ-возраст осадков составил 97,6 ±6 тыс. лет на глубине 21,5 м и 112±8 тыс. лет на глубине 30 м. Радиоуглеродный возраст осадков на глубине 20 м составил 41±2 тыс. лет, а на глубине 7 м – 9,8±0,04 тыс. лет [Winterfeld et al., 2011].

Скважина С-4 пробурена в 0,5 км от береговой линии мыса Мамонтов Клык в точке с координатами 73°36'43,9´´ с.ш., 117°10´02,1´´ в.д. Глубина воды 2,2 м, толщина льда 2,1 м, соленость воды 30 ‰, температура –1,67 °С.

Морские отложения сверху от дна залегают до глубины 3,9 м. Поверхностные слои представлены темно-серым кварцевым песком, алевритом и растительным детритом. С глубины 3,3 м песок желтеет, а на глубине 3,6–3,9 м – плотный серый алеврит. Ниже залегают ледяные жилы, сложенные грязно-белым льдом, непрозрачным, с вертикальной текстурой и содержанием алеврито-песчаного материала около 5 %. На глубине 11,5–12,5 м прослой алевритового песка. Жила выклинивается, но с глубины 12,5 м снова обнаруживается в керне, видимо, другая, с прослоя полосатика на глубине 12,8 м. На глубине 15,5 м и эта жила выклинивается, ее подстилают тонкозернистые кварцевые пески, желтовато-серые и желтые, с хорошо окатанными зернами кварца. Слоистость песков горизонтальная (прослои по 5–30 мм). Есть прослои алевритового песка с остатками растительности. На глубине 15,6–17 м снаряд «провалился» в поджильную пустоту. Глубже породы

песчаные с примесью алеврита и растительными остатками. Мерзлотная текстура массивная. На глубине 22,3 м растительный детрит представлен веточками кустарничков длиной до 4 см. На глубине 28,2–28,6 м несколько прослоев серого алеврита с растительным детритом и толщиной до 2 см. Забой скважины на глубине 32 м.

С горизонта 15,40–15,5 м, непосредственно из-под выклинившейся ледяной жилы взят образец для определения возраста методом IRSL. Возраст осадка составил 59,3±5,8 тыс. лет (RLQG 1729-026) [Большиянов и др., 2009].

Скважина С-5 пробурена у береговой линии мыса Мамонтов Клык в точке с координатами 73°36'37,0´´ с.ш., 117°09´59,8´´ в.д. Толщина льда, лежащего на грунте, 1,4 м.

В интервале глубин 1,4–1,95 м грунт мерзлый, 1,95–2,8 м – талый. Он представлен алевритовым песком. На глубине 2,8–5,3 м – лед ледяной жилы, 5,3–5,8 м – желтовато-серый кварцевый песок. Полевой шпат и рудные черные минералы поровну, но вместе составляют до 25 % объема песка. С глубины 6 м и до 16,5 м лед пополам с песком, текстура полосатика. На глубине 16,8–17,3 тонкозернистый песок окрашен в коричневый цвет. Он содержит неразложившиеся растения (зеленые мхи и др.). Вероятно, эти пески испытали процессы почвообразования в субаэральных условиях. Глубже и до забоя залегают горизонтально-слоистые серые и желтовато-серые пески. Радиоуглеродный возраст песка, покрывающего ледяную жилу с глубины 2,5 м, составил 33,9±1 тыс. лет [Winterfeld et al., 2011].

Скважина С-1 пробурена на мысе Мамонтов Клык. Устье скважины расположено на высоте 25–26 м над уровнем моря.

Верхние 0,7 м керна сложены серым и желтовато-серым песчаным алевритом, с органикой. Ниже, до глубины 22 м буровой снаряд был заполнен то молочно-белым, то полупрозрачным повторно-жильным льдом, в котором иногда содержался песчаный материал. Интервал глубин 22–26,7 м представлен песком кварцевым, тонкозернистым с алевритом в виде прослоев. Характерной чертой песков является желтовато-серый цвет, иногда до желтого. Мерзлотная текстура преимущественно массивная, но и тонкошлировая («письменный гранит» на глубине 22,7 м), встречаются поперечные прослойки льда толщиной от нескольких до 10 мм. Осадочная текстура иногда видна, и она горизонтальная и волнистая. Присутствует редкий растительный детрит. Повсюду наблюдаются криотурбации – нарушение первичной слоистости криогенными процессами.

В интервале глубин 26,7–37,5 м – снова лед с прослоем песков в виде полосатика на глубине 35,8–36,0 м.

Ниже ледяные жилы выклиниваются и осадок представлен песками с различным количеством алеврита в виде прослоев песчаного алеврита, глинистого алеврита. Последний интервал, где встречена текстура полосатика, находится на глубине 38,9–39,0 м. Слоистость песков преимущественно горизонтальная, иногда волнистая (отчетливо волнистая на глубине 39,85 м). Текстура песков массивная, но есть прослои льда толщиной до нескольких мм. На глубине 40,26 м в песке наблюдается ход илоеда.

Тонкие прослои льда – до 3 мм, вертикальные и наклонные в виде ледяных волос в интервале глубин 41,55–42,30 м.

В интервале глубин 42,5–43,3 м отчетливая косая слоистость, подчеркнутая ледяными прослоями. Глубже пески переслаиваются с алевритовыми песками и алевритами. Осадочная текстура в виде горизонтальной слоистости на одних интервалах заметна хорошо, на других изменена криотурбациями. Массивная мерзлотная текстура преобладает. Лед в виде тонких ледяных прослоек присутствует редко.

На глубине 51,42–51,43 м (рис. 17) видны мелкие осколки раковины, залегающей *in situ*. Сохранилась выпуклая форма раковины, обращенная выпуклостью вверх, но сама она мелко фрагментирована. С глубины примерно 52 м буровой снаряд в шламе принес множество осколков раковин морских моллюсков. Раковины, как видно в керне, раздроблены криогенными процессами и бурением. Ни одной целой раковины достать не удалось. Определенно можно лишь утверждать, что это раковины двустворчатых моллюсков. Вблизи забоя на глубинах 58–59 м встречаются единичные гальки длиной до 2,5 см, залегающие параллельно горизонтальному напластованию. Вблизи забоя (60,8 м) скважины пески переслаиваются с прослоями алеврита до 1–2 см толщиной.

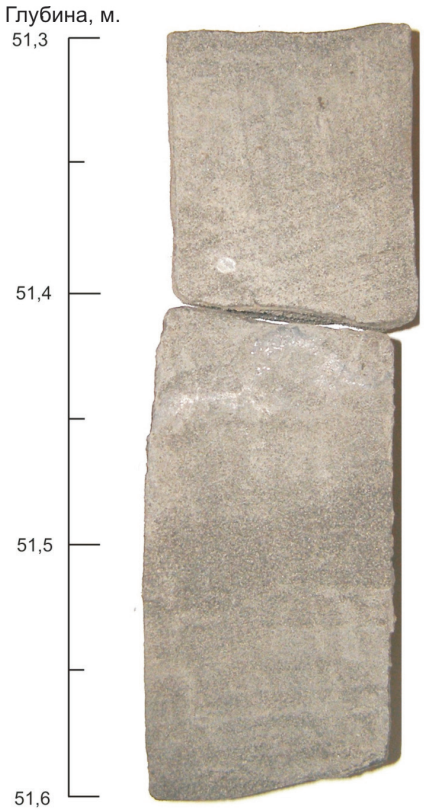


Рис. 17. Керн скважины С-1 с осколками раковин в интервале глубин 51,3–51,6 м.

Таким образом, по литологическому составу породы ЛК, пронизанные ледяными жилами, аналогичны подстилающим их бассейновым осадкам. Последние иногда приобретают признаки морских отложений (ходы илоедов, раковины двустворчатых моллюсков, включения единичных галек), которые в другие скважинах бурового профиля приурочены к морским осадкам. В нижних 15 м отмечена повышенная засоленность осадка – до 2 ‰ на глубине 56 м. В интервалах глубин от поверхности до 22 м и от 28 до 36 м осадки пресные. В интервале глубин 22–28 м осадок засолен до долей ‰. ОСЛ-возраст отложений: 30,5±2 тыс. лет на глубине 22,5 м (3 м выше уровня моря); 94,5±6 тыс. лет на глубине 39 м (13 м ниже уровня моря); 114±6 тыс. лет на глубине 50 м (24 м ниже уровня моря) и 96±6 тыс. лет на глубине 59 м (33 м ниже уровня моря). Радиоуглеродные датировки из верхних 0,7 м керна показали возраст от 2 до 9,2 тыс. лет [Winterfeld et al., 2011].

Споры и пыльца в скважине С-1 в достаточном для подсчета количестве содержится лишь в нескольких образцах. В интервале глубин 42,8–42,9 м и 44,4–44,6 м в комплексе доминирует пыльца *Alnus fruticosa, Betula nana*, Ericales. Присутствие пыльцы таких водных видов-индикаторов, как Myriophyllum, и остатков пресноводных водорослей Botryococcus и Pediastrum свидетельствует об осадконакоплении в пресноводном бассейне. Действительно и степень засоленности осадков в этом интервале минимальна [Winterfeld et al., 2011].

Буровой профиль из пяти скважин у мыса Мамонтов Клык принес очень большое количество фактического материала, но интерпретация его разными исследователями значительно отличается. Немецкие и российские коллеги [Winterfeld et al., 2011] интерпретируют разрезы как аллювиальные осадки, не приводя каких-либо аргументов в пользу их речного происхождения, а пользуясь лишь ранее разработанной схемой их аллювиального происхождения [Гравис, 1997; Зимов, 1985]. Литологические черты строения (горизонтальная волнистая слоистость), засоленность отложений, наличие морской фауны и флоры, биотурбации и другие признаки отложений, описанные выше, обходятся стороной или объясняются совершенно непонятными в конкретной ситуации процессами диффузии морских солей в осадках [Winterfeld et al., 2011]. Наличие огромного количества раковин двустворчатых моллюсков в нижней части скважины С-1 вообще не отмечается, несмотря на то, что даже в верхних частях керна раковины встречены залегающими *in situ* (см. рис. 17). Снаряд действительно принес раковины в раздробленном виде, но они очень тонкостенны, чтобы сохраниться при бурении. К тому же отложения из

нижней части скважины С-1 засолены вместе с наличием фауны моллюсков. Какие еще нужны аргументы в пользу их морского происхождения? Но этот слой в цитируемом исследовании также отнесен к аллювиальным осадкам [Winterfeld et al., 2011].

3.1.2.3. Строение, состав и возраст осадков, слагающих остров Арга-Муора-Сисё в северо-западной части дельты реки Лены

О. Арга-Муора-Сисё (№ 5 на рис. 5) на картах Великой Северной экспедиции назывался Крестовым островом, в работах П.Ф.Анжу назван островом Хайгалахский хребет. Площадь о. Арга – 5230 км^2 (18 % пощади дельты). Это песчаное образование как бы чуждо дельте р. Лены по строению и рельефу, хотя хорошо вписывается в дельтовую форму. Рельеф острова представляет собой невысокое, до 30 м, плато, оно неглубоко расчленено долинами озер, длинные оси которых ориентированы с юго-юго-запада на северо-северо-восток. Во всех предшествующих исследованиях и публикациях его называют второй террасой дельты р. Лены. Долины озер неглубокие – до нескольких метров, но центральные котловины озер глубоки – до 30 м. Часто озерные котловины состоят из серии слившихся озерных ванн. Рельеф последних очень своеобразен. В каждой из вытянутых ванн примерно половину площади занимает меководная полка глубиной до 1 м, ограничивающая глубокий провал в центре, что хорошо видно на аэро- и космических снимках. Крупнейшее из озер – оз. Николай-Кюеле, образованное из четырех слившихся озерных ванн, – исследовано с помощью мелкого бурения и георадарного геофизического обследования, которое показало, что талик мощностью до 95 м образовался в вечномерзлых породах под 10–30-метровой водной толщей после образования озера чуть раньше 7000 лет назад [Schwamborn et al., 2002], а по данным [Andreev et al., 2004] около 10000 лет назад.

Исследование разреза хорошо сортированных горизонтально-слоистых песков в котловине на южном берегу оз. Николай-Кюеле на высотах 23–27 м над уровнем моря показало, что льдосодержание песков незначительно (15–20 % влажности), органики очень мало (0–0,3 %), возраст песков в нижней части разреза по данным ОСЛ-анализа составил 14,5 тыс. лет. Пески, подстилающие озерные осадки в озере Николай, показали радиоуглеродный возраст 12,5 тыс. лет. После этих определений сложилось представление о том, что возраст всего массива песков о. Арга относится к сартанскому времени, т.е. моложе отложений ЛК.

Р.О.Галабала считает, что пески о. Арга состоят из двух свит: муоринской (средненеоплейстоценовой-верхненеоплейстоценовой) и турахской

(средневалдайской), на которые и ложатся отложения ЛК [Галабала, 1987]. Но тогда в распоряжении геологов не было достаточного количества датировок, чтобы определить возраст отложений.

По данным С.Ю. Королева [1985], на о. Арга пробурено 6 скважин, описаны обнажения по берегам Туматской, Оленёкской и Трофимовской проток.

В расчистках на оз. Николай вскрыты ледяные жилы с размерами по вертикали не более 5 м, шириной 0,6 м. Нижняя толща сложена серыми тонкозернистыми горизонтально-слоистыми песками, с намытыми растительными остатками. По гранулометрическому и минералогическому составу она мало отличается от верхней толщи. В нижней толще песков наблюдаются линзовидные ледяные шлиры до 3 мм и пластовые льды. В скважине 2 в интервале глубин 11,95–12,6 м лед имеет горизонтальную слоистость. От нижней поверхности льда в подстилающие породы внедряются тонкие вертикальные ледяные шлиры длиной 5–10 см. Подобное явление наблюдалось в бухте Тикси, где массив льда налегал на донные осадки. Это явление также отмечено Е.М.Катасоновым, Л.А.Жигаревым и др. [Королев, 1985] и возникает тогда, когда морские льдины садятся на дно и под действием собственного веса погружаются в талые осадки.

Минерализация пластового льда на глубине 12,1 м – 448 мг/л, а на глубине 12,4 м – 998 мг/л. Три сближенные залежи льда мощностью 2; 0,15; и 0,1 м вскрыты в береговом обрыве Малой Туматской протоки на высоте 3,5 м над урезом воды. Шлиры льда вертикально погружаются от нижней поверхности залежей. Минерализация льда в верхней части 20, в нижней 34 мг/л. Аналогичные залежи изучены в песках о. Сардах. Минерализация одного из пластов мощностью 1,8 м составила в верхней части 32, в нижней 27 мг/л. Достигнув кровли мерзлоты, льдины смерзаются с ней, при этом происходит образование лучевидной структуры [Катасонов, 1985].

Отложения о. Арга А.И.Гусев [1959] считал нижнечетвертичными осадками открытого водного бассейна, О.А.Иванов [1972] – сартанскими морскими. Как отмечал А.И.Гусев [1954], на восточном склоне о. Арга (протока М.Туматская), по правому берегу протоки Кириэстээх и в обнажении останца Джипириес в основании разреза залегают хорошо сортированные мелкозернистые кварцевые пески с морскими диатомовыми водорослями следующих видов: *Coscinodiscus moelleri var. Macroporus* Grum., C.sp., *Grunowiella gemmata* (Grum.) V.N., Yemiaulus sp., *Melosira sulcata var. Sibirica* Grum., *M.sulcata var biseriata* Grum., *M. sulcata var.renulata* Grum., обломки Centralts. Здесь же спикулы морских губок, жгутиковые *Dictyocha navicula var. biapiculata*. Формы диатомовых А.И.Гусев назвал третичными, но тут же заметил, что эти виды обитают и в современных морях. В верхних горизонтах

песков появляются следующие виды диатомовых водорослей: *Eunotia fallat var.gracilima* Krasske, *E. papilio* (Grum.) Hust., *E. praerupta* Ehr., *E. suecica* A.Cl., *E. motodon* Ehr., *E.parallela* Ehr., E.sp., Epithemia sp., *Fragilaria leptostauron* (Ehr.) Hust., Nitzschia sp., Pinnularia sp. (определения А.И.Кузнецовой).

Все исследователи указывали на незначительное льдосодержание в песках по сравнению с ЛК. Н.Ф.Григорьев [1966] на карте-схеме дельты Лены отмечает присутствие ледяных жил шириной 1–2 и высотой 3–5 м в песчаных отложениях острова.

Приведенные данные исключают возможность образования песков эоловым путем. В них отсутствуют фации, характерные для аллювия (старичные, пойменные, базальные горизонты и др.). Осадки формировались в достаточно аэрируемой зоне, а промерзание происходило сингенетически, по мере накопления в условиях обширного мелководного опресненного бассейна. Этому не противоречит и криогенное строение. Ледяные жилы встречаются только в верхней части разреза о. Арга и связаны, по-видимому, с термоэрозионным расчленением поверхности с образованием неглубоких депрессий. Глубокие (более 15 м) озера, по мнению С.Ю.Королева [1985], образовались в результатете вытаивания как пластовых, так и жильных льдов значительной мощности, а не в результате вытаивания мелких жил в верхней части песков.

Пески нижней толщи, включающие пластовые льды, прослежены в обнажениях о-вов Харданг, Курунгнах и Эбе-Басын-Сисё, где они перекрыты ледовым комплексом. Последний имеет возраст 28350±1900 лет (устное сообщение А.В.Ложкина) и представлен песками с галькой, постепенно переходящими вверх по разрезу в суглинки. Мощность его достигает в береговых разрезах Оленёкской протоки 30–40 м, постепенно уменьшается при удалении от гор [Королев, 1985] . Отложения ЛК постепенно фациально переходят в верхнюю песчаную толщу о. Арга. Это дает основаниие предположить, что обширный мелководный бассейн, в котором формировались пески, включающие пластовые льды, в свое время простирался до кряжа Чекановского. Вследствие новейших тектонических поднятий происходила регрессия бассейна, и в южной части на освободившейся территории началось формирование ЛК. Исследованные пластовые льды являются погребенными льдинам [Королев, 1985].

Как видно из обзора старых и современных исследований, прежние представления сводятся к тому, что пески о. Арга подстилают ледовый комплекс пород. Изучение песков в районе оз. Николай российско-германской экспедицией дало возраст песков всего около 14 тыс. лет, и поэтому они стали считаться сартанскими.

Новые материалы принесли российско-германские исследования по южному краю о. Арга в 2006 г. [Shirrmeister et al., 2011]. Там, где пески снижаются, размыты, перекрыты голоценовыми отложениями, в 10-метровой скважине Tur-2 на берегу Арынской протоки, на о. Турах вскрыты мелкие и средние хорошо сортированные пески с растительными остатками и редкими органическими прослойками. Встречающиеся ледяные жилки имеют толщину до нескольких мм. Возраст песков в устье скважины на урезе воды в протоке составляет 15,5 тыс. лет, на забое скважины на глубине 9,5 м ниже уреза воды – более 52 тыс. лет. Все радиоуглеродные (AMS) датировки, которых выполнено 9, постепенно увеличивают возраст отложений от устья к забою скважины. Только в верхнем метре скважины несколько датировок практически одновозрастных осадков колеблется от 15 до 28 тыс. лет. Пыльца в песках из скважины почти отсутствует. В разрезе Tur-1, пройденном в этих же песчаных осадках, выше уреза воды до высоты 5,5 м, в нижнем метре толщи вскрываются тонко перекрестно-слоистые пески с возрастом 15330 лет. Верхняя пачка песков мощностью 3,2 м ложится с перерывом на нижнюю и имеет возраст от 6 до 10 тыс. лет. Позднее имел место перерыв в осадконакоплении, и на песках залегает так называемый аллювиальный торф мощностью 1,1 м, или, по нашему определению, слоёнка, которая датируется 695–310 годами радиоуглеродного возраста.

В этом же районе на стыке островов-останцов, сложенных ЛК, и более северных останцов о. Арга 10-метровая толща отложений ЛК в о. Харданг датируется 20–30 тыс. лет назад [Shirrmeister et al., 2011], а подстилающие его нижние пески (7 м видимой мощности) с торфом (слоёнкой?) датированы запредельным радиоуглеродным возрастом – более 43,5 и более 52 тыс. лет. В обнажении Нагым, подмываемом Оленёкской протокой, нижние пески имеют возраст до 50 тыс. лет, а верхний ледовый комплекс формировался с 42 тыс. лет. ОСЛ-датировки тех же осадков, выполненные по разрезам подстилающих ЛК песков (разрезы Нагым и Харданг), имеют возраст примерно на 20 тыс. лет моложе радиоуглеродного.

Интересны заключения биологов о содержащихся в отложениях растительных и животных остатках. В отложениях Нагыма мало пыльцы. Нижняя часть ЛК содержит переотложенную пыльцу: Abies, Pinus, Picea, Larix. В верхах ЛК доминирует пыльца семейств Cyperacea и Poacea, есть пыльца Artemisia, Cariophylacea, единична пыльца растений родов Salix, Fabacea, Valeriana. Нижние пески о. Харданг бедны пыльцой, но есть переотложенная пыльца, особенно в торфяном горизонте (Cyperacea, Poacea).

Из растительных остатков в отложениях Нагыма и о. Курунгнах обнаружено 62 таксона.

Большой разницы между ЛК и подстилающими песками в составе растительных остатков нет – растительность при формировании ЛК и подстилающих песков была та же. В обеих пачках найдены как арктические влаголюбивые виды, пионеры, так и степные виды (Kobresia).

В ранних вюрмских песках (нижние пески) Нагыма обнаружены остатки растений – водных обитателей (подводное осадконакопление). Некоторые литоральные виды (*Rumex maritimus, Tripleurospermum hookeri, Rannunculus celeratus)* показывают изменения солености бассейна. В ЛК процент видов сухих условий возрастает (Kobresia).

Амебы (Testacea) – ракушняковые ризоподы – найдены в отложениях голоцена и конца позднего неоплейстоцена. Преобладают гидрофильные виды и ксерофильные в болотных условиях. В разрезе голоценовых отложений Ebe-4 (о. Эбе-Басын-Сисё) в осадках определены виды, свидетельствующие о водных условиях осадконакопления.

В отложениях о. Харданг в нижней части слоёнки-торфа много пыльцы растений (25 видов), характерных для влажных условий. Здесь же остатки осок в большом количестве.

Биолог А.А.Бобров [Shirrmeister et al., 2011] считает, что при формировании ЛК доминировали почвенные амебы, жившие во влажной среде, а в подстилающих ЛК песках из ризопод доминировали гидробионты. Генерально при осадконакоплении господствовали влажные условия с единичными периодами иссушения, когда жили почвенные ризоподы. Общий же вывод статьи несколько противоречит этому, и в целом авторы делают заключение, что амебы свидетельствуют о субаэральном осадконакоплении [Shirrmeister et al., 2011].

Для верхней части песков о. Арга (возрастом 12,5 тыс. лет), залегающей под метровой мощности озерными осадками оз. Николай, характерно заметное наличие в песках водорослей (Pediastrum, Botryococcus), что свидетельствует о водных условиях осадконакопления [Schwamborn et al., 2002]. В этих же осадках из пыльцы доминирует осока с сообществами, в которых росла и полынь. Авторы этой статьи делают вывод о переотложенном характере песков [Schwamborn et al., 2002]. Однако такой характер растительности характерен для маршей – периодически заливаемых и осушающихся побережий заливов и морей [Крапивнер, 1965], где уживаются водные, сухолюбивые, солелюбивые растения-пионеры.

3.1.2.4. Разрезы голоценовых отложений в дельте

Острова дельты состоят из песков и переслаивающихся растительных остатков. Отличительной чертой геологического строения дельты р. Лены является наличие толщ, практически нацело сложенных растительными

Рис. 18. Блок и обнажение слоёнки на о. Курунгнах.

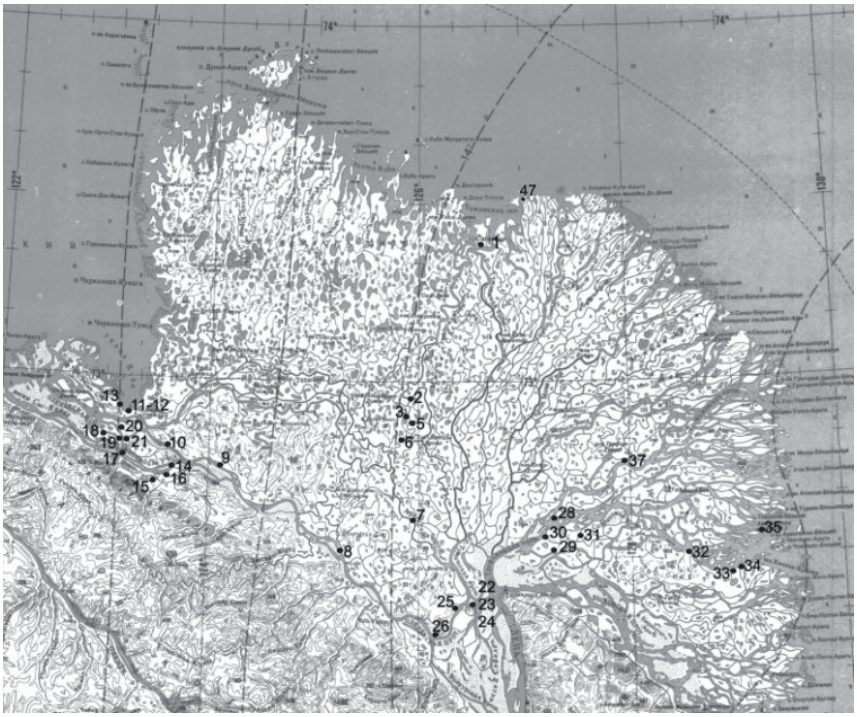


Рис. 19. Датированные разрезы слоёнки в дельте р. Лены.

Таблица 4

Список радиоуглеродных датировок аллювиально-эстуарных террас голоценовой дельты р. Лены

№ точки	Местоположение протока остров	Географические координаты	Геоморфологическое положение	Выс. отбора (м над урезом) воды	Лаб. №, ссылка	Радиоуглеродный возраст
1	Б. Туматская о. Сагастырь	73º22′17″ с.ш. 125º50′22″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 3–4 м	3,1	ЛУ-4201	1400±80
2	М. Туматская о. Ченчики-Сисё	72º57′09″ с.ш. 125º55′06″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 4–7 м	2,5	ЛУ-4191	8570±
3	М. Туматская о. Джипириес-Сисё	72º54′43″ с.ш. 125º52′30″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 10–11 м на цоколе поздненеоплейстоценовой террасы	9,0	ЛУ-4412	6460±100
4	М. Туматская о. Ченчики-Сисё	72º51′58″ с.ш. 125º55′08″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 9–10 м	7,8	ЛУ-4197	1880±120
5	М. Туматская о. Джипириес-Сисё, уступ размыва на с-в берегу оз. Югус-Джие-Кюеле	72º51′14″ с.ш. 125º50′22″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 10–11 м на цоколе поздненеоплейстоценовой террасы	7,5	ЛУ-4198	6430±120
6	М. Туматская, Джипириес-Тёбюлеге, о. Тюба-Арыта	72º49′45″ с.ш. 125º49′40″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 8,5–9 м	5,8 7,0	ЛУ-4193 ЛУ-4199	2690±100 1320±80
7	Арынская о. Буор-Сыр-Арыта	72º36′50″ с.ш. 125º53′30″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 8,5 м	5,2	ЛУ-4413	3930±90
8	Оленёкская, Тюеренкей-Тёбюлеге (Гусинка) о. Джангылах-Сисё	72º29′33″ с.ш. 125º18′45″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 9–13 м	7,6 10,7	ЛУ-4409 ЛУ-4407	6890±170 6520±130
9	Оленёкская о. Харданг	72º45′26″ с.ш. 124º05′26″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 5–7 м	2,0	ЛУ-4411	5100±140
10	Оленёкская о. Харданг	72º48′06″ с.ш. 123º37′28″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 4–5 м	2,0	ЛУ-4414	2850±200
11	Залив Куба о. Эбе-Басын-Сисё	72º55′06″ с.ш. 123º57′50″ в.д.	морская терраса высотой 1,2–4 м	2,5	ЛУ-4548	1170±50
12	Залив Куба о. Эбе-Басын-Сисё	72º53′31″ с.ш. 123º11′20″ в.д.	морская терраса высотой 3,5 м древесина с высоты заплеска	3,2 4,0	ЛУ-4545 ЛУ-4547	750±40 180±50
13	Залив Куба о. Эбе-Басын-Сисё	72º53,796′ с.ш. 123º10,186′ в.д.	морская терраса высотой 5–8,5 м морская терраса высотой 2,5–3 м	3,5 2,3	ЛУ-4551 ЛУ-4544	3620±60 1220±40

Продолжение табл. 4

№ точки	Местоположение протока остров	Географические координаты	Геоморфологическое положение	Выс. отбора (м над урезом) воды	Лаб. №, ссылка	Радиоуглеродный возраст
14	Ангардам о. Хараялах-Ары	72°44′50″ с.ш. 123°38′00″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 5,5 м	2,8	ЛУ-4564	410±60
15	Ангардам Джахсэ-Тёбюлеге, подножие гор Ангардам	72°42,813′ с.ш. 123°29,970′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 5–5,5 м	1,7	ЛУ-4569	2390±50
16	Ангардам о. Улахан-Ары	72°43,777′ с.ш. 123°29,442′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 8–9 м	0,5 6,1	ЛУ-4541 ЛУ-4542	2600±50 790±40
17	Ангардам Пески Оленг-Суолун-Кумага	72°47,353′ с.ш. 123°07,511′ в.д.	осерёдок в протоке высотой 1,7 м	–0,35	ЛУ-4563	3400±60
18	Ангардам о. Булгуннях Бёлькее	72°49,531′ с.ш. 123°05,264′ в.д.	бугор пучения высотой 12 м на пойме высотой 5 м	5,2	ЛУ-4561	6020±110
19	Ангардам-Оленёкская о. Бёлькёй	72°49,063′ с.ш. 123°09,557′ в.д.	плавник древесины на высоте 4 м на дне термокарстового озера	4	ЛУ-4546	220±40
20	Бёлькёй -Арын-Уэся о. Содуом-Арыта	72°50,254′ с.ш. 123°11,596′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 1,5–2 м	0,9	ЛУ-4572	1770±50
21	Самоим-Уэся о. Тыалыр-Менгнях-Ары	72°45,481′ с.ш. 123°10,463′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 7 м	4	ЛУ-4568	1710±60
22	Б. Туматская о. Самойловский	72°22,103′ с.ш. 126°29,581′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 8,5–10 м	2,5	ЛУ-4577	3220±70
23	Б. Туматская[1] о. Самойловский (скважина)		аллювиально-эстуарная терраса высотой 8,5–10 м	7,5 6,6 6,2 1,3 1,2 0,4	KIA-8169 KIA-8170 KIA-8171 KIA-8172 KIA-8173 KIA-8174	435±30 230±25 500±25 2605±30 2530±30 2635±35
24	Б. Туматская[2] о. Самойловский		аллювиально-эстуарная терраса высотой 8,5–10 м	6,2 4,2 3,6	IORAN-4167 IORAN-4164 IORAN-4101	3700±260 4220±240 2140±110
25	Оленёкская о. Арга-Билир-Арыта	72°21,713′ с.ш. 126°19,588′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 8–10 м	7 3,5	ЛУ-4565 ЛУ-4609	540±60 3170±50
26	Оленёкская[3] о. Курунгнах в районе устья Булкурской протоки		аллювиально-эстуарная терраса высотой 8–12 м		МГУ-862	3480±500
27	Оленёкская[4] о. Гагарий				МГУ-808	4200±250

Продолжение табл. 4

№ точки	Местоположение протока остров	Географические координаты	Геоморфологическое положение	Выс. отбора (м над урезом) воды	Лаб. №, ссылка	Радиоуглеродный возраст
28	М. Трофимовская о. Гоголевский	72°36,980′ с.ш. 127°15,708′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 7 м	0,5	ЛУ-4911	3550±60
29	Маастах-Уэся о. Сардах-Арыта, ю-з часть	72°31,333′ с.ш. 127°05,167′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 7 м береговой вал	4,0 9,4	ЛУ-4914 ЛУ-4910	1840±70[6]
30	Маастах-Уэся[5] о. Сардах-Арыта		аллювиально-эстуарная терраса высотой 8–9 м	8,5 8,1 6,6 3,9 1,7 0,6 –0,2	KIA-6759 KIA-6760 KIA-6761 KIA-6762 KIA-6763 KIA-6764 KIA-6765	2755±25 1369±20 2525±30 3460±30 3025±35 3420±35 2830±35
31	Безымянная протока к востоку от о. Сардах о. Джиелях-Ордоно-Арыта	72°33,184′ с.ш. 127°32,845′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 10 м	2,0	ЛУ-5080	3830±90
32	Сардахская о. Собо-Сисё урочище Боруо	72°27,382′ с.ш. 128°56,741′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 4 м	0,5	ЛУ-4916	5220±60
33	Сардахская о. Собо-Сисё	72°27,382′ с.ш. 128°56,741′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 15–16 м	5,0 13,5	ЛУ-4913 ЛУ-4917	16630±130 2320±70
34	Сардахская о. Куба-Аянын-Арыта, примыкающий с востока к о. Собо-Сисё	72°27,441′ с.ш. 128°57,252′ в.д.	дельта бывшей Быковской протоки высотой 2–2,5 м	0,6[7], 1,0[8]	ЛУ-5073 ЛУ-4919	1140±40 2920±70
35	Устье южного из рукавов протоки Трофимовской (протока Тойонох-Уэся), о. Арангастах	72°33,203′ с.ш. 129°12,701′ в.д.	остров на морском краю надводной дельты высотой до 1,5 м	0,1 0,5	ЛУ-4915 ЛУ-4912	2970±70 2230±70
36	Р. Лена, гл. русло о. Тит-Ары	71°58,382′ с.ш. 127°06,326′ в.д.	пойма высотой 12–15 м	5,4 10,7	ЛУ-4909 ЛУ-4918	4050±110 830±70
37	Трофимовская о. с поварней Трофим-Диете	72°45,963′ с.ш. 127°56,252′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 6–7 м	0,5	ЛУ-5075	1510±40
38	Быковская о. Лагутин				МГУ-773[12] МГУ-861[12]	1400±100 2530±200
39	Оленёкская о. Батыялах-Арыта	72°34'52,5″ с.ш. 124°56,02,7″ в.д.	терраса высотой 8–10 м	0,7[9] 0,7[10] 7,5[11]	ЛУ-5497 ЛУ-5491 ЛУ-5498	4800±80 1961–81[13] 2700±70

Окончание табл. 4

№ точки	Местоположение протока остров	Географические координаты	Геоморфологическое положение	Выс. отбора (м над урезом) воды	Лаб. №, ссылка	Радиоуглеродный возраст
40	Оленёкская о. Джангылах, ниже пр. Гусинка	72°30'20,9″ с.ш. 125°17,10,4″ в.д.	терраса высотой 9–11 м	1,5 8,5	ЛУ-5494 ЛУ-5496	4380±70 3610±260
41	Сардахская о. Омуксуор-Бёлькёё	72°38'16,5″ с.ш. 127°34,28,0″ в.д.	терраса высотой 3–4 м	2,2 2,7	ЛУ-5495 ЛУ-5492	3490±180 880±60
42	Б. Туматская о. Сырдах		высокая пойма высотой 1,6–2,0 м	0,9 0,5	ЛУ-5607 ЛУ-5608	950±50 2590±70
43	Б. Туматская о. Кирдиепиме	72°58,889' с.ш. 126°29,837′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 5–7 м	0,7 0,5	ЛУ-5610 ЛУ-5609	3210±70 9010±110
44	Осохтох о. Безымянный-Обуруо	73°06,642' с.ш. 127°01,159′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 5–6 м	4,2 1,3	ЛУ-5611 ЛУ-5612	2280±80 3170±60
45	Осохтох о. Сутура	73°10,142' с.ш. 127°12,271′ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 4–5 м	2,2 1,2	ЛУ-5614 ЛУ-5613	2440±50 4260±80
46	Осохтох о. Кегелях	73°20,979' с.ш. 127°22,520′в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 3–4 м	2,0	ЛУ-5605	2920±100
47	Осохтох о. Алхан – морской край дельты	73°31,546' с.ш. 127°35,864′в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 1 м	0,25	ЛУ-5606	540±80
48	Быковская о. Чай-Ары	72°24′53,3″с.ш. 127°27′14,0″в.д.	бровка террасы высотой 5 м над рекой, горизонт отбора 3,7 м над рекой	3,7	KIA-38588	> 1954 г.
49	Быковская о. Мальцева, южный берег острова	72°03′46,1″ с.ш. 128°37′11,7″ в.д.	терраса высотой 4–5 м, сложенная слоёнкой	0,7 1,7 2,3	ЛУ-6002 ЛУ-6003 ЛУ-6004	2110±70 1790±60 900±60
50	Главное русло, южный из о-вов Сордох-Ары	72°12,126′ с.ш., 126°38,133′ в.д.	прислонённые к отложениям ЛК голоценовые отложения слоёнки	0,3	ЛУ-5604	3830±110
51	Оленёкская о. Самойловский	72°22'09,7″ с.ш. 126°31′04,7″ в.д.	аллювиально-эстуарная терраса высотой 10–11 м	9,0 7,0 6,8 6,0 4,9	ЛУ-5817 ЛУ-6006 ЛУ-6005 ЛУ-5818 ЛУ-5819	2230±70 2750±70 3710±80 2860±100 3470±140

Примечания: 1 – G.Schwamborn, 2004; *2* – V.Kuptsov and A.Lisitsin, 1996; *5* – G.Schwamborn, 2004; *3, 4* – В.Коротаев, 1984; *6, 12* – современный возраст; *7, 10* – древесина; *8, 9, 11* – раст. детрит; *12* – В.Коротаев, 1984.

остатками. Огромные площади дельты заняты островами, в разрезе которых доминируют растительные остатки. До сих пор эти растительные остатки практически все исследователи считают торфом, который формируется в заболоченных условиях на растущих в результате чередования речных фаз (половодье–межень) террасах. Однако значительные мощности «торфов» и текстура этих отложений при первом же знакомстве с подобными геологическими телами приводят к мнению о другом происхождении таких органоминеральных толщ. Понять сущность формирования дельты можно, только раскрыв вопрос роста островов первой террасы и накопления отложений, их слагающих, а в особенности накопления растительных остатков в дельте. Мы называем эту фацию отложений – обогащенную в разной степени песком и алевритом растительную массу в виде практически неразложившихся зеленых мхов, осок, детрита других растений и древесных остатков – слоёнкой. Основной чертой этих отложений является горизонтальная, редко волнистая слоистость, обусловленная переслаиванием растительных остатков и таких же остатков, но с некоторым содержанием (до 10–15 %) песков и алевритов. Блоки объемом до нескольких кубометров, сложенные переслаивающимися растительными остатками и минеральными отложениями, отваливаются от островов во время половодья, как отрезанные куски слоеного пирога (рис. 18). Это явление и дало название специфическим отложениям дельты р. Лены.

Рассмотрение строения островов удобнее провести по нескольким геологическим профилям, построенным по результатам исследований дельты в 2002–2010 гг. Исследования заключались в описании разрезов островов, бурении нескольких скважин и датировании отложений радиоуглеродным методом. Места отбора проб растительных остатков первой террасы показаны на рис. 19, а результаты датирования сведены в табл. 4.

Острова Оленёкской протоки. О. Курунгнах с высотой первой террасы до 11,5 м (рис. 20, № 26) располагается в центральной части дельты. В основном этот остров известен обширными обнажениями ледового комплекса пород, но местами ЛК защищен от разрушения причлененной к нему первой террасой, сложенной, так же, как и ЛК, растительной слоёнкой и мощными ледяными жилами. По характеру осадков (состав, текстура, ледяные жилы) ЛК бывает трудно отличить от первой террасы. Подробного описания строения острова в месте датирования слагающих его отложений нет [Коротаев, 1984]. Можно лишь сказать, что преимущественно он сложен слоёнкой. Явных следов песчаных прослоев не наблюдается. Возраст слоёнки 3480±500 лет (МГУ-862).

Далее вниз по течению расположен о. Джангылах (рис. 20, № 8). Высота острова до 12,5 м, а в его строении в точке наблюдения (72º29´33´´ с.ш.,

125º18´45´´ в.д.) выделяются следующие толщи: нижние 6 м представлены осыпью и современными пойменными отложениями, выше осыпи – песчаная толща мощностью один метр, перекрытая 5,5–6 метрами слоёнки. Венчает разрез метровая песчаная толща. Все части разреза характеризуются либо горизонтальной и слабоволнистой слоистостью, либо отсутствием какой-либо слоистости. Датирование отложений слоёнки в верхней и в нижней ее частях показало возраст 6520±130 лет (ЛУ-4407) и 6890±170 лет (ЛУ-4409) соответственно. Характер залегания материала аллохтонный. Толща отложений мощностью 5 м сформировалась максимум за 370 лет. Средняя скорость осадконакопления в таком случае составила 1,6 м за сто лет. Торфяники в условиях вечной мерзлоты не формируются ни на такую мощность, ни с такой скоростью.

Разрез «Гусинка» (72º30'20,9´´ с.ш., 125º17,10,4´´ в.д., рис. 20, № 40) высотой 10 м, ниже одного из притоков Оленёкской протоки – р. Гусиной (Тюеренкей-Тёбюлеге), сложен в нижней части, до высоты 6 м от уреза воды, слоёнкой. Ее датировка из слоя 1,5 м выше уреза оказалась равной 4380±70 лет (ЛУ-5494). Выше (6–9 м выше уреза) залегает трехметровая толща песков, датированная возрастом 3610±260 лет (ЛУ-5496). Завершает разрез слоёнка, в которой сформирован почвенно-растительный слой. В нижней части разреза в толще слоёнки до высоты 4 м от уреза наблюдается горизонтальная слабоволнистая слоистость. Таким образом, отложения формировались в различных условиях: на этапе, 4,5–4 тыс. лет назад откладывались преимущественно растительные остатки, около 3,5 тыс. лет назад формировались пески.

Далее по направлению к морю в строении островов доминирует слоёнка. Разрез о. Батыялах (72º34'52,5´´ с.ш., 124º56,02,7´´в.д., рис. 20, № 39) полностью представляет собой пачку неразложившихся растительных остатков мощностью 10 м, с возрастом 2700±70 лет (ЛУ-5498) в верхней и 4800±80 лет (ЛУ-5497) в нижней части. Толща мощностью 7,5 м накопилась за 2000 лет.

Отложения первой террасы о. Харданг (рис. 20, № 9), высотой 5–7 м, имеют возраст 5100±140 лет (ЛУ-4411) в точке наблюдения с координатами 72º45´26´´ с.ш., 124º05´26´´ в.д. и 2850±200 лет (ЛУ-4414) в точке с координатами 72º48´06´´ с.ш., 123º37´28´´ в.д. Обе датировки получены на высоте 2 м от уреза реки.

Слоёнка о. Тыалыр (рис. 20, № 21) высотой до 7,5 м имеет возраст 1710±60 лет. Она монотонна по всей высоте естественного разреза, меняется лишь процентное соотношение минеральной и органической составляющих отложений.

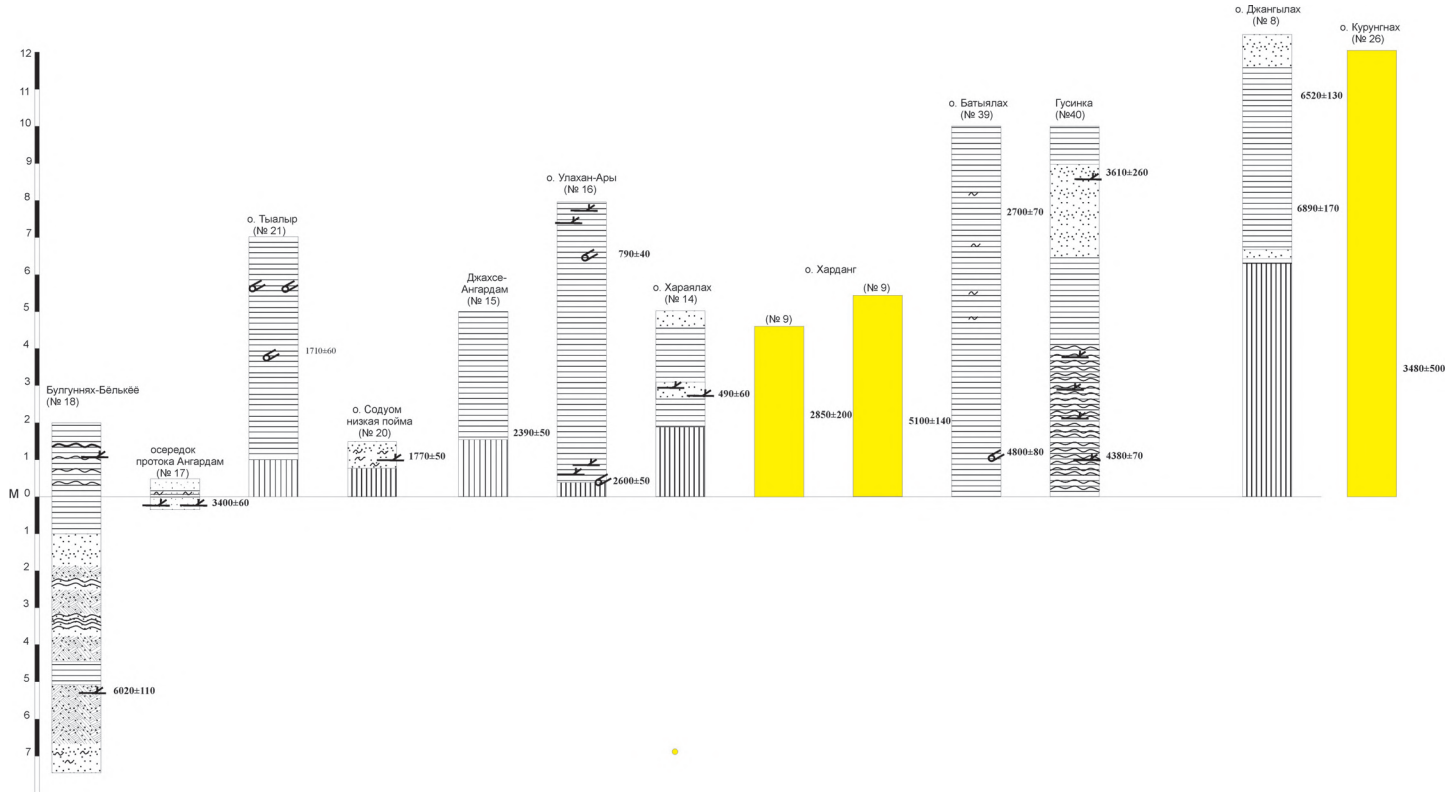


Рис. 20. Схема разрезов отложений первой террасы вдоль Оленёкской протоки.
Номера разрезов соответствуют номерам точек в табл. 4.

Острова протоки Ангардам – крупнейшего ответвления Оленёкской протоки, куда перераспределяется большая часть стока последней, – также сложены органоминеральными отложениями. В разрезе приверха о. Харая-лах (72º44´50´´ с.ш., 123º38´00´´ в.д., рис. 20, № 14) наблюдаются как пески, так и отложения слоёнки. Последние слагают основную часть пятиметрового разреза острова, пески встречаются лишь мощными полуметровыми слоями на высоте 2,5 м от уреза и в кровле обнажения. Из тела песков центральной части разреза, на высоте 2,5 м, на границе с отложениями слоёнки, получена датировка древесины 490±60 лет (ЛУ-4564). Еще одно исследованное обна-жение острова в протоке Ангардам располагается у подножья гор Ангардам, в протоке Джахсе-Тёбюлеге (72º42´48,8´´ с.ш., 123º29´58,2´´´ в.д., рис. 20, № 15). Высота первой террасы составляет 5,5 м, она сложена слоёнкой, имеющей датировку на высоте 1,7 м 2390±50 лет (ЛУ-4569). Вся толща монотонная, можно лишь отметить количественное изменение минеральной части. О. Улахан (72º43´46,6´´ с.ш., 123º29´26,5´´ в.д., рис. 20, № 16) высо-той 9 м, также сложенный слоёнкой, сформировался в период с 2600±50 лет назад (ЛУ-4541) до 790±40 лет назад (ЛУ-4542). Эта часть острова высотой 9 м сформировалась за 2 тыс. лет, и в период накопления осадка условия не менялись, что показал и спорово-пыльцевой анализ, проведен-ный Л.А.Савельевой. В спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца заносных древесных пород, а из местных растений – пыльца Cyperaceae, Poaceae при достаточной концентрации пыльцевых зерен в образцах. Спор зеленых мхов мало, несмотря на то, что слоёнка состоит практически из слаборазложившихся зеленых мхов.

О. Содуом-Арыта (72º50´15,2´´ с.ш., 123º11´,35,8´´ в.д., рис. 20, № 20) высотой 2 м сложен песками со следами слабоволнистой слоистости. С вы-соты 0,9 м над урезом получена датировка 1770±50 лет (ЛУ-4572).

Первая терраса о. Бёлькёй (72º49´03,8´´ с.ш., 123º09´33,4´´ в.д., рис. 20, № 18) имеет высоту 5 м. Плавниковая древесина, занесенная сюда высокой водой и залегающая ныне на дне термокарстового озера, имеет возраст 220±40 лет (ЛУ-4546). Сам остров сложен как косослоистыми песками в нижней, подурезовой части, так и слоёнкой в верхних трех метрах разреза. Бугром пучения толща пород вздыблена на высоту 12 м. На рис. 20 разрез показан так, как будто бы он не был вспучен в результате мерзлотных процес-сов. Нижняя часть обнажения с глубины 7,5 м до глубины 1 м представлена песками, в нижней части косослоистыми. На глубине 5 м отмечен прослой слоёнки мощностью полметра. Получена датировка на границе нижней пачки песков и прослоя слоёнки 6020±110 лет (ЛУ-4561) на глубине 5,3 м от современного уреза реки. Верхняя часть разреза, с глубины 1 м представлена

тремя метрами отложений слоёнки. Условия формирования острова резко отличны в нижней и верхней части разреза слагающих отложений. На рубеже 6000 лет назад, возможно, имело место событие, приведшее к изменению условий осадконакопления и формирования всего острова.

Растительный детрит одного из песчаных осерёдков в протоке Ангардам (72º47´,21,2´´ с.ш., 123º07´30,7´´ в.д., рис. 20, № 17) высотой 1,7 м над меженным уровнем имеет возраст 3400±60 лет (ЛУ-4563). Для современных русловых форм этот возраст достаточно древний. Поэтому есть две вероятности разрешения вопроса: или сравнительно древний растительный детрит переотложен в современные пески, или современные пески осерёдка образовались на основании более древнего, но практически размытого теперь острова.

Полученные датировки отложений островов Оленёкской протоки условно можно разделить на три части. Первая – это наиболее древние датировки в 6–7 тыс. лет назад на высоте около 10 м на островах в верхнем течении Оленёкской протоки и ниже уреза воды на о. Бёлькёй в низовьях. Вторая группа датировок в интервале от 3,5 до 5 тыс. лет характеризует разрезы слоёнки на высотах до 5 м. Исключение составляет датировка песчаных отложений из разреза «Гусинка» с высоты 8,5 м – 3,6 тыс. лет назад. И третья группа – датировки в интервале от 1,7 до 2,8 тыс. лет назад – принадлежит отложениям, вскрывающимся на высоте 5–7 м над урезом воды. В целом возраст отложений, слагающих острова, увеличивается от устьевой части Оленёкской протоки вверх по течению и достигает максимума на о. Джангылах, выше которого слоёнка становится моложе.

В целом острова, принадлежащие первой террасе, сложены осадками разного возраста. Например, безымянный остров между протоками Оленёкской и Тюэрелех-Тёбюлеге (Гусинка). В 2,5 км ниже впадения этой протоки в Оленёкскую (72°29´24,9´´ с.ш., 125°19´33,4´´ в.д.) очень хорошо видно двухъярусное строение острова (рис. 21). В уступе размыва высотой 9,2 м сверху вниз обнажается толща песков мощностью 3 м, перекрывающая слоёнку, которая восстает из воды вертикальными уступами высотой 6 м. Пески желтовато-серые, кварцевые, разнозернистые, горизонтально- и волнисто-слоистые с прослоями алевритового песка серого цвета. Встречаются линзы и прослои растительного детрита, а на глубине 2,1 м – горизонтально залегающие стволы древесины толщиной до 18 см. В целом количество растительного детрита вниз по слою увеличивается. Растительный детрит с глубины 0,8–1,0 м имеет радиоуглеродный возраст 1550±80 лет (ЛУ-5812), а древесина с глубины 2,1 м – 2270±50 лет (ЛУ-5813). Растительный детрит, отмытый с горизонта 2,75 м, имеет возраст 4780±60

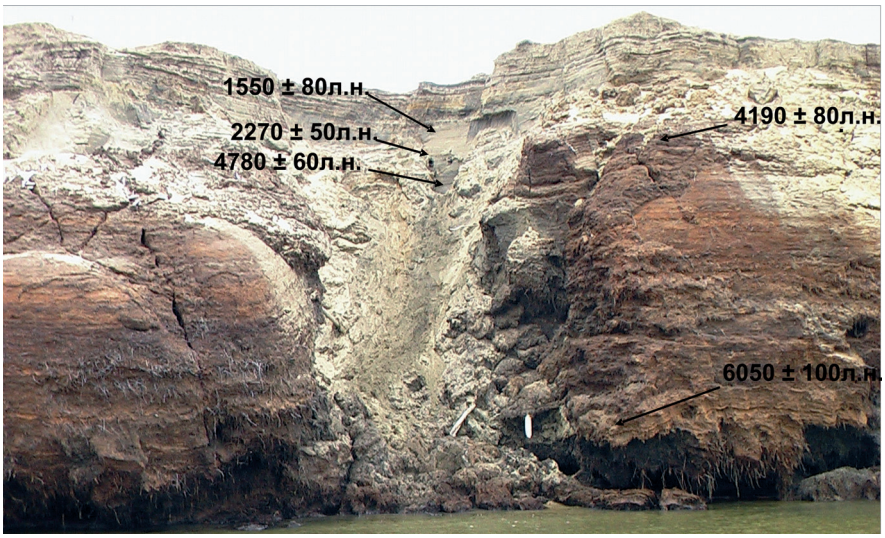


Рис. 21. Разрез отложений первой террасы на безымянном острове.
Стрелками показан радиоуглеродный возраст отложений слоенки в годах..

лет (ЛУ-5814). Слоёнка, представленная растительными волокнами мхов датирована возрастом 4190±90 лет (ЛУ-5815) с высоты 6 м и 6050±100 лет (ЛУ-5816) с высоты 1 м над урезом воды в реке. В этом разрезе, как и во многих других обнажениях, вскрываются разновозрастные толщи осадков, разделенные перерывом, отмечающим этап размыва отложений.

Острова Туматских проток. Высокие и древние острова расположены по Малой Туматской протоке в районе массива о. Джипириес. Это останец поздненеоплейстоценовой аллювиально-морской равнины, основная площадь которой составляет современный о. Арга-Муора-Сисё. Голоценовые аллювиально-морские террасы прислонены к позденеоплейстоценовым образованиям. По Малой Туматской протоке изучены пять разрезов первой террасы и один разрез, расположенный на этом же меридиональном профиле, но в Арынской протоке. На рис. 22 они показаны под номерами 2, 3, 4, 5, 6, 7.

Высота первой террасы достигает 12 м, разрезы сложены как песками, так и слоёнкой. Высота обнажения о. Джипириес-Сисё (рис. 22, № 3) 11,5 м. Разрез прислонен к эрозионному останцу высотой 16 м, вероятно относящемуся к аллювиально-морской равнине поздненеоплейстоценового возраста. Нижняя часть разреза до высоты 4,5 м засыпана и представлена современными пойменными песчаными отложениями. Выше вскрывается толща песков мощностью 4,5 м с четкой горизонтальной и волнистой слоистостью. На высоте 9–10 м залегает слоёнка, датированная 6460±100 лет назад (ЛУ-4412) по основанию слоя. Верхняя полутораметровая толща представлена песками

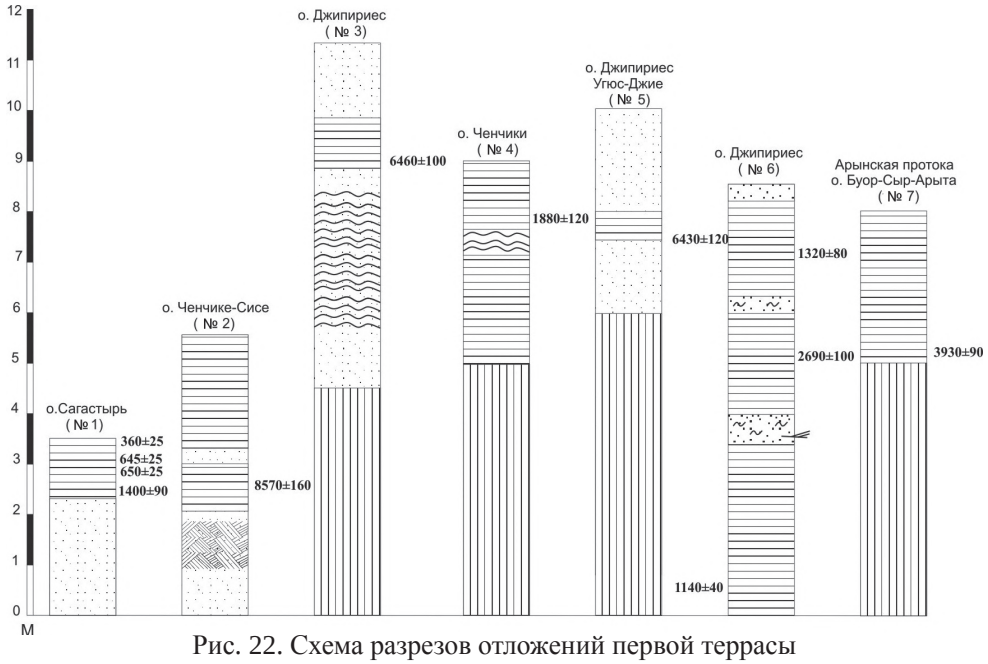


Рис. 22. Схема разрезов отложений первой террасы вдоль Малой Туматской и Арынской проток.

без явно выраженной слоистости. В другом обнажении о. Джипириес-Сисё (в уступе размыва оз. Угюс-Джие, рис. 22, № 5) наблюдается схожее строение толщи отложений, с той лишь разницей, что прослой слоёнки менее мощен, всего 1 м, и залегает он на высоте 7,5 м. Возраст этих отложений в основании слоя 6430±120 лет (ЛУ-4198). Еще один разрез первой террасы расположен на юге массива Джипириес (рис. 22, № 6). Высота обнажения составляет 8,5 м, и оно вскрывает в основном слоёнку. Отмечено лишь два прослоя песка мощностью менее метра на высотах 3,5 и 6 м. Слоёнка датирована с горизонта 5,8 м (2690±100 лет, ЛУ-4193) и 7 м (1320±80, ЛУ-4199) над урезом воды в протоке Тюба-Арыта. Прослои песка, скорее всего, отмечают перерывы в формировании слоёнки, и имеющиеся датировки не относятся к единому интервалу времени ее накопления (2690–1320 лет назад).

Разрез на правом берегу протоки Малой Туматской, напротив о. Джипириес, сложен как песками, так и слоёнкой (рис. 22, № 2). Снизу до высоты 2 м вскрывается толща песков. В интервале высот 1–2 м над урезом воды наблюдается косая слоистость. Выше песков залегает слоёнка мощностью 1 м, датированная на высоте 2,5 м радиоуглеродным возрастом 8570 лет (ЛУ-4191). С высоты 3 м до высоты 3,5 м залегает прослой песков, для которых не отмечена слоистость. Венчает разрез 2-метровая толща слоёнки. Очевидно различное время накопления слоёнок и в данном разрезе.

Обнажение Ченчике (по названию близстоящей поварни) высотой 9 м, расположенное на о. Джипириес (рис. 22, № 4), до 5 м высоты засыпано, а выше – до 7 м – залегает слоёнка, переходящая в пески (7–7,5 м). Верхняя толща вновь представлена слоёнкой, датированной в приподошвенной части 1880±120 годами (ЛУ-4197).

Как видно из строения разрезов, один и тот же остров, не говоря уже о близлежащих островах, сложен различными геологическими телами, вскрывающимися на одной и той же высоте. Так, слоёнка на высоте 7–9 м имеет возраст от 1320 до 6460 лет, что может быть объяснено тем, что острова состоят из ядер отложений различного возраста, с прилегающими к ним более молодыми отложениями. В обнажении № 2 вскрываются самые древние отложения слоёнки возрастом в 8570 лет. Только в разрезах № 3 и № 5 о. Джипириес наблюдается однообразие строения, что выражено в прослое слоёнки возрастом около 6,5 тыс. лет, залегающей среди песков примерно на одной высоте.

Обнажение на о. Буор-Сыр-Арыта (рис. 22, № 7) в системе Арынской протоки располагается ближе к центру дельты. Остров имеет высоту 8,5 м и сложен слоёнкой. Нижняя часть разреза до высоты 5 м представлена песчаной осыпью и современными пойменными отложениями. Слоёнка датирована на границе с осыпью на высоте 5,2 м (3930±90 лет, ЛУ-4413).

По профилю обнажений Большой Туматской протоки, переходящему в протоку Осохтох (№ 44–46 на рис. 23 и в табл. 4), возраст слоёнки составляет 3330 лет и моложе. Наиболее молодые отложения вскрыты на самом северном острове дельты выдвижения – о. Алхан (рис. 23, № 47). Высота острова 1 м, он сложен слоёнкой возрастом 540±80 лет (ЛУ-5606).

О. Сагастырь в устье Большой Туматской протоки (73º22´17´´ с.ш., 125º50´22´´ в.д., рис. 23, № 1) сложен как слоёнкой, так и песком. Высота острова 3,5–4 м. Нижняя, 2,5-метровая толща сложена песками без заметной слоистости. Выше залегает слоёнка, которая была датирована в приподошвенной части. Возраст 1400±90 лет (ЛУ-4201). Анализы солей, содержащихся в слоёнке, показали морской тип засоления отложений [Schwamborn et al., 2000].

О. Кегелях (рис. 23, № 46) высотой 3 м представлен в уступах размыва блоками песка со слоёнкой. Неразмытая верхняя часть обнажения (73º20´58,7´´ с.ш., 127º22´31,2´´в.д.) состоит из слоёнки, которая датирована по горизонту 2 м над урезом воды возрастом 2920±100 лет (ЛУ-5605).

В обнажении о. Осохтох-Сутура (рис. 23, № 45) высотой 4–5 м (73º10´08,5´´ с.ш., 127º12´16,3´´ в.д.) снизу до высоты 1,8–2,0 залегают пески и алевритовые пески, кварцевые, тонкозернистые, горизонтально- и

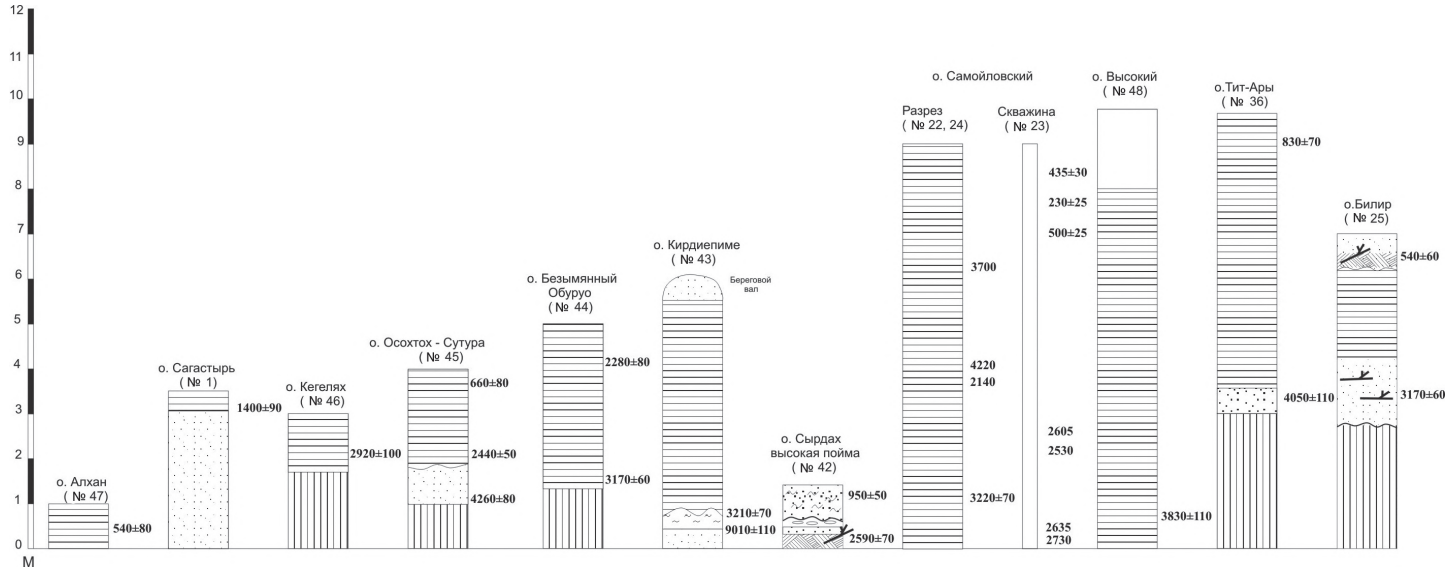


Рис. 23. Схема разрезов отложений первой террасы вдоль проток Большая Туматская и Осохтох.

волнисто-слоистые, с прослоями, содержащими растительные остатки, которые датированы с горизонта 1 м над урезом воды возрастом 4260±80 лет (ЛУ-5613). На высоте 2–4 м над водой залегает слоёнка, возраст которой составил 2440±50 лет (ЛУ-5614) в подошве и 660±80 лет (ЛУ-5708) лет в кровле. В данном месте 2 метра слоёнки накопились за 1,8 тыс. лет.

Урочище Обуруо (рис. 23, № 44), с обнажением высотой 5 м (73º06´38,5´´ с.ш., 127º01´09,54´´в.д.), в котором вскрывается только слоёнка, снизу завален осыпью и современными пойменными песчаными отложениями высотой 1,2 м. Датировки отложений слоёнки на высотах 1,3 и 4,2 м дают значения возраста 3170±60 (ЛУ-5612) и 2280±80 (ЛУ-5611) лет соответственно. Здесь толща слоёнки мощностью 2,7 м накопилась менее чем за тысячу лет.

Наиболее древние отложения отобраны из видимого над водой основания о. Кирдиепиме (72º58´53,3´´ с.ш., 126º29´50,2´´ в.д., рис. 23, № 43). Этот остров является останцом поздненеоплейстоценовой аллювиально-морской равнины. Голоценовые отложения, прислоненные к нему, имеют возраст 9010±110 лет (ЛУ-5609) на высоте 0,5 м над водой и представлены песками со следами горизонтальной и слабоволнистой слоистости, которая отчетливее проявляется в верхней части песков. Датировка выполнена по разложившейся и неразложившейся органике (растительные остатки) из 25-сантиметрового прослоя темно-серых песков. Слоёнка мощностью до 4,5 м с размывом залегает на песках и имеет возраст на нижней границе 3210±70 лет (ЛУ-5610).

Датировки высокой поймы (1,6–2,5 м) выполнены на о. Сырдах (рис. 23, № 42). Там высокая пойма сложена горизонтально и линзовидными прослоями песка и песчаного алеврита возрастом по растительному детриту 950±50 лет (ЛУ-5607), залегающих с несогласием, выраженным галечным прослоем, на желтовато-серых песках и алевритах с косой и линзовидной слоистостью. Возраст этих отложений 2590±70 лет (ЛУ-5608).

Датировки, полученные для отложений островов системы Туматских проток, группируются следующим образом. Основная их часть приходится на интервал от 1 до 4 тыс. лет назад на высотах от уреза воды до 5 м. Из этого ряда выбиваются лишь две датировки, которые расположены выше 5 м на о-вах Ченчике и Джипириес. Отложения старше 6 тыс. лет расположились на высотах 8–10 м на о. Джипириес. На о. Ченчике-Сисё отложения слоёнки возрастом 8,5 тыс. лет залегают на высоте 2 м от уреза и перекрывают косослоистые пески. В свою очередь, песчаные отложения были датированы на о. Кирдиепиме возрастом в 9 тыс. лет. Слоёнки возрастом 500–700 лет залегают на высотах до 2 м.

В целом наблюдается тенденция омоложения островов к устьевой части системы Туматских проток. Несмотря на то, что скорости накопления

слоёнки изменяются от острова к острову, они остаются сравнимыми с соответствующими скоростями для островов Оленёкской протоки.

Острова Сардахско-Трофимовской системы проток. Отложения островов Сардахско-Трофимовской системы проток в целом более молодые, нежели отложения островов западного и северного секторов дельты р. Лены. Острова сложены как слоёнкой, так и песками, с той разницей, что последние представлены неслоистой массивной толщей песков. От истока к устью составлено описание следующих островов.

О. Сардах-Арыта (рис. 24, № 29) высотой до 8–9 м. Описания обнажения и скважины приведены к одному уровню уреза воды в протоке. Обнажение высотой 7 м на южной стороне острова (72°31´20,0´´ с.ш., 127°05´10,0´´ в.д.) представляет собой снизу вверх до высоты 2 м песчаную осыпь и современные пойменные отложения. До высоты 6 м залегает толща песков, перекрываемая, в свою очередь, прослоем слоёнки мощностью 0,7 м. В кровле разреза снова песчаные отложения. С высоты 4 м получена датировка древесины из песчаных отложений. Она показала радиоуглеродный возраст 1840±70 лет (ЛУ-4914). Датированы также отложения берегового вала, залегающего на террасе. Из песчаного вала с высоты 9,4 м над урезом воды получена радиоуглеродная датировка (ЛУ-4910), которая показала современный возраст осадков (50-е гг. XX в.).

7 датировок керна из скважины, расположенной на северной стороне острова (№ 30 на рис. 24 и в табл. 4) показали значительные инверсии возраста. Но в целом органогенные отложения откладывались в интервале времени от 2,5 до 3,5 тыс. лет назад. Преимущественно песчаные отложения южной части острова откладывались около 1800 лет назад, причленяясь к ранее отложенным и частично размытым отложениям северной части острова. О. Сардах-Арыта сформирован разновозрастными геологическими телами, что подтверждают датировки отложений с одних и тех же горизонтов. Береговой вал на высоте 9–10 м показывает, что и на современном этапе осадконакопление на острове происходит активно.

Оголовье расположенного ниже по течению о. Гоголевский (рис. 24, № 28) целиком сложено слоёнкой. Высота острова 7 м. С высоты 0,5 м над урезом реки получена датировка 3550±60 лет (ЛУ-4911). Характерной особенностью о. Гоголевский является широчайшее распространение полигонально-жильных льдов. Жилы пронизывают тело острова и уходят вглубь ниже уреза воды. Ширина жил достигает 3 м. Так как остров своим оголовьем разрезает самые многоводные протоки (Сардахскую и Трофимовскую), эта часть острова разрушается особенно быстро. Активные процессы термоэрозии и термоденудации создали глубокие гроты в теле острова на месте вытаивающих льдов.

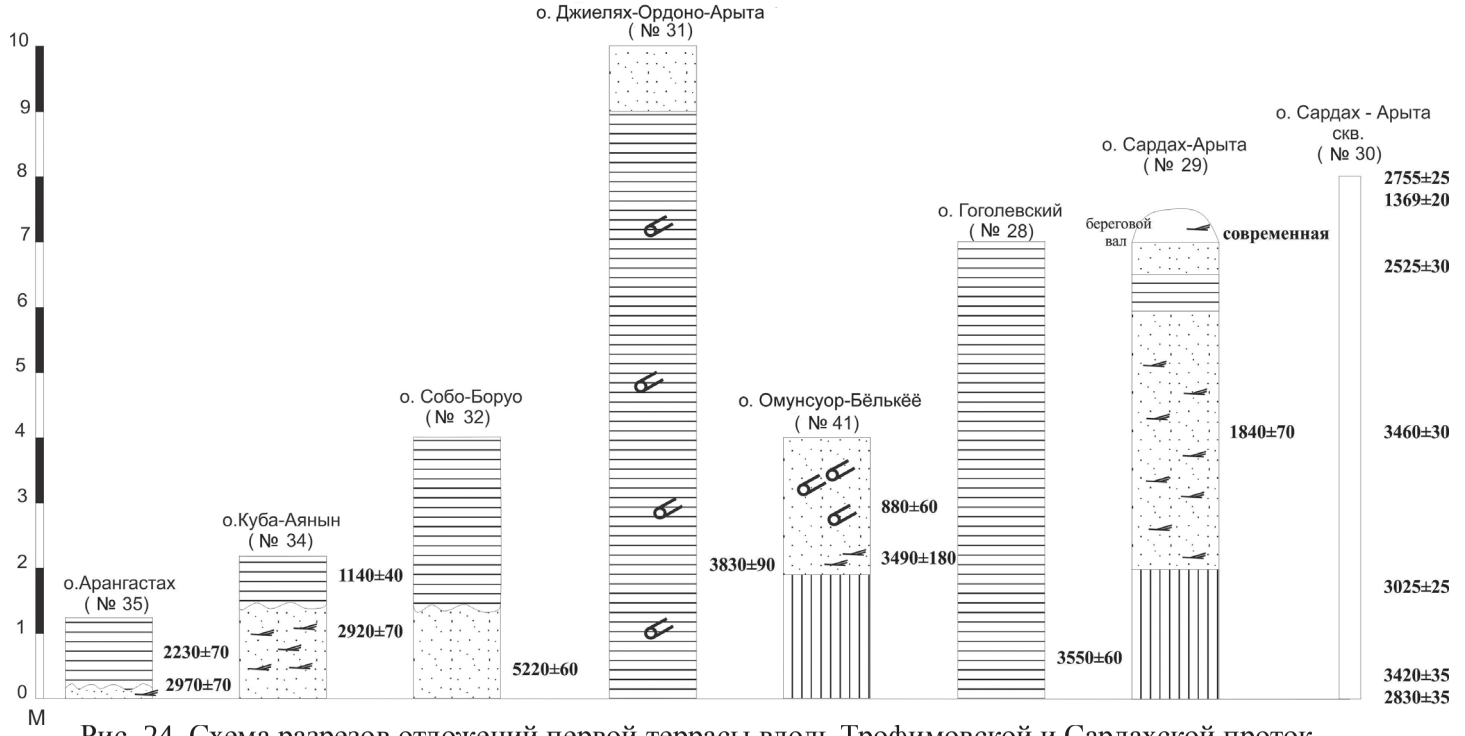


Рис. 24. Схема разрезов отложений первой террасы вдоль Трофимовской и Сардахской проток.

В 10 км ниже о. Гоголевский по течению Сардахской протоки располагается о. Омуксуор-Бёлькёё (72º38´16,5´´ с.ш., 127º34,28,0´´ в.д., рис. 24, № 41), сложенный песками. Высота острова 4 м, и он является как бы продолжением Гоголевского острова, отделяясь от последнего узкой пересохшей протокой. На границе песков и осыпи, на высоте 2,2 м получена датировка 3490±180 лет (ЛУ-5495), другая датировка получена с высоты 2,7 м – 880±60 лет (ЛУ-5492).

Самый высокий остров исследуемого района Джиелях-Ордоно-Арыта (№ 31 на рис. 24 и в табл. 4) сложен слоёнкой. Высота острова 10 м. Верхняя метровая часть разреза представлена песками. Вероятнее всего, эта верхняя песчаная часть является более древней по сравнению с прислонившейся к ней слоёнкой. Этот вывод подтверждается геоморфологическими наблюдениями. Все остальные острова, расположенные вокруг, значительно ниже (до 5–6 м), а описываемый остров выглядит как эрозионный останец более древней поверхности. С высоты 2 м над урезом реки получена датировка растительных остатков слоёнки. Возраст ее составляет 3830±90 лет (ЛУ-5080).

Ниже по течению Сардахской протоки острова сформированы как слоёнкой, так и песчаными отложениями. Урочище Боруо (72º27´22,9´´ с.ш., 128º56´44,5´´ в.д., рис. 24, № 32) на о. Собо-Сисё имеет высоту 4 м. Снизу вверх от 0 до 1,5 м вскрываются пески, выше залегает слоёнка. На высоте 0,5 м получена датировка толщи песков по растительным остаткам, возраст которых оказался равным 5220±60 лет (ЛУ-4916). Необходимо отметить, что о. Собо-Сисё представляет собой разновысотное, разновозрастное полигенетическое образование. Самая высокая часть острова сложена породами ЛК. К этому древнему телу прислонены более молодые образования, сложенные песком и слоёнкой.

Так, с востока к о. Собо-Сисё примыкает еще один остров – Куба-Аянын-Арыта (72º27´26,5´´ с.ш., 128º57´15,1´´ в.д., рис. 24, № 34), высотой всего 2 м. До высоты 1 м от уреза воды он сложен песками, а выше слоёнкой. Получены следующие датировки. С высоты 0,6 м датированы остатки древесины в песчаных отложениях острова – 1140±40 лет (ЛУ-5073). С высоты 1 м на границе песков и слоёнки получена датировка последней 2920±70 лет (ЛУ-4919). Важно отметить, что описываемый разрез находится на краю внутренней дельты протоки, сток по которой осуществлялся из системы Быковской протоки.

О. Арангастах расположен на морском крае дельты (72º33´12,2´´ с.ш., 129º12´42,1´´ в.д., рис. 24, № 35). Его высота достигает 1,5 м. Снизу вверх в обнажении на южной стороне высотой 1,2 м вскрывается слоёнка, и лишь нижние 20 см разреза представлены песками. Датировка слоёнки с высоты

0,5 м оказалась равной 2230±70 лет (ЛУ-4912), возраст подстилающих песков с высоты 0,1 м – 2970±70 лет (ЛУ-4915). Между песками и слоёнкой есть несогласие, несмотря на то, что возрасты обеих пачек близки друг другу.

Основная часть датировок отложений островов Сардахской протоки высотой до 5 м сконцентрирована в интервале от 2 до 4 тыс. лет назад. Исключение составляют датировки, полученные по данным скважины о. Сардах-Арыта, они располагаются на высоте 7–8 м. Самыми древними отложениями островов Сардахской протоки являются пески в основании разреза о. Собо-Сисё, урочища Боруо. К сожалению, по имеющимся данным невозможно сделать выводы о скоростях формирования слоёнки в Сардахской протоке.

В Сардахской протоке, так же, как в Туматской и Оленёкской, мы наблюдаем снижение островов к устью, кроме останца о. Джиелях. Омоложения островов не наблюдается. Их возраст колеблется от 2 до 4 тыс. лет. Важно отметить, что о. Арангастах на морском крае дельты имеет сравнительно древний возраст, более 2 тыс. лет, что может говорить о его размыве и современном трансгресивном развитии береговой линии восточного сектора дельты р. Лены. Это предположение подтверждается данными о современном изменении уровня моря, ведь именно по данным станции Тикси наблюдается повышение уровня моря Лаптевых в течение последних 60 лет [Ашик и др., 2010].

Острова центральной части дельты р. Лены. Под центральной частью дельты р. Лены понимается вершина дельты от о. Тит-Ары (рис. 25, № 36) на юге до о. Столб на севере, ограниченная Булкурской протокой с запада и главным руслом р. Лены с востока. Юго-западная – наиболее высокая – часть о. Тит-Ары сложена дочетвертичными породами, на которых растет разреженный лиственничный лес. Основная часть острова сложена слоёнкой и песками. Пески подвержены развеванию, и в районе южнее кладбища на поверхности террасы в песках торчат пни лиственниц диаметром до 30 см. Такие крупные деревья в настоящее время на острове не растут. Датирование одного из откопанных ветром пней показало возраст древесины 2920±70 лет (ЛУ-4919). В 1 км к югу от места откопанных ветром пней лиственниц в разрезе террасы высотой 12–13 м (71º58´22,9´´ с.ш., 127º06´19,6´´ в.д.), из уступа размыва высотой 10 м, с высоты 3 м над урезом воды в реке (ниже песчаная осыпь и современные пойменные отложения), вскрывается песчаная толща мощностью 2,5 м, на которую налегает пачка слоёнки. На высотах 5,4 м из песков м и 10,7 м из слоёнки получены датировки 4050±110 лет (ЛУ-4909) и 830±70 лет (ЛУ-4918) соответственно (рис. 25, табл. 4).

Южный остров из группы о-вов Сордох-Ары (72°12´07,6´´ с.ш., 126°38´08,0´´ в.д., рис. 25, № 48) представляет собой останец ледового ком-

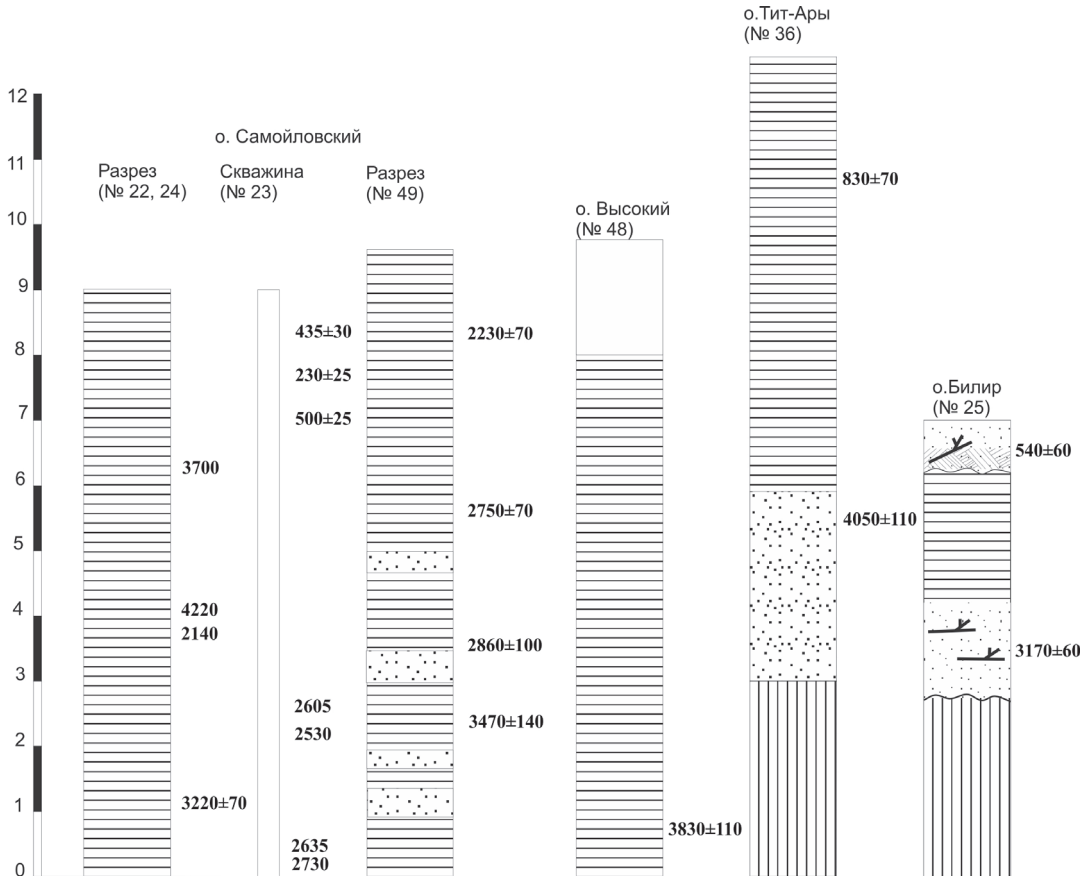


Рис. 25. Схема разрезов отложений первой террасы в центральной части дельты р. Лены.

плекса пород, что следует из его глубокого термокарстового разрушения и общей высоты, достигающей 29 м. Но породы ледового комплекса нигде не выходят на поверхность. В эрозионных уступах обнажается слоёнка, которая прислонена к более древним отложениям. Высота обнажений слоёнки в уступах размыва до 9–10 м. В нижней части на высоте 1 м от уреза на восточном краю острова, в точке с координатами 72°13´16,1´´ с.ш., 126°38´50,9´´ в.д., отложения слоёнки имеют возраст 3830±110 лет (ЛУ-5604).

О. Билир (72º21´42,8´´ с.ш., 126º19´35,3´´в.д) имеет высоту 8–10 м, сложен как песчаными отложениями, так и слоёнкой. Семиметровый уступ размыва острова в точке наблюдения 25 (рис. 25, табл. 4) выглядит следующим образом. От уреза воды до высоты 3 м осыпь, до 4,5 м над водой залегает слоёнка, и завершают разрез песчаные отложения, косослоистые в нижней приграничной со слоёнкой части. Получены следующие датировки: на высоте 3,5 м 3170±50 лет (ЛУ-4609), на высоте 7 м – отложения косослоистых песков возрастом 540±60 лет (ЛУ-4565). В обоих случаях датированы растительные остатки в толще песков. Разрез интересен еще и тем, что в слоёнке, датированной возрастом около 3000 лет, обнаружены остатки жуков, свидетельствующие о более теплом и сухом климате во время отложения осадков по сравнению с современным [Kuzmina, Bolshiyanov, 2000]. Более подробно эти палеоклиматические свидетельства будут рассмотрены в главе 5.

Наиболее изученный остров дельты р. Лены – о. Самойловский (рис. 25, № 22–24), на котором расположены кордон Государственного заповедника «Усть-Ленский» и российско-германская исследовательская станция. Здесь описаны несколько разрезов слагающих остров отложений и пробурены 2 скважины. Высота террасы острова 8,5–12 м. Остров состоит из различных геологических тел, образованных песками и слоёнкой. Северо-западная часть острова ежегодно подтопляется половодьем и с поверхности сложена песками и алевритами, представляя из себя высокую и низкую поймы, постепенно снижающиеся к протоке Оленёкской (рис. 26). Четкая граница между двумя частями острова проходит в северо-восточном направлении. Поверхность террасы к востоку от границы представляет собой полигональную тундру с термокарстовыми озерами, которые в южной части острова ежегодно затапливаются половодными водами и в это время представляют собой пролив. В основном эта часть острова сложена слоёнкой.

В обнажении под научно-исследовательской станцией на юго-западной скуле острова с высоты 2,5 м над меженным урезом воды в Оленёкской протоке получена датировка слоёнки 3220±70 лет (ЛУ-4577).

В обнажении, которое, вероятнее всего, располагалось на юго-восточной скуле острова (рис. 25, № 24), т.к. авторы, его изучавшие, дают

Рис. 26. Изображение о. Самойловский на космическом снимке.

привязку разреза к Туматской протоке [Kuptsov, Lisitsin, 1996], вскрыты следующие слои слоёнки с радиоуглеродными датировками: на высоте 3,6 м от уреза – 2140±110 лет (IORAN-4101), на высоте 4,2 м – 4220±240 лет (IORAN-4164), на высоте 6,2 м – 3700±260 (IORAN-4167). Получается инверсия возраста, в центральной части обнажения залегают наиболее древние осадки.

Обнажение на этой же стороне острова в точке с координатами 72º22´09,7´´с.ш., 126º31´04,7´´ в.д. (№ 51 в табл. 4 и на рис. 27) также сложено слоёнкой. В уступе размыва обнажаются 2 пачки слоёнки (рис. 27) мощностью 2,6 м, подстилаемые с глубины 4,85–4,90 песчаным прослоем и переслаиванием песков с растительными остатками, которых по объему в отложениях 10–15 %, в отличие от верхней пачки слоёнки, где песков и алевритов <10 %. Текстура отложений горизонтально- и волнисто-слоистая. Волнистость особенно четко видна на глубине 2,9 м. Верхняя пачка слоёнки

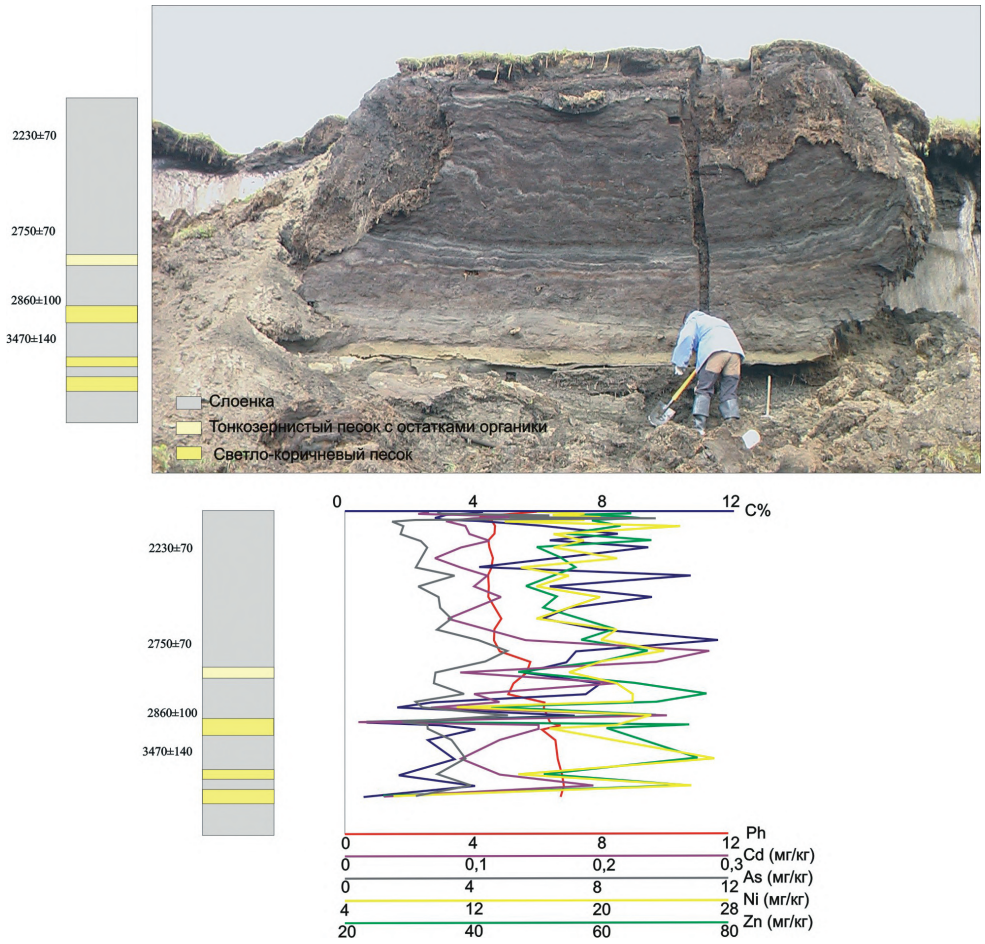


Рис. 27. Обнажение слоёнки и результаты геохимических исследований, о. Самойловский.

(2,5 м) состоит из мхов, веток кустарников и прослоев серых алевритовых песков. Степень разложения растительных остатков как в верхней, так и в нижней части обнажения одинакова и составляет не более 5 %.

Проведенные Ю.Б.Анцибор геохимические анализы грунта дали интересный результат (рис. 27). Распределение концентраций тяжелых металлов и органического углерода по разрезу достаточно однородно. Существуют пиковые концентрации, но связать их с литологическим строением толщи в целом сложно. Отметим рост содержания органического углерода вверх по разрезу. Современный этап характеризуется резким повышением содержания мышьяка, это связано с антропогенным влиянием. Приведенные

данные свидетельствуют о схожих условиях накопления элементов в толще слоёнки, что говорит о стабильных условиях осадконакопления.

Радиоуглеродный возраст слоёнки следующий: на глубине 0,5 м – 2230±70 (ЛУ-5817), на глубине 2,5 м – 2750±70 лет (ЛУ-6006), на глубине 2,7 м – 3710±80 лет (ЛУ-6005), на глубине 3,8 м – 2860±100 лет (ЛУ-5818). Растительный детрит в песках с глубин 4, 6 м – 3470±140 лет (ЛУ-5819). Как видно из датировок, верхняя пачка слоёнки накапливалась всего около 500 лет со скоростью 1 м/250 лет. Во второй пачке произошла инверсия возраста, вероятно, из-за переотложения в образец на глубине 2,7 м более древнего материала. Хотя не исключено, что первая и вторая пачки слоёнки накапливались после перерыва, вызванного понижением уровня бассейна, в котором формировались осадки, и развитием торфообразования. Прослой торфа, или моховой горизонт, толщиной 10 см и разделяет две пачки слоёнки. Исходя из датировок, нижняя пачка слоёнки формировалась так же быстро, несмотря на разницу в датировках из-за инверсии возраста.

На юго-западной стороне о. Самойловский пробурена скважина в точке с координатами 71º59´38,5´´ с.ш., 127º05´37,8´´ в.д. Датирование отложений дало следующие результаты по высоте горизонтов, приведенных к урезу воды в Оленёкской протоке: 0,4 м над урезом – 2635±35 лет (KIA-8174); 1,2 м – 2530±30 лет (KIA-8173); 1,3 м – 2605±30 лет (KIA-8172); 6,2 м – 500±25 лет (KIA-8171); 6,6 м – 230±25 лет (KIA-8170); 7,5 м – 435±30 лет (KIA-8169) [Schwamborn et al., 2002]. Как и положено, по стратификации осадков наиболее древние отложения расположены в нижней призабойной части, а более молодые получены в приустьевой части скважины на глубине до двух метров. Нижняя часть слоёнки мощностью 1,5 м накопилась практически одновременно. Это же характерно и для молодых отложений, 2 м которых сформировано за 500 лет.

В обнажениях юго-западной части острова в середине разрезов есть инверсии возраста, что связано с процессами, имевшими место в ходе отложения осадков. Однако слоёнки откладывались с большой скоростью и в основном в интервале 2,5–3,5 тыс. лет назад.

Датировки отложений, слагающих острова центральной части дельты, распределены в две основные группы. Большая часть датировок находится в интервале от 2 до 4 тыс. лет назад на высотах до 5 м. Вторая группа – это поздние датировки, располагающиеся до высот 8 м, возраст которых менее тысячи лет.

Быковская протока. Острова Быковской протоки являются наиболее молодым образованием дельты. Острова сложены главным образом слоёнкой, которая накапливалась здесь в период с 2500 до 1500 лет назад. По мне-

нию В.Н.Коротаева [1984], Быковская протока заложилась на позднем этапе развития современной дельты в конце голоцена, примерно 1000 лет назад.

О. Мальцева (72º03´46,1´´ с.ш., 128º37´11,7´´ в.д.) в нижнем течении Быковской протоки сложен с южной стороны слоёнкой, обнажающейся в уступах размыва высотой до 4,5 м. В точке наблюдения 49 (табл. 4) разрез слоёнки высотой 2,8 м состоит из двух пачек: нижняя мощностью 1 м сложена более минеральной частью (серый алеврит), нежели растительными остатками; верхняя пачка мощностью 1,8 м сложена слоёнкой. Из нижней пачки с высоты 0,7 м над подошвой видимого разреза растительные остатки показали возраст 2110±70 лет (ЛУ-6002). В верхней пачке возраст слоёнки составил 1790±60 лет (ЛУ-6003) и 900±60 лет (ЛУ-6004) на высоте 1,7 м и 2,3 м соответственно.

Помимо островов, сложенных слоёнкой, в Быковской протоке сформирован уникальный для дельты о. Чай-Ары (№ 48, табл. 4), единственный, в строении которого доминируют аллювиальные отложения. Остров вытянут на юго-восток по течению протоки. Приверх острова с обширной осушкой представляет собой первую террасу высотой 6–9 м, на склоне которой расположена серия валов высотой 1–1,5 м, образованных напором половодного льда и состоящих из песков и галечников. Петрографический состав галек своеобразен. В основном это галька изверженных пород: гранитоиды, порфириты, достаточно много галек яшмы, халцедона, кварца. Есть гальки осадочных пород – песчаники, гравелиты, кварциты. Такой состав галечного материала характерен для о. Сардах и окружающих его проток, в порогах которых также многочислен обломочный материал подобного состава.

На северной стороне острова из-под уреза воды и до высоты 3 м выходят дочетвертичные породы – серые, в выветрелом состоянии светло-серые и красно-коричневые аргиллиты, падающие на юго-юго-запад под углами до 12°. Эти породы слагают цоколь пляжа, на котором среди песков и галечников часто встречается плавниковая древесина. Ниже по течению в 300 м, в точке с координатами 72º24´53,3´´ с.ш., 127º27´14,0´´ в.д., пляж шириной до 25 м и высотой до 3 м в тыловом шве сменяется склоном крутизной до 15° первой террасы. Ее склон прорезан мелкими промоинами, в которых вскрываются галечники и кроющие их пески. В промоине склона террасы заложен шурф-расчистка (высота 6 м над урезом воды), в котором вскрылась верхняя метровая пачка песка, кварцевого, мелкозернистого, с волнистой слоистостью. На контакте с нижележащим галечником обнаружен и промыт на сите растительный детрит. Радиоуглеродный возраст (AMS-метод) детрита современный (от 1954 г., KIA-385888). Галечник видимой мощностью 0,3 м состоит из мелких, средних и крупных галек с единичными мелкими

валунами. Галька окатана преимущественно хорошо, но есть и остроугольные обломки. В основном гальки состоят из местных осадочных пород, но также встречены мелкие гальки кварца, яшмы. Заполнитель галечника состоит из крупнозернистого и среднезернистого песка.

Из маршрутных наблюдений и отбора донных отложений озера в центре острова, глубина которого не превышает 1,5 м, следует, что весь остров сложен песками и галечниками русловой фации аллювия, что чрезвычайно редко для островов дельты. Точнее, это единственный остров дельты, сложенный нормальным аллювием. Из определения возраста растительного детрита следует, что остров образовался десятилетия или столетия назад.

3.1.2.5. Торфяные залежи или аллохтонный растительный материал?

Геологическое и геоморфологическое строение островов дельты с очевидностью свидетельствуют о том, что первая терраса формировалась в течение нескольких этапов чередования накопления отложений и их размыва. Плановые очертания островов наглядно показывают разновозрастный характер одной и той же поверхности – первой террасы. На рис. 26 представлен космический снимок о. Самойловский. Его восточная часть – полигональная тундра, сложенная практически с поверхности органогенными осадками – слоёнкой мощностью до нескольких метров. Развитая система полигонов и термокарстовых озер показывает сравнительно длительное формирование поверхности первой террасы. Западная треть острова сложена прислоненными к восточной части острова песками, от поверхности террасы снижающимися к урезу воды. Пески на поверхности первой террасы имеют лишь зачаточные формы полигонов и покрыты более разреженным растительным покровом по сравнению с восточной частью острова. Эта поверхность моложе той же поверхности, но расположенной в восточной части острова. Западный склон острова наиболее подвержен влиянию половодных вод, которые ежегодно откладывают на нем наилок в виде песчаного материала, здесь скапливается большое количество плавника – древесных стволов и их обломков, приносимых рекой и откладываемых при спаде уровня в реке. Плавучие льды интенсивно бороздят западный склон острова (рис. 28 а). Восточная часть острова продолжает эродироваться половодными водами, а наползающие льды бороздят в основном бровку первой террасы (рис. 28 б). Однако в настоящее время половодные воды не проникают в центр острова и наилок откладывается только по берегам и на дне старично-термокарстовых котловин, развитых в его северной и южной частях.

Скважины, пробуренные в западной части острова, в его песчаном геологическом теле, показали, что на размытую слоёнку возрастом 2600

Рис. 28. Валы ледового напора:
а – западная часть о. Самойловский; *б* – восточная часть о. Самойловский.

лет близ современного уреза воды отложились пески возрастом 300–500 лет (см. раздел 3.1.2.4).

Таким образом, геологическое тело о. Самойловский было образовано накоплением слоёнки 3500–2500 лет назад в бассейновых условиях, на что указывают горизонтально- и волнисто-слоистая текстуры отложений. Затем они были размыты, и 300–500 лет назад к эрозионному останцу с запада причленились речные пойменные отложения, представленные песками и растительным детритом. Такие значительные различия в режиме накопления органических и песчаных отложений могли быть связаны только с противоположными фазами развития дельты: этапом подпора и накопления легких

органогенных отложений в эстуарных условиях 3500–2500 лет назад; этапом среза речных русел при понижении базиса эрозии.

Острова, состоящие из разновозрастных и разнородных отложений, в дельте обычны (см. раздел 3.1.2.4). Их геологическое строение свидетельствует о резкой смене обстановок осадконакопления как в латеральном направлении и по вертикали, так и во времени. Такой характер формирования островов противоречит принятой доктрине осадконакопления в дельтах.

Считается, что дельтовые острова нарастают снизу вверх в результате ежегодно откладывающихся половодных наилков, как в речных долинах. Вот одно из традиционных представлений о происхождении дельт. «Современные дельтовые острова образуются постепенным повышением песчано-илистых отмелей морского края или при прорыве излучин проток. Отмели постепенно превращаются в надводные „пески“, которые покрываются кустиками злаковой растительности, закрепляющей их поверхность от развевания и способствующей их росту в высоту, благодаря задержанию наносов в половодье. При дальнейшем повышении растительность становится гуще и острова становятся сухой песчаной тундрой. С возрастом на островах нарастают все более мощные мохово-дерновые и торфяные поверхностные слои. Образуется моховая подушка, начинается заболачивание почвы, и появляется покров из влаголюбивых растений. Толщина деятельного оттаивающего слоя уменьшается и возникает типичная тундра области вечной мерзлоты. Возникают морозобойные трещины» [Самойлов, 1952, с. 310–311].

Ключевым вопросом формирования дельты является происхождение органоминеральных масс – слоёнки, слагающей большую часть островов дельты. Практически все исследователи считают эти отложения торфом.

«На обширнейших равнинных пространствах суши с суровым континентальным климатом возникли благоприятные условия для развития болотно-тундровой растительности. Нижние торфяники образовались в результате зарастания водоемов приарктических областей, тогда как верхние торфяники (мамонтовый горизонт) характерны для мокрых болот и зарастающих водоемов тундрового типа. Накопление торфа во всех трех террасах дельты происходило неизменно по типу низинных гипновых или осоко-гипновых болот» [Гусев, 1959, с. 467]. Три террасы, которые рассматривает А.И.Гусев, в действительности являются одной террасой – первой террасой дельты, которая сложена органоминеральными отложениями (раздел 3.1.2.4).

Ботанический состав «торфа», слагающего острова, имеет большое значение для понимания их происхождения.

А.И.Гусев [1953] описал вторую, как он считал, террасу высотой 8 м на западном окончании о. Собо со стороны протоки Боотулу. В нижней части она

сложена торфом, на 50 % состоящим из *Carex caespitosa, Carex limosa*; на 35 % из *Calliergon cordifolium, C.sp., Drepanocladus sp., Poludella squarrosa*; на 15 % из неопределенных травяных остатков. Степень разложения торфа 15 %. В средней части осок 30 %, а остальные 70 % приходятся на *Calliergon cordifolium, C.cuspidatum, Cirriphylum sp., Drepanocladus exanulatus, D.fluitans, D.venicosus*. Степень разложения торфа 5 %. В верхней части количество составляющих видов остается примерно тем же с появлением новых видов: *Drepanocladus sedtheri*, Mnium sp. — при 5 % разложении торфа.

В 1 км ниже залива Булункан по Быковской протоке основание террасы высотой 6 м сложено сильно песчанистым торфом, на 70 % состоящим из *Calliergon cordifolium, C.giganteum, Drepanocladus exannulatus, D. Sendtheri, D. venicasus*. 15 % приходится на Carex sp., неопределимые остатки 15 %. В торфе залегают одиночные стволы деревьев диаметром до 8 см. В средней части разреза торф более плотный и слоистость менее выражена. На 60 % он состоит из: *Carex caespitosa, C. limosa, C.sp.*, 20 % приходится на *Calliergon cordifolium, C. giganteum, Scorpidium scorpioides*. Остальные 20 % составляют *Drepanocladus exomulatus, D.sencther, D. venicosus*. Верхние 2 м разреза представлены горизонтально-слоистыми, тонкозернистыми кварцевыми песками с многочисленными прослойками торфа и торфяного детрита.

Разрез террасы о. Куогастаах в Оленёкской протоке состоит из сильно песчаных слоистых торфов, в нижней части состоящих на 85 % из *Calliergon cordifolium, C. giganteum, C. cuspidatum*. Остальные 15 % приходятся на *Drepanocladus examulatus, Carex caespitosa* и древесные остатки. В верхней половине разреза торфяника *Calliergon cordifolium*, C. sp. составляют только 45 %; *Carex caespitosa* и C.sp. – 35 %; *Meesea triquetra* – 10 %; Mnium sp. – 10 %. Степень разложения торфа с 5 % внизу разреза возрастает до 15 % вверху.

Как видно из описаний состава растительности, произведенных А.И.Гусевым [1953], растения-торфообразователи представлены в дельте зелеными мхами и осоками. Степень разложения до 15 %, причем в нижней части торфяников степень разложения иногда меньше, чем в верхней.

Из собственных наблюдений и описаний приведем естественный разрез 0904, исследованный на левом склоне Булкурской протоки (72°09´02,8´´ с.ш., 126°15´57,8´´ в.д.).

Первая терраса высотой до 13,5 м от меженного уровня воды в протоке сложена органоминеральными отложениями, образующими отдельные останцы-байджарахи (рис. 29), отделяющиеся друг от друга распадками, образованными при вытаивании ледяных жил. Ширина останцов-байджарахов примерно соответствует размеру полигонов на поверхности террасы. В одном из таких останцов-байджарахов снизу вверх вскрываются:

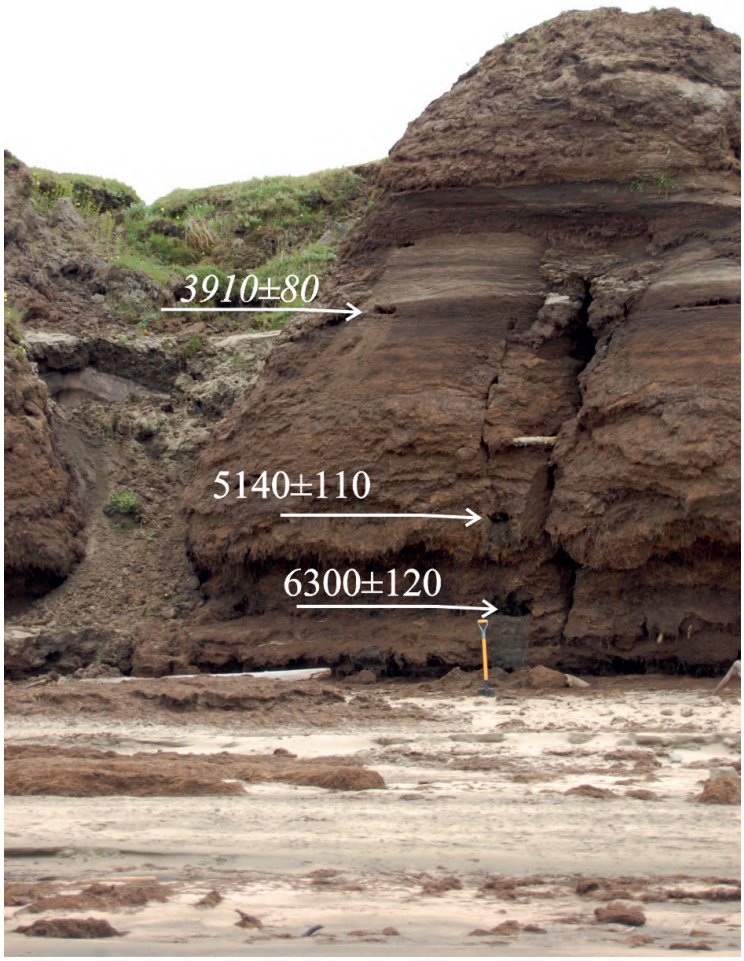


Рис. 29. Разрез отложений первой террасы в протоке Булкурской.
Стрелками показан радиоуглеродный возраст отложений слоенки в годах.

– бечевник (0–3, 5 м над урезом воды) шириной до 40 м, сложенный песком с плавниковой древесиной на поверхности;

– растительная слоёнка (3,5–8,2 м), представленная остатками растительности с хорошо развитой горизонтальной слоистостью, мощностью 4,7 м (отобраны образцы 0904-1 с высоты 3,5 м, 0904-2 с высоты 4,7 м, 0904-3 с высоты 8,2 м);

– прослой песков (8,2–9 м) с растительными остатками мощностью 0,8 м;

– растительная слоёнка (9–10 м) видимой мощностью 1 м (отобран образец 0904-4 с высоты 9 м над урезом воды, из подошвы слоя);

– растительная слоёнка в оползшем блоке мощностью 3–3,5 м.

Как видно из рисунка, органическая масса нижней половины разреза (ниже песков) формировалась в интервале времени от 6300 до 3900 лет назад. Не исключен перерыв в осадконакоплении между двумя нижними датированными слоями осадков. В интервале времени между 5100 и 3900 лет назад накопилось 3,5 м растительных остатков со средней скоростью 3 мм/год или 30 см/100 лет. Выше откладывались пески и снова слоёнка.

В четырех отобранных образцах анализировались споры и пыльца (палинолог Л.А.Савельева), а также макроостатки растительности (палинолог Е.А.Морозова).

Спорово-пыльцевые спектры трех нижних образцов единообразны. В осадке преобладает пыльца древесной и кустарниковой растительности (60–70 %), которая сейчас здесь не произрастает. Она представлена главным образом тремя таксонами Pinus s/g Haploxilon, Betula sp., *Alnus fruticosa* в количестве от 20 до 30 %. Кроме того, присутствуют пыльца Picea (8 %), Larix (3–5 %), Salix (2–5 %). Травянистая растительность представлена пыльцой семейства Cyperaceae (20–27 %) и разнотравно-злаковых группировок, в которые входят Poaceae, Brassicaceae, Artemisia, Asteraceae, Polypodiaceae, Rosaceae и др. Среди споровых растений доминируют споры сфагнумовых мхов, присутствуют споры папоротниковых, различных видов плаунов и споры сибирского плаунка. Во всех пробах обнаружены единичные зерна пыльцы дочетвертичных хвойных пород деревьев и споры. Пыльца и споры во всех пробах хорошей сохранности.

Спорово-пыльцевой спектр верхнего образца (с высоты 9 м над урезом воды) отличается от описанных выше преобладанием пыльцы трав, которая представлена семействами Poaceae (38 %), Cyperaceae (20 %) и разнотравьем. Здесь же высокое содержание пыльцы лиственницы (15 %) и присутствуют единичные формы устьиц хвойных пород, принадлежность которых к роду установить не удалось ввиду их плохой сохранности.

Из макроостатков растений в нижней части разреза (образец 0904-1) обнаружены осоки (30 %), пушицы (5 %) и хвощи (5 %). Из мхов встречаются Drepanocladus (25 %), Tomethypnym (25 %), Calliergon (5 %). Единичны находки *Comarum palustre*, Bryum, Aulacomnium.

Выше по разрезу (образец 0904-2) немного меняется видовой состав осок. Практически исчезает *Carex cespitosa*, но появляется *Carex rariflora*

(10 %). *Carex aguatilis* также составляет 10 %. Хвощ присутствует в единичных количествах, но зато появляются злаковые (10 %). Кроме того, отмечается увеличение разнообразия мхов (*Calliergon gigantenum* (20 %), Drepanocladus (20 %), *Calliergon cordifolium* (15 %), Bryum (5 %)).

В образце 0904-3 из травянистых растений опять же доминируют осоки разных видов, которые в совокупности составляют 30 %. Хвощ присутствует в небольшом количестве и составляет 5 %. 65 % остатков состоят из мхов, доминантами из которых являются *Calliergon cordifolium* (15 %), Drepanocladus (15 %), Tomethypnym (10 %).

Образец 0904-4 отличается более низким содержанием осок (25 %), довольно высоким содержанием злаковых (25 %) и Drepanocladus (30 %). Среди мхов присутствуют еще *Calliergon cordifolium* (15 %) и Campyllum (5 %).

Все образцы богаты органическим материалом малой степени разложения (до 30 % в самом нижнем образце) и очень хорошей сохранности. Все встреченные виды в настоящее время произрастают в тундре.

Результаты анализов показывают, что спорово-пыльцевые спектры и макроостатки, отложившиеся в одном месте и одновременно, значительно различаются составом растительности. Особенно явное различие в составе мхов – в слоёнке присутствуют споры сфагнумов и плаунов, а сама она состоит в основном из зеленых мхов. Более или менее совпадает травянистая растительность по пыльце и растительным остаткам. Преобладает пыльца и макроостатки осок. И в верхнем образце изменения состава пыльцы травянистых растений соответствуют изменению состава растительных остатков трав – оба анализа показали увеличение роли злаковых и уменьшение содержания осок. В макроостатках практически отсутствуют древесные породы, что, вероятно, свидетельствует о неизменном положении места описания в зоне тундр в интервале времени от 6300 до 3900 лет назад

Из собственных и предшествующих исследований следует, что органическая часть слоёнки практически не имеет разложения. Те максимальные 15 % степени разложения торфа, на которые указывает А.И.Гусев [1953], приходятся на неопределенные растительные остатки, т.е. на растительный детрит, который не является продуктом разложения, а приносится водой вместе с зелеными мхами и травянистыми растениями. В слоёнке, как видно из описаний, много остатков осоки, как корешков, так и листьев. Для торфа вообще не характерно наличие листьев осок, т.к. они быстро разлагаются [Денисенков, 2000].

Количество минеральной части в слоёнке очень различно от разреза к разрезу. В целом песка значительно больше в вершине дельты, чем в нижних ее частях. Наиболее опесчанен растительный материал в разрезах террасы

о. Тит-Ары – первого острова дельты. Там его количество составляет до 30–40 % объемной массы. В остальных разрезах песчаный материал составляет менее 10 % в разрезах слоёнки.

Скорость накопления слоёнки очень велика – от 0,2 до 1,6 м за сто лет. В скважине о. Самойловский (см. раздел 3.1.2.4) нижний метр этих осадков накопился за несколько десятков лет.

В разрезах слоёнки до 8 м мощности верхняя и нижняя части практически не различаются по степени разложения мхов.

Древесные остатки, торчащие из обнажений, как правило, значительно моложе скоплений мхов и растительного детрита, как показали радиоуглеродные датировки. Существует, по-видимому, какой-то механизм внедрения стволов плавниковой древесины в уже сформировавшиеся отложения первой террасы.

В целом описанные отложения очень далеки от залежей торфа по составу и текстуре.

«Торф – горючее ископаемое, относящееся к гуммитам и представляющее собой первую стадию превращения растительного материала по пути его преобразования в уголь. Накапливается в болотах из остатков отмерших растений, подвергшихся неполному разложению в условиях повышенной влажности и затрудненного доступа воздуха. Структура торфа бывает волокнообразной при низкой (до 25 %) и аморфной при высокой (50–65 %) степени разложения. Текстура большей частью неслоистая. Пористость торфа малой степени разложения очень велика (70–80 %), а сильно разложившегося – обычно незначительна» [Геологический словарь, 1973, с. 320].

Изученные в разрезах и скважинах отложения очень сильно отличаются от торфяных залежей по нескольким признакам.

1. Самая характерная черта этих отложений – слоистость, причем отлично выраженная повсеместно. Обычно она горизонтальная, но есть и волнисто-слоистые толщи слоёнки. Торф, как видно из определения, большей частью не имеет слоистости.

2. В отложениях слоёнки практически не наблюдается разложения накопившихся растений, что также не характерно для торфа.

Степень разложения показывает содержание в торфе аморфного вещества, состоящего из продуктов разложения исходной растительной массы и мельчайших, утративших клеточную структуру обрывков ее тканей. В природных условиях степень разложения изменяется в пределах 1–70 %. Максимальная величина степени разложения встречается у древесных и древесно-травяных видов торфа, минимальная – у моховых. При степени разложения около 70 % законсервировалось не более 17 % исходного орга-

нического вещества, а остальные 83 % составляют потери от минерализации до газообразных продуктов и воды и потери от вымывания. Остатки растительного волокна составляют менее 5 % от исходной органической массы [Лиштван, Король, 1975].

3. Мощности органоминеральных отложений в дельте р. Лены чрезвычайно велики по сравнению с торфяными накоплениями на севере Якутии. Максимальная зафиксированная мощность слоёнки, слагающей первую террасу, 8 м, а возраст этих накоплений от сотен до 2000 лет (минимальная скорость накопления органического материала 40 см за 100 лет). По данным Е.И.Скобеевой и Л.А.Симаковой [1983], торфяные залежи мощностью всего в 1 м в суровых условиях Севера Якутии формируются редко. И.П.Смирнов [1991] для сходных условий Анадырской низменности указывает на невозможность длительного формирования мощных торфяных залежей и также считает, что их предельная мощность не превышает 1 м. В лесной зоне Кольского п-ова скорости накопления торфа в суббореальное время составляли 3–8 см за 100 лет, а чуть позже – 1310–1100 лет назад – 18 см за 100 лет [Павлова и др., 2005]. Скорости накопления торфа в течение голоцена в южной тайге Западной Сибири колебались от 3,5 до 11,3 см/100 лет [Borren et al., 2004]. И это в благоприятных условиях торфонакопления. В зоне же суровой вечной мерзлоты дельты р. Лены с глубиной сезонного оттаивания деятельного слоя грунта всего до 30–40 см скорость накопления органогенного материала на порядок-два выше известных скоростей торфонакопления торфяных месторождений умеренной зоны.

4. В современных условиях дельты ни в одном из изученных водоемов не формируются торфяники из зеленых мхов. Многочисленные спущенные термокарстовые озера являют исследователю на дне всего несколько десятков сантиметров растительных остатков, достаточно хорошо разложившихся, с минеральной частью в виде песка и алеврита в различных пропорциях.

Таким образом, имея в виду описанные признаки слоёнки, можно заключить, что эти органоминеральные массы не накапливались в болотах, которые в данных условиях трудно представить, т.к. протаивание грунта на островах составляет всего несколько десятков сантиметров в течение не более трех месяцев в году. Возраст слоёнки указывает на ее очень молодое происхождение в тот период, когда природные условия не были кардинально отличны от современных.

Отложения слоёнки не являются и пойменными осадками. В современной пойме при значительных амплитудах колебания уровня воды в реке откладываются пойменные фации аллювия, нисколько не напоминающие

Рис. 30. Отложения поймы, о. Самойловский.

органоминеральные накопления островов дельты. Для пойменных осадков характерен песчаный состав, горизонтальная и косая слоистость отложений, заметное содержание растительного детрита, подчеркивающего текстуры осадков (рис. 30). Большие скорости течения в половодье также не способствуют значительному отложению легких мхов и растительного детрита.

Горизонтальные и волнисто-слоистые текстуры указывают на отложение слоёнки в бассейновых условиях. В более или менее застойных водоемах, где скорости течения не были велики, откладывались мхи, растительный детрит с переслаиванием песков и алевритов, которые свидетельствуют о том, что бассейны отложения были все же проточными. Для отложения мхов и осок, ранее смытых с поверхности тундры и частично вымытых из более древних разрезов островов дельты, были необходимы колебания уровня водоемов. В условиях колебания уровня водоема (приливы–отливы, сгоны–нагоны, паводки, межень) и в настоящее время на осушках накапливается растительный детрит. Для отложения такого рода осадков и в прошлом были необходимы колебания уровня синоптического масштаба, которые только и обеспечиваются в зоне влияния морского бассейна.

На отложение органоминеральных масс в подпорном эстуарии указывает строение первой террасы р. Оленёк. На расстоянии до 100 км от устья слоёнка, слагающая острова и часть берегов реки, ингрессионно залегает в нижней части долины. И в настоящее время эта область реки испытывает влияние морского фактора.

Моховая слоёнка также обнажается в разрезе на протяжении 300 м на восточном берегу Эбеляхской губы (в точке с координатами 72°47´24´´ с.ш., 140°49´11,5´´ в.д.), т.е. на берегу моря Лаптевых без современного речного влияния. Это останец бывших мощных накоплений такого материала в условиях бассейна, некогда закрытого от прямого влияния моря, но гидравлически связанного с ним. Аналогичные накопления неразложившейся растительности современных тундр мощностью до 15 м описывали Л.В.Тараканов и В.Ю.Бирюков [1974] в аккумулятивных террасах, срезаемых уступом размыва в Ванькиной губе (п-ов Широкостан в юго-восточной части моря Лаптевых). Эти исследователи также назвали эти толщи органогенных отложений торфом.

Так называемые торфяники широко развиты и на Новосибирских островах. Исследованный монолит торфа на о. Котельный [Анисимов, 2010], состоящий из неразложившихся гипновых мхов и трав, имеет мощность 3 метра, а возраст в кровле 3340, в подошве – 5460 радиоуглеродных лет. Изменений в спорово-пыльцевом составе по данным анализа 51 образца практически нет.

После отложения в летних условиях, зимой органоминеральные осадки промерзали или в условиях осушки, или подо льдом водоемов, имевших глубину до 2 м, в которых лед ложился на дно. Именно поэтому в отложениях первой террасы так широко и мощно представлены сингенетические повторножильные льды. Развитая система полигонов с жильными льдами обнаруживается при аномально низких стояниях уровня оз. Таймыр, и полигоны просматриваются под водой на его мелководьях. Оз. Таймыр из-за значительных колебаний уровня воды также являет собой пример формирования повторножильных льдов под покровом льда, ложащегося на дно, и их сохранения под слоем воды в течение нескольких месяцев лета [Большиянов, 2006].

Пока не совсем ясен вопрос – откуда сносилось такое количество моховой растительности? Зеленые мхи и осоки, преобладающие в ботаническом составе органоминеральных отложений дельты, не приносились издалека. Это типичные тундровые растения.

На различных мерзлотных полигонах о. Самойловский описан следующий состав современной растительности [Sachs et al., 2008].

На полигоне 1, низком, с водой в центре: *Drepanocladus revolvens* – 90 %, *Carex chordorrhiza* – 10 %.

На полигоне 2, высоком, без воды в центре: *Hylocomus splendens* – 85 %, *Tomentypnum nitens* – 10 %.

На полигоне 3, с массивным валиком и водой в центре (одна сторона полигона как валик деградировала): *Drepanocladus revolvens* – 90 %, *Carex*

chordorrhiza – 10 %, *Carex concolor* – 10 %. Валик 3-го полигона: *Hylocomus splendens* – 60 %, *Rhytidium rugosum* – 30 %, *Carex concolor* – 4 %.

На полигоне 4, с хорошо развитыми валиками и полной изоляцией понижения (с высоко стоящей водой) от внешних источников воды других полигонов: *Scorpidium scorpidoides* – 100 %, *Carex chordorrhiza* – 8 %, *Carex concolor* – 3 %.

Как видно из приведенных списков, состав современной растительности близок к ископаемым отложениям слоёнки – в нем преобладают зеленые мхи и осоки.

Обычно р. Лена в период половодья несет больше древесных стволов и мелкого древесного и растительного детрита.

Условия смыва растительного покрова тундры могли складываться при повышении уровня устьевых водоемов, причем не только во время половодья и нагонов, но и в результате более длительного (десятки-сотни лет) повышенного стояния уровня приемного водоема. Дельта р. Лены на протяжении последних нескольких тысяч лет представляла собой многочисленные протоки и эстуарии, в значительной степени изолированные от приемного водоема, т.к. река и море продолжали размывать значительные остатки суши, некогда существовавшей на акватории моря Лаптевых [Большиянов и др., 2008], в частности на территории современной дельты. Подпор со стороны моря способствовал смыву с суши растительного покрова и переотложению его в толщи слоёнки. Кроме современных растений в заново формирующиеся осадки слоёнки попадали точно такие же зеленые мхи, имеющие большое значение в строении ледового комплекса пород. Ведь именно ледовым комплексом пород были сложены исчезнувшие теперь острова и массивы суши в море Лаптевых.

3.2. ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ДЕЛЬТЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ТЕРРИТОРИЙ, СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

3.2.1. Геоморфологическое строение отдельных участков

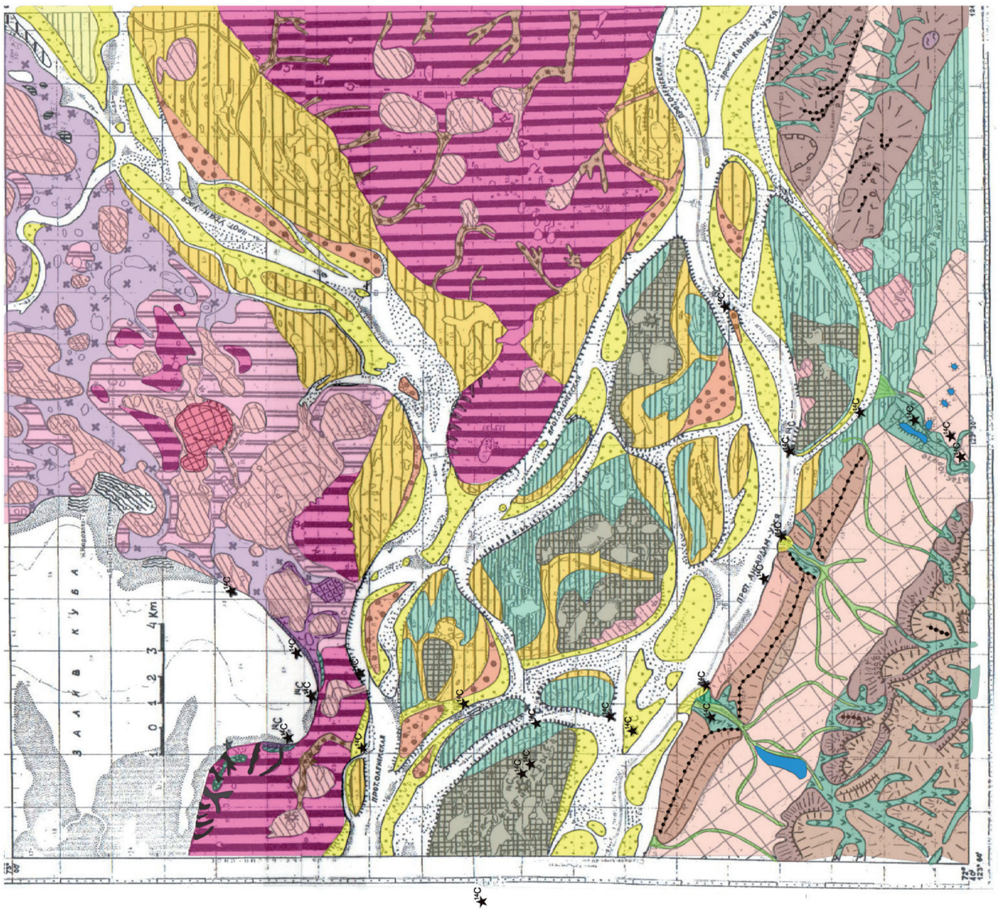
3.2.1.1. Устье Оленёкской протоки

Геоморфологическая съемка устья Оленёкской протоки проведена летом 2000 г. Съемка сопровождалась изучением строения рыхлых отложений, слагающих острова дельты и предгорья кряжа Чекановского. В результате съемки и дешифрирования аэрофотоснимков составлена геоморфологическая карта исследованного района в масштабе 1:100000. В данной работе она приведена в измененном масштабе (рис. 31).

Особенностью строения данного участка земной поверхности является то, что он расположен там, где сосуществуют три типа рельефа. На юге – низкогорный рельеф кряжа Чекановского в виде гор Ангардам-Таса. В средней части – аллювиально-эстуарный плоский рельеф островов Оленёкской протоки дельты р. Лены, на севере – островное морское побережье Оленёкского залива моря Лаптевых.

Низкие горы Ангардам-Таса на исследованном участке представляют собой куэстовую гряду с наибольшей высотой 539 м – гора Содуом-Хаята. Триасовые и меловые песчаники, глинистые сланцы, аргиллиты, падающие в южных направлениях под углами 5–10°, образуют пологие южные склоны той же крутизны. Северный склон гряды имеет крутизну 20–40°, отчего куэстовый рельеф выражен чрезвычайно отчетливо. Однако он не представляет собой единого уступа. Широкие V-образные долины с прямыми склонами, ориентированные в северо-восточном направлении, разделяют уступ на ряд останцов – куэст. В южном направлении высоты гряды уменьшаются до 300 м. Низкие горы интенсивно денудированы эрозией, образовавшей широкие долины, затушевывающие моноклинальное падение пород, которое в уступах явно проявляется в виде куэст. Пологие нетеррасированные склоны долин в редких случаях осложнены каровыми нишами, в которых иногда залегают перелетовавшие снежники. Северо-западная ориентировка куэстовой гряды совпадает с направлением разломов земной коры. Так, на закартированной площади отчетливо выделяется тектоническая долина между главной куэстовой грядой гор Ангардам-Таса и низким (до 250 м) 17-километровым хребтом вдоль протоки Ангардам-Уэся. Эта долина шириной до 3 км имеет плоское дно, в котором выработаны долины стекающих с гор рек. В них по небольшим обнажениям можно видеть сложно перемятые триасовые и меловые породы, свидетельствующие об интенсивных тектонических движениях по зоне разломов. Вне долины эти отложения моноклинально падают к югу. Кроме того, направление стока Оленёкской протоки также определяется этим же северо-западным направлением, что косвенно свидетельствует о заложении гидрографической сети по зоне разломов в земной коре.

В пределах низкогорной части закартированной территории впервые обнаружены останцы террасы высотой 30–40 м в устье р. Тас-Юряге, впадающей в один из водотоков системы Оленёкской протоки. Наиболее крупный останец (72º41´06,3´´ с.ш., 123º29´52,1´´ в.д.) представляет собой хорошо выраженную площадку террасы длиной 1,5 км, полого снижающуюся в сторону Оленёкской протоки. Терраса цокольная. На коренных аргиллитах и глинистых сланцах залегает тонкий чехол (до 3,5 м) песчано-гравийно-галечного материала. Пески и галечники переслаиваются. Галеч-



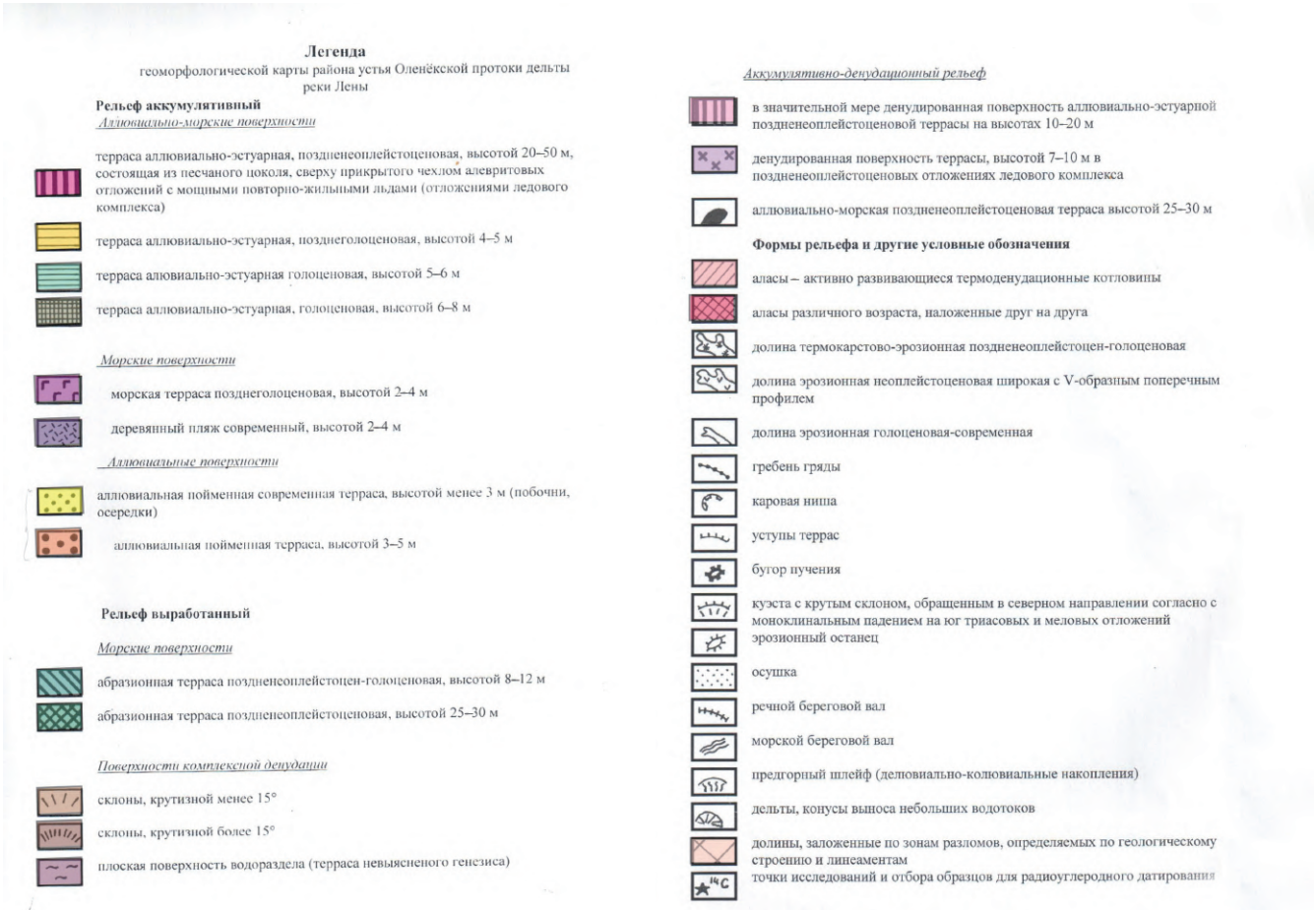


Рис. 31. Геоморфологическая карта устья Оленёкской протоки.

ники характеризуются горизонтальным расположением уплощенных галек и гравийным заполнителем, что является свидетельством пляжевого или аллювиального происхождения. На морское влияние указывает сильная степень засоленности рыхлых отложений. Из рыхлого чехла к подошве террасы стекают солифлюкционные потоки, которые, распластываясь по пойме реки, образуют поверхности типа такыров – насыщенные солями корки с трещинами усыхания. Эти поверхности являются излюбленным местом оленей, утоляющих здесь солевой голод. Состав солей указывает на морской генезис отложений (см. раздел 3.1.2.1). Геоморфологическое положение останцов свидетельствует о том, что эти отложения сформировались при впадении р. Тас-Юряге в бассейн, уровень которого был выше современного уровня моря, как минимум, на 30 м.

Средняя часть закартированной площади занята каналом Оленёкской протоки, который расширяется здесь до 14 км. Канал занят многочисленными островами, которые нельзя назвать пойменными. Острова представляют собой эрозионные останцы, состоящие из аллювиально-эстуарных отложений, сформировавшихся на различных этапах голоцена. Пойменные острова, побочни и осередки окаймляют эти островные массивы.

Низкая пойма высотой менее 3 м представлена побочнями и осередками, сложенными песками со скоплениями в виде прослоев и линз растительных остатков. (Здесь и далее высотные отметки приведены относительно меженного уровня реки в конце августа 2000 г.) Пойма находится в стадии интенсивного формирования, и после спада полых вод ее песчаная поверхность едва покрыта пионерной растительностью. Например, на о. Содуом-Ары растительность представлена хвощами, злаковыми, пушицей, кустарником ивы. Радиоуглеродный возраст растительных остатков с глубины 0,5 м от поверхности полутораметровой поймы о. Содуом-Ары (координаты 72°50,25´ с.ш., 123°11,59´ в.д.) составил 1770±50 лет (ЛУ-4572). Наиболее низкие части низкой поймы вообще лишены растительности и подвержены развеванию ветром. Часто на ее поверхности залегает плавниковая древесина в виде обломков древесных стволов.

В Оленёкской протоке и ответвляющейся от нее протоке Ангардам-Уэся эти образования носят название «песков» и, по сути, должны быть сложены современными перемещаемыми рекой песками. Однако отобранный растительный детрит с глубины 0,5 м из песков Оленг-Суолун-Кумага в средней части протоки Ангардам-Уэся (координаты72°47´21,2´´ с.ш., 123°07´30,7´´ в.д.) имеет радиоуглеродный возраст 3400±60 лет (ЛУ-4563). Это указывает или на переотложение древних растительных остатков в современные пески, или на размыв острова, бывшего на месте осерёдка.

Высокая пойма (3–5 м) слагается переслаивающимися песками, алевритовыми песками, содержащими различное количество растительного детрита в виде детрита древесины, травяных и моховых волокон, а также обломков древесины. Слоистость отложений преимущественно горизонтальная, реже волнистая. Поверхность высокой поймы первично полигональна со слабым развитием жильных льдов, находящихся на первых стадиях развития. О времени ее формирования можно судить по возрасту обломка плавниковой древесины, залегавшего в 2,8 м выше уреза воды в эрозионном уступе о. Харыялах в протоке Кюрюльген-Уэся (72°44´48´´ с.ш., 123°38´40´´ в.д.), – 410±60 лет (ЛУ-4564).

Еще три поверхности, выделяемые в канале Оленёкской протоки, имеют более древний облик. Низшая из них – аллювиально-эстуарная терраса на высотах 4–5 м. В отличие от высокой поймы, находящейся на той же высоте, аллювильно-эстуарная терраса имеет хорошо развитые полигоны, заболоченную поверхность и широко развитые древние элементы русловой сети: старицы, береговые валы. Озера, развитые на ее поверхности во множестве, имеют старичное происхождение. Радиоуглеродный возраст растительных остатков из террасы левого берега протоки Джахсэ, омывающей с юга о. Улахан-Ары (координаты точки отбора 72°42´48,8´´ с.ш., 123°29´58,8´´ в.д.), составил 2390±50 лет (ЛУ-4569).

Аллювиально-эстуарная терраса высотой 5–6 м сложена переслаивающимися песками, алевритовыми песками и растительным детритом. Ее поверхность испещрена термокарстовыми котловинами, заполненными озерами. Отлично выражена полигональность в заболоченной тундре. Возраст слагающих ее осадков определяется по растительным остаткам, отобранным с высоты 4 м над урезом воды в протоке Самоим-Уэся, из 7-метрового уступа размыва террасы в оголовье о. Тыалыр-Менгнях-Арыта (координаты 72°45´28,9´´ с.ш., 123°10´27,8´´ в.д.). Радиоуглеродный возраст равен 1710±60 лет (ЛУ-4568). Однако более поздние гидрологические события продолжали способствовать наращиванию высоты этой террасы. Так, на рядом расположенном о. Бёлькёй-Арыта (72°49´03,8´´ с.ш., 123°09´33,4´´ в.д.) погребенная древесина с площадки террасы высотой 6 м имеет возраст 220±40 лет.

Наиболее высокой среди островных голоценовых поверхностей является поверхность 6–8-метровой аллювиально-эстуарной террасы. Она имеет наиболее древний облик, большие термокарстовые котловины. Полигональность выражена хуже по сравнению с более низкими поверхностями из-за интенсивного развития термокарста. Эта поверхность сложена той же слоёнкой – переслаиванием песков и алевритов с растительными остатками.

Переслаивание обусловлено различным содержанием растительных остатков в прослоях песка и алевритового песка. Термоэрозия иногда образует вертикальные стенки обрывов, сложенные слоёнкой. Обрывы образуются после обваливания блоков мерзлых пород по ледяным жилам в результате эрозионного и теплового воздействия полых вод.

Вздыбленные в результате морозного пучения отложения высокой аллювиально-эстуарной террасы в ледяном холме на о. Бёлькёй-Арыта показывают, что их нижние слои откладывались в более динамичной среде. На это указывает волнистая и косая слоистость песчано-алевритовых отложений. Однако незначительные размеры серий косослоистых песков (первые сантиметры) свидетельствуют о слабом течении в водоеме, где шло их формирование. Возраст этой фазы развития дельты как-то может характеризовать радиоуглеродная датировка растительного детрита из косослоистых серий осадков булгунняха о. Бёлькёй-Арыта (координаты72°49´31,9´´ с.ш., 123°05´15,8´´ в.д.) с глубины 7,4 м от поверхности бугра пучения – 6020±110 лет (ЛУ-4561).

Терраса о. Улахан-Ары (рис. 20, № 16), которая по высоте также принадлежит к самой высокой аллювиально-морской поверхности, сложена горизонтально переслаивающимися песками, алевритами и растительными остатками. Здесь в восьмиметровом эрозионном уступе отложения датированы радиоуглеродным методом. Растительные остатки на высоте 0,5 м от уреза воды имеют возраст 2600±50 лет (ЛУ-4642), а на высоте 5,6 м от воды – 790±40 лет (ЛУ-4542). Такие отложения могли откладываться в водоеме со слабопроточным режимом, поэтому его существование ограничено приведенными датами. Судя по характеру разреза, водоем существовал между 2200 и 500 годами до наших дней. Затем ситуация изменилась в сторону падения уровня приемного водоема, быстрого накопления песков с растительными остатками во время половодий при еще высоком уровне эстуария и размыва накопленной толщи за последние 400–500 лет. Имея в виду, с одной стороны, современную внутригодовую амплитуду колебаний уровня воды в Оленёкской протоке (4–5 м) и принимая ее за таковую же 2000 лет назад; и, с другой стороны, необходимую глубину бывшего бассейна (3–4 м) для отложения растительного детрита, приносимого в эстуарий рекой и впадающими притоками, подъем уровня приемного водоема в то время можно оценить величиной не менее 5–7 м.

К северу от Оленёкской протоки острова имеют высоту до 45 м и состоят из песчаных отложений. В разрезах о-вов Кюрюэлях-Сис и Харданг горизонтально слоистые кварцевые пески переслаиваются с алевритами, содержащими растительные остатки, а также с моховыми горизонтами. Иногда в толщу песков сверху внедряются ледяные жилы. В некоторых слоях

песков сконцентрированы мелкая галька кварца, яшмы, сердолика, которая концентрируется на некоторых склонах в результате ветрового развевания песков. Преимущественно горизонтальная слоистость песков редко меняется на волнистую и диагональную косослоистую. Это отложения слабопроточного бассейна имеют видимую мощность до 25–30 м.

Залегающие сверху отложения ЛК мощностью до 10 м содержат значительно большее количество растительных остатков. Слабо разложившийся моховой торф иногда образует прослои до нескольких десятков сантиметров толщиной. Слоистость осадка также горизонтальная, хотя часто трудно распознаваемая в результате глубокого промерзания, из-за шлировой текстуры и значительных деформаций отложений в результате развития мощных ледяных жил. Слоистость видна только в разрезах тех байджарахов, где алевритовые разности отложений преобладают над растительным детритом. Байджараховый рельеф наиболее характерен для частей островов, подвергающихся размыву со стороны проток, или внутренних частей островов по бровкам термокарстовых котловин и локальных эрозионно-термокарстовых долин.

Контакт между двумя толщами чаще резкий, но наблюдается и постепенный переход от нижележащих песков. Ледяные жилы из отложений ЛК изредка вклиниваются в нижележащие пески, но неглубоко. Отложения ЛК также, вероятнее всего, откладывались в водных условиях. Между накоплением подстилающих песков и отложений ЛК не было значительного перерыва. Только для верхней пачки отложений характерен иной гидрологический режим в бассейне седиментации, т.к. он стал мельче. Пески, алевриты и растительные остатки откладывались в мелководном бассейне, который имел очень неравномерный режим в течение года. Летом, отложившись при повышенном положении уровня бассейна, зимой они промерзали при обсыхании. Немногочисленные прослои мохового торфа в верхней пачке отложений указывают на время периодически происходивших переходов условий седиментации от бассейна к субаэральным условиям, господствовавшим здесь на протяжении более длительного периода, чем зимний сезон. Время формирования этих отложений – конец позднего неоплейстоцена, а именно каргинское время. Полученные к настоящему времени абсолютные датировки отложений (в основном 30–40 тыс. лет назад) свидетельствуют об этом и о том, что формирование обеих толщ отложений песков и ЛК не было разделено значительным временным интервалом [Schirrmeister et al., 2011 б]. Указанная статья содержит результаты датирования отложений различными способами, но ее авторы придерживаются точки зрения, что подстилающие пески и отложения ЛК – это совершенно разные толщи и между ними нет ничего общего, тем более намеков на приморское происхождение обеих толщ.

Тундра высоких островов имеет полого-увалистый рельеф. Термокарстовые котловины и долины осложняют этот спокойный рельеф. Типичная термокарстово-эрозионная долина глубоко врезана в п-ов Эбе-Басын-Сисё на северо-востоке картируемой территории. Ее глубина до 15 м, поперечный профиль долины V-образный. Долины притоков зависают над дном основной долины, которое представляет собой изолированные термокарстовые котловины с практически отсутствующим течением. Эта особенность характерна для термокарстовых долин – они не имеют типичных русловых форм рельефа, и вода протекает по густо заросшему травой дну долины. Термокарстовые долины в верховьях пересекают термокарстовые котловины, озера которых и были спущены по долинам в голоцене.

В отличие от сравнительно крупных термокарстовых долин, края островов часто изрезаны глубокими короткими долинами, сток по которым осуществляется только во время снеготаяния. Наличие свежих по форме значительных конусов выноса в устье таких долин, на пляже заливов или проток, указывает на их молодость и катастрофические процессы транспорта обломочного материала в результате протаивания отложений или поступления воды из обширных снежников. Водосбор таких долин очень ограничен, и невозможно себе представить, чтобы катастрофические паводки имели место в результате выпадения атмосферных осадков.

Протаивание отложений приводит к формированию термокарстовых котловин, которые активно разрушают как высокие, так и низкие острова устья Оленёкской протоки. Несколько уровней аласов в одной и той же котловине указывает на неоднократное повторение аласообразования во время голоцена.

В северной части картируемой территории поверхность о-вов Кюрюэлях-Сис и Турах-Сисё понижена в результате денудации, термоденудации и, возможно, абразии. На юго-восточном побережье залива Куба отложения ЛК залегают прямо от поверхности пляжа и имеют видимую мощность до 5 метров. Однако не исключено, что эти алевриты с растительным детритом и мощными ледяными жилами имеют голоценовый возраст. Со стороны Оленёкской протоки и на юго-западном побережье залива Куба подошва отложений ЛК залегает на высоте 15–20 м.

На склонах, обращенных к заливу Куба, есть абразионные террасы высотой 25–30 (поздненеоплейстоценовая) и 8–12 м. Позднеголоценовая аккумулятивная морская терраса имеет высоту 2–4 м. Она замечательна тем, что частично сложена плавниковой древесиной. На южном побережье залива пляжи высотой 2–4 м сложены различными фракциями древесного детрита (древесными песком, гравием и галькой). Терраса высотой 2–4 м

образуется по аласам, съедаемым морем. Такую сложную картину взаимодействия аласов и морской террасы можно наблюдать на восточном берегу залива Куба – на п-ове Биес-Пастах-Тумула, где морские береговые валы залегают на дне аласа, подрезаемого в результате волновой деятельности.

Возраст первой морской террасы высотой 2–4 м определен по содержащейся в ней плавниковой древесине. На южном побережье залива Куба в точке с координатами 72°53´39´´ с.ш., 123°19´ в.д. древесина датирована возрастом 750±40 лет (ЛУ-4545). На поверхности этой же террасы залегает молодая древесина возрастом 180±50 лет (ЛУ-4547), фиксирующая собой штормовой заплеск или более длительное стояние уровня моря, повышенного по сравнению с современным.

На западном побережье залива Куба, в одном из распадков, открывающемся устьем к заливу (координаты 72°53´47,8´´ с.ш., 123°10´11,2´´ в.д.), на высоте 2,2 м от уреза воды в заливе, в толще переслаивания растительных остатков, песка и алеврита, плавниковая древесина имеет радиоуглеродный возраст 1220±40 лет (ЛУ-4544). Здесь же, на западном побережье залива Куба, в абразионном останце аккумулятивной террасы высотой до 4 м плавниковая древесина, залегающая на высоте 2,5 м, имеет возраст 1170±50 лет (ЛУ-4548).

Неожиданные результаты дало датирование растительного детрита из песчаного тела, прислоненного к абразионному уступу на западном побережье залива Куба. Геоморфологическое положение этого тела дает возможность предположить его принадлежность к террасе высотой 8–12 м, площадка которой иногда четко прослеживается по берегу залива. Возраст детрита, отобранного с высоты 4,5 м над уровнем воды в заливе, составил 3620±60 лет (ЛУ-4551).

Таким образом, строение поймы и островов в канале Оленёкской протоки на закартированной площади свидетельствует о том, что основные массивы островов формировались в условиях слабопроточного водоема, которым был эстуарий этой протоки. Каждый из этапов повышенного уровня характеризовался накоплением эстуарных отложений, богатых растительным детритом. Последующее снижение уровня приемного водоема – моря Лаптевых – вызывало эрозионную фазу развития эстуария, на которой накопленные ранее отложения размывались и выносились в Оленёкский залив. Мозаичность строения островов, разный возраст одновысотных поверхностей аллювиально-эстуарных террас позволяют предположить несколько фаз накопления при высоком уровне моря и последующих фаз размыва массивов отложенных осадков. Один из последних этапов накопления осадков в эстуарии при повышенном уровне моря Лаптевых фиксируется осадками,

накопленными в размываемом о. Улахан-Ары. Время повышенного стояния уровня бассейна ограничено возрастными рамками 2200–500 лет назад. Возраст первой морской террасы на побережье залива Куба (1200–700 лет) также свидетельствует о повышенном уровне моря в то время.

180–220 лет назад плавниковая древесина была заброшена на высоту 4 м на первую террасу залива Куба и шестиметровую аллювиально-эстуарную террасу о. Бёлькёй-Арыта. Это повышенное положение уровня моря было кратковременным, но, возможно, более длительным, чем обычные здесь повышения уровня во время нагонов. С тех пор в устье Оленёкской протоки преобладает размыв, который неизбежно сопровождает понижение уровня приемного бассейна. Одним из интересных свидетельств этому служит обнажение более древних осадков в песках Оленг-Суолун-Кумага. Можно предполагать, исходя из древнего (3400 лет) возраста осадков, его слагающих, что эти пески являются эрозионным останцом древней террасы.

Геоморфологическое и геологическое строение закартированной площади показывает, что как на протяжении конца позднего неоплейстоцена, так и в голоцене условия седиментации принципиально не отличались. Колебания уровня моря Лаптевых имели определяющее значение для накопления минеральных осадков и растительного детрита, выносимых рекой на взморье.

3.2.1.2. Цетральная часть дельты

Вершина и центральная часть дельты р. Лены начинаются от оголовья о. Тит-Ары. Здесь река, стесненная склонами долины со скальными берегами шириной 8–9 км, ниже острова резко расширяется до 27–30 км (рис. 32). На дне долины в месте расширения речной поток откладывает огромное количество песчаного материала в результате своего распластывания и замедления скорости течения. Поэтому все расширение долины занято песками, среди которых река оставляет старицы или слабопроточные рукава при падении уровня в межень. Основной сток реки проходит по руслу, прижатому к правому скальному склону, сложенному пермскими породами. Скалы эродируются мощным потоком, и поэтому склоны высотой до 150–200 м очень круты, вплоть до отвесных участков, например у о. Тит-Ары. Сток по левой Булкурской протоке существует только при наивысших уровнях половодья и замирает к межени. Перекос поверхности здесь очень ощутим и не требует особых иных доказательств, кроме карты, показывающей прижатое к скалам Главное русло р. Лены. О. Тит-Ары, имеющий высоту до 64 м, в основании сложен дочетвертичными породами, перекрытыми в нижней части аллювиально-эстуарными накоплениями. Возраст аллювия и слоёнки до 4000 лет. Остров активно размывается в половодье со стороны

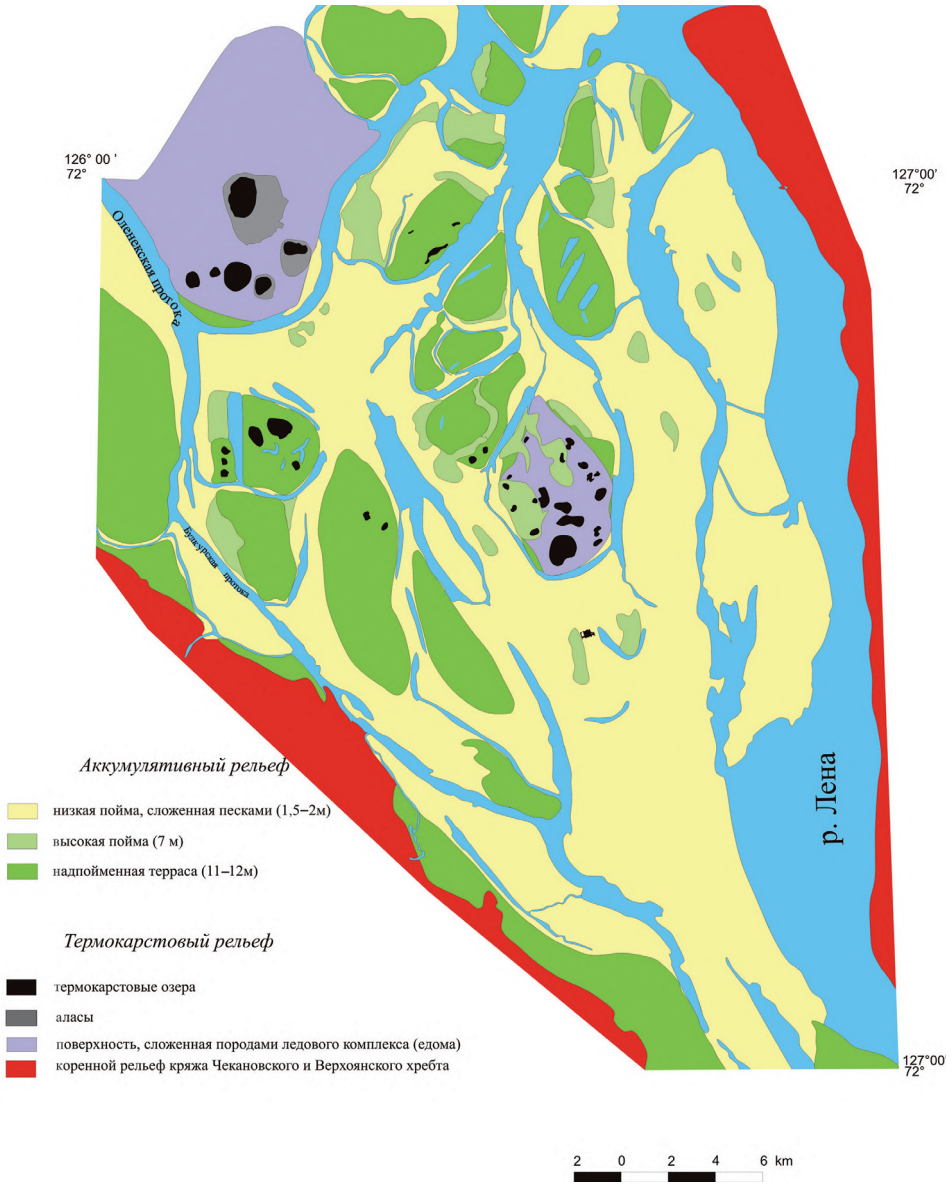


Рис. 32. Геоморфологическая схема центральной части дельты р. Лены.

Главного русла, а с юго-запада наращивается песками. Эрозия и аккумуляция происходят в этой части дельты очень активно. В расширении есть останцы старых островов, например останец ЛК, представленный крупным безымянным островом из группы о-вов Сордох-Ары в центре раструба (72º12´ с.ш., 126º38´ в.д.). Его высота до 29 м. По краям острова нет выходов ЛК, т.к. он

прикрыт прислоненными отложениями слоёнки (возрастом 3830±110 лет, ЛУ-5604) и песков. Но вся его поверхность, изъеденная термокарстовыми котловинами и аласами, свидетельствует о наличии в центре острова останца ЛК. По склонам аласов растут лиственницы высотой до 2,5 м (северная граница лиственницы в дельте).

Другие острова представлены останцами первой террасы высотой 10–15 м и более низкими островами. По характеру островов, состоящих из разных геологических тел, видно, что здесь, в вершине дельты, этапы накопления сменялись эрозионными этапами, приводившими к полному или частичному разрушению островов и причленению к останцам размытых массивов более молодых отложений. Например, о. Самойловский, который из всех островов дельты изучен наиболее хорошо, состоит из двух частей (рис. 26) – восточная большая часть представлена тундрой с хорошо развитыми полигонами и возрастом отложений слоёнки до 3,5 тыс. лет. Но эта часть острова была размыта, и к ней с запада причленились пески возрастом 300–400 лет, на которых мерзлотные процессы только начались, да еще осложняются подтоплением при высокой воде половодья.

Резкие очертания более древнего останца острова с запада показывают, что остров, скорее всего, размывался потоком, который был направлен с запада – из Оленёкской протоки, т.е. в противоположном современному потоку направлении. И в настоящее время Оленёкская протока иногда течет вспять из-за ледовых заторов ниже устья Булкурской протоки. Но во время эрозии о. Самойловский с запада противоположный поток должен был действовать более значительное время.

Левый берег Булкурской протоки представлен первой террасой высотой до 13–15 м. Здесь первая терраса образована слоёнкой, и ее мощности достигают 8 м.

Таким образом, вершина дельты р. Лены – это область аккумуляции и размыва отложений и островов, как в настоящее время, так и в прошлом. Отложение слоёнки говорит о том, что и до этой части дельты в прошлом периодически распространялся подпор со стороны моря. Его влияние сказывалось даже в вершине дельты. В скважине глубиной 26 м на о. Самойловский на забое обнаружена створка морской планктонной диатомеи *Thalassiosira kryophila* (определение З.В.Пушиной), на глубине 14 м – диатомовые водоросли алкафилы и индифферентные к солености виды, на глубине 11 м – диатомовые водоросли галофилы.

В периоды пониженного уровня приемного водоема ранее созданные массивы островов размывались и материал переоткладывался тут же, формируя обширные мели, или пески, как они здесь называются.

3.2.1.3. Район острова Сардах-Хая

Самыми заметными формами рельефа этого района дельты являются северные склоны Хараулахского хребта, подмываемые Быковской протокой, и о. Сардах, который выделяется блинообразной формой куполовидного поднятия среди массивов низких террас (рис. 33).

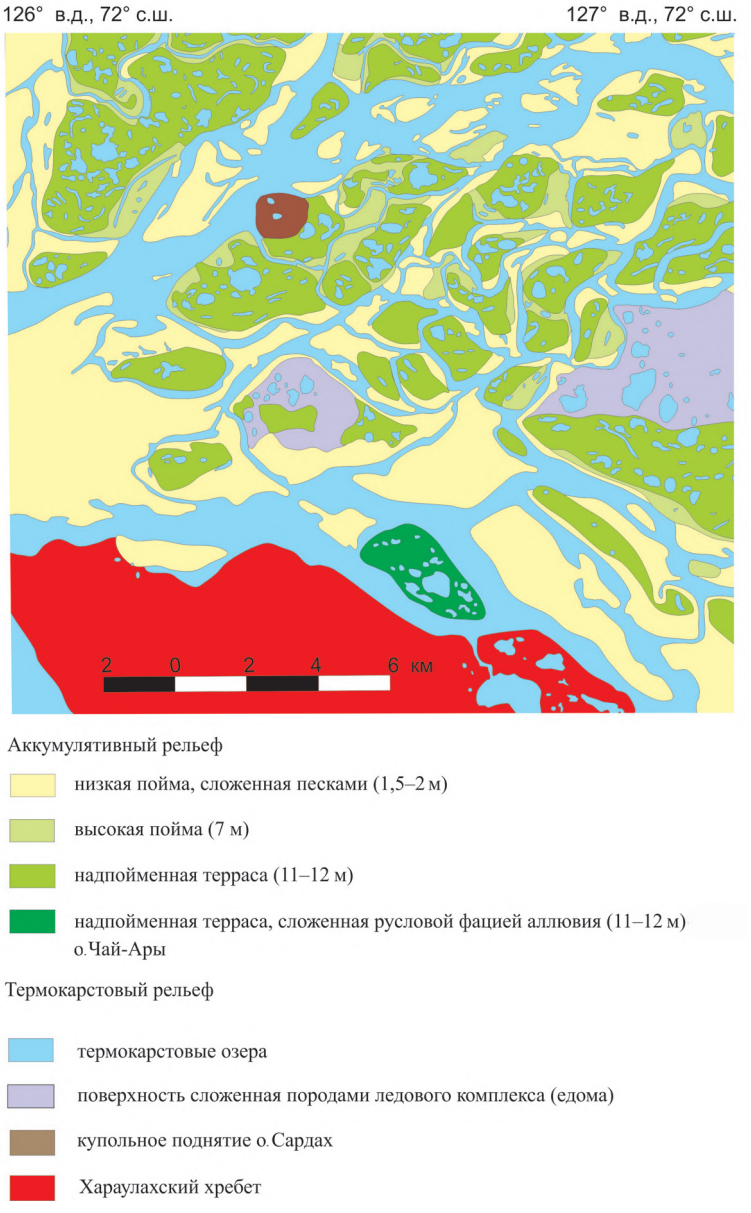


Рис. 33. Геоморфологическая схема района о. Сардах-Хая.

Хараулахский хребет подходит к реке низкогорьями Приморского кряжа с высотами 200–300 м. Только несколько вершин имеют более высокие отметки. Склоны гор прямые, слегка вогнутые. Площадки или вершины выровненные или конусообразные. На длинных склонах часты хребтики – гряды, выработанные в девонских породах. Долины, разрезающие горы в нижнем течении рек, корытообразны, четких террас в них не наблюдается. Гора Тылаах высотой 428 м в верхней части склонов бугриста в связи с выветриванием песчаников, аргиллитов и нивелированием склонов в результате действия крипа и солифлюкции. Между двумя вершинами горы – солифлюкционный поток, хорошо выделяющийся валиками. На склоне горы примерно на высоте 80 м есть терраса, выраженная узкой и прерывистой абразионной площадкой. Более четкая терраса находится на высоте 200 м.

Следующая вверх по течению Быковской протоки гора Ыысыы высотой 383 м покрыта крипово-солифлюкционными буграми, которые на высоте около 200 м сменяются более ровным и прямолинейным солифлюкционным склоном. На склоне горы, на высоте 15 м над протокой выработана абразионно-эрозионная терраса высотой 15 м и протяженностью до 300 м. У подножия горы Ыысыы со стороны реки, в точке с координатами 72º12´48,1´´ с.ш., 127º58´31´´ в.д., терраса высотой 6–9 м сложена валунно-галечными отложениями. Они составляют конус выноса и прилегают в 40 м выше по течению к останцу дочетвертичных пород, представленных песками белесовато-серыми с алевролитами, алевритами, углефицированными аргиллитами. Они падают под углами 10–15º на юго-запад. Эти породы считаются палеогеновыми [Государственная геологическая карта, 2001].

Горы Булункан, сложенные меловыми породами, состоят из четырех вершин, три из которых с выровненными вершинами и почти одной высоты. Только четвертая вершина имеет разрушенный острый гребень. Склоны вершин слегка вогнутые из-за действия солифлюкции в нижних частях склонов. На склонах вышерасположенных (по течению) гор Хыыргас и Крест-Хомо выработана узкая терраса высотой 25 м.

У подножия гор образованы аккумулятивные террасы высотой 8–10 и 10–12 м.

Несколько конусов выноса, выдвинутые в Быковскую протоку, стесняют ее течение и отодвигают русло на расстояние до 5 км от подножия гор. Эти конусы, сложенные галечниками и гравийниками, а также песками, образованы потоками талых ледниковых вод во время Малого ледникового периода. Начиная от залива Неелова эти конусы образованы следующими реками, стекающими с Приморского кряжа Хараулахского хребта: Улахан-Биллээх (ширина конуса выноса 2 км), Кысам-Юряге и Туоруур-Тас-Юряге

(ширина до 4,5 км), Атырдаах-Юряге (до 3 км), Тыылаах-Юряге (до 3 км), рекой, стекающей с гор Бырдахтаах-Хаята (до 3 км), реками Булункан-Юряге и Эбэлээх-Юряге, образующими самый обширный конус выноса, простирающийся вдоль Быковской протоки на 12 км и выступающий за линию подножия гор на 4,5–5 км. Его обширность и объем объясняются наибольшей площадью водосбора этих двух рек. Верхняя по течению реки часть конуса выноса образована одновременно с о. Чай-Ары.

О. Чай-Ары уникален тем, что это единственный остров дельты, сложенный аллювиальными отложениями, причем даже русловой фации. В его цоколе до высоты 3 м над меженным уровнем Быковской протоки выходят серые и красно-коричневые девонские аргиллиты, падающие на юго-юго-запад под углами 7–12°. На коренном цоколе залегают галечники и пески мощностью до 3–5 м. Датирование растительного детрита из контакта галечников и кроющих их песков в бровке террасы высотой 5–10 м показало возраст в 50–60 лет (лабораторный номер образца, обработанного в лаборатории Университета г. Киль, – KIA-38588). Пески и галечники также вскрыты в бровках котловины озера диаметром до 1 км, расположенного в нижней части острова. Галечники во вскрытой толще представлены осадочными породами, кварцем, изверженными породами в меньшей степени. Пробы галечников с приверха острова (бечевник и валы напора льда) показали преобладание изверженных пород (гранитоиды, порфириты, диабазы) и гальки из яшмы, халцедона, кварца.

Остров является по существу современным образованием и поэтому резко отличается от всех других островов дельты, которые сложены аллювиально-эстуарными накоплениями (слоёнка и песок). Процесс образования полигонов на поверхности острова только начинается, и в его отложениях не наблюдается повторно-жильных льдов.

На закартированной площади также выделяются останцы ЛК, представленные о-вами Боотулу-Сисё и Собо-Сисё. Эти острова, как и другие останцы ЛК в дельте, сложены песчано-алевритовыми отложениями с большим количеством аллохтонного торфа, вернее слоёнки, и мощными ледяными жилами. Массив ЛК еще недавно преграждал путь стоку речных вод на восток по Быковской протоке, и основное направление стока было ориентировано на северо-запад, что задавалось массивом ЛК, занимавшего пространство от Приморского кряжа до северной широты 72°40′. В то время не существовало еще Быковской протоки, а сток на восток осуществлялся по центральной системе проток с ответвлением по северной части Трофимовской протоки. Склоны этой ограничивающей сток долины восстановлены на геоморфологической карте А.И.Гусева [1953].

О. Сардах-Хая, выделяющийся своей правильной, почти округлой в плане формой, имеющий в поперечнике 2,5 км, сложен дочетвертичными и прислоняющимися к ним поздненеоплейстоценовыми осадками. Как показали геологические исследования (см. раздел 3.1.1) и буровые скважины, о. Сардах-Хая является воздымающейся куполовидной структурой.

3.2.1.4. Долина реки Урасалах

Сплав по р. Урасалах летом 2003 г. от низких гор кряжа Прончищева к берегу моря Лаптевых (рис. 34) позволил получить новые данные о геологическом и геоморфологическом строении междуречья рек Оленёк и Анабар [Макаров и др., 2008]. Эта часть побережья моря Лаптевых исследовалась в середине XX в., но результаты этих исследований опубликованы только в одной книге [Жуков и др., 1968], на которую практически никто из современных исследователей не ссылается. А фондовые отчеты этих исследователей для широкого круга специалистов недоступны. Поэтому новые материалы с современными датировками четвертичных отложений и обобщение материалов предшествующих исследователей позволяют представить палеогеографию изучаемого региона более подробно и не так односторонне, как в современных работах [Schirrmeister et al., 2011 б].

Кряж Прончищева (низкие горы высотой до 270 м) в истоках р. Урасалах представляет собой три куэстовые гряды, протягивающиеся с северо-запада на юго-восток в соответствии с простиранием триасовых и юрских терригенных пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты). Пологие юго-западные склоны куэст согласны с падением пород, а склоны, обращенные на северо-восток, значительно круче. Между грядами куэст заложены долины современных водотоков, один из которых – р. Урасалах. Она сначала течет между куэст, но затем врезается в низкогорные гряды в крест простирания пород. На пологих (менее 10°) и крутых (более 15°) склонах куэст развиты нивационные ниши, свидетельствующие о значительной роли снежников в денудации. Местами в склоны куэст врезаны относительно глубокие долины в результате стока талых ледниковых или снежниковых вод.

Река, выходя из гор, врезается в четвертичные отложения. В верховьях одного из притоков она зарегулирована двумя озерами Ментикелир: Восточным и Западным. Эти озера изометричной формы, протяженностью до 1,6 км по длинной оси, имеют непростой рельеф дна, характеризующийся наличием отдельных ям глубиной до 28 м, плоского мелководья, окаймляющего ямы. Такой характер рельефа свидетельствуют об образовании озерных ванн в результате вытаивания льда, залегавшего здесь некогда в виде ледяных тел. Это так называемые гляциокарстовые озера, и они отличаются от

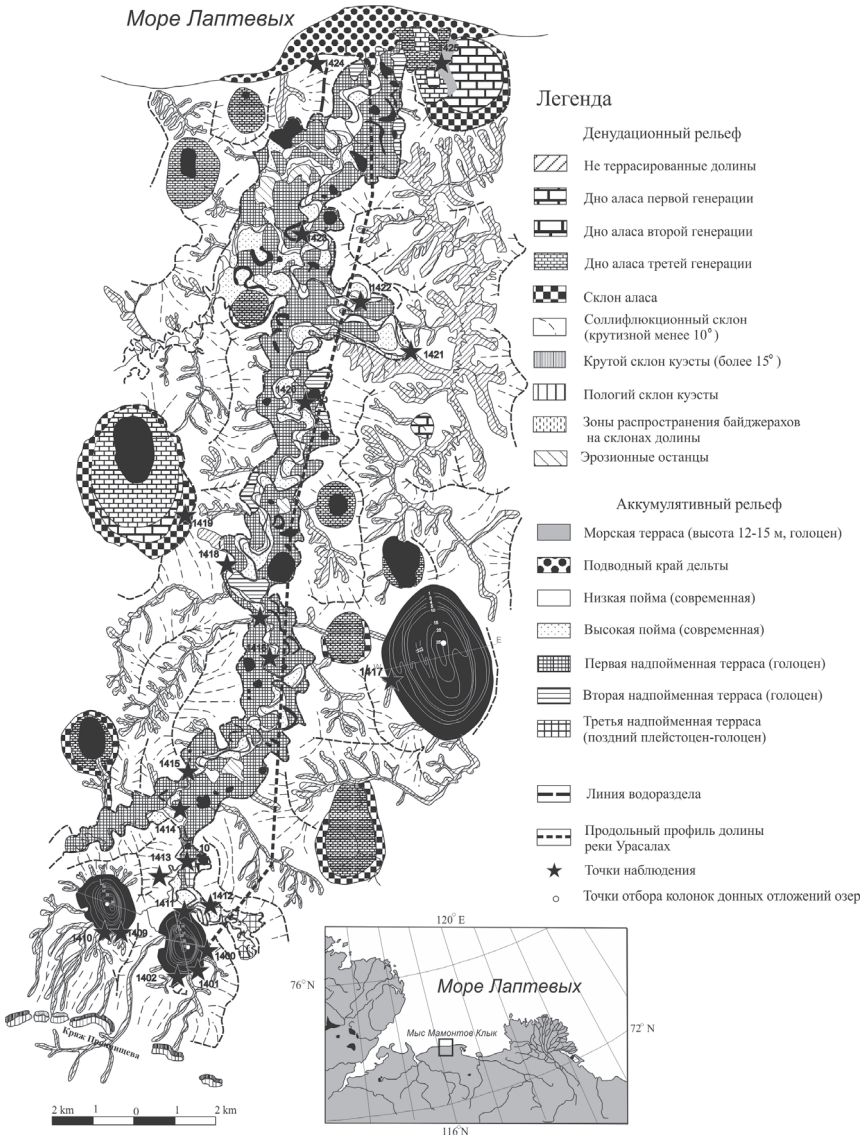


Рис. 34. Геоморфологическая схема долины р. Урасалах.

типичных термокарстовых озер, которые имеют плоское и неглубокое дно [Большиянов, 2006].

Рыхлая толща отложений состоит из залегающих в основании видимого разреза галечно-песчаных отложений, вскрывающихся в северном склоне оз. Ментикелир Восточное (рис. 34, точка наблюдения 1411), и залегающих на них алеврито-песчаных отложений с ледяными жилами. Последние в

верховьях рек вскрываются редко и обнаруживаются в основном по байджараховому рельефу. Прибрежная равнина высотой 40–60 м у гор и до 15–20 м у берега моря сложена песчано-алевритовыми бассейновыми отложениями, для которых характерны горизонтальная и волнистая слоистость, наличие незначительного количества растительного детрита, залегающего в алевритах в виде тонких линз. В среднем течении р. Урасалах (точка наблюдения 1418), в обнажении высотой 14 м переслаиваются пески и алевриты, слоистость горизонтальная и волнистая с растительным детритом, представленным корой и веточками кустарничков. Мерзлотная текстура массивная, прослойки льда до 2 см, наклонные жилы льда толщиной до 30 см. Радиоуглеродный возраст растительного детрита из горизонта с высоты 9 м над урезом воды в реке (19 м над уровнем моря) 32 550±750 лет (ЛУ-5188). У подошвы осыпи, в урезе реки найдены позвонки лошади.

Породы ЛК, представленные слоистыми алевритами с большим количеством растительных остатков и пронизывающими их ледяными жилами, вскрываются не часто. Они наблюдались на восточном склоне оз. Ментикелир Восточное (точка наблюдения 1401), на восточном берегу оз. Тунгус-Юнкюр (напротив точки наблюдения 1417), в «урочище байджарахов» (точка наблюдения 1421) и в самом нижнем течении реки. В «урочище байджарахов», расположенном в 6 км вверх по течению от устья, на правом склоне долины, в самом крайнем восточном меандре реки ЛК представлен алевритами со значительным содержанием растительного детрита (моховая слоёнка). ЛК вскрыт сверху на половину видимого разреза (25 м) и характеризуется сплошной псевдопластовой ледяной залежью видимой мощностью 3–4 м, образованной сросшимися ледяными жилами, и ниже расположенными байджарахами. Нижняя пачка отложений – горизонтально переслаивающиеся пески и алевриты. Ледяные жилы ЛК в обнажениях выше по течению от «урочища байджарахов» не проникают в подстилающие песчаные отложения, а в нижнем течении вместе со снижением абсолютной и относительной высоты нижнего контакта ЛК замечены случаи внедрения жил в подстилающие пески.

На морском побережье, в районе дельты р. Урасалах уступ размыва слабо обнажен и представляет собой оплывающий термоденудационный склон с большим количеством байджарахов. Алеврита здесь значительно больше, чем в ЛК, слагающем прибрежную равнину верхнего и среднего течения реки. К западу по берегу обнаженность термоденудационного уступа иногда хорошая. На мысе Мамонтов Клык, в 20 км к востоку от устья р. Урасалах, отложения ЛК, представленные алевритовыми песками с растительным детритом (моховая слоёнка) и жильным льдом, ложатся на

подстилающую толщу без следов размыва по четкой границе, обусловленной сменой цвета отложений и содержанием растительных остатков. Пески быстро переходят в слоёнку, но выше среди переслаивания растительных остатков и алеврита часто встречаются пески того же состава слоями от 10–20 см до метра. Это означает, что обстановка осадконакопления во время формирования ЛК не сильно отличалась от обстановки накопления нижележащих песков, а накопление последних периодически повторялось. Мерзлотная текстура песков массивная, алевритовых песков с растительными остатками – тонкошлировая и с прослоями льда толщиной до 12 см.

Таким образом, можно заключить, что ЛК в типичных своих проявлениях (алеврит-песок + растительный детрит, тонко переслаивающийся с песком и алевритом, – слоёнка + мощные ледяные жилы) залегает только в прибрежной части исследованной площади.

Долина р. Урасалах севернее кряжа Прончищева имеет протяженность 25 км. От северной гряды кряжа до устья река меандрирует по долине шириной 1,2–2 км. Коэффициент извилистости русла составляет 2,9. На продольном профиле р. Урасалах (рис. 35) представлены результаты измерения высот террас. В главной долине развиты низкая и высокая поймы, три надпойменные террасы. В долине р. Урасалах-Батыта (правый исток реки) низкая пойма очень ограничена и узка. Поймы сложены аллювием. Первая терраса также сложена горизонтально-слоистыми пачками песчано-алевритовых осадков с растительным детритом. Иногда первая терраса имеет цоколь, сложенный более древними рыхлыми песчано-алевритовыми осадками. Вторая и третья террасы в долине эрозионные. Они выработаны в песчаных отложениях, подстилающих ледовый комплекс пород. Из первой террасы высотой 5,5 м в излучине «урочища байджарахов» образец растительных остатков с горизонта 3,5 м над урезом воды в реке (7–8 м над уровнем моря) показал возраст 19020±670 лет (ЛУ-5190). Столь древний возраст не может быть отнесен к первой террасе. Терраса цокольная, и здесь ее площадка и уступ выработаны в более древних породах. В них присутствует явно выраженная косая слоистость аллювиальных отложений, не характерная для ЛК. Вероятно, растительный детрит переотложен в аллювиальные накопления при размыве моховой слоёнки ЛК. Из первой террасы высотой 4 м, расположенной между точками 1415 и 1418, обломок древесины, отобранный с высоты 2 м над урезом воды (12 м над уровнем моря), показал возраст 6960 ±70 лет (ЛУ-5183).

На продольном профиле дно долины изображено в виде прямой наклонной линии, соединяющей верхнюю точку маршрута с устьем, т.к. измерить истинные уклоны дна на различных участках реки не

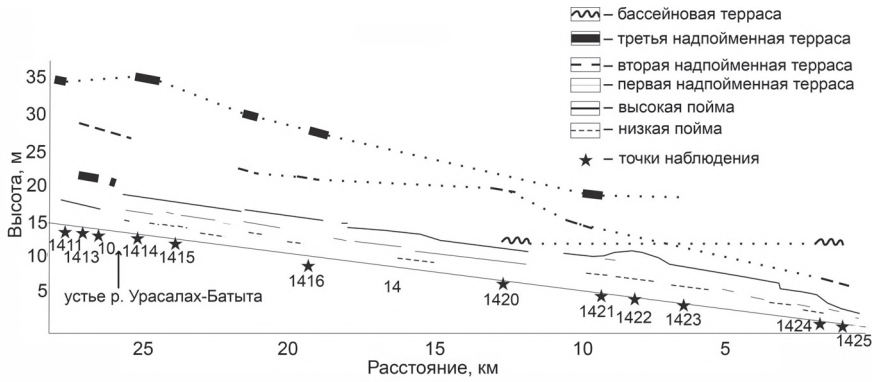


Рис. 35. Продольный профиль долины р. Урасалах.

представлялось возможным. Но, судя по изменениям скоростей течения реки, этот профиль не менее сложен, чем профиль террас. Как видно из измерений, первая терраса, имеющая обычно высоту около 5 м, на нижнем участке долины протяженностью около 2 км (между точками наблюдения 1421 и 1423) повышается до 7 м. Здесь река резко уходит на восток по долине, образуя самый протяженный меандр – до 2,5 км от генерального направления реки. Именно здесь обнажается песчаный, древний цоколь террасы, на котором аллювий залегает в виде пласта мощностью до 1 м.

В среднем течении реки наблюдается локальное повышение второй надпойменной террасы, которая обычно имеет высоту 10–11 м, но здесь повышается до 13–14 м. Третья надпойменная терраса высотой 20–22 м более выдержана по высоте. Все террасы в целом понижаются вниз по течению.

В долине реки также имеет место бассейновая терраса. В точке наблюдения 1420 она представлена эрозионными останцами высотой 5 м над рекой (12–13 м над уровнем моря), сложенными алевритовыми песками. В этой части реки терраса выклинивается и сливается с дном долины. На берегу моря бассейновая терраса исследована в 1,5 км к востоку от устья р. Урасалах. Она образует насыпь шириной 20–25 м на границе аласов трех возрастных генераций (см. рис. 34) и прислоняется к склону самого старого. Ее высота до 15 м, сложена тонкозернистыми кварцевыми песками с горизонтальной и волнистой слоистостью. Радиоуглеродный (AMS) возраст растительных остатков с горизонта 13–14 м над уровнем моря – 5470±30 лет (KIA-25106). Хорошо развитая терраса высотой около 15 м и шириной до 500 м прослеживается на протяжении нескольких километров вверх по долине р. Нучча-Джиелях, в которой располагался базовый лагерь экспедиции в районе мыса Мамонтов Клык. Т.к. эта терраса снижается вверх по долине и имеет такую ширину, возможно предположить ее эстуарно-морское происхождение.

Более низкие морские террасы развиты на всем протяжении береговой зоны. В 1,7 км к востоку от мыса Мамонтов Клык терраса имеет высоту бровки 2,2 м, тылового шва 4,5–4,8 м (от отливного уровня моря), ширину площадки до 30 м. В бровке террасы большое скопление плавника древесины в виде стволов, частично погребенных. Радиоуглеродный возраст плавника составил 1070±70 (ЛУ-5181) и 930±70 (ЛУ-5184) лет.

Исследования по долине р. Урасалах подтвердили основные выводы более широкого изучения прибрежной зоны между реками Оленёк и Анабар, проведенного в 60–70-е гг. XX в. [Жуков и др., 1968; Жуков, Пинчук, 1972]. Эти исследования, сопровождаемые бурением в Анабарской губе и на ее побережье, описанием обнажений вдоль побережья от Анабарской губы до мыса Терпяй-Тумса, показали, что прибрежная равнина севернее кряжа Прончищева сложена морскими отложениями, включая и породы ЛК. Грубообломочный материал (галечники, гравийники, пески) залегает в низах четвертичного разреза. Вверх он сменяется песками и алевритовыми песками, алевритами, глинами. В трех выделенных пачках пород [Жуков и др., 1968; Жуков, Пинчук, 1972] повсюду обнаружены комплексы фауны морских моллюсков, остракод и фораминифер. Однако немецкие коллеги и исследователи Института мерзлотоведения СО РАН (Якутск) придерживаются совершенно иной точки зрения. Они считают, что подстилающие ЛК песчаные осадки являются аллювием [Meyer et al., 2006; Schirrmeister et al., 2006], а сами породы ЛК – это чисто континентальные образования, слагающиеся экстранивитами (продуктами нивации, снесенными с возвышенностей), промерзавшими одновременно с отложением этих осадков [Куницкий, 1989; Schirrmeister et al., 2011 б], или озерно-болотными отложениями. Широкое применение новых методов датирования (AMS, IR-OSL) позволило существенно уточнить возраст отложений. Так, для подстилающих ЛК песков получены даты 30–60 тыс. лет назад, а для пород самого ЛК – 27,2–14,5 тыс. лет назад [Schirrmeister et al., 2006].

Наши исследования показали, что р. Урасалах врезается в отложения бассейна с характерной горизонтальной и волнистой слоистостью и для этих отложений не характерна косая слоистость – признак аллювиального накопления.

Немецкие исследователи с помощью дешифрирования космических снимков и маршрутов из полевого лагеря на р. Нучча-Джиелях провели ландшафтное картирование, которое позволило им выделить 13 классов перигляциального ландшафта приморской равнины [Grosse et al., 2006]. С помощью построенной карты и статистических методов они показали, что 78 % ландшафтов на закартированной площади обязано своим происхождением деградации

вечной мерзлоты ЛК в голоцене. В этой работе убедительно показано влияние мерзлотных процессов на ландшафты. Однако кроме мерзлотных факторов другие процессы рельефоформирования в этой работе не рассматриваются. На ландшафтной карте исследованной площади нет ни речных, ни морских террас выше 1 м, процессы эрозии связываются только с термоэрозией.

Геоморфологический маршрут по р. Урасалах показал, что кроме мерзлотных факторов рельефоформирования на исследованной площади, как и на других приморских равнинах Якутии, все остальные геоморфологические процессы действуют также. На побережье имеют место неотектонические и современные движения земной коры, зафиксированные деформациями террас даже такой небольшой реки, как Урасалах. Здесь развиты серии голоценовых и более древних морских террас, которые сохранились по берегу и долинам рек. Сами отложения ЛК, развитые по южному берегу моря Лаптевых, также связаны с морем, хоть их и рассматривают как исключительно континентальные образования [Sher et al., 2005; Schirrmeister et al., 2003].

Долина р. Урасалах врезалась в приморскую равнину каргинского и сартанского времени позднего неоплейстоцена. Аккумулятивные процессы в реке зафиксированы лишь при формировании первой надпойменной террасы и поймы. В голоцене в долину вторгались морские воды, что зафиксировано выклинивающейся вверх по течению ингрессионной террасой высотой 13–15 м, отложения которой охарактеризованы радиоуглеродным возрастом около 5,5 тыс. лет. В позднем голоцене уровень моря также повышался на метры, что зафиксировано террасами высотой 2–4 м. Наряду с термокарстовыми процессами на приморской равнине имел место процесс близкий, но существенно иной. Из толщи пород вытаивал не только лед многолетнемерзлых пород, но залежи льда атмосферного происхождения. Об этом свидетельствуют морфология гляциокарстовых депрессий у подножия кряжа Прончищева и маргинальные каналы стока талых снежниковых или ледниковых вод, врезанные в коренные породы низких гор. Одно из последних таких событий, судя по донным отложениям оз. Ментикелир Восточное, произошло в Малый ледниковый период, похолодание и увлажнение которого зафиксировано спорово-пыльцевыми данными в период 260–90 лет назад (см. раздел 5.2).

3.2.1.5. Долина реки Кэлимээр, приустьевой участок и дельта реки Оленёк

Маршрут вниз по долине р. Кэлимээр (правый приток р. Оленёк) проведен летом 2008 г. с целью проверки положения о том, что в прошлом по этой долине осуществлялся сток р. Лены в нижнем течении. Маршрут начался в среднем течении р. Кэлимээр и закончился в дельте р. Оленёк. Река

Урукит (правый приток р. Кэлимээр), от которой начался маршрут, врезана в кряж Чекановского и по перевалу высотой 250–260 м переходит в долину р. Ысыы-Хая-Юряге, впадающей слева в р. Лену. Кряж с плоскими слегка наклонными вершинами достигает здесь высот 390–415 м.

В устье р. Урукит, на правом склоне долины (71°40´02´´ с.ш., 125°11´41,7´´ в.д.) эрозией вскрываются отложения террасы высотой 25 м (рис. 36). Они представлены алевритами с глинистыми прослоями и горизонтальной слоистостью. Видимая мощность отложений до 18 м (с 63 до 81 м абсолютной высоты). В них обнаружены раковины двустворчатых моллюсков (рис. 37), возраст которых, определенный уран-ториевым методом в лаборатории геоморфологии и палеогеографии полярных регионов и Мирового океана СПбГУ, составил ≥220,5 тыс. лет. Террасы представлены поймой высотой до 2,5 м, первой террасой высотой 6 м и 24–25-метровой террасой. Все террасы аккумулятивные, последняя сложена бассейновыми

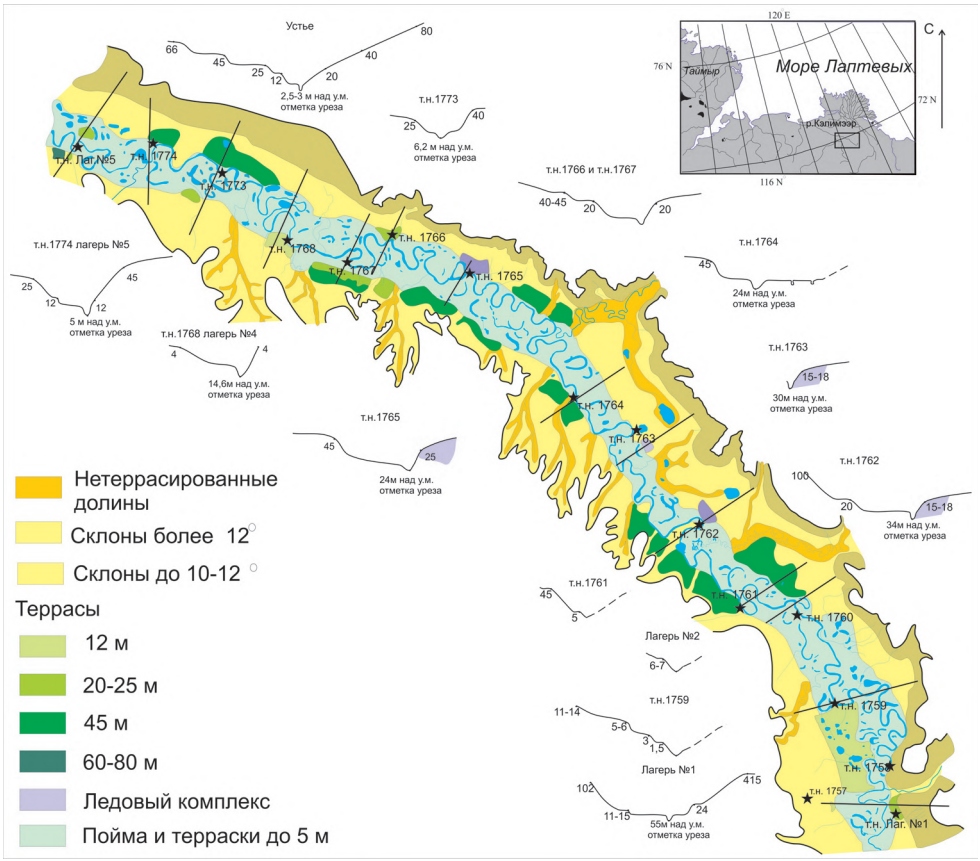


Рис. 36. Геоморфологическая карта долины р. Кэлимээр.

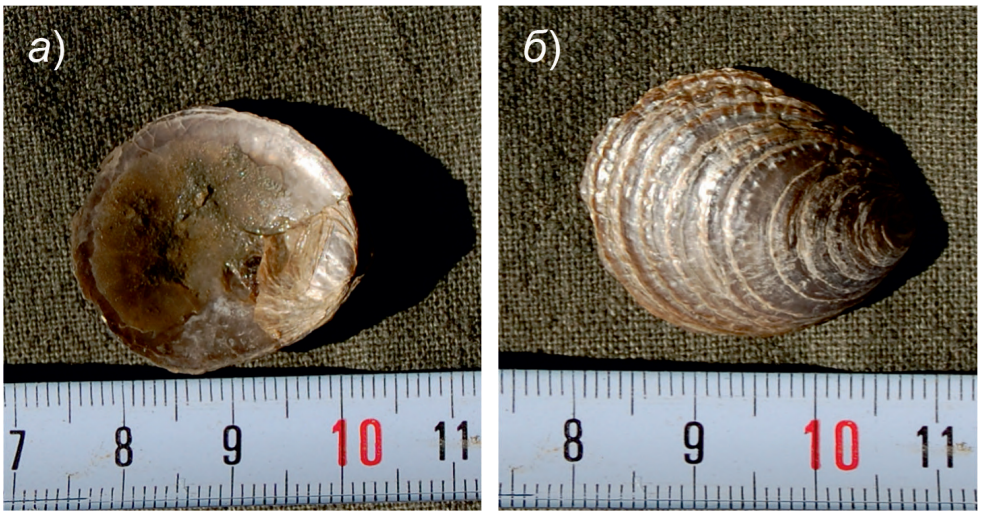


Рис. 37. Образцы раковины двустворчатого моллюска (*а* – внутри, *б* – снаружи).

осадками. В точке наблюдения 1759 террасы расположены на высотах 3 (пойма), 6 и 10–14 м. Ширина реки на этом отрезке долины достигает 60 м, глубина на перекатах до 10 см и до 1–2 м на плесах в межень.

В точке наблюдения 1762 (71°48′54,5′′ с.ш., 124°53′17,0′′ в.д.) река врезана в нижнеюрские породы, представленные темно-серыми алевролитами с пластами серо-коричневых алевролитов и желваков блинчато-караваеобразной формы, которые залегают на 3–4 м выше уреза воды в реке. Остальная часть уступа размыва высотой до 19 м сложена размывающимся ЛК, сложенным песчаным алевритом с растительными остатками.

В точке наблюдения 1763 (71°51′57,3′′ с.ш., 124°46′45,0′′ в.д.) также в уступе размыва высотой 15–18 м обнажаются породы ЛК, которые залегают на гравийниках и галечниках. Галька хорошо окатана и сортирована, насыщена солями, которые дают белесые потеки при осыпании галечника на бечевник.

В точке наблюдения 1765 (71°56′46,5′′ с.ш., 124°32′45′′ в.д.) ледовый комплекс, представленный песчаными алевритами с растительными остатками (5–15 %), мощностью до 23 м ложится на галечники видимой мощностью до 1 м. Галька средняя и мелкая, преимущественно плоская с налетом солей на поверхности. Галечник переходит в вышележащие алевриты 70-сантиметровым прослоем глинистого алеврита с галькой, ложится на нижнеюрские породы, состоящие из серых алевролитов. Поверхность террасы высотой 25–35 м здесь выражена отчетливо.

Ледовый комплекс также залегает в точке наблюдения 1766 (71°58′12,4′′ с.ш., 124°22′10,2′′ в.д.) на бровке обрыва реки высотой 21 м.

Нижние 2/3 высоты обрыва – юрские породы, верхняя треть сложена серыми алевритами с растительными остатками, являющимися отложениями ЛК. Ледяные жилы нигде не обнажаются, но байджарахи указывают на их присутствие и вытаивание.

В левом склоне долины обычно обнажаются нижнеюрские породы, представленные алевролитами. В точке наблюдения 1768 (71°58′09,8′′ с.ш., 124°12′07,1′′ в.д.) терраса понижается до высоты 18–20 м. Мощность четвертичных отложений невелика – не более 4–5 м. Верхние 1,8 м слагают алевриты горизонтально-слоистые, подстилаемые песками и гравием из местных алевролитов.

Высота первой террасы постепенно увеличивается до 7–8 м (от 2–3 в начале маршрута), и в районе точки наблюдения 1769 (71°59′14,1′′ с.ш., 124°13′05,2′′ в.д.) начинается растительная слоёнка (16 км по прямой до устья). В точке наблюдения 1769 в вершине самой восточной из группы излучин, в 8-метровом обнажении правого берега растительная слоёнка, представленная практически не разложившимися растительными остатками (мхи, травы), в верхней части обнажения содержит менее 10 % алеврита. Вниз по разрезу количество минеральной части увеличивается до 15 % на глубине 1,8 м. Датирование слоёнки на глубине 0,5 м – 720±60 лет назад (ЛУ-6114), на глубине 1,8 м – 1150 ±60 лет назад (ЛУ-6145). Толща слоёнки мощностью до 4,5 м, подстилается горизонтальными алевритами и косослоистыми песками с линзами растительного детрита, возраст которого с горизонта 6,3 м ниже бровки обнажения составил 2370±90 лет (ЛУ-6146).

Вниз по течению мощность растительной слоёнки увеличивается до 4–5 м, а ширина ледяных жил в ней до 1–1,5 м. Мерзлотные полигоны на поверхности террасы имеют поперечник до 30 м.

Важным для понимания развития реки является именно то, что первая терраса в низовьях сложена слоёнкой на протяжении 16 км нижней части долины. Эти отложения как бы маркируют ингрессионный характер заполнения нижней части долины р. Кэлимээр в результате подпора ее стока со стороны р. Оленёк.

В точке наблюдения 1770 (500 м ниже по реке от точки наблюдения 1769) снова обнажение ЛК с высотой над рекой 13–15 м. И в точке наблюдения 1772 ЛК также залегает на дочетвертичных породах, в верхней части уступа размыва, высота которого до 25 м. В устье реки хорошо развита терраса 45 м и более высокая терраса высотой 60–80 м. В долине р. Оленёк при впадении Кэлимээра терраса имеет высоту 50–55 м, что немного выше, чем 45-метровая терраса в устье р. Кэлимээр.

Высота первой террасы возрастает от 2–3 м в начале маршрута (рис. 36), т.е. в среднем течении р. Кэлимээр, до 10–12 м в нижнем течении, где она сложена слоёнкой. Высота террасы 25 м понижается до 18–20 м в точке наблюдения 1768, а повышается до 25–35 м в точке наблюдения 1765. Высота террасы 45 м повышается в нижнем течении до 50–55 м, где она и сочленяется с террасой р. Оленёк. Но в нижней части долины р. Кэлимээр появляется ранее не отмеченная терраса 60–80 м.

Ледовый комплекс обнаруживается в долине с высоты около 50 м. Высота сложенных им обрывов повышается вниз по долине, а в верхней части маршрута, где дно долины имеет высоту более 50 м, ЛК обнаружен не был. Это свидетельствует об ингрессионном залегании толщи пород ЛК. В нескольких обнажениях зафиксировано его налегание на слои хорошо окатанных галечников с обильным засолением, что, возможно, было вызвано солоноватостью бассейна, в котором откладывались галечники.

Долина р. Оленёк ниже впадения р. Кэлимээр корытообразна, выработана в дочетвертичных породах. Правый склон долины круче левого. В 10 км ниже устья р. Кэлимээр максимальная глубина реки на гидростворе 7,9 м. Значительное течение наблюдается только у крутого правого склона, вода в левой половине русла практически стоячая. Высота поймы до 14 м – именно на такой высоте выложены стволы плавника по склону вдоль реки. На левом склоне долины есть терраса высотой 50 м, на которой растет лиственница. Верхняя граница леса здесь находится на высоте около 70 м над рекой в межень. Правый крутой склон долины р. Оленёк имеет вогнутую форму из-за развитых на нем процессов оползания, осыпания, солифлюкции. Характерны единичные кекуры – денудационные останцы, на склоне с крутизной до 35–40°, сложенные серыми песчаниками и алевролитами.

В 30 км ниже устья Кэлимээра (72°13´52,7´´ с.ш., 123°14´31,8´´ в.д.) в русле заканчивается 10-километровый песчаный осерёдок, на правом склоне долины уступ размыва с высотой бровки 31 м и следы половодного уровня воды на высоте 12–13 м. На левом склоне долины хорошо выражена терраса высотой 35–40 м и видна бровка террасы на высоте около 80 м. Максимальная глубина реки на этом отрезке 13 м в 4 км ниже окончания осерёдка, средние глубины реки 5–7 м. Течение реки очень слабое из-за подпора уровня реки морем. Высота уреза реки здесь около 4 м над уровнем моря. Перед осерёдком на дне русла эхолот зафиксировал обратные гряды – антидюны, высотой около 2 м.

В устье правого притока р. Оленёк – р. Тас-Юрях (72°22´52,8´´ с.ш., 122°38´54,4´´ в.д.) – приливо-отливные колебания заметны, высота приливов около 30 см. Здесь максимальные глубины реки достигают 15–17 м.

В отличие от основной долины, долина р. Тас-Юрях хорошо террасирована. Здесь на правом ее склоне выделяются террасы высотой 11–12 м (пойма), 30–35, 76–85 и 100 м. Граница леса доходит только до бровки террасы высотой 76–85 м. Ширина террас от 50 до 150 м. На склонах долины р. Оленёк террасы менее заметны, но их можно выделить на высотах 11–12, 30–50 и около 80 м. Террасы вырезаны в серых песчаниках, четвертичных отложений практически нет (за исключением поймы).

В 15 км ниже (72°29´16,3´´ с.ш., 122°22´58,1´´ в.д.) река близко – на 5–6 км – подходит к водоразделу кряжа Чекановского, высотные отметки которого здесь достигают 300–310 м. Склон кряжа, обращенный к долине Оленька, интенсивно эродирован долинами притоков. В устье одного такого притока наблюдаются террасы высотой 17–20 м (шириной 30–50 м) и 30–38 м (шириной 50–70 м). Плавник древесины выброшен на высоту 3,5 м над рекой. На противоположном – левом – склоне долины р. Оленёк видна только одна терраса высотой около 17 м, которую река интенсивно подмывает и в 3 км ниже точки наблюдения образует отвесный уступ, сложенный слоёнкой. Уступ прослеживается на несколько километров вниз до устья левого притока Эмээхсин-Юряге. В этой части долины Оленька леса уже нет. Лиственница отдельными массивами наблюдается на правом подветренном и более крутом склоне долины. На левом склоне наблюдаются лишь карликовые и стелющиеся формы лиственницы.

В 12 км выше пос. Таймылыр, в устье правого притока Токур-Салаа (72°33´39,6´´ с.ш., 122°05´20,8´´ в.д.), террасы с высотой бровок 13 и 33 м. Террасы выработаны в серых песчаниках и прикрыты сверху склоновыми отложениями. Карьер типа траншеи глубиной до 25 м и длиной до 200 м на высотах 60–80 м над рекой вскрывает серые песчаники с черными прослоями угля. На левом склоне долины первая терраса аккумулятивная, сложенная слоёнкой. Она протягивается по левому берегу реки на протяжении около 12 км и имеет высоту в точке наблюдения около 10 м над рекой. Пос. Таймылыр расположен на левом берегу реки Оленёк, на террасе высотой 13–15 м, выработанной в серых песчаниках. Большой о. Шахталаах-Ары ниже пос. Таймылыр имеет высоту эрозионного уступа 8–10 м, верхняя часть которого сложена моховой слоёнкой. Ниже острова на левом склоне долины видны террасы с высотой около 10–12 (сложена слоёнкой), 25–30 и 50 м.

Субширотная излучина реки, обращенная выпуклостью на север, характеризуется максимальными глубинами русла, которые достигают 16–17 м, а под о. Гусиный, протяженностью до 4 км, также выпуклым к северу, глубина русла до 24 м. На правом склоне долины в излучине отчетливо развита терраса высотой 45–50 м с шириной площадки до 100–120 м

и уклоном последней до 5°. В месте окончания излучины у г. Урдюк-Хая высотой 169 м, в точке с координатами 72°47´34,1´´ с.ш., 121°21´39,4´´ в.д., плоская поверхность террасы на высоте 45 м сложена желтыми кварцевыми мелкозернистыми хорошо сортированными песками на глубину до 60 см, под которыми залегают выветривающиеся серые песчаники. На более крутых склонах терраса также закрыта склоновыми отложениями небольшой мощности. На противоположном – левом – склоне долины развита широкая (до 1 км) терраса высотой 10–15 м, занятая множеством озер. В ее уступе размыва высотой до 7 м вскрывается моховая слоёнка.

Терраса высотой 45–50 м прослеживается и далее вниз по долине, но не столь отчетливо, как в описанной излучине.

А река, закончив излучину, заметно расширяет дно долины и устремляется на северо-запад – к устью. Правда, течение реки чрезвычайно слабое, иногда противоположное направлению стока из-за подпирающего действия моря, сток притоков также в подпоре. В широком днище развиты широкие побочни (до 3 км) и обширные острова – до 7 км длиной. Один из таких островов – о. Менелях, в юго-восточной скуле которого (72°51´06,3´´ с.ш., 120°52´44,3´´ в.д.) отобраны образцы для определения возраста слоёнки. Высота эрозионного уступа здесь 8,5 м. Слоёнка состоит из растительных остатков: мхов и веток кустарничков, переслаивающихся с алевритом, которого в верхах уступа до 5 %, а внизу – до 20–30 % по объему от общего объема породы. Образец слоёнки с высоты 6,8 м над рекой имеет радиоуглеродный возраст 2250±80 лет (ЛУ-6147), а с высоты 4,5 м – 2830±80 лет (ЛУ-6148). Слои осадков толщиной 2,3 м откладывались, таким образом, в течение около 580 лет. Первая терраса по левому берегу реки за о. Чаячий также сложена растительной слоёнкой. На левом склоне долины есть плохо выраженная терраса высотой 40–50 м.

В 15 км выше устья р. Оленёк на правом склоне долины выделяются террасы высотой 7–8,5 м и 25–30 м. Последняя тянется и по левому склону долины до урочища Хочо. Есть также структурно-обусловленная терраса высотой 70–80 м. В устье р. Буолкалаах, впадающей справа, на склонах выделяются террасы высотой 20- и 40–60-метровой высоты. По наблюдению с левого склона долины над пос. Усть-Оленёк, на противоположном склоне долины за песками Терим, до половины ширины сжимающими русло (с 2 до 1 км), есть терраса высотой 60 м. Плоская гора Эбе-Хаята представляет собой террасу высотой около 80 м.

Ниже устья р. Кэлимээр в долине р. Оленёк выделяются террасы высотой до 100 м (в устье р. Тас-Юрях). Пойма здесь имеет высоту от 14 (10 км ниже впадения р. Кэлимээр) до 11–12 м (в устье р. Тас-Юрэх), и только она

сложена аллювием. Более высокие террасы – эрозионные: 35–40, 50, 80 м. Стометровая терраса отмечена только в устье р. Тас-Юрях.

Ниже этого притока нижние террасы претерпевают резкое изменение. Пойма уже в 15 км ниже р. Тас-Юрях имеет высоту только 3,5 м (линия плавника половодья). Зато здесь появляется аккумулятивная терраса, сложенная слоёнкой (не аллювием), и ее высота до 17 м в районе 15 км ниже устья р. Тас-Юрях. Вниз по долине высота террасы, сложенной слоёнкой, уменьшается (10–12 м в устье р. Токур-Салаа вдоль левого берега; 10–12 м в районе выше пос. Таймылыр по левому берегу; 8–10 м на о. Шахталаах ниже пос. Таймылыр; 8–9 м на о. Менелях; 7–8,5 м в 15 км выше устья реки по левому берегу).

Высокие террасы на склонах долины р. Оленёк между устьем р. Тас-Юрях и пос. Таймылыр представлены только террасой 30–38 м. Ниже Таймылыра вновь появляется очень хорошо выраженная эрозионная терраса высотой 45–50 м. В 15 км выше устья также хорошо читается терраса 25–30 м и фрагментарно развита терраса высотой 70–80 м. В самом устье на левом склоне долины четко выделяются террасы высотой 60 и 80 м. Наиболее четко выраженная в долине р. Оленёк 45–50-метровая терраса в ее устье повышается до 60 м. Заслуживает внимание резкая перестройка нижних террас в долине реки. Пойменная аллювиальная терраса ниже правого притока – р. Тас-Юрях исчезает, и появляется терраса, сложенная слоёнкой. Это происходит на расстоянии около 110 км выше устья р. Оленёк и, скорее всего, связано с подпорным влиянием моря. Радиоуглеродный возраст слоёнки, слагающей о. Менелях, 2300–2800 лет, что соответствует толще песков и алевритов, слагающих нижнюю часть 8-метровой террасы в нижнем течении р. Кэлимээр (см. точку наблюдения 1769).

Дельта р. Оленёк – лопастная дельта выдвижения, но, как и Ленская дельта, заключает в себе эрозионные останцы более древних поверхностей. Здесь это о. Джангылах-Арыта в восточной части дельты, высотой до 46 м, сложенный поздненеоплейстоценовыми отложениями ледового комплекса пород. Ширина надводной части дельты с запада на восток – 52–55 км, длина с юга на север до 20 км. В дельте р. Оленёк основной сток воды в отличие от Ленской дельты продолжается на северо-запад по протоке Улахан-Уэся. Основная площадь дельты представляет собой поверхность террасы, понижающуюся к морю. В вершинной части дельты терраса имеет высоту 3–5 м, на картах отметки высот до 9 м, но в маршруте такие высоты не наблюдались.

В точке наблюдения, расположенной в 6 км к северо-западу от полярной станции Усть-Оленёк на о. Улахан-Ары по протоке Кубалаах-Уэся, – терраса высотой 5 м, понижающаяся до 3 м. На поверхности полигональ-

ная тундра с размерами полигонов 7×7 м, в трещинах между полигонами вскрываются ледяные жилы шириной до 0,8 м. Центры полигонов обычно понижены и заболочены. В глубь острова размеры полигонов увеличиваются до 20–30 м в поперечнике. В уступе размыва в точке наблюдения с координатами 73°01´59,3´´ с.ш., 119°42´46,5´´ в.д. вскрывается растительная слоёнка мощностью 1,2 м, состоящая из коричневых мхов со стеблями трав, переслаивающихся с песчаным алевритом со мхом, которого иногда до 100 %. Радиоуглеродная датировка слоёнки с глубины 1,15 м 2950±60 лет назад (ЛУ-6149). Слоёнка подстилается мелкозернистым кварцевым песком с прослоями растительных остатков, возраст которых с глубины 1,8 м от бровки уступа размыва составил 3450±60 лет (ЛУ-6150). Видимая мощность песков 0,8 м.

Оголовье о. Кубалах-Арыта в 10 км к северу от полярной станции Усть-Оленёк (73°04´41,0´´ с.ш., 119°49´01,9´´ в.д.) представляет собой террасу высотой 4,5 м. Уступ размыва высотой до 1,5 м. В нем также вскрыта слоёнка с минеральной частью до 20 %, в которой есть гравий. Возраст этих осадков с глубины 0,8 м составляет 1260±110 лет (ЛУ-6151). Под ней переслаивание песков и растительных остатков и хорошо сортированный мелкозернистый песок видимой мощностью до 0,2 м.

Интересно отметить совпадение возраста слоёнок на о. Улахан-Ары (3000 лет в основании слоёнки) в дельте и на о. Менелях (2300–2900 лет период формирования) в 45 км выше по течению в долине р. Оленёк. Также совпадает возраст слоёнки на о. Кубалах-Арыта в дельте (1300 лет основания слоёнки) и в низовьях р. Кэлимээр (точка наблюдения 1769), где она формировалась в интервале 700–1200 лет назад.

Геоморфологические исследования, проведенные по долинам рек Кэлимээр и Оленёк, не подтвердили высказывающееся мнение о том, что р. Лена ранее протекала по этой долине. Несмотря на значительную ширину долины р. Кэлимээр, в ней нет речных Ленских террас и на этих террасах практически нет аллювия, который должен был бы быть, если бы р. Лена здесь протекала.

3.2.1.6. Морские террасы в дельте реки Лены и в районе дельты

В отличие от общепринятого мнения о том, что на побережье моря Лаптевых морских террас нет, наши исследования показали довольно широкое их распространение на исследуемых берегах. В районе Тикси – на мысе Сого (рис. 5, № 9) развита лестница абразионных террас высотой: 2,5–6,8 м; 12,2–16,4; 19,6–20,6; 24,5–31,5 м (определены нивелированием от отливного уровня моря). Выше по глазомерным наблюдениям выделяются

террасы высотой 40–45, 60–64, 76–80 м. Последние две террасы обработаны абразией на месте ранее заложенных межкуэстовых понижений. В привершинной части горы Сого-Тааса имеют место террасы высотой около 100 и 130–135 м. Кроме выровненных площадок террасы имеют на поверхности в пятнах-медальонах выходы хорошо окатанного материала (мелкая галька), а плоскости обломков аргиллитов, наиболее развитых пород горы, часто покрыты налетом солей, которые не встречаются на склонах горы и соседней горы Фрайберга выше уровня 135 м над уровнем моря. Также хорошо заметны морские террасы на коренных склонах, обращенных к морю (рис. 38).

Погребенные морские льды в горах Хараулах в 1935 г. наблюдал А.И.Гусев. По его свидетельству [Гусев, 1935], в районе пос. Тикси, в верховьях долины р. Хатыстах им был обнаружен погребенный лед горько-соленого вкуса, что позволило этому исследователю сделать вывод о тектонических колебаниях, приведших к отложению морского льда в долинах, а затем подъему территории на значительную высоту. Последняя осталась неохарактеризованной, но верховья р. Хатыстах располагаются на высотах от 120 до 180 м.

Абразионные площадки террас хорошо заметны на склонах кряжа Чекановского, подмываемого Оленёкской протокой дельты р. Лены (рис. 5, № 7). А у подножия гор Ангардам при выходе из них р. Тас-Юряге (рис. 5, № 8) морская цокольная терраса высотой до 30 м имеет протяженность до километра, а ширину – до 200–300 м (см. раздел 3.1.2.1).

Рис. 38. Лестница морских террас на склонах бухты Сого.

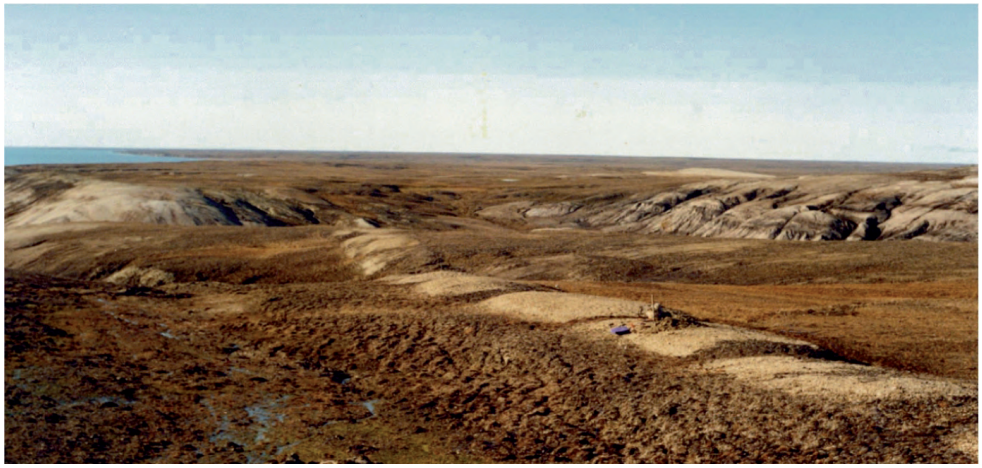


Рис. 39. Поздненеоплейстоценовый береговой вал.
Утес Деревянные горы, о. Новая Сибирь.

На островах моря Лаптевых морские террасы тоже есть. Например, на южном побережье о. Новая Сибирь в районе урочища Утес Деревянные горы (рис. 5, № 13) терраса высотой 55 м снижается до 40 м, а терраса высотой 26 м понижается до 20 м над уровнем моря. На террасу высотой 40 м наложен прибрежный береговой вал шириной 4 м, высотой 1,2 м (рис. 39). На коротком своем протяжении (100 м) он воздымается на 8, 5 м вместе с террасой. Судя по деформациям террас, Утес Деревянные горы является куполовидной структурой, продолжающей свое воздымание и в настоящее время (рис. 40).

Рис. 40. Куполовидное поднятие. Утес Деревянные горы, о. Новая Сибирь.

На о. Котельный наиболее приподнятая возвышенность – гора Малахатын-Тас (рис. 5, № 14) отчетливо террасирована. На ней при взгляде с юго-западной оконечности Земли Бунге видны четыре пологие и широкие выработанные террасы.

Западное побережье моря Лаптевых, представленное берегами Восточного Таймыра (рис. 5, № 15), кардинально отличается от других берегов моря тем, что на Таймыре лестница морских террас выражена значительно четче и на современном этапе хорошо датирована. Террасы высотой до 200 м датируются поздним неоплейстоценом. Особенно хорошо морские террасы выражены на высоте около 100 м над уровнем моря [Большиянов, 2006; Межубовский и др., 2003]. Такие террасы, четко выраженные в рельефе и подтвержденные морскими отложениями с морской фауной, на южном берегу моря Лаптевых пока никем не описаны.

Побережье между устьями рек Анабар и Оленёк, к северу от кряжа Прончищева представляет собой равнину, на которой широко развита терраса высотой около 45 м. Большинство исследователей считает, что эта равнина сложена отложениями ЛК и, естественно, к морским равнинам не относится. Но в исследованиях предшественников на побережье между реками Оленёк и Анабар отмечается большое количество раковин морских моллюсков и раковин типичных обитателей морских бассейнов – фораминифер, как в подстилающих отложениях, так и в самих осадках ЛК [Жуков и др., 1968].

Выражены террасы и далее на восток. Побережье в районе мыса Буор-Хая (рис. 5, № 10), берег Ойогосский Яр (рис. 5, № 11), так же, как и побережье к северу от кряжа Прончищева, представляет собой морскую равнину высотой до 35–40 м. На мысе Святой Нос (рис. 5, № 12) наблюдалась терраса высотой 28–35 м в 12 км к югу от мыса (72°47′24,8′′ с.ш., 140°49′11,2′′ в.д.).

Высокие террасы о. Арга-Муора-Сисё (рис. 5, № 5) и останцов ЛК, развитые на площади дельты р. Лены (рис. 5, № 6), также, по-видимому, представляют собой площадки террас, связанные с морем, а не с рекой, т.к. они сложены не аллювием, а бассейновыми отложениями.

Голоценовые террасы широко распространены на южном побережье моря и на его островах. Они представлены абразионными площадками и аккумулятивными образованиями и имеют высоту до 15 м. На мысе Терпяй-Тумса (рис. 5, № 3) терраса высотой около 15 м и шириной до 1–1,5 км хорошо выражена среди окружающих ландшафтов своим красновато-коричневым цветом. По долине р. Урасалах (рис. 5, № 1) она прослеживается на расстоянии до 13 км от моря, где выклинивается, переходя в днище долины реки (см. раздел 3.2.1.4). Она сложена песком и представляет собой лишь

эрозионные останцы. В устье р. Урасалах (73°39´49,1´´ с.ш., 116°32´30,0´´ в.д.) песчаная терраса вложена в аласы и очень четко выражена в рельефе в виде насыпи с шириной площадки до 20 м [Bolshiyanov, Makarov, 2004]. Возраст ее определен радиоуглеродным датированием растительных остатков, содержащихся в песках. Он составил 5470±30 лет (KIA-25106). Широкая, до 500 м, высотой 15–16 м, эта терраса заходит в устье р. Нуччи-Джиелях (73°36´34,3´´ с.ш., 117°07´38,5´´ в.д.) и прослеживается вверх по течению на несколько километров (рис. 5, № 2). Здесь терраса выработана в отложениях ледового комплекса пород.

Голоценовый возраст 15-метровой аккумулятивной террасы в устье р. Урасалах может быть характерен только для нее. Одновысотные абразионные террасы могут быть и более древнего возраста.

Более низкие террасы довольно широко развиты на всех берегах моря Лаптевых.

Терраса высотой 2,5–3 м к востоку от мыса Мамонтов Клык (73° 35´,57,3´´с.ш., 117°14´29,1´´ в.д.) по плавниковой древесине датирована 1070±70 лет назад (ЛУ-5181) и 930±70 лет назад (ЛУ-5184).

Терраса высотой 3–4 м на Земле Бунге (74° 50´21´´с.ш. 144°23´12´´ в.д.) содержит в себе плавниковую древесину возрастом 1030±60 лет (ЛУ-5078).

Терраса высотой 3,5–4 м северо-западного берега Малый Ляховский содержит в себе плавниковую древесину возрастом 670±60 лет (ЛУ-5072) и 780±50 (ЛУ-5079).

Терраса высотой 3,5–4,5 м косы мыса Святой Нос в бухте Эбелях, где была расположена полярная станция, содержит плавниковую древесину возрастом 490±50 лет (ЛУ-5082) и 410±50 лет (ЛУ-5071).

В бровке террасы высотой 3,5 м по западному побережью залива Куба залегает плавник древесины возрастом 750±40 лет (ЛУ-4545).

На юго-западном берегу того же залива (72° 53´47,8´´с.ш. 123°10´11,2´´ в.д.) в террасе высотой 2,5–3 м отобран плавник древесины возрастом 1220±40 лет (ЛУ-4544).

Терраса высотой 5–8,5 м на юго-западном побережье залива Куба (72° 53´47,8´´с.ш. 123°10´11,2´´ в.д.) сложена песчаными отложениями, по растительным остаткам определен их возраст – 3620±60 лет (ЛУ-4551).

Кроме того, плавник древесины возрастом от 100–150 (о. Котельный, устье р. Хомурганнах, 74° 44´18´´с.ш., 123°24´11´´ в.д.) до 180 (урочище Утес Деревянные горы на о. Новая Сибирь) радиоуглеродных лет выброшен на берег до высоты 8 и 13 м соответственно.

Таким образом, на изученных берегах моря Лаптевых терраса 2,5–4,5 м представлена накоплениями двух возрастных генераций: 490–780 и 1030–

1220 радиоуглеродных лет. Скорее всего, это и есть две разные террасы, но располагающиеся в настоящее время на одной и той же высоте.

Геоморфологическое строение берегов вполне подтверждает такой вывод – одни террасы почти размыты и находятся в останцах, другие выражены более четко и распространены шире. Колебания уровня моря Лаптевых в голоцене распространялись до высот 15 м от современного уровня. Одни из них были более длительными, другие более короткими, что позволяло сформироваться террасам или только береговым линиям с плавником древесины.

Терраса высотой 5–8 м сложена осадками с возрастом около 3600 лет, 13–15-метровая терраса имеете возраст около 5500 лет.

Геоморфологические наблюдения показывают, что лестница террас высотой 3–4, 5–10 и 13–15 м хорошо развита на побережье моря Лаптевых в районе долины р. Песчаная и мыса Мус-Хая.

Аллювиально-морские отложения в устьях рек представлены специфическими осадками, состоящими из растительных остатков (зеленые мхи и осоки) и песков, переслаивающихся в различных пропорциях. Часто масса растительных остатков составляет до 90 % объема этих отложений. Возраст растительной слоёнки, слагающей о. Менелях в устье р. Оленёк (72°51´06,3´´ с.ш., 120°52´44,3´´в.д.), 2250±80 лет (ЛУ-6147) на высоте 8,5 м над урезом воды и 2830±80 лет (ЛУ-6148) на высоте 4,5 м над урезом воды в реке. Такого типа отложения повсеместно развиты в эстуарии р. Оленёк ниже пос. Таймылыр. Возраст растительной слоёнки, т.е. аллювиально-морских отложений, слагающих дельту р. Оленёк в протоке Кубалах-Уэся (73°01´59,3´´ с.ш., 119°42´46,5´´ в.д.), 2950±60 лет с глубины 1,15 м от поверхности первой террасы и 3450±60 лет (ЛУ-6150) с глубины 1,8 м. Время формирования этих осадков связано с повышенным уровнем приемного водоема – моря Лаптевых, которое и определяло процессы осадконакопления, в частности осаждение специфических органоминеральных отложений в условиях пресноводных бассейнов, отчлененных от морского бассейна значительными массивами островов – останцов ледового комплекса пород, в настоящее время в значительной мере исчезнувших [Большиянов и др., 2008].

На побережье моря Лаптевых, где так широко развиты сильно льдистые отложения ЛК, как верхненеоплейстоценового, так и голоценового возраста, наблюдается интереснейшее взаимодействие мерзлотных и морских форм рельефа. Это аласы и вложенные в них аккумулятивные накопления морских береговых валов и террас. Такие формы наблюдались на побережье залива Куба в аласах (см. раздел 3.2.1.1) и особенно четко в аласе при устье р. Урасалах, где 15-метровой высоты (над уровнем моря) песчаная насыпь залегает в аласе, днище которого располагается на высоте 2–3 м над

уровнем моря. Более того, на основании геоморфологических наблюдений можно предположить, что большинство аласных котловин на побережье моря образовалось при вытаивании вечномерзлых пород под влиянием повышения уровня моря. Так, днища аласов п-ова Буор-Хая или аласов вдоль побережья между устьями рек Оленёк и Анабар приурочены к высотным отметкам 7–10 м. Это означает, что протаивание мерзлоты было обусловлено единым процессом повышения уровня моря, который и оставил четкий геоморфологический уровень днищ аласов, протаивавших одновременно под влиянием вторжения моря на сушу – в отложения ЛК. На западном побережье п-ова Буор-Хая, в точке с координатами 71°37´10,6´´ с.ш., 132°14´38,7´´ в.д., терраса высотой 9 м сложена сверху 3,5 м слоёнки возрастом 4370±200 лет (ЛУ-6669) в ее основании, а ниже серыми алевритами с большим количеством растительных остатков. На высоте 1,7 м над урезом воды в бухте вскрыт горизонт древесных остатков, возраст которых по одному обломку древесины составил 8460±80 лет (ЛУ-6665). Вероятно, около 8500 лет назад толща ЛК протаивала в результате наступления моря и на днище аласа скопились древесные остатки. Позже депрессия была заполнена отложениями слоёнки в результате последующего повышения уровня моря.

3.2.2. Геоморфологическое строение дельты реки Лены

Море Лаптевых наряду с Восточно-Сибирским является наиболее мелководным бассейном Российской Арктики. Глубины у бровки шельфа не превышают ста метров, а на остальной площади преобладают глубины в 20–40 м. Довольно однообразный ровный рельеф шельфа осложняют серии песчаных банок (рис. 41), останцов бывших архипелагов, протягивающихся с запада на восток от п-ова Таймыр до Новосибирских островов и ограничивающих прибрежную, наиболее мелководную часть шельфа от открытого моря. Зачастую банки сложены песчаным материалом, в то время как дно окружающей акватории выполняется более тонкозернистым материалом. Следует отметить, что отмеченные серии банок были выявлены в результате промеров для целей судоходства по трассе Северного морского пути. Промеры в целом локализованы в прибрежной зоне, и поэтому на рис. 41 показано распространение мелководных банок только в южной части моря Лаптевых. Такие же мели – останцы бывших островных массивов – есть и в северной части моря. Более детальные промеры шельфа к северу выявят другие скопления банок. Так, в настоящее время выявляются банки, на которых формируются стамухи. Анализ космоснимков на акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, проведенный А.Н.Горбанем (личное сообщение), показывает, что стамухи «сидят» на мелководных банках, которые

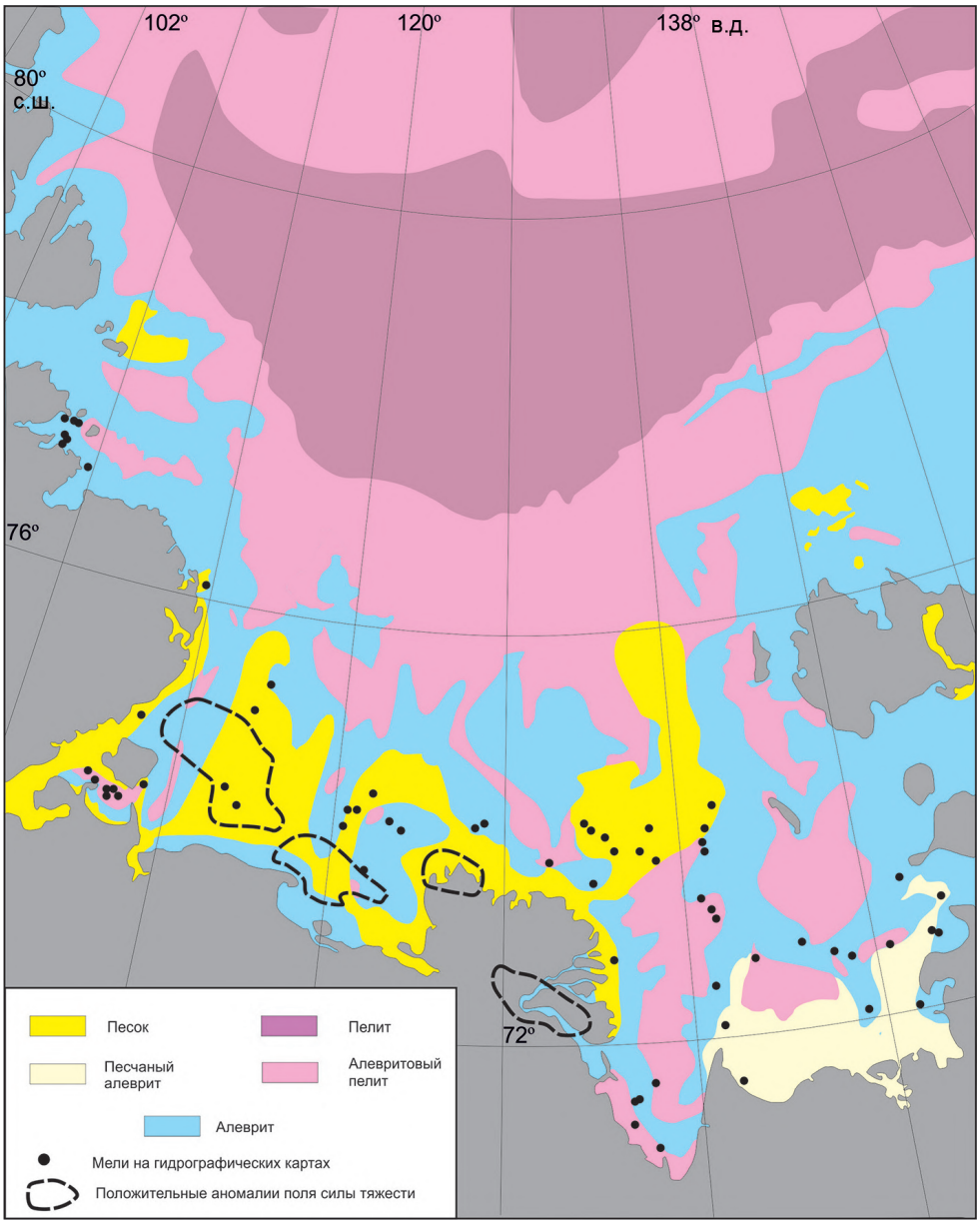


Рис. 41. Литологическая карта дна моря Лаптевых с нанесенными аномалиями силы тяжести и мелководными банками [Большиянов и др., 2008].

подтверждаются гидрографическими промерами. Так, в западной части моря Лаптевых севернее о. Песчаный на меридиане 116° в.д. обнаружены три стамухи, располагающиеся на отмелях. Данный метод обнаружения отмелей

представляется перспективным. Образование мелководных банок на месте исчезающих островов наблюдается на протяжении последних десятилетий. В XX в. полностью исчезли о-ва Васильевский и Семеновский [Клюев и др., 1981], в XIX в. о. Св. Диомида [Котюх, Клюев, 1988], и на их месте также образовались мелководные банки, что является доказательством наличия здесь в прошлом островов.

Континентальное обрамление дельты реки состоит из невысоких складчато-глыбовых гор Верхоянской горной системы (Хараулахский хребет и кряж Чекановского). Абсолютные отметки высот гор в пределах устьевой области р. Лены достигают 990 м. Долина р. Лены по разлому прорезает горные хребты, формируя прямолинейный участок протяженностью около 150 км, именуемый «ленской трубой». Именно на выходе из нее сформировалась дельта реки. Плоский рельеф с малыми уклонами дна моря способствует резкому падению энергии потока р. Лены и, как следствие, накоплению выносимого материала, формирующего огромный конус выноса – дельту р. Лены, слагаемую в основном песчаными наносами, как с поверхности, так и до глубины в первые десятки метров. Отличительная черта этой дельты – значительное содержание в надводной части органического материала в виде толщ переотложенных мхов и трав, а также внедряющихся в них стволов деревьев.

Геоморфологическое строение надводной части дельты характеризуется плоской в целом поверхностью, состоящей из разновозрастных аккумулятивных и денудационных форм рельефа. Первые являются бассейновыми террасами и пляжами в береговой зоне, пойменными и надпойменными террасами, русловыми образованиями в протоках, а также конусами выноса, приуроченными к горным массивам Хараулахского хребта и кряжа Чекановского. Денудационные формы рельефа представлены эрозионными и абразионными останцами дочетвертичных пород, слагающих окружающие дельту горы, и останцами четвертичных отложений.

До настоящего времени геоморфологическое строение дельты наиболее полно было представлено в схеме, предложенной М.Н.Григорьевым [1993] (рис. 42). Согласно схеме в дельте выделяются три надпойменных террасовых уровня: 3-й – поверхность, сложенная породами ЛК, 2-й – сложен песками о. Арга-Муора-Сисё, 1-й – надпойменная терраса, сложенная алевритом и песком, в разной степени обогащенными растительными остатками, зачастую полностью вымещающими минеральную часть. Помимо трех надпойменных выделяют еще и пойменные террасы. Количество их варьирует в разных частях дельты. Наши исследования позволили если не пересмотреть, то по крайней мере существенно расширить понимание геоморфологического строения дельты р. Лены.

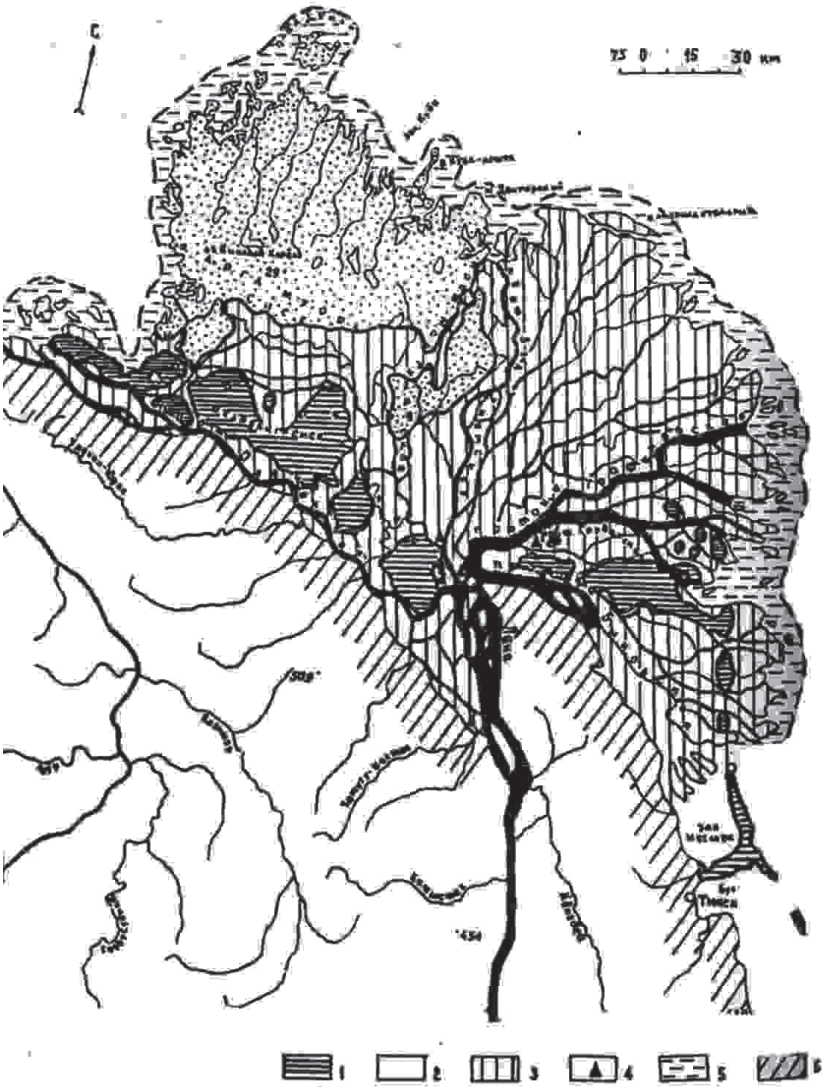


Рис. 42. Геоморфологическое строение дельты р. Лены [Григорьев, 1993].
1 – 3-я терраса; *2* – 2-я терраса; *3* – 1-я терраса; *4* – останцы коренных пород; *5* – прибрежно-морские и прибрежно-дельтовые образования; *6* – низкогорный рельеф с протяженными шлейфами подножий.

«Третья терраса» представляет собой эрозионные останцы поверхности, сложенной породами ЛК (местное название «едома»), распространенного в прибрежных районах морей восточного сектора Российской Арктики, в том числе и моря Лаптевых. Вопросы происхождения и возраста толщи ледового комплекса рассматриваются ниже в разделе 4.1 настоящей работы.

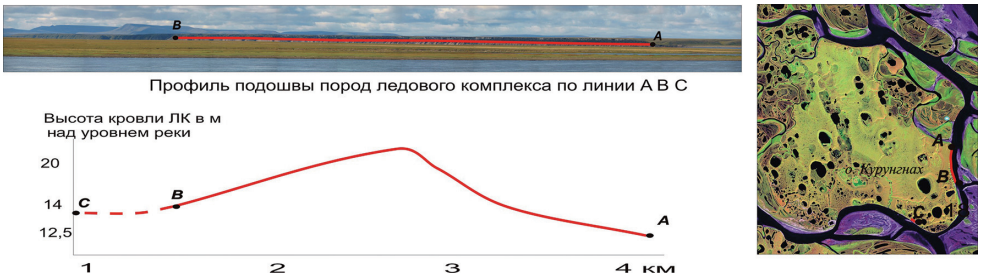


Рис. 43. Схема залегания подошвы толщи пород ледового комплекса.
О. Курунгнах, дельта р. Лены.

Комплекс геолого-геоморфологических исследований показывает, что эта поверхность не является третьей надпойменной террасой реки, как считается до настоящего времени. Роль реки в формировании ЛК сводится к его активному разрушению в результате термоэрозии. В разрушении ЛК принимали также участие процессы терморазмыва в те времена, когда уровень моря в голоцене повышался по сравнению с современным. На геоморфологической карте дельты видно, что совсем недавно более крупные массивы островов, сложенные ЛК, располагались гораздо ближе к морскому краю прежней дельты, по существу являясь самыми первыми островами, размываемыми наступавшим морем в восточной части дельты. Наиболее крупными островами, сложенными ЛК, в настоящее время являются о. Собо-Сисё в восточной, о. Курунгнах – в центральной и о. Харданг в западной частях дельты. Относительная высота останцов ЛК изменяется от 20 м до 60 м, в среднем же составляет 35–40 м. Такой перепад высот может быть связан с активными тектоническими движениями, которые имели место в голоцене. Одним из примеров воздымания подошвы ЛК и подстилающих его бассейновых песков служит разрез о. Курунгнах, образованный прямолинейным участком Оленёкской протоки. В 2007 г. были проведены измерения подошвы, которая воздымается в западном направлении с градиентом 8 м на 4 км (рис. 43). Здесь очевиден тектонический перекос, произошедший после накопления толщ песков и налегающих на них отложений ЛК.

Поверхность останцов ЛК осложнена формами микро- и мезорельефа. В первую очередь, это термокарстовые формы, достигшие здесь своего максимального проявления. Это озерные котловины глубиной до 15 м, заполненные или частично заполненные водой, аласы (рис. 44). Часто на склонах аласов можно наблюдать террасы, образованные в ходе предшествующих этапов спусков воды озер. Для поверхности ЛК характерны активные эрозионные процессы, приводящие к спуску озер и формированию нетеррасированных термоэрозионных долин. Такие водотоки активны в летний

Рис. 44. Алас. О. Билир-Арыта, центральная часть дельты р. Лены.

период и питаются водами термокарстовых озер. Глубина эрозионного вреза в таких долинах достигает 7 м.

К другим формам мезорельефа, представленным на поверхности ЛК, относятся бугры пучения, или булгунняхи, достигающие в диаметре 120–150 м и по высоте до первых десятков метров. Происхождение булгунняхов связано с промерзанием днищ озерных котловин после спуска озер. К формам мезорельефа можно отнести мерзлотные полигоны, имеющие повсеместное распространение. Форма полигонов различна и зависит от их возраста.

Отличительной особенностью рельефа поверхности ЛК является наличие байджарахов, небольших холмов, высотой до 5–7 м и диаметром до 20 м, представляющих собой остатки минеральной составляющей пород ЛК, образующиеся при их выжимании и при вытаивании льда (рис. 45), т.е. в процессе термоденудации.

Важным современным геоморфологическим процессом, затрагивающим данную поверхность, является процесс термоэрозии. Это разрушение берегов под воздействием совокупности гидродинамических и термических факторов текущей воды. Скорости разрушения берегов в результате термоэрозии достигают 2–3 м в год. Но процесс этот протекает неравномерно, и потому показатель средней скорости отступания берегов не полностью отражает суть процесса. Термоэрозионные берега год от года могут быть условно стабильными. В это время идет «подготовительная» работа для дальнейшего разрушения берегового обрыва. В приурезовой части берего-

Рис. 45. Байджарахи. О. Курунгнах, дельта р. Лены

вого уступа образуются термоэрозионные ниши, имеющие протяженность в глубь острова до десятков метров. По ним и происходят обрушения берегового уступа.

Поверхность о-вов Арга-Муора-Сисё и Джипириес-Сисё, или «вторая терраса», включена в дельту, но образована не речными процессами и раньше современных дельтовых пространств. Эти острова являются останцами обширного геологического тела, образованного на морском мелководье из наносов, принесенных рекой. Затем он был поднят тектоническими движениями и с тех пор разрушается (см. раздел 4.2) как речными, так и морскими процессами размыва. Высоты этой поверхности достигают 30 м. Поверхность ровная, с перепадами высот до 10 м, сильно изъеденная термокарстовыми озерами и аласами, ориентированными длинными осями с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Особенно сильно заозерена территория центральной части о. Арга, в субширотном поясе которой озера занимают около 50 % площади. Здесь глубина озер достигает 30 м (оз. Николай-Кюеле). В связи с отсутствием в толще песков, слагающих эти острова крупных ледяных жил и вообще крупных скоплений льда есть трудность в объяснении происхождения озер, природа которых явно связана с вытаиванием льда. Происхождение этих форм рельефа рассматривается в разделе 4.2. Озера и аласы довольно часто соединены друг с другом термоэрозионными долинами. Отдельные озерные ванны в процессе расширения соединяются друг с другом, но индивидуальность озерных котловин при этом не теряется – в

них обособлены глубоководные центральные части. Северная часть о. Арга активно разрушается наступающим морем, в результате чего северное побережье острова представляет собой глубоко вторгающиеся в сушу заливы, развивающиеся по разрушенным (протаявшим) озерным котловинам. Рисунок побережья напоминает риасовый, но здесь главным процессом развития заливов выступает термоабразионная деятельность ингрессирующего моря. Западное побережье острова, хоть и защищено от прямого действия волновых процессов серией береговых баров (береговой барьер с местным названием «пески»), также сильно изрезано термоабразионными заливами и напоминает по рисунку шхерный тип берега. Южный склон острова по границе с Арынской системой проток и западный склон по границе с Тыматской системой проток осложнены булгунняхами, которые не встречаются в центральной и очень редки в северной части острова. Поверхность острова и в настоящее время заметно позже освобождается от снега по сравнению с окружающими пространствами дельты, и на ней периодически развиваются снежники и ледники, которые даже закартированы на геоморфологической карте [Гусев, 1953]. В настоящее время они исчезли. Пассивные ледники и снежники, периодически возникающие на поверхности острова, угнетают растительный покров, который обеднен по сравнению с окружающими дельтовыми пространствами и поверхностью ЛК и представлен мохово-злаковым покровом. По этой же причине полигоны на поверхности тундры выражены значительно слабее, чем на других островах дельты.

Первая терраса дельты р. Лены является молодым образованием. Она разновозрастна в разных частях дельты. Возраст ее колеблется от 8 тыс. лет в центральной части, до первых сотен лет на северном ее побережье. Высота террасы меняется от 10–12 м в центральной части (о-ва Самойловский и Тит-Арыы [Makarov et al., 2006]) до 0,5–1 м в прибрежных частях дельты. На геоморфологической схеме дельты р. Лены В.Н.Коротаева [2012] первая терраса выделена как старая и молодая дельтовые поймы. Но эта площадь, как правило, не заливается половодными водами в настоящее время, за исключением случаев затора в каких-либо протоках и резкого подъема уровня воды. Терраса сложена песчаными отложениями и растительной слоёнкой, состоящей на 90–100 % из мохового растительного детрита. Происхождение первой террасы также обычно связывается с деятельностью р. Лены. Но, как видно из изучения отдельных районов дельты, эта терраса также обязана своим происхождением колебаниям уровня моря. Это аллювиально-морская терраса, и ее развитие связано с колебаниями уровня приемного водоема.

Разнородный характер поверхности первой террасы дешифрируется на космических и аэрофотоснимках (рис. 46). В результате дешифрирования

Рис. 46. Космический снимок дельты р. Лены.

снимков и сопоставлении его результатов с описанием строения рельефа, составленного в ходе геолого-геоморфологических маршрутов и полученных радиоуглеродных датировок отложений, слагающих террасу, удалось выделить единые по своим свойствам и возрасту поверхности конусы выноса, которые в совокупности и образуют поверхность, принимаемую за первую террасу дельты р. Лены.

Наиболее древней частью первой террасы являются острова, находящиеся на границе Арынской и Туматской проток. Возраст террасы здесь составляет 8570 лет (ЛУ-4191), а высота островов достигает 8 м.

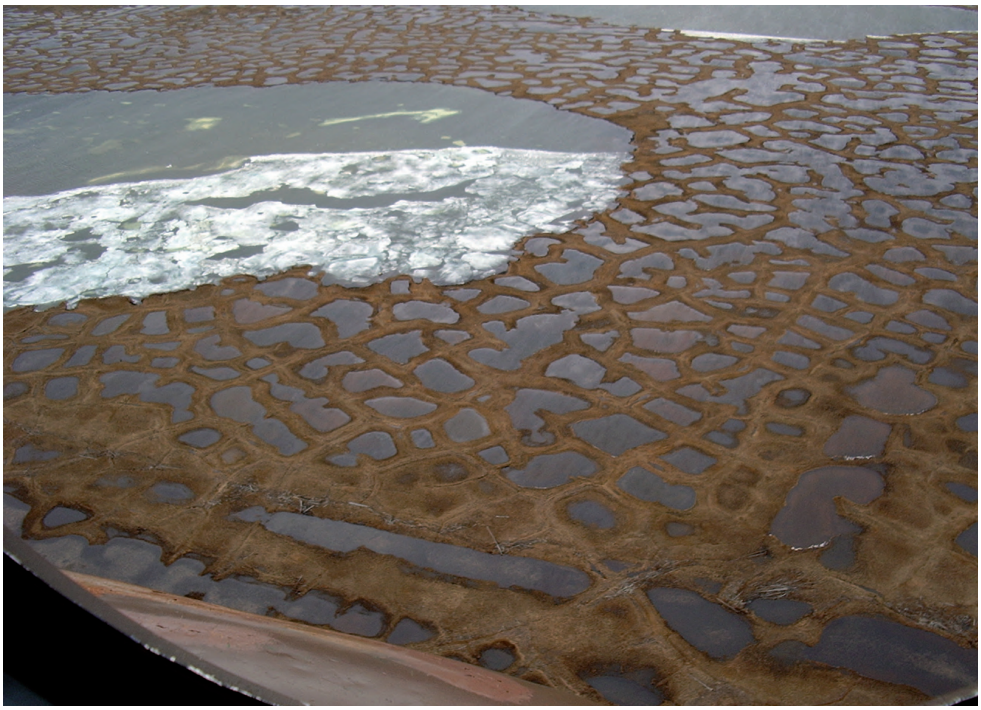


Рис. 47. Поверхность первой террасы дельты р. Лены. Фото с вертолета.

Другой крупной составной частью первой террасы является массив островов Оленёкской и Арынской проток дельты р. Лены. Его формирование началось около семи тысяч лет назад (6890±170, ЛУ-4409; 6520±130, ЛУ-4407). Острова имеют высоты 10–12 м.

Туматский конус выноса имеет возраст 2,5–3 тыс. лет (2280±8, ЛУ-5611; 3170±60, ЛУ-5612). Острова в этой части дельты относительно невысоки, 7–8 м, а прибрежной части – всего 1–1,5 м.

Сардахский, или Сардахско-Трофимовский, конус формируется с 4 тыс. лет назад. Высоты островов достигают 10–12 м.

Самое молодое образование в дельте – острова Быковской протоки высотой до 10 м, которые обширным конусом выноса выдвигаются в море Лаптевых. Его возраст не превышает 1,5 тыс. лет (1400±100, 2530±200 МГУ-773 и МГУ-861 соответственно) [Коротаев, 1984].

Поверхность всей террасы закономерно понижается от вершины дельты (10–12 м) к ее морскому краю (0,5 м).

На первой террасе активно развивается образование ледяных жил, что в свою очередь приводит к формированию сети мерзлотных тундровых полигонов на ее поверхности (рис. 47). Мощность ледяных жил различается

по районам дельты и зависит главным образом от возраста отложений, вмещающих жилу. Максимальной мощности жилы достигают в наиболее древней, центральной части дельты р. Лены, ширина их может достигать 2–3 м, а в глубину они распространяются на 10–12 м. В местах прилегания первой террасы к останцам ЛК иногда бывает даже трудно различить жилы ЛК и первой террасы. Размеры мерзлотных полигонов на поверхности террасы зависят от их возраста. В плане их поперечник не превышает 20 м, но на стадии зрелости полигоны могут сливаться. В этом случае размеры отдельных ячеек полигональной сети значительно увеличиваются в размерах. Полигоны ограничены ледяными жилами. В результате их роста происходит деформация отложений первой террасы, их выпирание, и на границе полигонов образуются валики высотой до 10 см. В процессе развития жилы происходит рост валиков, ширина которых в зависимости от зрелости полигона может достигать 1,5–2 м, а высота 0,7–1 м.

Часто центральная часть полигона занята водой. В этом случае на процесс мерзлотного полигонообразования накладывается термокарстовая составляющая. Соответственно, сливаясь, полигоны объединяют и озерца своих центральных частей. Тогда плановые размеры вновь образованных

Рис. 48. Термоэрозионный грот в обнажении первой террасы. О. Гоголевский, Сардахская протока.

озер достигают величин в десятки метров, а глубины могут превышать один метр.

Ледяные жилы в береговом уступе островов дельты активно разрушаются процессами термоэрозии и термоденудации. В результате образуются глубокие гроты или ниши. Если глубина ниш составляет первые метры, то глубина термогротов не поддается определению (рис. 48). Образование термоэрозионных ниш и пещер способствует активному разрушению берегов островов первой террасы.

Термокарстовые озера распространены в дельте повсеместно, а старицы встречаются исключительно на первой террасе. Размеры стариц различны. Они вытянуты вдоль берегов островов и являются палеоруслами проток. Такие озера протяженностью в первые сотни метров прорезают всю толщу террасы и имеют надводные склоны с высотами до 7 м, в то время как водой заняты нижние части палеорусел, где глубины составляют 1–3 м. Старицы образуются при перераспределении стока по рукавам дельты во время стояния высокого уровня воды в реке. После формирования старицы она продолжает развиваться по типу термокарстовых озер. Отдельно можно выделить тип озер, которые развиваются на поверхности мерзлотных полигонов. В центральной части полигона в процессе его образования появляется углубление, заполненное водой. При слиянии полигонов образуются водоемы, в которых начинается термокарстовый процесс. Однако первичное озеро часто бывает спущено в реку при размыве берегов. Если оно продолжает существовать в качестве озера, то заметно углубляется в результате протаивания мерзлоты под слоем воды.

На первой террасе есть прирусловые валы, которые образовывались во время половодья. Они зафиксированы в Сардахско-Трофимовской системе проток, но редки здесь, т.к. речной фактор в образовании первой террасы играет второстепенную роль. Один из береговых валов в центральной части дельты на террасе о. Сардах-Арыта, протока Маастах-Уэся (см. табл. 4, № 30), залегающий на террасе высотой 7 м, имеющей возраст 1800 лет, сформировался в результате подъема уровня воды до высоты около 8 м в современную эпоху. Такие подъемы воды в центральной части дельты ниже главного узла разветвления обусловлены заторами льда в какой-нибудь одной из систем проток, во время которых резко возрастают уровни воды в других протоках.

Похожие на береговые валы формы рельефа образованы в результате проявления бульдозерного воздействия половодного льда на берега островов (рис. 49). Высота напорных валов составляет 2–3 м, они протягиваются на десятки метров вдоль берегов островов. Наиболее характерны они для пес-

Рис. 49. Прирусловой вал. О. Чай-Ары, Быковская протока дельты р. Лены.

чаных островов дельты и приурочены к Сардахско-Трофимовской системе проток, а также к Быковской протоке.

Уникальным образованием первой террасы является о. Чай-Ары в Быковской протоке (рис. 49). Это единственный из обнаруженных островов первой террасы, сложенный речным аллювием (см. раздел 3.2.1.3). Чай-Ары – одно из самых молодых образований в дельте, по предварительным оценкам возраст аккумулятивной части этого острова, который в основании сложен девонскими аргиллитами, составляет 50–60 лет. С точки зрения морфологии его характеристики соответствуют первой террасе. Высота составляет 7–8 м. На его поверхности только начали развиваться морозобойные тундровые полигоны, а также термокарстовые котловины озер. Поверхность полностью освоена растительностью.

Пойменные террасы в дельте р. Лены распространены повсеместно вдоль даже самых мелких проток. Высоты поймы плавно понижаются от центральной части, 10 м – высокая пойма и 9 м – низкая, до 0,3–0,5 м в прибрежных частях дельты. Низкая пойма практически не освоена растительностью. Ледяные жилы не развиваются. Высокая же пойма редко заливается водой. Она часто полностью освоена растительностью. Местами начинает закладываться сеть мерзлотных полигонов.

Русловые образования представлены побочнями, перекатами, осерёдками. Уровень воды во время половодья в дельте р. Лены значительно поднимается – до 10 м. В это время переносится и откладывается огромное количество материала. Нередко русловые образования в период межени возвышаются на 2 м над поверхностью воды. Если в период половодья все русловые образования скрыты под водой, то в межень они могут занимать более половины ширины русла. Сложены русловые образования песком. Побочни нередко сливаются с пойменными террасами.

Дельта реки сформирована на участке побережья, окруженного горными массивами кряжа Чекановского и Хараулахского хребта. Это складчато-глыбовые образования с максимальными высотами до 529 м (кряж Чекановского). В дельте Лены есть три эрозионных останца – части этих массивов. Один – это о. Столб в центральной дельте, где и происходит деление р. Лены на протоки. Высота острова 111 м. Другие два располагаются в районе «горы» о. Америка-Хая и представляют собой останцы кряжа Чекановского. Высота «горы» 86 м. Отдельно отметим о. Сардах, который представляет собой купольное поднятие высотой 60 м. Сложен он миоценовыми или плиоценовыми отложениями. Вопрос о его происхождении не ясен. Это аномальный остров для дельты р. Лены. Именно здесь по данным геофизики кристаллический фундамент залегает в непосредственной близости от дневной поверхности (100 м) [Григорьев 1993], а иногда и выходит на нее.

Горные массивы, обрамляющие дельту р. Лены, в недавнем прошлом являлись центрами развития оледенения горного типа. Это были крупные снежники, которые развивались и переходили в разряд ледников. Последующее их таяние привело к формированию вдоль Быковской и Оленёкской проток серии крупных конусов выноса. Такие конусы приурочены к долинам, берущим свое начало в горах. Долины не террасированы. Сформированные конусы выноса имеют мощность 3–5 м и сложены галечными и гравийными отложениями. Наиболее крупный из них находится в среднем течении Быковской протоки. В месте его формирования в губе Нералах располагается научно-исследовательская станция «Лена–Норденшельд». Мощность отложений здесь составляет 5–7 м, а площадь конуса едва не достигает квадратного километра. На поверхности конусов выноса уже видны следы деятельности р. Лены, наблюдается заложение некоторых высотных половодных уровней. Крупнейший за последние десятилетия подъем уровня воды во время половодья 2008 г. частично разрушил станцию (рис. 50). В результате ледяной пробки, образовавшейся в устье Булкурской протоки, большая часть половодного стока р. Лены устремилась в Трофимовскую и Быковскую протоки, что привело к катастрофическим для постройки последствиям.

Рис. 50. Здание станции «Лена–Норденшельд», разрушенное в результате напора плавучих льдов летом 2008 г.

Разнообразна береговая линия дельты р. Лены. Наблюдается несколько участков как размыва, так и аккумуляции наносов. В западной части дельты, в приустьевой области Оленёкской и Арынской проток, сформировался мелководный бассейн залива Куба. Отличительной особенностью побережья залива являются голоценовые морские террасы высотой до 8 м и возрастом

Рис. 51. Деревянный пляж. Залив Куба.

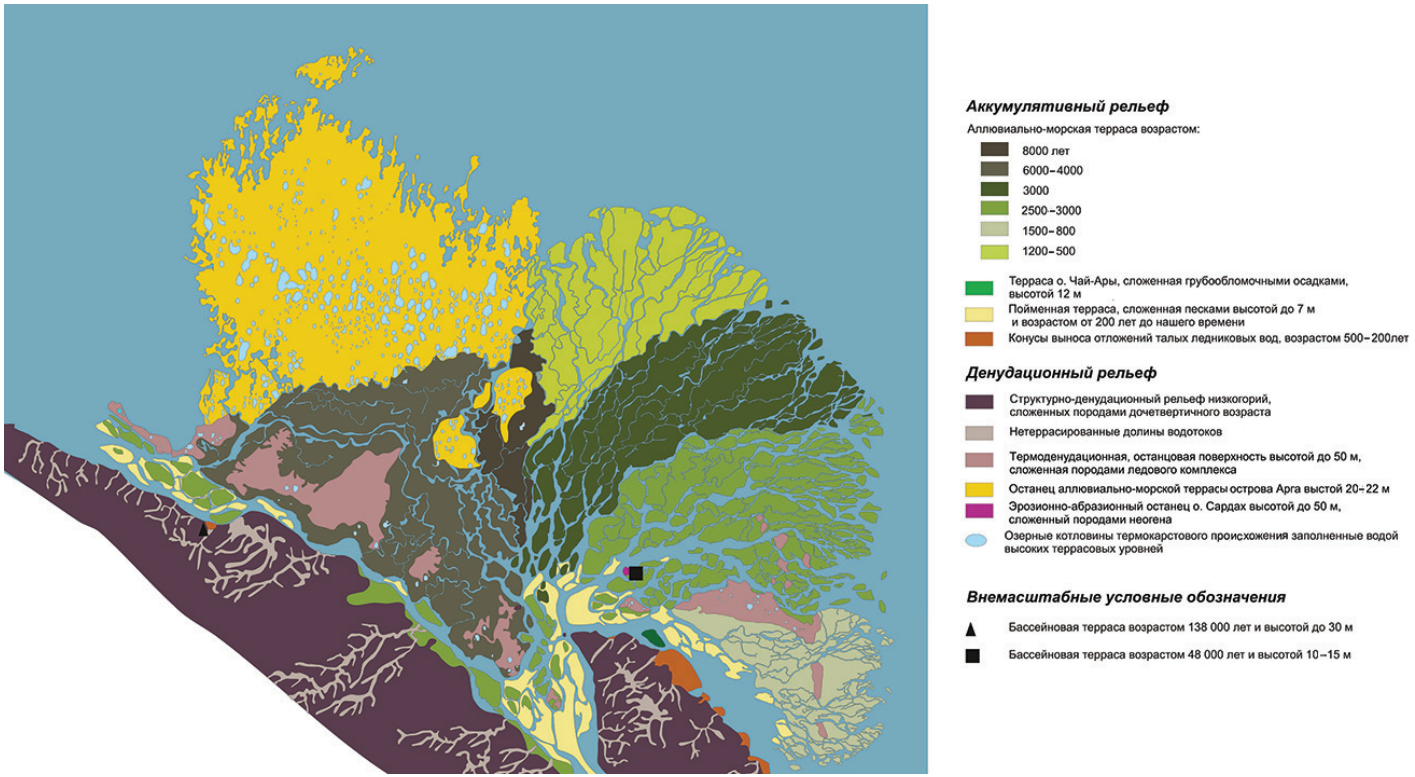


Рис. 52. Геоморфологическая карта дельты р. Лены.

до 3 тыс. лет и современный деревянный пляж (рис. 51), формирующийся в результате переработки и измельчения плавниковой древесины. Северная часть дельты р. Лены представлена побережьем Туматского конуса выноса. Тип берега здесь можно охарактеризовать как абразионно-аккумулятивный. Берег представлен абразионным уступом высотой до 1 м, который периодически заливается водой в процессе приливного и нагонного воздействия, активизируя аккумуляцию. К востоку характер береговой линии дельты р. Лены меняется. Она становится почти исключительно абразионной. Это хорошо видно на космических снимках (см. рис. 46), берег прямолинеен. Восточная часть дельты, устьевая область Сардахской, Трофимовской проток и Быковской протоки, представляет собой активно развивающиеся эстуарии.

Приведенные выше новые данные по геологическому и геоморфологическому строению дельты р. Лены позволили построить уточненную геоморфологическую карту дельты (рис. 52). На карту нанесены разновозрастные сегменты дельты, формирующие поверхность, принимаемую за первую террасу. Также нанесены эрозионные останцы поверхностей прибрежной равнины о-вов Арга и Джипириес, едомы, внемасштабными знаками – останцы морской террасы возрастом 138 тыс. лет (Оленёкская протока), прислоненные к куполовидному поднятию о. Сардах бассейновые террасы возрастом 48000 лет, конусы выноса по побережью Быковской протоки.

3.2.3. Русловые деформации и перераспределение стока по рукавам

3.2.3.1. Главное русло

Первое дельтовое разветвление р. Лены происходит от оголовья о. Тит-Арыы (175 км от устья). Левый рукав – Булкурская протока действует только в половодье и несет воды по неглубокому руслу в Оленёкскую протоку. Правый рукав, или Главное русло, на протяжении 70 км течет вдоль скалистого берега, образованного низкими горами Приморского кряжа. У мыса Крест-Тумса и о. Столб река разливается на основные рукава: Быковскую, Трофимовскую, Оленёкскую и Туматскую протоки. Это основной узел разветвления дельты р. Лены. В 4,7 км выше мыса Крест-Тумса находится основной гидрометрический створ, который обслуживался, как и створы на других протоках (Туматской, Оленёкской, Быковской, Трофимовской), сотрудниками полярной станции Столб до 2002 г. С 2001 г. и до настоящего времени гидрометрические измерения в этих и других створах проводятся ежегодно в период межени российско-германской экспедицией «Лена». Изменения глубин в гидрометрическом створе Главного русла (рис. 53) в много-

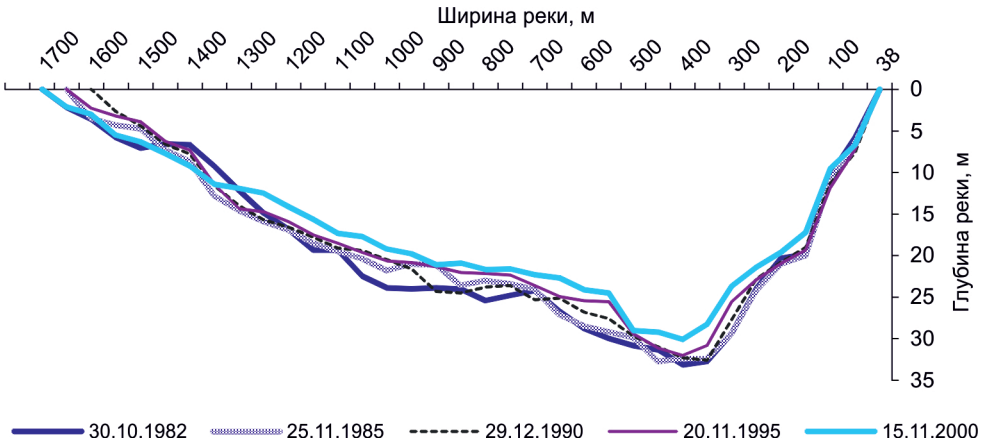


Рис. 53. Изменение поперечного сечения Главного русла р. Лены, гидроствор 4,7 км выше о. Столб.

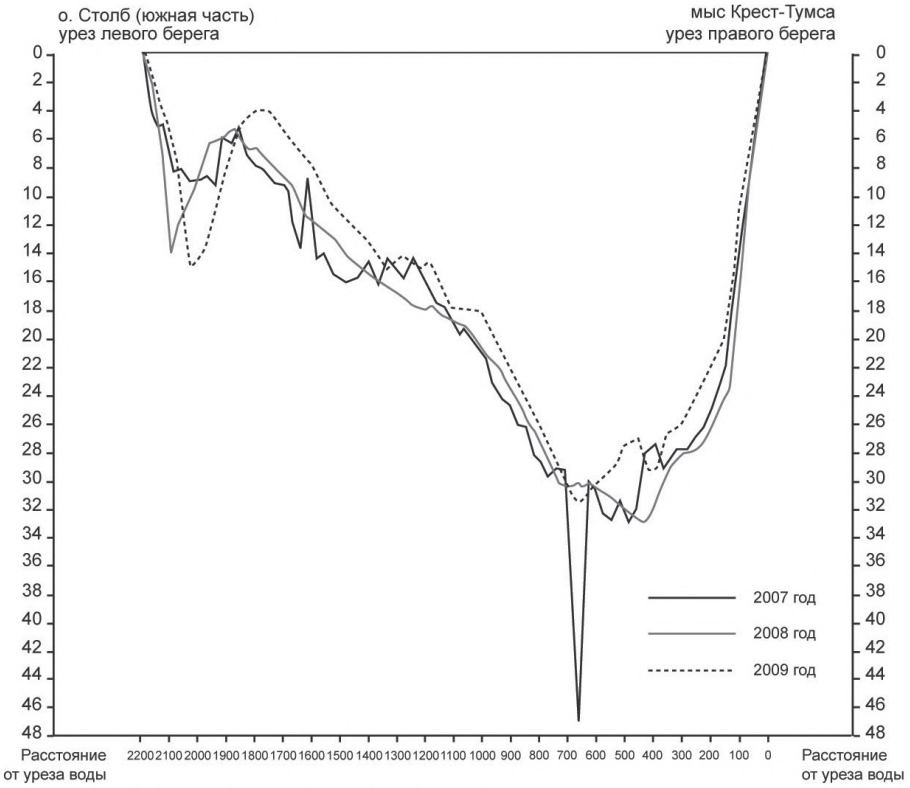


Рис. 54. Результаты промеров Главного русла р. Лены в 2007–2009 гг. Профиль русла р. Лены. Уровень полярной станции Столб.

летнем плане достигают величины 5–6 м, а в створе разветвления между о. Столб и мысом Крест-Тумса изменения глубин более существенные.

Измерения глубин в створах Главного русла также показали значительные изменения. На судовых лоциях конца 50-х гг. XX в. в створах между мысом Крест-Тумса и о. Столб, а также несколько южнее обозначены глубины 10–12 м. Промеры в первом десятилетии XXI в. показывают несравненно большие глубины – до 30–32 м. На рис. 54 приведены промеры, выполненные в августе 2007, 2008 и 2009 гг. Эхолотный промер 2007 г. в ложбине у правого берега (мыс Крест-Тумса) показал существование узкой – до 70 м – ложбины с глубиной 47 м. Тогда эти данные были подвергнуты сомнениям, но независимые наблюдения глубин до 52 м с борта судна-обстановщика «405» в 2007 г. в этом же створе, вероятнее всего, указывают на то, что такие глубины здесь могут существовать в определенные моменты времени. На следующий год эта глубокая щель была занесена осадками. У правого берега Главного русла под о. Столб яма шириной 200–300 м меняла глубину в 2007–2009 гг. от 9 до 15 м. Судя по формам рельефа, на дне Главного русла наносы движутся крупными грядами, то засыпая, то обнажая крупные эрозионные рытвины, выработанные в скальных породах. Общая тенденция резкого углубления русла с середины XX до начала XXI в. характерна не только для Главного русла, но и для Сардахско-Трофимовского узла разветвления.

3.2.3.2. Сардахско-Трофимовский узел разветвления

На 25-м км от истока Трофимовской протоки от о. Столб начинается второй крупный узел разветвления дельты р. Лены – Сардахско-Трофимовский. Трофимовская протока разделяется осерёдком (пески Трофим-Кумага, или Трофимовские) на расстоянии 5 км. В настоящее время осерёдок причленился к левому берегу, а справа расширился в сторону о. Сардах-Хая, сузив русло правой Трофимовской протоки, а по существу (по величине стока) Сардахской протоки. Левая протока (бывшая Большая Трофимовская) теперь извилистым руслом проходит вдоль пойменных обрывов о. Булгунняхтах-Арыта, активно размывая его в районе бывшего поселка Трофимовск. Эта протока была судоходной (глубины до 4 м) еще в начале 1980-х гг. Тогда по ней отмечался активный сток. В настоящее время она представляет собой узкое русло, меандрирующее от левого подмываемого берега и в пределах Трофимовских песков с глубинами 2–4 м.

Глубокое и широкое русло правой протоки контролируется пойменными и коренными обрывами о. Сардах-Хая. На 35–40-м км Трофимовской протоки происходит слияние проток Большой Трофимовской, которая теперь совсем небольшая, и правого рукава Трофимовской протоки, активно размы-

вающей о. Сардах. Далее воды бывшей Большой Трофимовской протоки подхватываются течением правого рукава и через неширокое русло, стесненное отмелью-побочнем с левого берега и оголовьем о. Гоголевский, вливаются в Трофимовскую потоку, которая прямолинейным руслом шириной 2 км в пойменных и 0,75–1 км в меженных берегах следует на северо-восток до 50 км между дельтовыми о-вами Гоголевский и Чака, сохраняя достаточно большие глубины (10–13 м). Основной поток Трофимовской протоки отклоняется оголовьем о. Гоголевский и проходит вдоль его южного берега (географическое начало Сардахской протоки).

В 2001–2002 гг. в Сардахско-Трофимовском узле разветвления был проведен комплекс гидрометрических работ, промеров, исследований русловых деформаций [Большиянов и др., 2006]. График связи среднесуточных уровней на полярной станции Столб и временного экспедиционного водомерного поста на о. Сардах характеризовался довольно устойчивой линейной связью. Уровенный режим в узле разветвления в период половодья и летней межени определялся только речными факторами. Расходы измерялись на четырех створах, разбитых в 2001 г. (створы 1–4), а также на дополнительных створах (створы 5–9), как показано на рис. 55. Основной створ № 1 был заложен с высокого уступа размыва о. Сардах-Хая на осушку Трофимовских песков. Здесь происходит основной сток реки. Створ № 2 располагался в бывшей Большой Трофимовской протоке, которая, прежде прижимаясь к о. Булгунняхтах-Арыта в районе пос. Трофимовск, имела несравненно большее значение для стока воды и наносов, чем в настоящее время. Створ № 3 был заложен собственно в протоке Трофимовской с о. Гоголевский (ранее о. Безымянный) ниже узла разветвления. Створ № 4 был предназначен для учета части стока, уходящего в восточном направлении по протоке Маастах-Уэся. При уровне на основном водомерном посту станции Столб 260 см были сделаны промеры в протоках, уходящих влево из Трофимовской протоки выше Сардахско-Трофимовского узла разветвления. Большинство проток, таких, как Яков-Уэся и Булгунняхтах-Уэся, оказались пересохшими, лишь узкая протока, проходящая вдоль о. Буоран, была действующей. Здесь на створе № 9 были измерены скорости течения и мутность воды. Результаты показали крайне малую роль этой протоки в отъеме воды и наносов в Трофимовской протоке при подходе к Сардахско-Трофимовскому узлу разветвления (см. рис. 55).

В результате проведения гидрометрических измерений и сравнения этих данных с материалами прошлых исследований XX в. [Отчет по гидрологическим…, 1986] получены новые данные о перераспределении стока воды и наносов на одном из самых динамичных участков дельты р. Лены.

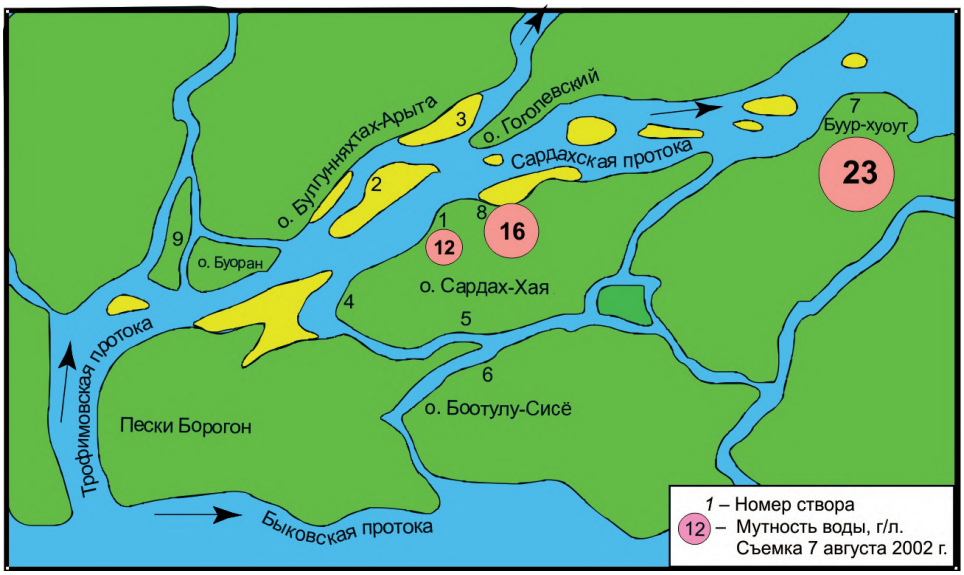


Рис. 55. Экспедиционные гидрометрические створы
в Сардахско-Трофимовском узле разветвления.

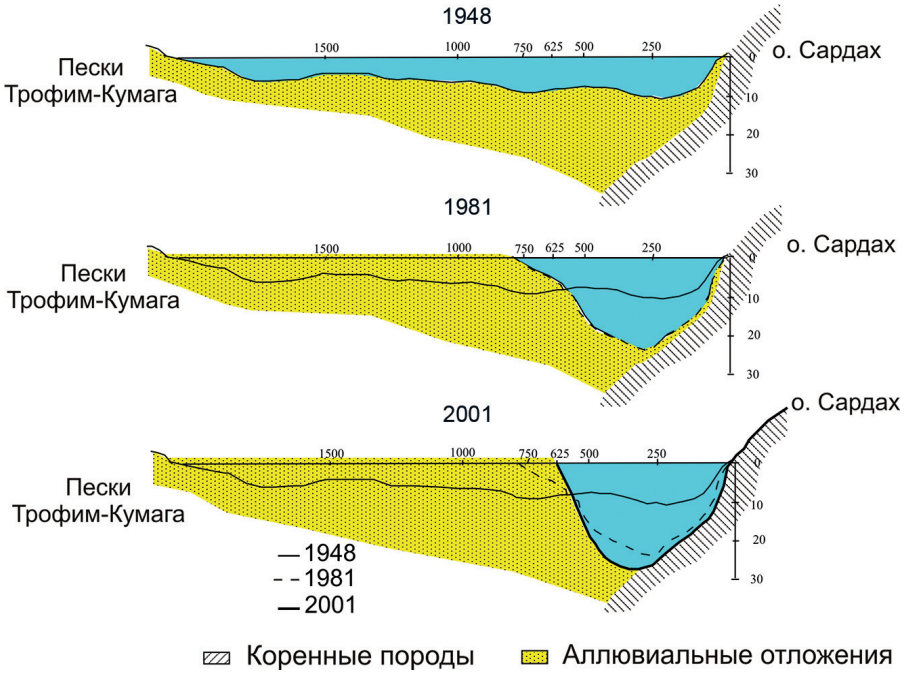


Рис. 56. Русловые деформации Сардахской протоки в створе
Сардах-Хая – Трофим-Кумага по данным [Атлас Сардахской…, 1949;
Отчет по гидрологическим…, 1986] и измерениям авторов в 2001–2002 гг.

В Трофимовской (Сардахской) протоке у правого берега под о. Сардах-Хая за период с 1949 по 1980 г. произошло резкое углубление русла с 10 до 27 м (рис. 56). По данным лоции на 1985 г. протока здесь имела глубины 10–15 м при ширине русла 1–2 км. В 2001–2002 гг. между о. Сардах-Хая и песками Трофим-Кумага русло сузилось до 625 м, а глубины достигли 25–28 м. Промеры показали, что русло протоки под о. Сардах-Хая (створ № 1) имеет корытообразную форму с глубинами до 28 м, а в 2002 г. обнаружена глубина в 30 м. Дно восточной половины протоки (под о. Сардах-Хая) выстлано крупнообломочным аллювием или коренными породами, что определено по поведению якоря при попытках закрепиться на створе. В западной половине протоки на дне залегает песчаный аллювий.

К 2002 г. Трофимовские пески сместились вниз по течению, образовав обширные мели напротив Гоголевского острова. Совмещенные профили гидроствора № 3 (см. рис. 55) выполненные в 1980-х гг. и в 2001–2002 гг., показывают, что в Большой Трофимовской протоке русло также не остается неизменным. В 80-е гг. здесь происходило уменьшение глубин на фарватере и у левого берега. Деформации русла заметны и при сравнении промеров 2001 и 2002 гг. Проявляются они главным образом в увеличении глубины на фарватере и уменьшении ширины русла. Сужение русла происходит за счет отложения наносов на левом берегу и роста побочня, который стремится сузить протоку ниже оголовья о. Гоголевский.

Расходы воды Большой Трофимовской протоки, измеренные в створе № 3 (ниже оголовья о. Гоголевский) в период открытого русла, при уровнях по в/п Столб от 190 см до 378 см изменяются в пределах от 2710 до 7882 м^3/с (табл. 5). Расходы взвешенных наносов в этом же створе, измеренные в период открытого русла, изменялись от 63 до 262 кг/с при средней мутности потока от 15,0 до 33 г/м^3. Расходы воды Сардахской протоки, измеренные в навигационный период, составили 3560–11550 м^3/с при уровнях воды по в/п Столб от 190 до 378 см. Расходы взвешенных наносов Сардахской протоки изменялись в 80-х гг. XX в. от 79 до 260 кг/с, средняя мутность потока при этом составляла от 16 до 40 г/м^3 (табл. 5). Измерения в Сардахско-Трофимовском узле разветвления показали прямую зависимость стока наносов от водного стока. Как правило, большему стоку воды соответствует большая мутность и больший сток наносов. На участке от створов 1 и 2 до створа 3 происходит транзит взвешенного вещества, мутность на его протяжении практически не меняется.

В 80-х гг. доля стока воды по Большой Трофимовской протоке составляла в летнюю межень 43 – 52 % от стока всей Трофимовской протоки до узла разветвления. В настоящее время эта доля уменьшилась до 40 %, а

Таблица 5

Распределение расходов воды и наносов в Сардахско-Трофимовском узле разветвления

Дата	Уровень над «0» графика в/п Столб	Б.Трофимовская пр. (створ 3)				Сардахская пр. (створ 8)			
		Расход воды, $м^3/с$	%	Расход наносов, кг/с	Мутность, $г/м^3$	Расход воды, $м^3/с$	%	Расход наносов, кг/с	Мутность, $г/м^3$
Данные гидрографической партии ТУГКС									
25.09.82	273	7570	52,1	–	–	6950	47,9	–	–
11.09.83	–	5700	43,6	143	25	7370	56,4	250	34
14.09.83	–	5230	44,6	17	33	6500	55,4	92	14
24.09.83	–	4770	43,3	–	–	6240	56,7	–	–
26.09.83	–	5540	47,2	–	–	6200	52,8	–	–
19.09.84	190	2710	43,2	–	–	3560	56,8	–	–
02.02.85	90	410	31,5	–	–	893	68,5	–	–
13.08.85	309	5960	47,7	200	34	6530	52,3	260	40
19.09.85	221	4140	46,1	63	15	4850	53,9	79	16
Данные экспедиций «Лена-2001» и «Лена–Новосибирские острова-2002»									
29.07.01	263	4580	37,5	–	–	7644	62,5	–	–
22.08.01	345	6498	39,8	170	26	9830	60,2	–	–
03.08.02	378	7882	40,6	262.4	33.3	11550	59,4	–	–
08.08.02	299	6459	39,3	69.1	10.7	9980	60,7	–	–

Примечание. Расходы воды и наносов в 2001–2002 гг. в Сардахской протоке рассчитывались по измерениям в створах № 1, 2 и 3, а в 1980-х гг. определялись непосредственно в Сардахской протоке – створе № 8.

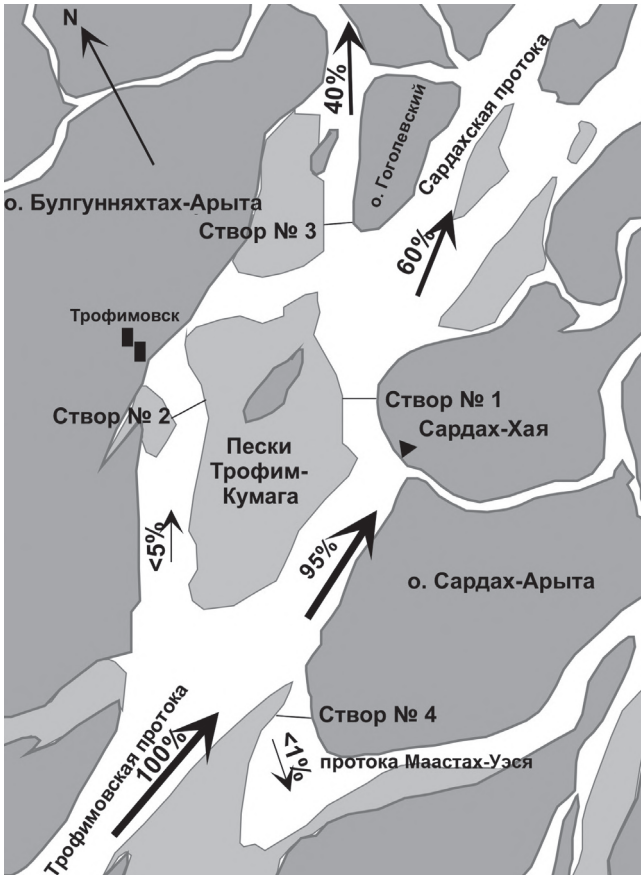


Рис. 57. Схема современного (2001–2002 гг.) распределения стока в Сардахско-Трофимовском узле разветвления.

основная доля стока воды Трофимовской протоки (около 60 %, см. табл. 5) уходит в правый рукав – Сардахский, между приверхом о. Гоголевский и о. Сардах (рис. 57).

Измерения ниже узла разветвления в Сардахской протоке показали на участке протяженностью 20 км от створа 8 до створа 7 увеличение мутности (см. рис. 55), которое может быть связано с процессами развития водотока, размыва русла и берегов. На всем своем протяжении южные берега этой протоки активно размываются, что также свидетельствует об активизировавшемся стоке. Замечено, что южные берега Сардахской протоки подвержены интенсивному размыву, что определенно выявляется при сравнении положения береговых уступов этого берега несколько десятков лет назад (по картам) и современного его положении. Наиболее явно следы

размыва видны у бывших поселков (Буор-Хая в устье Сардахской протоки), где практически все постройки и кладбища перестали существовать или находятся в стадии разрушения. Активно размываются берега о. Собо-Сисё, в уступах которого выходят отложения ЛК. Русло Сардахской протоки в 2001–2002 гг. было очень широким и мелким. Судоходство по ней даже для мелкосидящих судов невозможно. На некоторых широких перекатах глубины в межень не превышают 0,5 м, а русловые бороздины, переходя от северного к южному берегу, местами исчезают, чтобы вновь появиться под южными берегами протоки. Все это говорит о том, что в настоящее время Сардахская протока является развивающимся водотоком и в ней следует ожидать дальнейших изменений.

При выходе Сардахской протоки на отмелое устьевое взморье моря Лаптевых в районе заливов Арангастах-Кубита и Кыыллаах-Кубата не прослеживается хорошо разработанной русловой бороздины.

Трофимовская потока в 85 км ниже разветвления с Сардахской протокой отдает сток в протоки, уходящие направо, и перед выходом протоки на устьевой бар в межень она несет только 8 % от количества воды, поступающей в нее у о. Столб на главном узле разветвления в дельте [Бабич и др., 2007].

Таким образом, данные о распределении стока и эрозии русла и берегов в Сардахско-Трофимовском узле разветвления дельты р. Лены свидетельствуют о все большем перераспределении стока воды в южном и юго-восточном направлениях.

Проведенные гидрологические исследования и изучение русловых деформаций позволили понять сильную изменчивость процессов, происходящих в дельте. Даже на протяжении инструментального этапа исследования дельты такие изменения найдены, и они оказались существенными, как для русловых процессов, так и для судоходства.

3.2.3.3. Оленёкско-Булкурский узел разветвления

Другой важнейший для дельты узел разветвления – Оленёкско-Булкурский. Он очень важен для жизни Оленёкской протоки. Сюда во время ледохода устремляется значительное количество воды от первого узла разветвления дельты – о. Тит-Ары. Однако на спаде половодья сток по Булкурской протоке в Оленёкскую прекращается, и, даже по измеренным уклонам, Оленёкская протока в межень отдает часть стока Булкурской протоке, который затем распределяется в вершине дельты. Этот естественный, наиболее короткий путь стока воды в вершине дельты в настоящее время заменился очень необычным, идущим против течения Главного русла стоком по Быковской протоке и длинным,

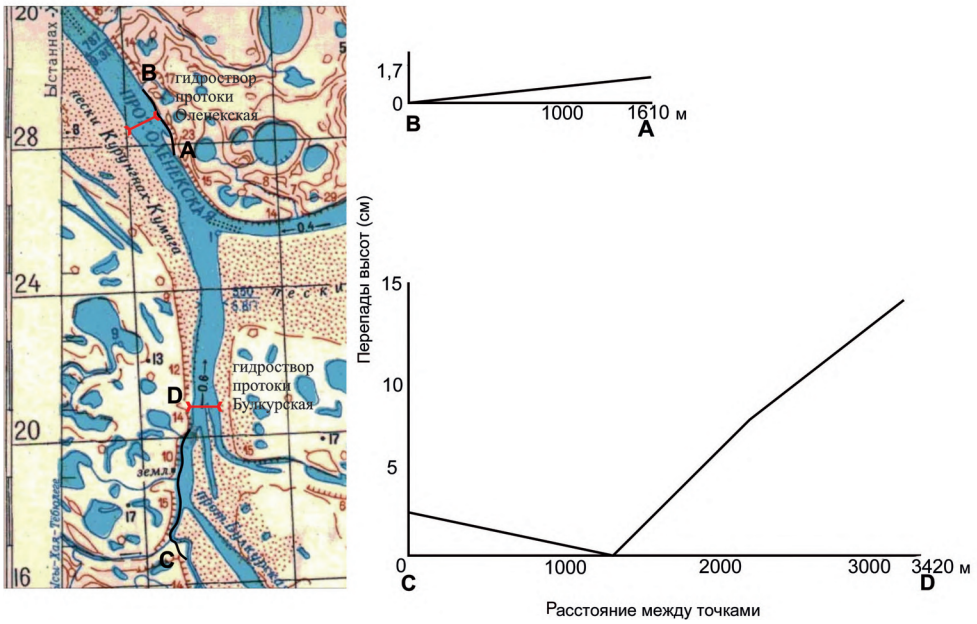


Рис. 58. Результаты нивелирования водной поверхности
в Оленёкско-Булкурском узле разветвления.

извилистым стоком по Оленёкской протоке, бывшей ранее одним из главных рукавов дельты. В настоящее время сильные деформации русла Оленёкской протоки сильно осложняют проводку по ней крупных судов. Измерения расходов проводились в разные годы на одном и том же створе, место которого представлено на рис. 58 Координаты створа: правый берег 72° 14´44,5´´ с.ш., 126° 08´07,6´´ в.д. и левый берег 72° 14´48,1´´ с.ш. ,126° 06´01,6´´ в.д.

Еще в 2002 г. было замечено, что расход воды и наносов в Булкурской протоке меняется в течение летнего периода очень сильно, в десятки раз. Позднее, в 2004 и 2005 гг., это было также подтверждено (табл. 6).

Таблица 6

Расходы воды и наносов Булкурской протоки

Год	Дата	Расход воды, м^3/с	Расход наносов, кг/с
2004	04.07	3995,5	487,77
	17.07	659,7	5,93
2005	20.08	106,3	0,42
2006	01.07	2632,7	57,5
	24.07	117,6	0,7

Летом 2007 г. помимо измерения расходов воды было выполнено также рекогносцировочное нивелирование электронным лазерным тахеометром ELTA 3 «Zeiss» участка протоки в районе гидрометрического створа, которое показало, что уклон водной поверхности в период летней межени направлен в другую сторону, чем в период половодья (см. рис. 58). Это приводит к значительному уменьшению стока по Булкурской протоке, его прекращению и, возможно, противотечению обратно в Главное русло. Причиной данного явления, скорее всего, являются переформирования в Оленёкско-Булкурском узле разветвления, особенно проявляющиеся в период половодья, увеличение эрозионной деятельности потоков и переотложение влекомых наносов, что, в свою очередь, приводит к подпору уровня Булкурской протоки и торможению (остановке) ее течения. А причиной этих явлений являются современные тектонические движения земной коры.

Роль второстепенной Булкурской протоки может быть довольно значительна в период половодья. В это время расход воды Оленёкской протоки, в которую впадает Булкурская, может практически на 100 % состоять из объема последней. В отдельные годы ледовые заторы в Оленёкской протоке поворачивают сток Булкурской протоки в Туматскую протоку. Т.е. река на этом отрезке долины течет вспять. Таким образом, Оленёкская протока динамична в основном на пике половодья за счет стока по Булкурской протоке, а в период его спада и в межень в ней не могут наблюдаться активные русловые деформации. Бывают также годы, когда ледяной затор закрывает русло Булкурской протоки у о. Тит-Ары и вся вода половодья устремляется к главному узлу разветвления. Таким периодом было лето 2008 г. Тогда уровень в Быковской протоке поднялся до 12 м выше меженного в районе полярной станции Столб, а в Оленёкской протоке уровни не выросли и до 2 м над меженными.

Летом 2005 г. были проведены измерения расходов воды и наносов по длине Оленёкской протоки. В табл. 7 представлены координаты расположения створов.

Расходы воды и наносов на створах Оленёкской протоки представлены на рис. 59. Расход воды протоки Ангардам в 2 км от ее ответвления от Оленёкской протоки больше, чем расход самой Оленёкской протоки ниже по течению (расходы наносов при этом практически одинаковые). Наибольший расход наносов отмечен на главном гидростворе Оленёкской протоки (сразу после впадения в нее Булкурской протоки). Далее, вниз по течению протоки, расходы воды и наносов уменьшаются, но на разных участках составляют различные величины (рис. 59). Расход воды и наносов самой Булкурской протоки на этой фазе гидрологического режима незначителен.

Таблица 7

Места расположения гидрометрических створов на Оленёкской протоке

№ створа	Место расположения створа			Дата	Кол-во вертикалей	Примечание
	Наименование протоки	Долгота (восточная)	Широта (северная)			
1	Оленёкская	72°52′48,3″	123°12′53,6″	15.08.05–17.08.05	4	Суточная станция, возле пос. Нагым
2	Ангардам	72°45′25,4″	123°38′54,1″	18.08.05	4	В 2 км от пр. Оленекская
3	Оленёкская	72°39′25,2″	124°20′20,8″	19.08.05	5	–
4	Оленёкская	72°30′20,9″	125°17′10,4″	19.08.05	4	Возле р. Гусинка
5	Оленёкская	72°21′32,4″	125°40′16,2″	20.08.05	4	Возле пос. Чай-Тумус
6	Оленёкская	72°17′46,1″	126°05′40,0″	20.08.05	5	Основной гидрометрический створ
7	Булкурская	72°13′57,7″	126°06′18,5″	20.08.05	3	2 км перед впадением протоки в пр. Оленёкскую

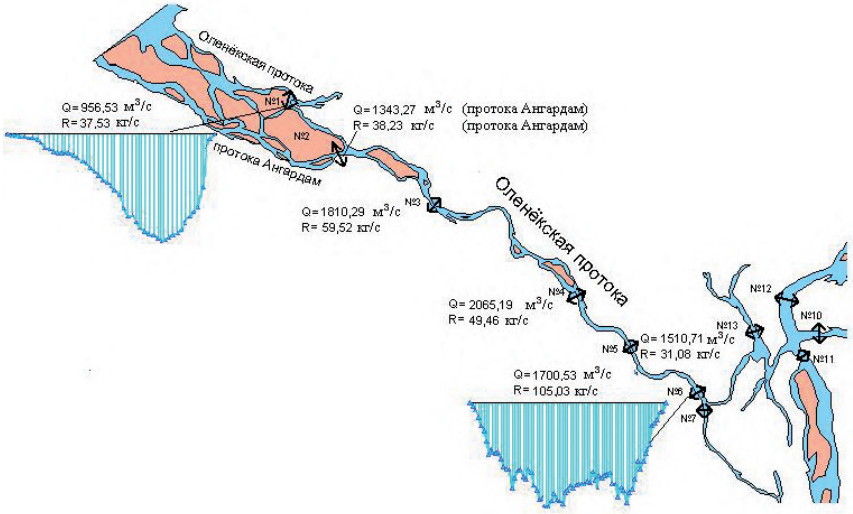


Рис. 59. Расход воды (*Q*) и наносов (*R*) на гидростворах проток Оленёкская и Ангардам.

На основе полученных данных можно сказать, что большая часть стока Оленёкской протоки в некоторые периоды перераспределяется в протоку Ангардам, что приводит к углублению ее русла.

3.2.3.4. Туматская протока

В ходе гидрологических и геоморфологических исследований в 2006 г. проведен маршрут по одной из центральных проток дельты Туматской-Осохтох от о. Самойловский до морского края дельты – о. Алхан. По длине протоки (165 км) на 5 гидрометрических створах (рис. 60, табл. 8) измерены морфометрические характеристики проток, скорости течения и мутность воды, что позволило продолжить начатые в 2005 г. исследования трансформации стока наносов по длине проток дельты от вершины к морскому краю дельты. Измерения по длине протоки показали закономерно уменьшающуюся среднюю мутность потока от вершины дельты к морскому краю (от 46 до

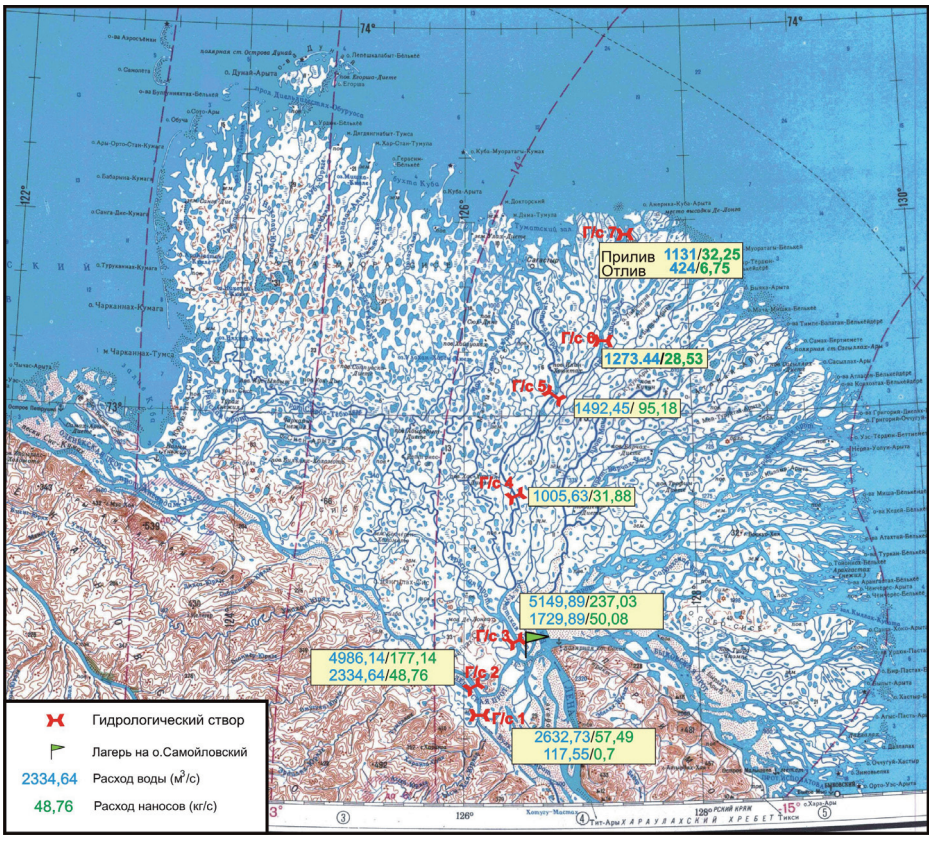


Рис. 60. Результаты гидрологических исследований экспедиции «Лена-2006»: расход воды и наносов

Таблица 8

Расходы воды и наносов, измеренные в 2006 г.

Гидростворы	Дата	Измеренные расходы воды, $м^3/с$	Измеренные расходы наносов, кг/с	Средняя мутность, мг/л
№ 1 Булкурская протока	1.07.06	2632,731	57	0,021
№ 2 Оленёкская протока	1.07.06	4689,137	177	0,0377
№ 3 Туматская протока	2.07.06	5149,894	237	0,046
№ 4 Туматская протока	5.07.06	1005,629	31	0,0317
№ 5 Туматская протока	7.07.06	1492,456	95	0,0637
№ 6 Туматская протока	8.07.06	1273,442	28	0,0224
№ 7/прилив. Устье пр. Осохтох	10.07.06	424,7797	6	0,0158
№ 7/отлив. Устье пр. Осохтох	10.07.06	1130,957	32	0,02581
№ 3 Туматская протока	23.07.06	1729,896	50	0,02895
№ 1 Булкурская протока	24.07.06	117,557	0,7	–
№ 2 Оленёкская протока	24.07.06	2334,635	48	0,0208

22–26 $г/м^3$), что может означать осаждение взвеси по пути к морю и потерю потоком до половины наносов, откладывающихся непосредственно в дельте.

Более сложные изменения расходов воды и наносов и уровня воды наблюдались в устьевой части Туматской протоки. В момент прилива расход воды и наносов был больше примерно в 3 раза, чем в момент отлива. Необходимо также отметить, что в прилив направление течения было из моря – в реку. Увеличение расхода наносов в прилив также объясняется подпором со стороны моря и поступлением солоноватых вод, вызывающих дополнительное осаждение взвешенного материала.

Измерения поверхностной температуры воды по ходу маршрута показало падение температуры воды на 1 градус на каждые 30 км маршрута от вершины дельты к ее морскому краю по протоке Туматская-Осохтох.

Бывшие ранее судоходными протоки Туматская и Осохтох в настоящее время на двух перекатах непроходимы в межень даже для моторной лодки. Центральная система проток (Туматская-Осохтох) отмирает на современном этапе развития дельты.

3.2.3.5. Причины перераспределения стока в дельте

При рассмотрении карт или космических снимков дельты р. Лены бросается в глаза странная особенность стока воды в дельте. Выходя из «ленской трубы», сток резко поворачивает к востоку по Трофимовской и к юго-востоку по Быковской протокам, принимая в последнем случае практически обратное

направление стоку реки выше дельты. От вершины дельты (о. Тит-Ары) сток по прямому направлению в дельту по Булкурской протоке может осуществляться только в половодье. В остальное время эта протока не действует, а в западную часть дельты вода попадает по сложному извилистому пути через Туматскую и Оленёкскую протоки. Для южной части последней вдоль о. Курунгнах зачастую отмечается противотечение. Для прямого стока воды и его распластывания более или менее равномерно в дельте р. Лены условий нет. Охарактеризованные выше особенности стока подтверждают этот вывод. Оленёкская протока получает руслоформирующие расходы воды из Булкурской протоки только в период половодья и из-за краткости последнего находится в стадии отмирания. По центральной системе проток (Туматские, Осохтох) стекает все меньше воды, и русловые деформации делают эти протоки непроходимыми для судов. Сток по Большой Трофимовской протоке сокращается и перераспределяется в Сардахскую протоку, которая частично подпитывает Быковскую протоку по мелким извилистым рукавам. Таким образом, общий сток в дельте все больше концентрируется в восточных и юго-восточных рукавах, что говорит о перекосе земной поверхности в дельте.

Если снова посмотреть на дистанционные изображения дельты, можно выделить несколько явных прямолинейных линеаментов. Так, северо-восточный край дельты – продолжение бухты Буор-Хая – явный линеамент, и он параллелен «ленской трубе», а также юго-западному краю о. Арга-Муора-Сисё. Долина Оленёкской протоки параллельна северо-северо-восточному краю дельты и в целом долине Быковской протоки. Исходя из этого, можно предположить разломный характер закладки основных проток дельты.

Для выявления тектонических нарушений в дельте р. Лены были использованы материалы по аномальному магнитному полю.

А.А.Труниным специально для данного исследования составлены карты на основе карт магнитных аномалий масштабов 1:5000000, 1:2500000, 1:1000000. Выделены региональная и локальная аномалии магнитного поля. Региональная составляющая была получена при радиусе осреднения 40 км. При данном радиусе функция среднеквадратического отклонения общего поля становится постоянной и выходит на площадку своего значения. Существуют и другие площадки данной функции, но преобразованное магнитное поле по другим площадкам является малоинформативным. Локальная составляющая была получена путем вычитания основного аномального магнитного поля от ее региональной составляющей.

Региональная составляющая (рис. 61 *а*) показывает разломы по Оленёкской и Быковской протокам, причем по интенсивности составляющей

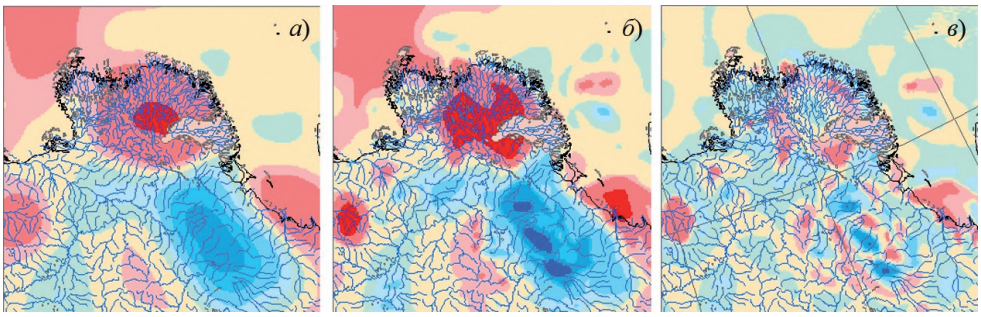


Рис. 61. Магнитное поле в дельте р. Лены:
а – региональная составляющая магнитного поля; *б* – исходное поле (масштаб 1:5000000); *в* – локальная составляющая магнитного поля.

можно судить о существенной разнице между этими разломными зонами. Также заслуживает внимания сильная отрицательная аномалия в центре дельты р. Лены.

Локальная составляющая (рис. 61 *в*) показывает разделение зон стока между протоками Быковской и Большой Трофимовской. Видно, что основной разлом располагается в районе между Трофимовской и Быковской протоками, т.е. по Сардахской протоке.

Совместный анализ региональной и локальной составляющих магнитного поля указывает на то, что отрицательная магнитная аномалия в центре дельты р. Лены имеет глубинный характер. Предположительно глубина источника составляет 50 км.

Общий анализ региональной и локальной составляющих показывает, что дельту р. Лены можно отчетливо разделить условно на два участка – восточный и западный. Граница проходит западнее оси симметрии дельты.

Геоморфологическое строение дельты свидетельствует о том, что роль блоковых современных тектонических движений земной коры также значительна для рельефа. На небольших площадях дельты есть одновозрастные террасы, с разницей высотных отметок поверхности до 5–6 м (см. геологический профиль по Сардахской протоке – о. Дьнэлээх и окружающие острова, раздел 3.1.2.4). Исследователи отмечали разные высотные отметки поверхности ледового комплекса пород в западной и восточной частях дельты [Григорьев,1991]. Прямое доказательство перекоса земной поверхности обнаружилось при исследовании южной оконечности о. Курунгнах, который подмыт Оленёкской протокой таким образом, что на протяжении нескольких километров хорошо виден разрез четвертичных отложений (см. рис. 43). Здесь наблюдается четкая литологическая граница между ледовым комплексом пород и подстилающими их песками. Эта граница от юго-восточной

оконечности острова воздымается на 8 м на протяжении 4 км. Затем к устью Булкурской протоки снова опускается к разлому Оленёкской протоки.

Возраст границы около 50 тыс. лет. Значит, воздымание земной коры имело место после этого рубежа, скорее всего в голоцене, и продолжается в настоящее время. На этом локальном участке видно, что, во-первых, в настоящее время в районе вершины дельты земная поверхность воздымается к западу, а во-вторых, что по разломам происходят дифференцированные движения земной коры. Таким образом, из косвенных и прямых данных становится понятным не совсем обычное перераспределение стока по рукавам дельты. Вода и наносы стекают преимущественно на восток и юго-восток по протокам Быковской и Трофимовской, вместо того, чтобы следовать прямым путем на север-запад по Оленёкской протоке. Прослеженные этапы развития дельты (см. разделы 3.2.2, 4.3.1) свидетельствуют о том, что еще в середине голоцена основной сток осуществлялся по Оленёкской протоке. Значит, интенсивность современных движений земной коры в районе дельты весьма значительна.

3.2.4. Динамика акватории на отдельных участках

Гидрографические промерные работы вдоль морского края дельты выполнялись в разные годы Тиксинской гидробазой. В фондах этого предприятия произведена работа по выявлению площадей, охваченных повторными промерами. Таких площадей оказалось мало (рис. 62). Еще одной проблемой при сравнении промеров является трудно устанавливаемая связь уровней промеров различных лет. Повторные промеры с увязанными уровнями установлены на следующих площадях: акватория к востоку от южной части Быковского п-ова, выход в море из Быковской протоки, южная часть о. Муостах, акватории между о-вами Аэросъемки и Дунай в северо-западной части дельты.

Сравнение промеров 1945 и 1959 гг. по 7-километровому профилю к востоку от о. Муостах и к югу от него показали увеличение глубин на 0,4–0,5 м за 14 лет между промерами.

Промеры по трем меридиональным профилям между о. Дунай и о. Булгунняхтах-Бёлькёй в 1953 и 1966 гг. не показали изменений глубин за 13 лет.

Сравнение навигационных карт масштаба 1:50000 1961 и 1970 гг. по широтно ориентированным профилям, пересекающим фарватер Быковской протоки при выходе ее в море и Быковский п-ов, показало незначительное увеличение глубин (до 0,5 м) в прибрежной зоне Быковского п-ова (до 500 м от берега) и не улавливаемые в пределах точности измерений

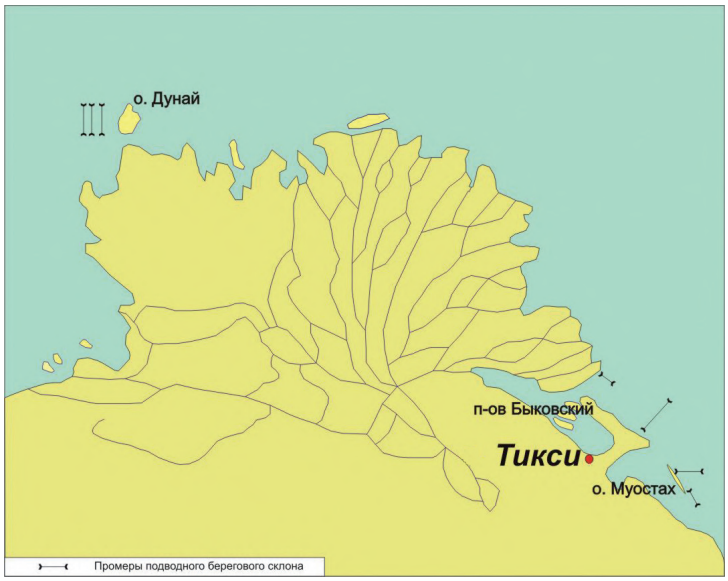


Рис. 62. Схема повторных промеров на морском краю дельты р. Лены.

изменения глубин в более мористой части профилей. В целом сравнение навигационных карт различных лет изданий (1980 и 1999 гг.) не показало заметных изменений глубин, т.к. промеры прибрежных акваторий Арктики в системе гидрографической службы морского флота России в конце XX в. прекратились. Сравнение же промеров 1946 и 1971 гг. в районе Быковского п-ова показало увеличение глубины акватории примерно на 1 м в прибрежной зоне на протяжении 2,5 км за 25 лет. Выход из Быковской протоки на акватории к востоку от о-вов Оччугуй-Хастыр и Орто-Уэс-Арыта в целом за период с 1955 по 1977 г. углубился не менее чем на 1 м, как в прорезях, так и на мелководьях.

Таким образом, немногочисленные повторные промеры вокруг дельты, которые можно сравнить, показывают заметное увеличение глубины в районе быстро отступающих в результате разрушения останцов (островов, полуостровов), сложенных ледовым комплексом пород, неизменные глубины за период 13 лет в северо-западной части дельты у о-вов Дунай, углубление на выходе из Быковской протоки.

4. ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

4.1. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД

Проблема происхождения ледового комплекса пород не является решенной до настоящего времени. Существует несколько гипотез, объясняющих накопление песчано-алевритовых осадков и их одновременное промерзание. Некоторые исследователи связывают этот процесс с эоловым переносом и осаждением огромного количества минерального материала из атмосферы [Томирдиаро, 1980], многие исследователи видят в ЛК результат аллювиального накопления [Гравис, 1977; Schirrmeister et al., 2003 и др.]. Существует также представление о формировании ЛК в результате сноса и накопления продуктов разрушения горных пород (экстранивитов) в результате воздействия на них нивационных процессов [Куницкий, 1989; 2007].

Другая точка зрения на формирование ЛК сводится к тому, что перед ледниковым щитом на шельфе моря Лаптевых существовал подпруженный им застойный водоем, в котором и происходило накапливание толщ отложений едомы или ледового комплекса пород [Nagaoka et al., 1995].

До сих пор почти никто из исследователей не связывает образование такого уникального криолитологического явления, как ледовый комплекс пород, с морем, на берегах которого обнажаются наиболее известные и грандиозные обнажения едомы. Считается, что в море Лаптевых колебания уровня моря в конце позднего неоплейстоцена соответствовали глобальным, да и отложения ЛК являются чисто континентальными. Только И.Д.Даниловым и его коллегами [Данилов, 1990] в отложениях ЛК на севере Западной Сибири, представленного синим илом с растительными остатками и ледяными жилами, найдены фораминиферы и солоноватоводные виды диатомовых водорослей, свидетельствующие о накоплении осадков в прибрежно-морских условиях.

Одним из важнейших результатов изучения разрезов и буровых скважин в районе дельты р. Лены явился вывод о неразрывной связи пород ЛК и подстилающих их песков. Во-первых, между ними нет следов перерывов в осадконакоплении. Во-вторых, многочисленные датировки тех и других отложений показывают, что и хронологических перерывов также нет. Пески с датировками 111–59 тыс. лет переходят в переслаивающиеся пески и алевриты с большим содержанием органических отложений (ЛК)

и возрастом 60–23 тыс. лет. Лишь некоторые разрезы (Мамонтова Хаята, Курунгнах) показывают сартанский возраст верхов ледового комплекса пород. В-третьих, литологически осадки обеих пачек отложений близки, в особенности на побережье между устьями рек Анабар и Оленёк. Отложения ледового комплекса отличает лишь наличие очень большого количества органического материала и алеврита, свидетельствующих об осадконакоплении в условиях значительного выноса органики с суши. Характер среды осадконакопления проявляется четко почти во всех описанных разрезах. Текстура осадочных пород горизонтально-слоистая, волнистая, во многих разрезах видны знаки ряби волнения (разрезы Нагым, урочище Геденштрома, о. Сардах, Курунгнах и др.).

Косая слоистость отложений, свидетельствующая о динамичной – потоковой среде, появляется редко и связана с внедрением в бассейн потоков с суши (скважина С-2, С-1 бурового профиля «Мамонтов Клык»). Эти события могли быть связаны с таянием ледников, развивавшихся на суше в промежутке времени 100–90 тыс. лет назад.

Текстуры ходов илоедов подтверждают бассейновую природу среды осадконакопления нижней песчаной толщи рассматриваемых осадков. В верхней толще их быть не может потому, что отложения ЛК сразу промерзали. Подстилающие пески промерзли позже их непосредственного отложения, т.к. у бассейна осадконакопления хватало глубины для того, чтобы лед, сковывавший бассейн, не ложился на дно.

Здесь проявляется одна существенная особенность обстановки осадконакопления ЛК. Для его формирования, кроме значительного сноса и отложения обломочного и органического материала, была необходима периодичность отложения и промерзания. Исследования на оз. Таймыр [Большиянов, 2006] показали, что формирование ледового комплекса пород и накопление современных осадков и их промерзание в озере происходят в результате значительного перепада уровня воды в озере, обусловленного сезонными изменениями водности бассейна. Этот же процесс возможно предположить и на побережье моря Лаптевых. Отложенные в бассейне осадки должны периодически промерзать, чтобы образовались породы ЛК. Так происходит в настоящее время и происходило в прошлом благодаря колебаниям уровня моря синоптического масштаба (приливы–отливы, сгоны–нагоны) и векового характера.

Где же тогда морские отложения в породах ледового комплекса? Почему нет их признаков? Во-первых, они есть. Более широкое геологическое изучение всего водораздела рек Оленёк и Анабар, проведенное в 1972 г. с использованием бурения и описания обнажений вдоль побережья от Ана-

барской губы до мыса Терпяй-Тумса [Жуков и др., 1968; Жуков, Пинчук, 1972], показало, что прибрежная равнина севернее кряжа Прончищева сложена морскими отложениями, включая и породы ЛК. Грубообломочный материал (галечники, гравийники) залегает в низах четвертичного разреза. Вверх он сменяются песками и алевритовыми песками, алевритами, глинами. В трех выделенных пачках пород [Жуков и др., 1968; Жуков, Пинчук, 1972] повсюду обнаружены комплексы фауны морских моллюсков, остракод и фораминифер. То есть приморская равнина сложена морскими отложениями и представляет собой не что иное, как комплекс прибрежных террас. Приведенные материалы показывают, что подстилающие ЛК осадки накапливались в морском и солоновато-водном бассейне.

Во-вторых, исходя из вышеизложенных материалов, во время формирования ЛК бассейн накопления не был морским по составу воды. Это были практически пресные воды, но сохранившие с морем гидравлическую связь. В бассейне происходили приливо-отливные колебания уровня, действовали сгоны и нагоны, вековые колебания уровня. Это был бассейн, изолированный от открытой части моря и распресненный в результате стока в море пресной воды по рекам Хатанга, Оленёк, Лена и др.

Доказательства существования отгороженного от моря, но не потерявшего с ним связи бассейна найдены при анализе донного рельефа моря Лаптевых и его геологического строения. На рис. 41 вынесено большинство мелководных банок, имеющихся в море Лаптевых. Эти мелководья являются свидетелями исчезнувших к настоящему времени и продолжающих исчезать островов. Последними из таких исчезнувших в XX в. о-вов являются Васильевский и Семеновский [Клюев и др., 1981], а в XIX в. – о. Св. Диомида [Котюх, Клюев, 1988]. На их месте остались лишь мелководья. Исчезающими в настоящее время являются о. Муостах в заливе Буор-Хая и п-ов Быковский.

Положение мелководий показывает наличие барьера из таких островов в прошлом. Этот не сплошной барьер пересекал море Лаптевых от северной оконечности п-ова Таймыр до Новосибирских островов. Данные о поверхностных отложениях моря Лаптевых (см. рис. 41) показывают, что практически все мелководья сложены песком, а к югу от предполагаемого барьера осадки представлены в основном алевритами – более глубоководными бассейновыми отложениями. Эти данные подтверждают давно высказывающиеся предположения о наличии в прошлом значительных массивов суши в море Лаптевых. Судя по всем имеющимся данным, эти массивы существовали практически до начала исследований моря Лаптевых (Земля Санникова), а исчезают до настоящего времени. Я.Я.Гаккель называл эти земли Арктидой [Говоруха, 1968].

Представленные в разделе 3.1.2.1 разрезы четвертичных отложений потверждают такие построения. В особенности велико значение бурового профиля в районе мыса Мамонтов Клык (раздел 3.1.2.2). Там в скважине С-2 четко фиксируемые морские осадки лежат в интервале глубин 55–75 м, вскрываются и в скважине С-1 с глубины 51–52 м, вероятны на забое скважины С-3. Датируются эти морские осадки возрастом от 111 до примерно 90 тыс. лет (скважина С-2). В обнажении Ойогосский Яр мамонт захоронен в осадках пресноводно-солоноватоводного бассейна 79 тыс. лет назад. Примерно с рубежа 70–80 тыс. лет бассейн становится более пресноводным. Образовавшийся массив островов отчленил от моря краевой пресноводный бассейн, в котором и продолжалось накопление бассейновых отложений, а затем, с обмелением бассейна, осадков ледового комплекса пород. Басссейновые террасы о. Сардах высотой 10–15 м возрастом 46 тыс. лет показывают, что в каргинское время уровень моря тоже был достаточно высок, но во внутреннем водоеме, занимавшем и территорию современной дельты р. Лены, накапливались пресноводные осадки.

Тенденция снижения уровня моря и колебательный характер этого снижения во второй половине позднего неоплейстоцена хорошо зафиксированы в описанных разрезах.

Какова причина возникновения барьера островов в море Лаптевых? Тектонические движения несомненны. Об этом свидетельствуют геофизические исследования. На рис. 41 приведено также положение крупных аномалий силы тяжести согласно данным, полученным во ВНИИОкеангеология [Виноградов, Драчёв, 2000]. Как видно из рисунка, аномалии совпадают с контурами мелей и распространения наиболее мелководных отложений – песков. Полоса аномалий, как и контуры отмелей, протягивается от п-ова Таймыр – к дельте р. Лены. Самая крупная аномалия силы тяжести обнаружена в районе о. Сардах дельты р. Лены. Она связана с неглубоким залеганием пород фундамента [Геологическая карта России, 2004], непосредственно обнаруживаемых в протоках около острова (см. раздел 3.1.1). Таким образом, особенности распределения моря и суши в прошлом и настоящем заложены в строении земной коры исследуемой области. Морские террасы, описанные выше, свидетельствуют о проявлении тектонических движений и о собственно эвстатических колебаниях уровня моря. На сопредельной площади п-ова Таймыр высокое положение моря (террасы высотой до 200 м) существовало с начала позднего неоплейстоцена до каргинского времени [Большиянов, 2006]. Террасы побережья моря Лаптевых значительно ниже, что говорит о наличии резкой тектонической границы к востоку от п-ова Таймыр. Однако и здесь колебания уровня моря имели значительные ам-

плитуды и частоту, что и подтверждают все вышеприведенные результаты. Датирование отложений ОСЛ- и ЭПР-методами не является главным доказательством этих колебаний, но не противоречит геоморфологическим и геологическим данным. Датировки расположились таким образом: 138, 111, 86, 79 тыс. лет назад – морские условия осадконакопления; 59, 48 тыс. лет назад – пресноводный бассейн, сохранивший гидравлическую связь с морем. Лишь одна датировка морских отложений с южного побережья о. Новая Сибирь (47 тыс. лет назад) не вписывается в этот ряд. Или она неверна из-за своей приблизительности по техническим причинам, или в районе о. Новая Сибирь в то время было море.

По господствующим представлениям, формирование ледового комплекса отложений происходило в тот период, когда уровень моря был ниже современного [Nagaoka, 1995; Sher et al., 2005]. Приведенные материалы не подтверждают данный вывод. Породы ЛК формировались в бассейне, уровень которого часто превышал современный. Такая точка зрения на первый взгляд противоречит всем многочисленным палеонтологическим материалам из известных разрезов ледового комплекса пород. Но при внимательном рассмотрении этих материалов можно найти подтверждение бассейновому происхождению ЛК. Например, в разрезе Мамонтова Хаята на Быковском п-ове из отложений всего разреза не исчезают водные водоросли Pediastrum и Botryococcus, макроостатки растительности мелководных бассейнов и маршей, ризоподы, живущие во влажных условиях или в воде, много переотложенной пыльцы [Schirrmeister et al., 2002], что может быть характерно для бассейна; горизонт пляжевой фации из гравия с раковинами гастропод в верхней части обнажения. Еще больше доказательств водного происхождения микро- и макрофоссилий в осадках основания обнажения Ойогосский Яр, а также вышезалегающем ЛК на островах Харданг, Курунгнах и др. (см. разделы 3.1.2.1; 3.1.2.3). Если поискать свидетельства морского осадконакопления в этом регионе, они обязательно находятся. Даже на о. Самойловский, расположенном в верхней части дельты, в скважине на глубине 16 м в осадках обнаружены морские диатомовые водоросли. Но если задаться целью доказать аллювиальный генезис отложений ЛК и подстилающих его песков, то такие мелочи, как огромное количество раковин моллюсков и засоление отложений в низах скважины С-1 бурового профиля Мамонтов Клык, солоноватоводные остракоды и морские диатомеи низов обнажения Ойогосский Яр, пляжевые гравийники и гастроподы в верхах обнажения Мамонтова Хаята, морские диатомовые водоросли в осадках о. Арга, морские террасы на высоте до 40 м в районе дельты и другие признаки влияния моря, можно и не замечать.

Отложения ЛК, залегающие на отметках до 50–60 м над уровнем моря, имеют очень значительный объем. Аллювиальная гипотеза происхождения ЛК несостоятельна еще и потому, что этот огромный объем отложений должен был быть накоплен во времена низкого базиса эрозии, что невозможно по геоморфологическим причинам. Если базис эрозии в каргинское время, когда накапливался основной объем ЛК, был низок, то и отложения этих осадков не могло произойти, т.к. реки тогда бы преимущественно врезались в приморскую равнину и выносили бы материал далеко на север. Так как русловые фации аллювия в ЛК практически неизвестны, ему приписывают пойменное происхождение. Но в случае врезания рек поймы не могут быть широкими, тем более захватывающими пространство от Хатанги до Колымы. Поэтому с точки зрения геоморфологических процессов накопление ЛК должно было происходить в условиях, когда базис эрозии находился выше современного его положения. Что в принципе и доказывают каргинские террасы высотой до 20–30 м в регионе моря Лаптевых. В таком случае и реки могли широко меандрировать и иметь обширные поймы. И влияние моря должно было чувствоваться повсюду. Оно и зафиксировано практически во всех исследованных разрезах. Оно присутствует в этом «странном» на первый взгляд симбиозе фоссилий, с одной стороны, говорящих о сухих условиях, с другой – о влажных, с третьей – о засоленных грунтах. Все это очень характерно для современных и древних маршей и морских осушек.

Состав растительности, определенный спорово-пыльцевым методом и при анализе макроостатков растений, показал в отложениях ЛК наличие остатков как сухолюбивой, так и влаголюбивой растительности. Во всех спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца злаковых и осоковых с участием полыни и сложноцветных [Зигерт и др., 2009]. В этих же осадках постоянно заметное присутствие остатков зеленых водорослей Pediastrum и Botryococcus, представителей мелководных водоемов. Среди макроостатков совместно встречены ксерофильные и водные растения. Пионерный характер найденных остатков водных и литоральных растений указывает на резкие колебания обводнения местности [Зигерт и др., 2009]. В осадках ЛК есть многочисленные находки ризопод и остракод [Зигерт и др., 2009], которые также жили и живут в водных бассейнах. Что же это за условия осадконакопления с противоречащими друг другу находками животных и растений? Оказывается, именно такие условия осадконакопления характерны для современных и древних ваттов – обширных плоских однообразных низменных равнин, покрытых вязким илом и причлененных непосредственно к коренному берегу [Крапивнер, 1965].

Поскольку грунты в этой зоне засолены, здесь поселяется галофитная растительность (ксерофиты), среди которых главная роль принадлежит

семейству маревых. Нередки здесь полыни, осоковые, а на наиболее редко заливаемых участках также и злаки. Из разнотравья для таких ландшафтов очень характерны сложноцветные. С прилегающей к побережью суши привносится пыльца древесных, вересковых, багульника, кассандры, подбела и аналогичных тундровых форм, а также осок, злаков, плаунков и мхов. Если ватты достаточно обширны, то их растительность довольно ясно отражается на спорово-пыльцевых диаграммах, создавая «ксерофитную составляющую», которая вместе со спорами и пыльцой тундровой, лесотундровой или лесной зоны и дает картину «странной», противоречивой флоры, принимаемой за «приледниковую». Это лишь еще одно свидетельство противоречивости ваттов, заложенной уже в их пространственном положении – между морем и сушей [Крапивнер, 1965]. К этим словам, написанным 45 лет назад, добавить почти нечего. Но в современных условиях исследователи также не видят такой специфики отложений, откладывающихся в прибрежных условиях, и связывают эту противоречивость с гетерогенностью отложений ЛК, констатируя при этом, что всегда рядом с водными и заболоченными существовали ландшафты с ксерофильными и мезотрофными биоценозами [Зигерт и др., 2009].

Еще одно геоморфологическое доказательство связи отложений ЛК с морем – это то, что ЛК ингрессионно залегает в речных долинах, что доказано маршрутами по рекам Кэлимээр и Оленёк рядом с дельтой (см. раздел 3.2.1.5) и р. Большой Балахне на п-ове Таймыр [Большиянов, Макаров, 2011]. В долинах этих рек ЛК залегает на высотах до 50–60 м над уровнем моря, как и на приморской равнине, но вверх по течению выклинивается, и его поверхность переходит в дно долин на этой же высоте, как и положено эстуарным террасам. Даже на карте распространения едомы, которая приведена в книге С.В.Томирдиаро [1980] (яркого сторонника накопления отложений ЛК эоловым путем), отлично видно, что ЛК заходит вверх по долинам всех приморских рек (Яны, Идигирки и более мелких) и выклинивается на высотах 50–60 м над уровнем моря. И в долинах рек отложения ЛК подстилаются морскими отложениями.

Образование сингенетических повторно-жильных льдов по общепринятым представлениям не может быть связано с промерзанием грунтов на мелководьях под морским льдом или льдом какого-либо другого бассейна. По нашим наблюдениям в районе описанного в 1998 г. комплекса обнажений ЛК на мысе Саблера в оз. Таймыр [Большиянов, 2006], дно западной мелководной части озера представляет собой полигональную систему из четырехугольных полигонов размером до первых десятков метров, ограниченных ледяными жилами. Полигоны отчетливо видны с вертолета при глубинах воды меньше 1 м и обнажаются в период межени. Зимой уровень

озера минимальный и значительная часть его дна обсыхает, а на остальной мелководной акватории лед толщиной до 2,5 м ложится на дно, что также приводит к его промерзанию. Короткие периоды половодья, длящиеся до трех месяцев в году, оказывается, не способны привести к деградации полигональной структуры и протаиванию ледяных жил. В катастрофические сезоны особо низкой воды большая часть дна оз. Таймыр осушается в силу его мелководности. Одним из последних таких маловодных сезонов был летне-осенне-зимний период 1997 г. Промерзанию дна тогда даже не мешал снежный покров. Оз. Таймыр с его значительными сезонными колебаниями уровня воды может быть моделью образования и сохранения повторно-жильных льдов в подводном состоянии.

Образование ледяных жил в морских условиях описано Н.Ф.Григорьевым [1966] на мелководных взморьях устьевых участках рек Яны и Индигирки. В мерзлотно-геологических профилях, составленных по результатам беспримерного героического ручного бурения с временных «буровых платформ», показаны сингенетические мерзлотные текстуры и ледяные жилы, возникающие при промерзании мелководий, в частности под морским ледовым покровом.

Мнение о несоответствии большого количества находок останков мамонтовой фауны из ЛК его морскому происхождению («мамонты не могут жить в море»), скорее всего, правильно – мамонты в море не живут, но могут умирать на осушках в полосе развития ваттовых отложений – тиксотропных алеврито-глинисто-песчаных породах, насыщенных водой. Каждый исследователь Севера, особенно устьевых областей рек и, например, отливных осушек южного побережья моря Лаптевых, если изучал равнины на границе моря и суши, проваливался в эти осадки примерно по колено. Многолетнемерзлые породы не дают возможности провалиться глубже. Но даже при современных климатических и мерзлотных условиях выбраться из таких отложений самостоятельно – довольно трудная задача для человека, а для мамонта попадание в подобные осадки практически всегда означает смерть, тем более что вокруг обездвиженного животного были звери и люди, непременно пользовавшиеся трагичной для мамонта ситуацией. Эти аналогии с современными условиями можно было бы считать фантазиями, если бы не находки целых скелетов мамонтов в подобного типа осадках в парагенезисе с моллюсками, остракодами и диатомовыми водорослями, которые жили в солоноватоводном или опресненном бассейне. Такой полный скелет мамонта найден в нижней части (на приливном урезе воды) берега Ойогосский Яр – в районе устья р. Кондратьева, в точке с координатами: 72º40´31,1´´ с.ш., 143º36´00,1´´ в.д. [Большиянов и др., 2009] (см. раздел 3.1.2.1).

Об осадконакоплении в морских условиях на современном побережье моря Лаптевых в позднеплейстоценовое время свидетельствуют также данные изучения надводных и подводных отложений Ванькиной губы (20 кернов грунтовых трубок, 83 скважины вибробурения на глубину до 4,5 м, 20 скважин бурения со льда до глубины 17 м [Кошелева и др., 2009]), расположенной в юго-восточной части моря Лаптевых. На верхненеоплейстоценовом этапе развития этой акватории выделяются казанцевская и каргинская трансгрессии. Признаков регрессии моря в верхнем неоплейстоцене, по приведенным материалам [Кошелева и др., 2009], не наблюдается. Несмотря на то, что временные интервалы осадконакопления в губе в этой работе практически ничем не подтверждены, морское осадконакопление в мелководной губе продолжалось на протяжении верхнего неоплейстоцена, что подтверждается находками в толще раковин морских моллюсков, фораминифер, солоноватоводных, морских и пресноводных диатомовых водорослей. Причем отмечается, что в морских осадках, определенных по малакофауне, присутствует заметное количество пресноводных диатомовых водорослей. Возможность обитания пресноводных диатомей в современных морских условиях отмечалась в разделе 3.1.2.2.

На материалах указанного исследования [Кошелева и др., 2009], к сожалению, нельзя определить регрессивные этапы развития прибрежных частей моря Лаптевых в течение верхнего неоплейстоцена, но можно сделать вывод, что во время накопления осадков преобладали обстановки морского осадконакопления, как и положено на морском дне.

Таким образом, обобщая приведенные материалы наблюдений и различных анализов, имея в виду труды предшественников и современников, можно предположить, если не утверждать, что отложения ЛК на побережье моря Лаптевых формировались в мелководном и пресноводном бассейне со значительным поступлением из рек органического материала в виде остатков растительности.

Этот бассейн имел гидравлическую связь с морем. Колебания уровня бассейна синоптического масштаба (приливы–отливы, сгоны–нагоны) и вековые его колебания были одним из основных факторов сингенетического промерзания откладывавшихся бассейновых осадков, формировавшихся из речных наносов. Подстилающие ЛК пески формировались в морском бассейне 111–79 тыс. лет назад. Морская терраса у подножия гор Ангардам возрастом 138 тыс. лет свидетельствует о высоком стоянии уровня моря в течение казанцевского времени. Вероятно, отложение песков о. Арга-Муора-Сисё происходило в этом же бассейне.

Начиная с середины позднего неоплейстоцена тектоническими движениями на поверхность были выведены значительные участки дна, образо-

вавшие барьер островов, протягивавшийся от п-ова Таймыр к Новосибирским островам. В этом причина слабо сохранившихся признаков морских отложений в породах ЛК. Однако текстура и литология осадков, несмотря на значительное влияние криогенных процессов, свидетельствуют о накоплении столь значительного комплекса отложений в условиях бассейна.

Благодаря тектоническим движениям и эвстатическим колебаниям уровня моря менялись условия накопления осадков. Изменявшиеся природные условия на окружающей суше также засвидетельствованы в описанных отложениях и рельефе. Здесь в начале позднего неоплейстоцена развивались ледники, что вызывало активный сток их талых вод в бассейн. Реки всегда выносили в море значительное количество растительных остатков, которые временами накапливались в мелководных бассейнах в виде моховой слоёнки – самой характерной особенности ледового комплекса пород.

Полученные новые данные о геологическом и геоморфологическом строении побережья моря Лаптевых и его акватории подтвердили ранее выдвинутую Я.Я.Гаккелем точку зрения о том, что в Северном Ледовитом океане в прошлом существовали обширные территории суши, в частности и на шельфе моря Лаптевых. Время существования этой суши в описываемом регионе – с середины позднего неоплейстоцена до настоящего периода.

4.2. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ОСТРОВА АРГА-МУОРА-СИСЁ

В разделе 3.1.2.3 приведены данные о том, что формирование песков о. Арга происходило примерно в то же время, что и пород ЛК, – от 50–60 тыс. лет назад до сартанского времени позднего неоплейстоцена (15–20 тыс. лет назад). По составу (хорошо сортированные песчаные отложения) и структурам (бассейновая слоистость горизонтальная и волнистая) пески, подстилающие ЛК, являются такими же литологическими разностями, как и пески, слагающие о. Арга. Т.е. пески о. Арга и ЛК формировались в одно и то же время, но в разных гидрологических условиях. Если для ЛК самым характерным являются ледяные жилы, своим ростом вытесняющие органоминеральные отложения, то в песках о. Арга таких жил не наблюдается. Там описаны тонкие жилы подземного льда и пластовые залежи, образовавшиеся из плавучего льда бассейна, севшего на дно и перекрытого отложениями. Основное различие в осадкоформировании ЛК и песков о. Арга заключается в том, что породы ЛК промерзали сразу при отложении, а пески о. Арга откладывались в более глубоких условиях бассейна, не сильно глубокого, но позволявшего иметь немного воды между дном и ледовым покровом, чтобы отложения сразу не промерзали. Это основное различие и обеспечило такое значительное отличие ЛК от отложений о. Арга. Более того, пески

о. Арга являются естественным продолжением условий осадконакопления, в которых откладывались подстилающие ЛК пески. Возраст их от 120 до 60–50 тыс. лет. И в отложениях этого бассейна откладывались макро- и микрофоссилии, свидетельствующие о морской среде осадконакопления. Значит, в это время бассейн осадконакопления был морским. Есть морские диатомовые водоросли и в песках о. Арга [Гусев, 1954]. Кроме того, погребенные льдины с высокой минерализацией также свидетельствуют о морском влиянии. Но к этому времени бассейн осадконакопления заметно опреснился, связь с открытым морем была затруднена появившимися многочисленными островами и архипелагами островов. Однако приливы и отливы, сгоны и нагоны, а также вековые колебания уровня моря в этом бассейне имели место, и это было решающим фактором для формирования ЛК, т.к. осадконакопление и промерзание могли иметь место только при заметных колебаниях уровня бассейна. Вывод на поверхность выше уровня моря песков о. Арга, как и, вероятнее всего, песков п-ова Земля Бунге на о. Фаддеевский архипелага Новосибирские острова, произошел в результате дифференцированных тектонических движений, приводящих к разнонаправленным движениям соседних блоков земной коры. На схемах залегания четвертичных отложений между о. Арга и останцами ЛК о-вов Харданг, Эбе-Басын-Сисё исследователи показывают линии разломов земной коры [Галабала, 1987; Григорьев, 1993].

В.Н Коротаев [1984], высказавший мысль о том, что о. Арга сложен каргинскими морскими отложениями, оказался, по-видимому, прав, даже не имея такого количества геологических данных, которые есть в распоряжении исследователей в настоящее время. Но и на данном этапе как морское происхождение о. Арга, так и аллювиально-морское происхождение ЛК большинством исследователей отвергается и заменяется несостоятельной гипотезой аллювиального осадконакопления. Несостоятельность ее именно в том, что в песках о. Арга нет фаций речных отложений, ни пойменных, ни старичных, ни русловых. Несмотря на то, что исследователи [Schwamborn et al., 2002; Shirrmeister et al., 2011] постоянно называют отложения о. Арга и отложения ЛК речными, существенных доказательств наличия текстур, характерных для аллювия, они не приводят. Кроме того, геоморфологические условия побережья и дна моря Лаптевых никак не могут допустить площадного осадконакопления аллювия, если базис эрозии находился далеко к северу от современной дельты р. Лены (как отмечено на всех этапах развития этой области от 100 до 12 тыс. лет) [Shirrmeister et al., 2011]. В таком случае реки преимущественно бы врезались в отложения и их разрушали, а не накапливали мощные толщи в бесконечно широких поясах меандри-

рования, существование которых также ничем не доказывается кроме постулирования [Зимов, 1985].

Таким образом, морское осадконакопление, имевшее место в казанцевское время, продолжалось на территории о. Арга-Муора-Сисё и во второй половине позднего неоплейстоцена, но в специфических условиях закрытых морских акваторий с большим стоком пресных речных вод.

4.3. ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

4.3.1. Модель развития дельты в голоцене

Модель развития дельт в многолетнем (вековом) временном диапазоне разработана в предшествующей работе [Установить особенности…, 1987] и основывается на комплексных гидролого-геоморфологических исследованиях таких устьевых областей рек Российской Арктики, как Обь [Макеев и др., 1988], Пясина, Хатанга [Большиянов и др., 2007], Нижняя Таймыра. Основные изменения, происходящие в устьевых областях в многолетнем масштабе, связаны с колебаниями уровня моря. При подъеме уровня площади дельт полностью или частично замещаются мелководными водоемами, в которых аккумулируются значительные массы осадков, приносимых реками. В результате последующей регрессии моря подводная дельта превращается в участок суши, и дальнейшее ее наращивание в высоту происходит главным образом под влиянием работы реки. Во время регрессии основным процессом в развитии дельты становится размыв – формирование проток (глубинная эрозия), размыв берегов (боковая эрозия). На этом этапе возникают типичные пойменные формы рельефа: русловые валы, старицы. Интенсивность размыва определяется многими факторами: стоком воды, наносов, тепла, устойчивостью многолетнемерзлых пород и т.д. Важным фактором выступает время – продолжительность размыва и регрессии морского бассейна. При смене режима отступания моря или его стабильного положения новой трансгрессией морские заливы смещаются вверх по долинам, и на размытых рекой и морем старых дельтах вновь могут откладываться аллювиально-морские осадки. Таким образом, периодическое чередование регрессий и трансгрессий определяет облик и пространственное положение дельт рек. Результат применения модели для устьевой области р. Пясины приведен на рис. 63.

Исходя из данной модели, предлагается методика построения кривых колебаний уровня моря, заключающаяся в определении абсолютного возраста отложений, слагающих различные геоморфологические уровни дельт: осушки, поймы, террасы, образование которых полностью контролируется положением базиса эрозии. Анализ распределения датировок отложений по

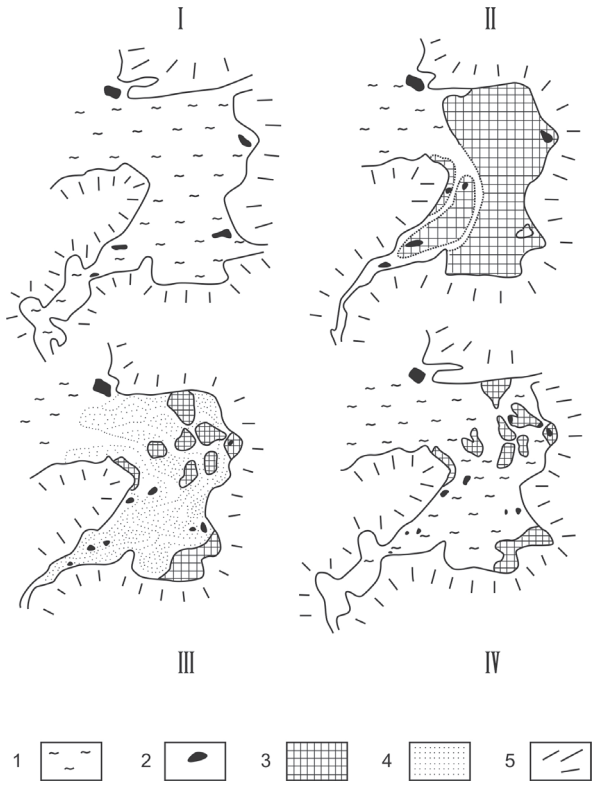


Рис. 63. Этапы развития дельты р. Пясины в течение одного трансгрессивно-регрессивного цикла: I – трансгрессия моря с максимумом около 4 тыс. лет назад; II – начало регрессии около 3,5 тыс. лет назад; III – максимальная фаза регрессии около 3 тыс. лет назад; IV – трансгрессия с максимумом около 2,8 тыс. лет назад. *1* – море, 2 – эрозионно-абразионные останцы террас, *3* – древня пойма, *4* – аллювиальная пойма, 5 – склоны.

различным высотам геоморфологических уровней дает возможность построить кривые изменения уровня приемного бассейна во времени. Основной метод датирования древних береговых линий и отложений эстуариев – радиоуглеродное определение возраста растительных остатков и плавниковой древесины, в изобилии накапливающихся в устьевых участках рек в любой отрезок времени их существования.

Эта модель, построенная по данным датирования береговых линий для нескольких устьевых областей, имеющих характер эстуариев, казалось бы, неприменима к такой мощной дельте выдвижения, как дельта р. Лены. Однако полученные данные, обсужденные выше, показали, что вплоть до последних тысячелетий дельта р. Лены выдвигалась в море отдельными

лопастями по мере разрушения ограничивающих ее массивов, заполняя наносами пространства между этими исчезающими массивами островов. Такими массивами были и остаются до настоящего времени в западной части дельты о. Арга-Муора-Сисё, о. Харданг-Сисё, п-ов Эбе-Басын. В восточной части дельты от обширного массива суши, сложенного породами ЛК и существовавшего в недавнем прошлом, остались лишь останцы, продолжающиеся в дельте в северо-северо-восточном направлении по оси стрелки Быковского п-ова – о. Муостах: о. Бёлькёй-Дьянги, о. Буор-Ылар-Сисё в системе Быковской протоки, о. Собо-Сисё, о. Кыыллаах-Хаята, о. Боскуо в системе Сардахской протоки. Гора Боскуо является последним, наиболее северным, небольшим останцом пород ЛК в восточной половине дельты. Массивы ЛК здесь в системе Трофимовской протоки полностью разрушены, и дельта приняла вид типичной дельты выдвижения. По результатам датирования первой террасы дельты момент деградации массивов ЛК на территории дельты до такой степени, когда они перестали играть определяющую роль в распределении стока р. Лены, наступил всего около 2000 лет назад, когда образовалась Быковская протока, прорвавшая перешеек останцов ЛК между Быковским п-овом и о. Собо-Сисё. Геологическое и геоморфологическое строение дельты указывает на то, что она состоит из разновозрастных массивов первой надпойменной террасы, которая имеет наиболее древний возраст в западной части (начало голоцена) и молодой в восточной части (Сардахско-Трофимовская система проток 5,2–3,8 тыс. лет и Быковская протока (около 2 тыс. лет)). Таким образом, дельта р. Лены приняла обычный вид многолопастной дельты выдвижения не в результате постепенного выдвижения края дельты в море, а при термо-абразионной и термо-эрозионной деятельности моря и реки, разрушивших массивы суши, существовавшие здесь после накопления пород ЛК и подстилающих их песков (о. Арга-Муора-Сисё). О. Муостах в заливе Буор-Хая также является крайним останцом этого массива суши, опоясывавшего место современной дельты, а само устье реки было заливом или эстуарием. В таких условиях закрытой от прямого воздействия моря системы эстуариев и происходило накопление осадков, приносившихся рекой и возникавших при разрушении берегов в результате колебаний уровня моря.

4.3.2. Колебания уровня моря в голоцене

Исходя из разработанной модели, подтвержденной исследованиями в нескольких устьевых областях рек евразийской Арктики, и на основании геологического и геоморфологического строения первой террасы дельты р. Лены предполагается следующая последовательность событий фор-

мирования первой террасы дельты и соответствующих колебаний уровня моря в дельте. Специфические органоминеральные отложения (слоёнка) формировались на этапах подпора со стороны моря, когда протоки дельты становились эстуариями и в многочисленных водоемах дельты, отгороженных от моря останцами предшествующих этапов ее формирования, при колебаниях уровня синоптического масштаба (приливы–отливы, сгоны–нагоны) откладывались слоистые толщи преимущественно мохового состава, они сингенетически промерзали при осушении водоемов или при налегании на их дно ледового покрова в зимних условиях. Исходя из такой схемы развития дельты и знания ее геологического строения, можно определить время повышенного стояния уровня и перерывы в осадконакоплении слоёнки, соответствовавшие этапам размыва накопившихся осадков при пониженном стоянии приемного водоема – моря Лаптевых. Возраст слоёнок определен радиоуглеродным методом. Высота островов, сложенных слоёнками, известна из натурных исследований и по картографическим материалам. Анализируя геоморфологическое положение островов, возможно сделать предположение о высоте, на которую поднимался уровень бассейна во время отложения органоминеральных осадков.

На рис. 64 представлены кривые колебания базиса эрозии проток, построенные на основании анализа датировок островов первой террасы исходя из принятой модели формирования ее островов.

Основой для увязки распределения датировок по районам дельты р. Лены является кривая изменений уровня моря Лаптевых, построенная по данным датированных береговых линий моря в районе дельты р. Лены (см. раздел 3.2.1.6). При сопоставлении датировок, полученных из различных частей дельты р. Лены, с данными по высотам и возрасту древних береговых линий моря Лаптевых (см. рис. 64) видно, что большая часть молодых датировок, полученных для проток дельты Лены, укладывается в периоды возможного повышенного стояния уровня моря Лаптевых. Есть очевидная корреляция изменения возраста и высот отложений морских террас с такими же параметрами первой террасы дельты в различных ее районах. Наблюдается некоторое несоответствие высот и возраста морских террас и террас дельты. Например, два возрастных интервала (2–4 и 1–2 тыс. лет), в течение которых были образованы морские террасы высотой 8,5 и 4 м, сливаются в один в Туматской и Арынской протоках.

В каждой из рассмотренных систем проток дельты датировки и события, отмеченные ими, не совсем совпадают, что связано с ошибками метода датирования, сложностями датирования, связанными с частым переотложением растительного детрита. Датировки увязываются не очень просто.

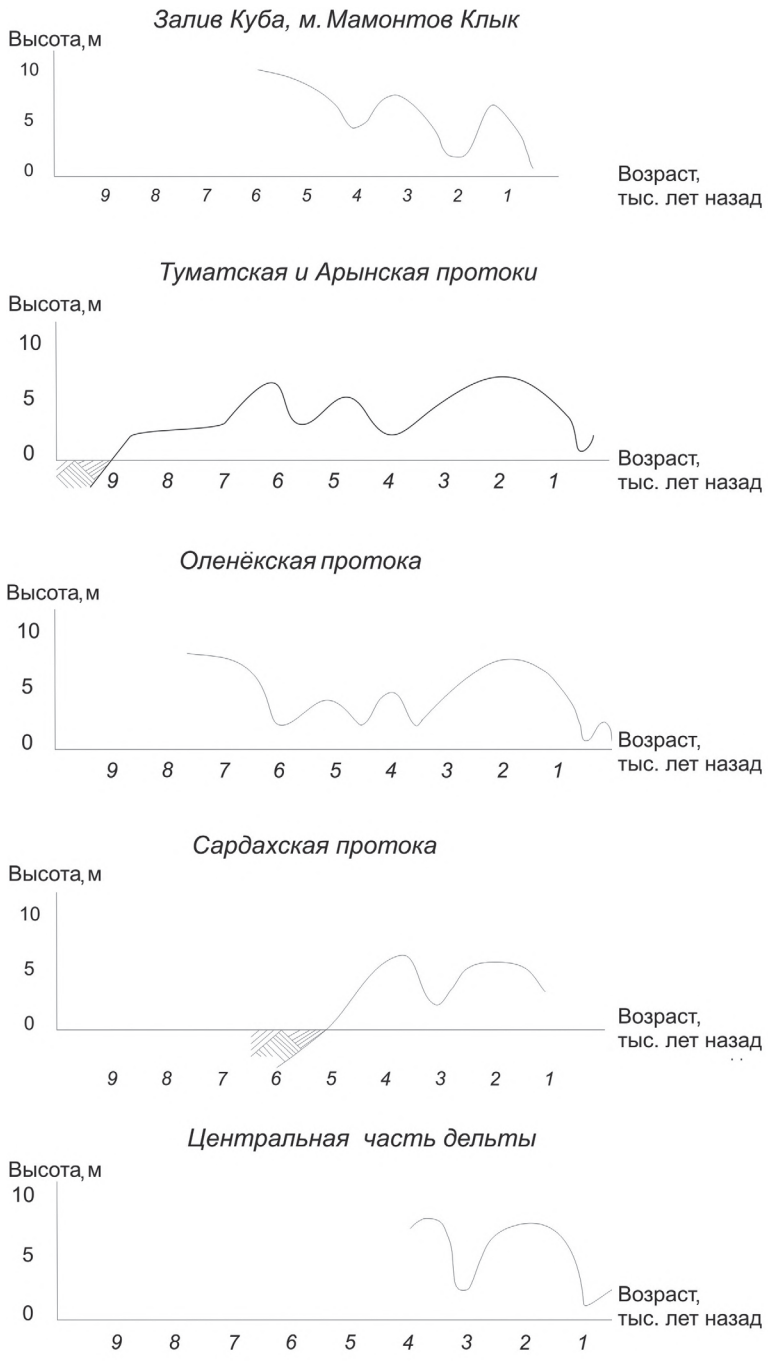


Рис. 64. Кривые изменения базиса эрозии, построенные для различных районов дельты р. Лены и моря Лаптевых.

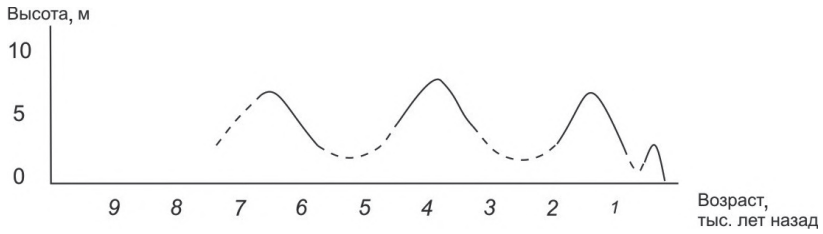


Рис. 65. Кривая относительного изменения уровня моря Лаптевых в голоцене.

В целом тем не менее есть сходимость данных по морским и дельтовым террасам, а значит, возможно использовать весь комплекс данных, полученный для дельты р. Лены, для уточнения и дополнения кривой колебаний уровня моря Лаптевых в голоцене. Принимая во внимание самые древние на современный момент датировки первой террасы дельты в 6–8 тыс. лет, можно предположить высокое стояние уровня в то время. Более того, в устье р. Урасалах 15-метровая морская терраса датируется возрастом 5500 лет (см. раздел 3.2.1.4). При совместном анализе данных по датированию первой террасы дельты и морских террас на побережье моря Лаптевых построена единая кривая колебания уровня моря Лаптевых для голоцена (рис. 65).

Таким образом, первая терраса дельты р. Лены сформирована при неоднократном повышении уровня моря Лаптевых до высоты, как минимум, 7–8 м на этапах 6–8, 3–4, 1–2 тыс. лет назад, а также в результате ее эрозии и перестройки гидросети дельты на этапах понижения уровня, имевших место 5,2–4,5; 3,3–3 тыс. лет назад и в течение последних столетий. Этапы повышения уровня и накопления отложений были продолжительнее этапов понижения уровня и размыва отложений.

4.3.3. Современные колебания уровня моря

Для анализа современной многолетней изменчивости уровня, как правило, используются сведения о среднегодовом уровне моря, полученном путем осреднения за соответствующий период данных наблюдений на отдельных береговых гидрометеорологических станциях. Непременным условием при этом является приведение этих наблюдений к одному горизонту. Изменение уровня моря в каждой конкретной точке наблюдения определяется гидрометеорологическими и геологическими причинами. Определение роли отдельных факторов в общем процессе многолетних изменений уровня моря является задачей крайне сложной, как в силу отсутствия или недостаточности информации для оценки отдельных составляющих колебаний уровня, так и потому, что между ними действуют обратные связи [Ашик и др., 2010].

Получены основные статистические характеристики многолетних колебаний уровня по отдельным станциям и их пространственное распределение, оценены основные параметры многолетних изменений положения среднего уровня, определены его основные тенденции. Раньше предполагалось, что по величине линейного тренда можно судить о скорости вертикальных движений земной коры (исходя из гипотезы о неизменности положения поверхности моря за период исследования). В настоящее время стало очевидным наличие долгопериодных трендов в колебаниях уровня моря, обусловленных климатическими и внутриземными причинами. Разделить эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно.

Для оценки линейного тренда в колебаниях уровня моря, как правило, используется величина коэффициента уравнения линейной регрессии, связывающего величину среднегодового уровня с номером года:

$$H_i = aN_i + H_0,$$

где H_i – среднегодовой уровень; N_i – номер года; a – величина линейного тренда; H_0 – средний уровень моря. Вычисление величины линейного тренда и среднего уровня осуществляется на основе метода наименьших квадратов.

Исходя из данных, полученных по ряду станций и приведенных в табл. 9, большинство побережий испытывает наступление моря. Только в трех регионах: 1 – архипелаг Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Северный остров арх. Новая Земля; 2 – Обская и Байдарацкая губы, п-ов Ямал; 3 – Хатангский и Оленёкский заливы, – несмотря на колебательный характер изменений уровня моря, имеет место устойчивое его понижение, а значит, повышение берегов и выход их из зоны затопления морем. Выявленная картина современного изменения уровня моря (рис. 66 а) является достаточно приближенной. В действительности характер колебаний уровня еще более мозаичный. Например, по геоморфологическим данным Новосибирские острова во многих частях испытывают погружение, но о. Малый Ляховский явно поднимается, окружая себя аккумулятивной морской террасой, препятствующей активному размыву ледового комплекса пород. А относительное повышение уровня моря наблюдается к югу и к северу от острова, где породы ЛК активно размываются. Еще более контрастная картина поведения моря в Оленёкском заливе, где на станции Усть-Оленёк фиксируется тренд к понижению уровня моря, а на станции Терпяй-Тумса – к повышению. Очевидно, что современное отступание уровня моря в Обской и Байдарацкой губах совершенно противоположно тому наступлению уровня моря, которое и создало эти глубокие заливы в конце голоцена. Дельта р. Лены находится в совершенно разных условиях колебания уровня. Со стороны

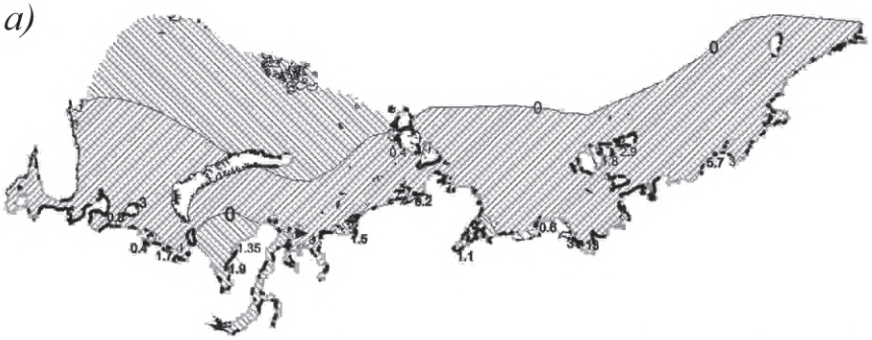
Оленёкского залива (с запада) уровень моря понижается, а с северо-запада (п.ст. Дунай) и юго-востока (пос. Тикси) уровень моря повышается. Такие контрастные тенденции на ограниченных участках побережий вызываются не только гидрометеорологическими факторами, но и блоковыми движениями земной коры.

Таблица 9

Величина линейного тренда колебаний уровня на станциях арктических морей России (*C* – величина линейного тренда, см/г., S_C – средняя квадратическая ошибка определения величины тренда)

Название станции	За период наблюдений		Название станции	За период наблюдений	
	C	S_C		*C*	S_C
Баренцбург	–0,288	0,035	о. Малый Таймыр	0,275	0,059
им. Кренкеля	–0,240	0,071	о. Андрея	0,372	0,070
Русская Гавань	–0,061	0,060	о. Преображения	0,122	0,071
Малые Кармакулы	0,206	0,074	м. Косистый	–0,713	0,088
Мурманск	0,361	0,054	Анабар	–0,910	0,334
мыс Белый Нос	0,166	0,197	м. Терпяй-Тумса	0,269	0,069
Мыс Желания	–0,031	0,077	Усть-Оленек	–0,046	0,105
мыс Болванский Нос	0,296	0,061	о. Дунай	0,260	0,049
Югорский Шар	0,063	0,057	Тикси	0,162	0,041
Амдерма	0,419	0,044	о. Муостах	0,305	0,078
Усть-Кара	0,170	0,033	м. Святой Нос	0,206	0,102
Моржовая	0,065	0,102	м. Кигилях	0,051	0,044
Тадебяяха	–0,292	0,128	пр. Санникова	0,148	0,051
Се-Яха	–0,297	0,147	о. Котельный	0,503	0,058
Антипаюта	–0,639	0,266	о. Жохова	0,206	0,078
Сопочная Карга	0,260	0,065	Земля Бунге	0,263	0,080
Диксон	0,216	0,080	м. Шалаурова	0,058	0,052
о-ва Известий ЦИК	0,005	0,042	о. Четырехстолбовой	0,141	0,089
о. Уединения	0,098	0,069	Амбарчик	0,320	0,079
о. Визе	0,037	0,038	Рау-Чуа	0,021	0,063
о. Голомяный	0,078	0,042	о. Айон	0,056	0,067
о-ва Краснофлотские	0,256	0,066	Певек	0,281	0,050
о. Исаченко	0,369	0,075	м. Валькаркай	0,324	0,101
мыс Стерлегова	0,073	0,076	м. Биллингса	0,179	0,079
о. Правды	0,297	0,088	о. Врангеля	0,260	0,048
о. Русский	–0,052	0,111	Мыс Шмидта	0,189	0,063
о. Гейберга	0,262	0,063	Ванкарем	0,301	0,050
мыс Челюскина	0,274	0,054	о. Колючин	0,270	0,071
б. Солнечная	0,457	0,065	Неттен	0,221	0,058
мыс Песчаный	0,417	0,097	о. Ратманова	0,022	0,105
Среднее				0,118	0,080

а)



Районы понижения уровня моря мм\год

Районы повышения уровня моря мм\год

Изолинии скоростей изменения уровня моря мм\год

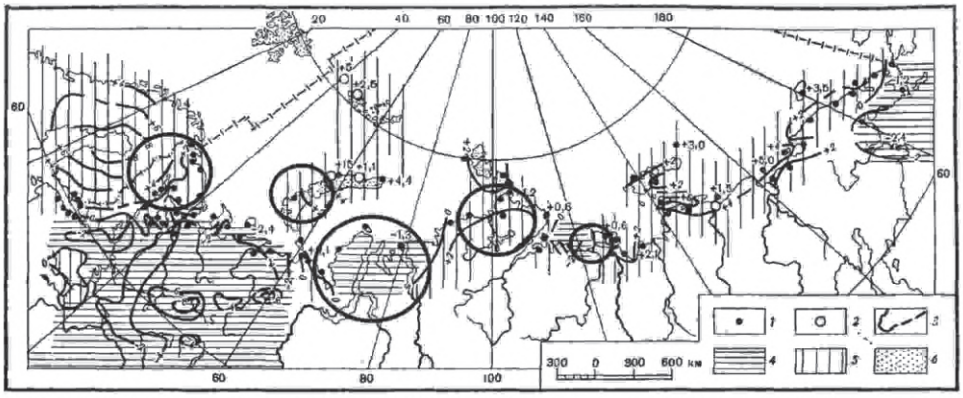
Скорость отступания берегов м/год по данным:

Аккумулятивные берега

Размываемые берега, сложенные рыхлыми отложениями

Абразионные берега

б)



1 – уровенные пункты и величины движений (мм/год) без учёта эвстатического повышения уровня мирового океана; 2 – пункты, где определена скорость поднятия (мм/год) за последние 100-300 лет; 3 – изолинии скорости современных вертикальных движений, проведённые через 2 мм/год; 4 – области общего погружения; 5 – области общего поднятия; 6 – современные ледниковые покровы и шапки

участки с уточнёнными данными об изменении относительного уровня моря

Рис. 66. Изменения уровня морей.

Такое обобщение по современным колебаниям уровня морей Российской Арктики, проведенное по рядам уровенных наблюдений за период до 60 лет, является шагом вперед по сравнению с предшествовавшими попытками выявления тенденций изменений уровня моря. На рис. 66 *б* приведена другая карта [Никонов, 2006], сведения о методике и данных для построения которой нигде не упоминаются. Но именно эта карта до сих пор широко используется для выявления тенденций изменений движения земной коры.

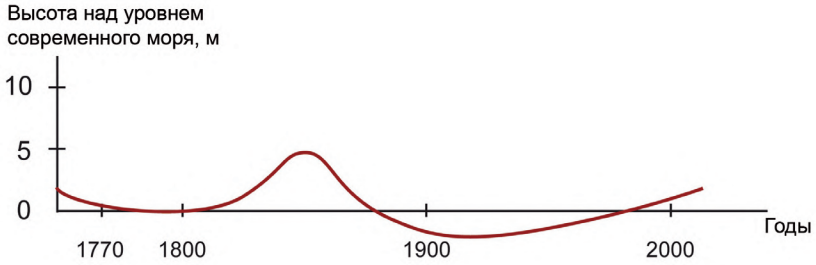


Рис. 67. Колебания уровня моря Лаптевых в районе дельты р. Лены, построенные по картам, радиоуглеродным датировкам и с учетом современных тенденций изменения уровня.

На этой карте круговыми полями выделены районы, в которых уровень моря изменяется в противоположном направлении по сравнению с картой изменения уровня морей, построенной авторами (рис. 66 *а*).

Ряд данных по современному изменению уровня моря, полученный путем инструментальных измерений, можно продлить в прошлое, используя другие методы: геолого-геоморфологический, картографический. Так, для дельты р. Лены был реконструирован ход уровня моря в голоцене. На этапе, охватывающем последние 240 лет, для воссоздания истории изменения уровня моря Лаптевых были использованы карты, составленные в 1770 [Часть Мангазейского и Якуцкого уездов…, 1770], 1823 [Берег ледовитого моря…, 1823], 1826 [Генеральная карта Якутской области…, 1826], 1855 [Карта Восточной Сибири…, 1855], 1882 [Карта Азиатской России…, 1882], 1890 [Карта Якутской области…, 1890], 1919 [Карта России с прилегающими к ней владениями…, 1919], 1930 [Карта Восточной Сибирь и Приамурья…, 1930] гг. (рис. 67). Для более ранних этапов голоцена использовались геолого-геоморфологические данные, содержащие информацию о положении уровня моря Лаптевых.

Следует отметить, что точность методов различна. Инструментальные наблюдения позволяют отслеживать ежегодную изменчивость, амплитуда которой составляет первые миллиметры за год. Использование картографических материалов позволяет говорить лишь о направленности процесса изменения уровня моря, что обусловлено недостаточной точностью построения карт в XVIII, XIX и начале XX вв. Тем не менее для дельты р. Лены стало возможно выявить поднятие уровня моря Лаптевых на 3–5 м в середине XIX в. На карте 1855 г. [Карта Восточной Сибирь и Приамурья…, 1855] видно, что п-ов Быковский являлся островом, а это следствие подъема уровня моря как минимум на 5 м. Датировки заброшенной на острова дельты и побережье моря плавниковой древесины воз-

растом 150–180 лет (см. раздел 3.2.1.6) и 180–200 лет (см. раздел 3.2.1.1) подтверждают картографические материалы о высоком стоянии уровня моря около середины XIX в.

4.3.4. Развитие дельты в голоцене

На формирование дельты р. Лены в голоцене определяющее влияние оказали изменения уровня моря Лаптевых. Другим определяющим фактором была конфигурация разрушавшихся и продолжающих исчезать массивов останцов ЛК и о. Арга-Муора-Сисё. Эти массивы суши долгое время определяли направление стока реки в устье и выдвижение отдельных конусов. Постепенно с начала голоцена до современности произошло разворачивание основных направлений стока в дельте с северо-запада на восток и юго-восток. В одно и то же время на различных участках дельты р. Лены формировались условия либо транзита, либо аккумуляции, либо размыва отложений. Схема развития дельты р. Лены приведена на рис. 68.

Около 30–40 тыс. лет назад продолжалось накопление ЛК, и к концу этого этапа значительные его массивы сформировались вдоль Приморского кряжа и кряжа Чекановского [Большиянов и др., 2008]. Пока нет материалов, опровергающих предположение, что р. Лена 30–40 тыс. лет назад впадала в море в том же месте, что и в настоящее время. По-видимому, она прорезала массивы ЛК, вытекая из обусловленной разломом земной коры теснины «ленской трубы». 17–15 тыс. лет назад уровень моря был значительно ниже современного и дельта или дельты реки располагались в сотнях километров к северу от современного ее конуса выноса. На месте современной дельты шло активное размывание пород ЛК. 8 тыс. лет назад в дельте сформировались первые растительные слоёнки, что может свидетельствовать о повышенном уровне стояния бассейна. 6 тыс. лет назад во время отступления моря размывались ранее накопленные осадки, в том числе породы ЛК и вышедшего на поверхность массива аллювиально-морских песков о. Арга-Муора-Сисё. В то время, по-видимому, река освоила как главную протоку Оленёкскую, которая заложена по разлому земной коры. 5 тыс. лет назад протоки дельты снова вступили в эстуарный этап развития, когда активно накапливались растительные слоёнки. 4,5 тыс. лет назад – этап размыва и накопления аллювиальных песков, сменившийся около трех с половиной тысяч лет назад этапом заполнения мелководных эстуариев дельты растительными и песчаными осадками. 1000–500 лет назад снова этап размыва с окончательным формированием облика останцов ЛК в дельте, образование Быковской протоки. Кратковременное повышение уровня моря произошло около 400 лет назад, и далее начался современный этап вреза, с кратким по-

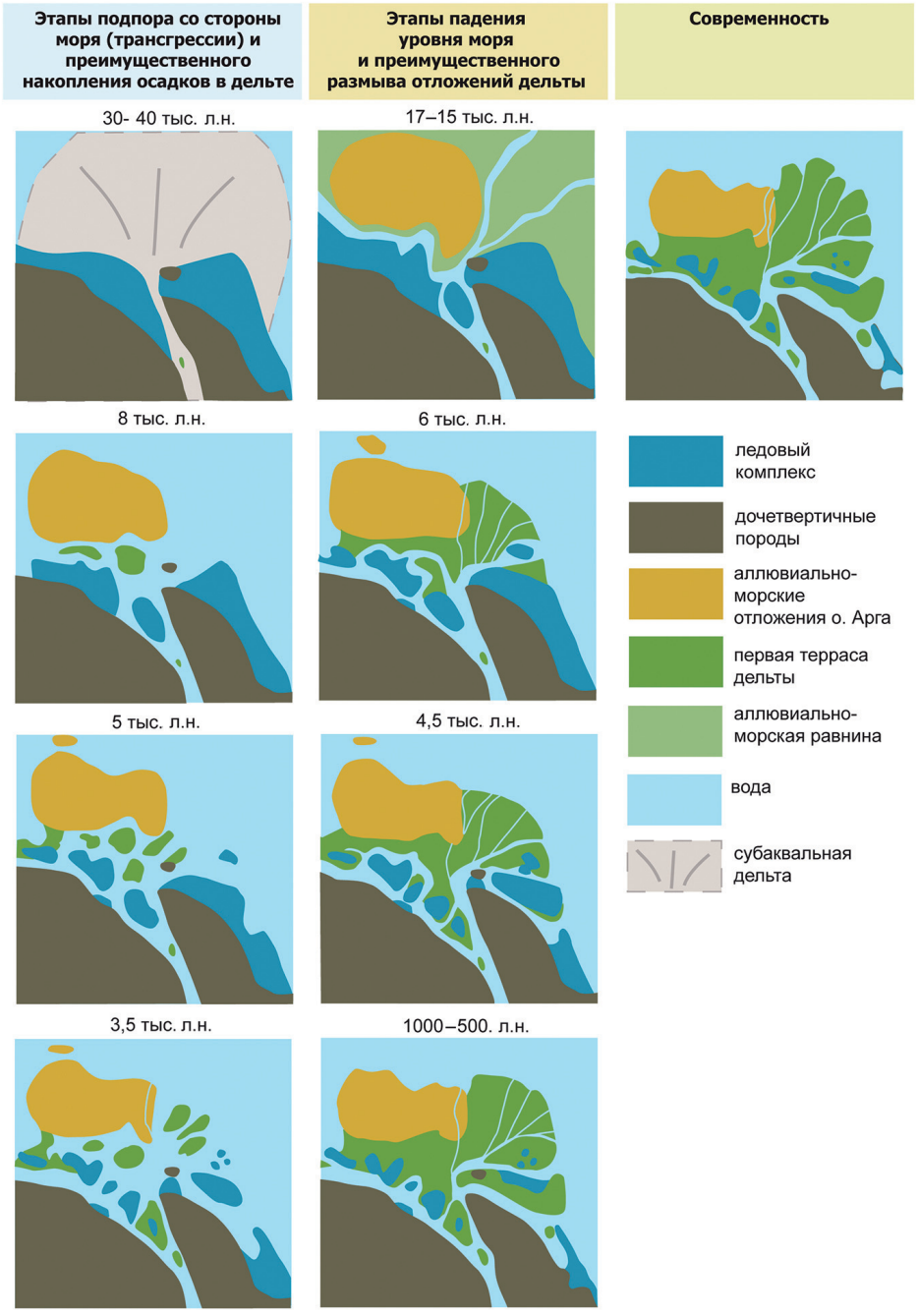


Рис. 68. Палеогеографическая схема развития дельты р. Лены в голоцене.

вышением уровня моря около 200 лет назад. Перекос водной поверхности обусловлен тектоническим воздыманием земной поверхности в вершине дельты, который приводит к отмиранию Оленёкской протоки, центральных проток дельты и к перераспределению стока в пользу восточных и юго-восточных проток дельты.

Во время Малого ледникового периода (500–100 лет назад) на склонах низких гор, которые прорезает река, развивались формы пассивного оледенения, при таянии которого высвобождалось значительное количество воды. Это приводило к интенсивной эрозии и выносу в дельту большого количества грубообломочного материала, о чем свидетельствуют 5 конусов выноса в Быковской протоке между о. Чай-Ары и заливом Неелова, сильно стеснившие и изменившие сток по этой протоке. Такого рода события неоднократно имели место в дельте на протяжении голоцена. В частности, развивались пассивные ледники и на о. Арга, где их остатки были отмечены на геоморфологической карте 1953 г. Зафиксированы стоки талых ледниковых вод Малого ледникового периода и в озерах у подножия кряжа Прончищева [Макаров и др., 2008]. Однако колебания уровня моря и стока реки были определяющими в развитии дельты. Из-за трудностей сопоставления полученных радиоуглеродных датировок временные этапы могут не быть абсолютно точными даже в радиоуглеродном масштабе времени. Но проведенные исследования позволили определить принцип развития дельты и последовательность событий.

Пока невозможно понять, какие именно причины вызывали колебания уровня моря – тектонические или эвстатические, т.к. нет инструмента для их разделения. Однако роль тектонических движений несомненна. Даже в настоящее время (последние 60 лет) уровень моря у западной кромки дельты (Оленёкский залив) падает, а в восточной (бухта Сого в районе Тикси) растет [Ашик и др., 2010]. Геоморфологическое строение дельты свидетельствует о том, что роль блоковых современных тектонических движений земной коры также значительна.

Однако не все изменения можно связать только с тектоническими причинами. Несомненны и эвстатические колебания уровня, которые приводили к частой и довольно резкой смене знака в уровенном режиме моря Лаптевых.

Развитие дельты р. Лены в голоцене определилось морскими и речными факторами. На протяжении этапов в сотни и тысячи лет первостепенным фактором ее формирования является изменение уровня моря.

5. КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА

5.1. КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА В ГОЛОЦЕНЕ

5.1.1. Материалы и методы

Изменчивость климата голоцена в районе дельты р. Лены выявлялась по данным изучения озерных осадков и других четвертичных отложений. Наиболее изученным озером, в осадках которого запечатлена история колебаний климата в голоцене, является оз. Николай-Кюеле, расположенное на о. Арга-Муора-Сисё в северо-западной части дельты. Озеро термокарстового происхождения, состоит из четырех слившихся озерных ванн глубиной до 30 м, разъединенных перемычками глубиной до 1–1,5 м (рис. 69). В одной из восточных котловин (73°20´ с.ш., 124°12´ в.д.) бурением со льда пройдена скважина до глубины 325 см и отобран керн А-1, а также гравитационной трубкой взята колонка донных отложений CN-2 длиной 82 см [Schwamborn et al., 2000]. По осадкам проводились анализы: спорово-пыльцевой, хирономид, радиоуглеродное датирование, определение содержания органического углерода. Результаты исследований изложены в двух статьях [Schwamborn et al., 2002; Andreev et al., 2004]. На основе первой статьи и по разработанной методике расчета сдвижения растительных зон и подзон во времени голоцена [Большиянов и др., 2001] были осуществлены палеоклиматические построения района дельты, входящей в более обширный регион моря Лаптевых (рассматривались острова архипелага Северная Земля, о. Котельный, центральная и северная части п-ова Таймыр, Таймырская низменность, плато Путорана, дельта р. Лены) [Большиянов, 2006]. Климатический оптимум голоцена имел место 10–9 тыс. лет назад на архипелаге Северная Земля и на о. Котельный. В то время происходило явное потепление в районе архипелагов, а на суше, расположенной южнее, климатические условия были менее благоприятными. Инверсия природных зон в течение нескольких столетий (до 1000 лет) могла быть вызвана вторжением теплых атлантических вод, которые на короткое время начала голоцена отеплили северные островные территории. Такая картина характерна не только для Северной Земли и Новосибирских островов, но и для Шпицбергена, и для о. Врангеля [Большиянов, 2006].

Палеоклиматическая кривая для района дельты р. Лены, основанная на данных из оз. Николай-Кюеле, начиналась резким потеплением климата, относимого тогда ко времени 6–7 тыс. лет назад. Во второй статье

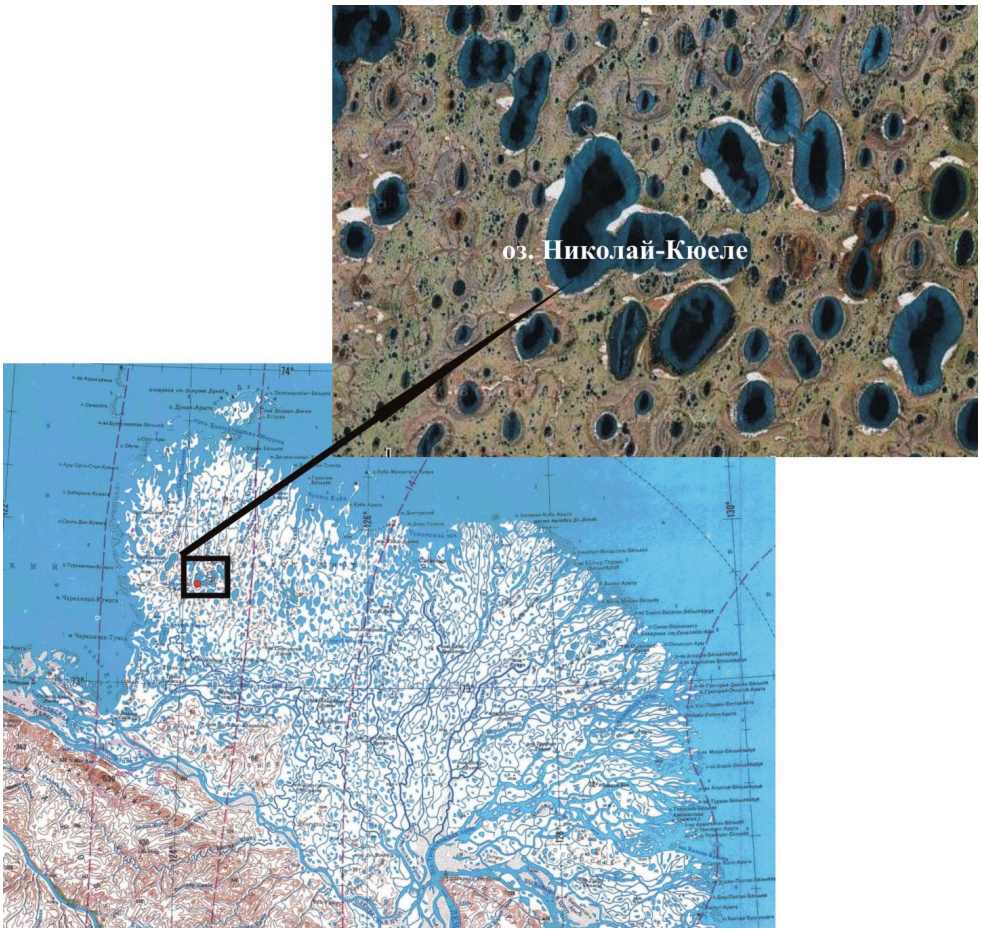


Рис. 69. Озеро Николай-Кюеле.

[Andreev et al., 2004] разработанная возрастная модель осадков основана на радиоуглеродных датировках колонки CN-2, а датировка керна скважины А-1 в 7000 лет признана замоложенной. В этой статье начало озерного осадконакопления принято около 10000 лет назад. Интересно, что колонка (CN-2) и керн скважины (А-1) отличаются не только временной шкалой, но и палеоклиматическими кривыми. Отбор керна из скважины и колонки донных отложений произведен в одной точке (между скважиной и местом отбора колонки всего около 10 м). Авторы статьи [Andreev et al., 2004] считают, что датировки колонки более точны. Несмотря на эти противоречия, попытаемся восстановить основные климатические события голоцена, используя изученные озерные отложения и другие четвертичные образования района дельты р. Лены.

5.1.2. Донные отложения озера Николай-Кюеле

По колонке донных отложений CN-2 из оз. Николай-Кюеле выявляются следующие климатические колебания последних 10000 лет [Andreev et al., 2004].

Образец песка, залегающего под озерными осадками, датирован возрастом 14900 лет (12480 лет – некалиброванный радиоуглеродный возраст), содержит хирономиды, споры Pediastrum Botryococcus, редкую пыльцу. Осадконакопление происходило в мелководном водоеме, который был окружен тундрой с травяно-осоково-кустарничковой растительностью. Озерное осадконакопление началось около 10300 лет назад (8940 лет – некалиброванный радиоуглеродный возраст).

10300–8000 лет назад (8940–7090 лет – некалиброванный возраст) вокруг озера господствовала кустарниковая тундра (карликовая ива и карликовая береза). Хирономиды показывают, что 10300–9500 лет назад климат был теплее современного. По результатам спорово-пыльцевого анализа, 6000 лет назад доля ивы и березы в растительном покрове начала уменьшаться и они исчезли отсюда около 5000 лет назад. Несмотря на преобладание холодноводных хирономид после 9000 лет назад, они показывают два коротких интервала потепления 5600 и 4500–4100 лет назад, что подтверждается и спорово-пыльцевыми данными. 5500–4000 лет назад климат был нестабильным. Рост температуры 5500–4000 лет назад был прерван резким похолоданием 4500 лет назад. Хирономиды также показывают нестабильность климата 6500–3000 лет назад и отмечают похолодание 5000 лет назад, так как более чувствительны к изменениям климата по сравнению с пыльцой.

Анализ пыльцы показал, что 5500 и 4200 лет назад катастрофически возрастало количество осадков, а 4500 лет назад оно катастрофически снижалось. Около 4000 лет назад климатические условия стали примерно такими, как в настоящее время, и позже значительно не изменялись.

Анализ хирономид показал, что слабое потепление относительно современного наблюдалось 2300–1400 лет назад. В течение последних 1500 лет спорово-пыльцевые спектры не зафиксировали существенных изменений климата, а состав хирономид указывает на слабое похолодание [Andreev et al., 2004].

По данным из скважины А-1 заметно теплело около 3000 и 1000 лет назад [Schwamborn et al., 2002].

5.1.3. Донные отложения озера Севастьян-Кюеле

Оз. Севастьян-Кюеле (рис. 70), как наиболее крупный водоем в окрестностях Тикси, было выбрано для исследования донных отложений с целью выявления истории развития природной среды в течение голоцена

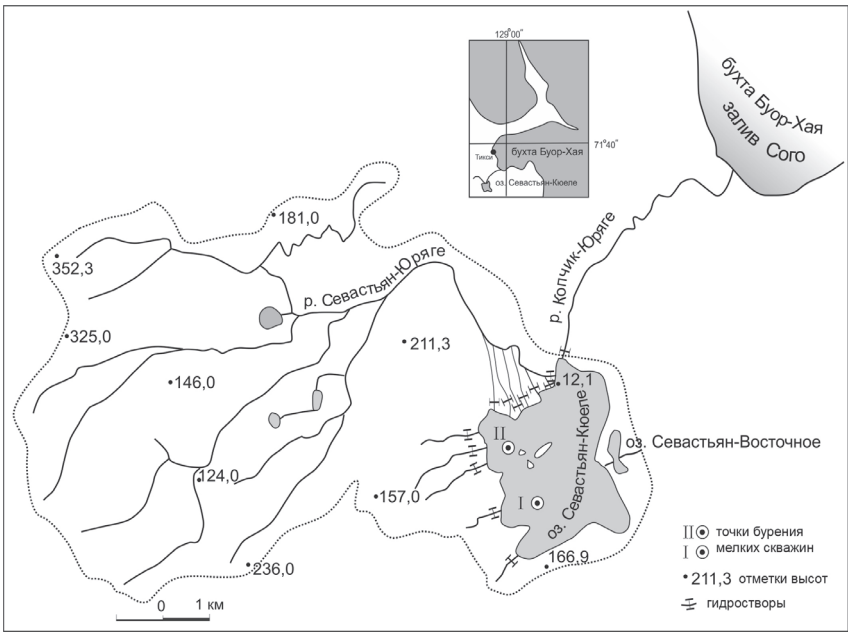


Рис. 70. Водосбор оз. Севастьян-Кюеле.

и последних тысячелетий. Кроме того, озеро находится на высоте 12 м над уровнем моря, что можно использовать для изучения морских трансгрессий голоцена на побережье моря Лаптевых.

Озеро расположено в 10 км южнее пос. Тикси среди низких куэсто-образных гор Приморского кряжа, окаймляющего с запада губу Буор-Хая моря Лаптевых. Гряды разделяются плоскодонными котловинами, иногда заполненными водой. Одна из таких котловин частично занята оз. Севастьян-Кюеле. Площадь озера 7,6 км^2. Водосбор озера вытянут с запада на восток, и его площадь равна 80 км^2. На водоразделе максимальные высотные отметки до 352,3 м расположены на западном краю водосбора. Урез воды в озере, по данным карты масштаба 1:100000, имеет высотную отметку 12,1 м. Нивелированием, проведенным 4 августа 2011 г. от истоков р. Копчик-Юряге до уровня моря, подтверждена эта высотная отметка. С северо-запада в озеро впадает р. Севастьян-Юряге и несколько мелких ручьев со склонов куэст (высотой до 211 м) западного побережья озера. Втекающая река образует дельту, постепенно сокращающую площадь озера с севера. Из озера вытекает р. Копчик-Юряге практически в том же месте, где впадает основной приток – р. Севастьян-Юряге. Это расположение притока и истока на севере озера имеет большое значение для режима накопления в нем наносов. Значительная их часть выносится истекающей рекой, не успев отложиться на дне водоема.

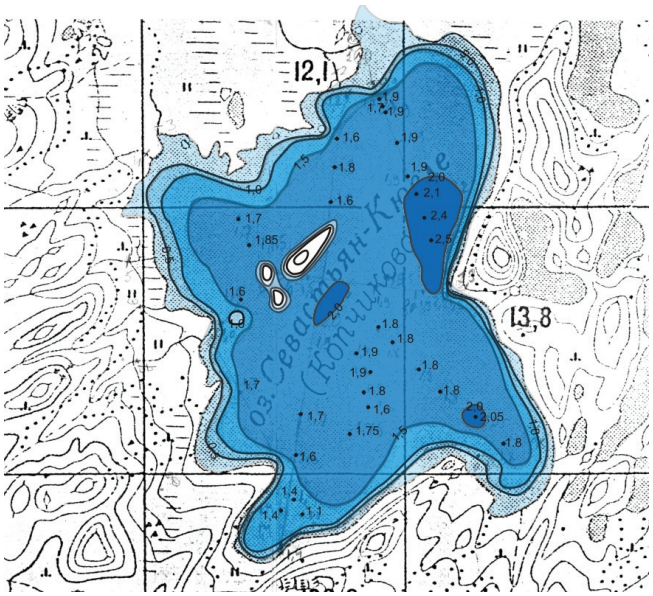


Рис. 71. Батиметрическая карта оз. Севастьян-Кюеле.

Изучение озера началось в 2006 г. зимними промерами, показавшими мелководность водоема и его промерзание в зимний период до дна. В 2011 г. проведены дополнительные эхолотные промеры, позволившие построить батиметрическую карту озера (рис. 71). В апреле 2008 г. донные отложения были пробурены двумя скважинами (см. рис. 70) со льда до глубины 2,3 м ниже дна озера. Отложения представлены темно-серым глинистым алевритом. На глубине 2,2 м в скважине I (71°31'01,8" с.ш., 128°48'39,4" в.д.) и на глубине 1,95 м в скважине II (71°31'41,3" с.ш., 128°47'42,0" в.д.) вскрыты подстилающие дочетвертичные породы – темно-серые алевролиты и углистые сланцы. Из-за мелководности озера (максимальная, измеренная во время паводочного повышения уровня глубина – 2,5 м) озерный лед практически повсеместно ложится на дно и влияет на состояние верхней границы вечной мерзлоты. Несквозной талик под озером во время бурения (апрель 2008 г.) залегал до глубины 2,3 м ниже дна, а подо льдом верхняя часть озерных осадков промерзала до глубины 1,1 м. Глубина талика и глубина слоя зимнего промерзания под озером, вероятно, испытывают колебания в зависимости от суровости зимы и сроков полного промерзания и вскрытия водоема ото льда.

Результаты радиоуглеродного датирования осадков оказались противоречивыми. Датирование образца на глубине 0,89–0,93 м показало возраст одних и тех же осадков по фракции гуминовых кислот 5690±30 лет (KIA-

38587), а по фракции щелочного остатка – 19080±100 лет (KIA-38587). Специалисты лаборатории Лейбница Университета Кристиана-Альбрехта (г. Киль, Германия), в которой выполнено AMS-датирование образцов донных отложений, считают, что первая датировка более надежна. В связи с такой неопределенностью датирования для построения возрастной модели накопления осадков летом 2011 г. в бассейне озера произведены гидрологические исследования для подсчета баланса наносов и скорости современного осадконакопления.

Измерялись расходы воды и наносов в устье р. Севастьян-Юряге, мелких ручьях, впадающих в озеро с западного склона его котловины, и в вытекающей р. Копчик-Юряге. Результаты измерений таковы. Во время летней межени в озеро поступает мало воды и осадков – 0,61 м^3/с и 1,33 г/с соответственно. Во время дождевых паводков эти величины возрастают в сотни раз. Устье р. Севастьян-Юряге вместо одной протоки разливается 7–10-ю протоками и поставляет в озеро 7,89 м^3/с воды и 718 г/с наносов, к которым добавляются 0,16 м^3/с воды и 0,96 г/с наносов с западного склона озерной котловины. Это практически все водотоки, несущие воду и наносы в озеро, за исключением совершенно незначительного потока с запада, из оз. Малый Севастьян, практически лишенного наносов. Измерения проведены только дважды – в период межени и мощного дождевого паводка. Поэтому поступление наносов в озеро рассчитано исходя из того, что в озеро вода может поступать с июня по середину сентября. Причем в июне талая вода со склонов несет мало наносов. Активный период поступления наносов в озеро – конец июня – август. За этот период в расчетах принято 27 суток паводочного режима и 50 суток меженного, что отражает режим погоды в бассейне озера и активный период стока в конце июня – начале июля. Расчеты показали, что в озеро за летний период может поступить до 1700 т наносов. Вытекающая р. Копчик-Юряге во время половодья выносит 1,3 м^3/с воды и 95 г/с наносов. В результате большего поступления воды уровень в озере во время паводка растет и затем медленно срабатывается в течение нескольких дней. Так, во время паводка, вызванного непрерывными дождями в течение суток 1–2 августа 2011 г., уровень воды в озере к 4 августа поднялся на 20 см. Для его сработки потребовалось порядка 10 дней, т.к. из озера вытекает поток, несущий примерно в 6 раз меньше воды, чем поступало во время паводка. Вследствие того, что вытекающая река расположена рядом с устьем р. Севастьян-Юряге, часть наносов выносится из озера транзитом, часть – в течение всего лета. Сумма выносимых рекой наносов может достигать 480 т. В озере, таким образом, остается около 1220 т осадков. И эти осадки в основном откладываются в северной половине озера,

чему способствуют и острова, являющиеся барьером для распространения наносов равномерно по всей площади озера. Поэтому южнее островов даже во время паводков взвешенных осадков мало (мутность воды 4,5 г/м^3).

С другой стороны, неравномерность распределения наносов по площади дна сглаживается взмучиванием наносов во время штормов вследствие малой глубины озера. За счет взмучивания и переотложения наносов происходит их более равномерное распределение по площади дна.

Если считать накопление осадков равномерным по всей площади дна, то 1220 т осадков на площади 7,6 км^2 составляет 0,016 г/см^2, или 0,09 мм слоя осадков при плотности последних 1,7 г/см^3 и 0,28 мм мм при плотности осадков 0,58 г/см^3 [Большиянов, 1985]. Такая скорость осадконакопления находится в большем соответствии с радиоуглеродной датировкой отложений 5690 лет назад на глубине 90 см (0,16 мм/год), чем с датировкой 19080 лет назад (0,05 мм/год). Гидрологические измерения и расчеты дали возможность определить порядок величины современного осадконакопления в оз. Севастьян. Однако нет гарантий того, что в прошлом скорость осадконакопления не изменялась. Исходя из палеоклиматических построений, можно даже утверждать, что она изменялась на протяжении существования озера.

Для построения модели скоростей осадконакопления потребовалась дополнительная информация. С этой целью отложения были подвергнуты исследованиям с помощью спорово-пыльцевого и диатомового методов.

Спорово-пыльцевым методом (палинолог Л.А.Савельева) изучен каждый 4–6 см слой отложений колонки из скважины I мощностью 190,5 см. Пробы из интервала 190–133 см слабо насыщены микрофоссилиями, 2 нижних образца с глубины 180 см и 190 см содержали единичные зерна пыльцы и спор. Пыльца и споры, обнаруженные во всех пробах, отличались плохой сохранностью (смятые, минерализованные, очень мелкие). Кроме того, на протяжении всей колонки встречались уродливые формы пыльцевых зерен *Betula sect. Nanae*. В каждом слайде было подсчитано от 200 до 450 зерен. Кроме пыльцы и спор в пробах было подсчитано содержание пресноводных зеленых водорослей Pediastrum. По результатам спорово-пыльцевого анализа построена диаграмма, на которой было выделено 6 пыльцевых зон (Sev-1 – Sev-6) (рис. 72). Процентное содержание каждого пыльцевого и спорового таксона подсчитано от общей суммы пыльцы наземных растений за исключением водных.

Палинозона Sev-1 (глубина 190–175 см), *Poaceae-Cyperaceae-Artemisia-Salix*. Количество пыльцы травянистых растений составляет 50–55 % и представлено в основном пыльцой *Poaceae* (20–40 %), *Cyperaceae* (5–25 %) и *Artemisia* (5–7 %). В группе древесно-кустарниковых пород преобладает пыльца

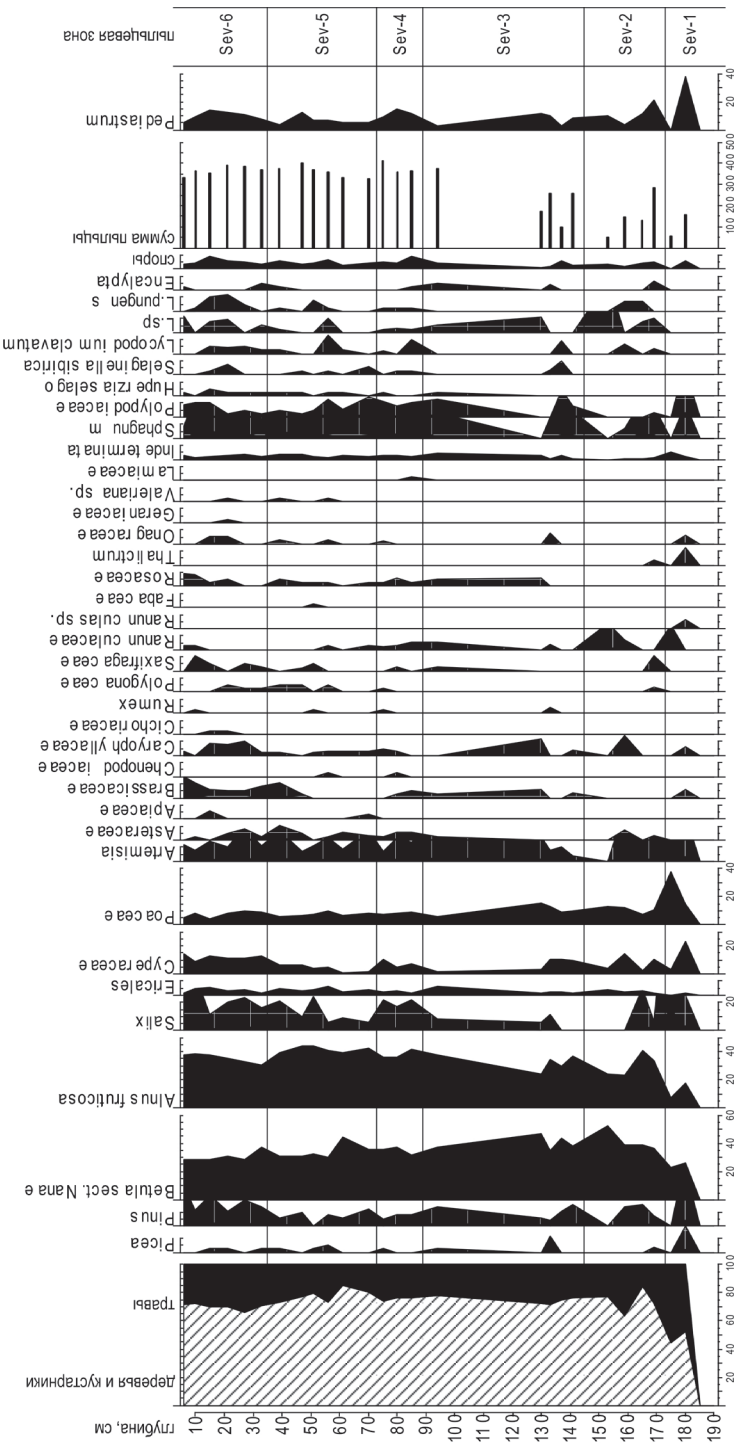


Рис. 72. Спорово-пыльцевая диаграмма донных отложений оз. Севастьян-Кюеле.

Betula sect. Nanae (~25 %), *Alnus fruticosa* (7–17 %) и *Salix* (5–15 %). Группа споровых растений представлена *Sphagnum* (3 %) и *Polypodiaceae* (4 %).

Sev-2 (175–145 см), *Betula sect. Nanae-Alnus fruticosa-Ericales*. В спектрах резко возрастает содержание пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 55 %) и *Alnus fruticosa* (до 40 %), также увеличивается содержание *Ericales* до 5 %. Количество пыльцы трав падает до 20 %. В группе споровых растений появляются споры разнообразных плаунов (*Lycopodium clavatum, L. pungens, L.sp.*).

Sev-3 (145–89 см), *Betula sect. Nanae-Alnus fruticosa*. В спектрах доминирует пыльца *Betula sect. Nanae* и *Alnus fruticosa*, появляется пыльца *Salix*. В верхней части палинозоны резко сокращается участие пыльцы *Cyperaceae* и *Poaceae*. Споровые растения присутствуют в незначительном количестве. Данный интервал в 56 см представлен всего 5 образцами.

В верхней части разреза значительных изменений в составе спорово-пыльцевых спектров не наблюдается. Однако колебания кривой процентного содержания пыльцы *Cyperaceae* позволили выделить еще 3 палинозоны.

Sev-4 (89–73 см), *Salix-Cyperaceae-Sphagnum*. В спектрах фиксируется увеличение количества пыльцы *Cyperaceae* до 10 % и *Salix* до 3 %, а также некоторое снижение *Ericales* по сравнению с нижележащей зоной. Общее количество споровых растений увеличивается до 6 % за счет спор *Sphagnum*. Содержание основных компонентов спектров *Betula sect. Nanae* и *Alnus fruticosa* колеблется в пределах 35–40 %.

Sev-5 (73–35 см), *Ericales*. Основанием для выделения данной палинозоны является резкое сокращение участия пыльцы *Cyperaceae* с 10 % до 1 % и повышение содержания пыльцы *Ericales* до 6 %.

Sev-6 (35–0 см), *Alnus fruticosa-Salix-Cyperaceae*. В группе пыльцы древесно-кустарниковых пород преобладает пыльца *Alnus fruticosa* (30–40 %) и *Betula sect. Nanae* (30–35 %), наблюдается увеличение содержания пыльцы *Salix* до 4 %. Среди травянистой растительности увеличивается количество пыльцы *Cyperaceae*.

Результаты спорово-пыльцевого анализа показывают, что на протяжении времени формирования вскрытой толщи отложений наиболее суровые (холодные) климатические условия сложились во время формирования спорово-пыльцевых спектров палинозоны Sev-1, когда на окружающей территории преобладали фитоценозы травянистой арктической тундры. Состав спектров палинозоны Sev-2 отражает потепление, которое способствовало распространению кустарниковой березы и ольховника. С высокой долей уверенности можно допустить, что спорово-пыльцевая диаграмма в нижней части колонки, на глубинах 170–180 см, фиксирует переход от неоплейстоцена к голоцену, когда арктическая тундра на данной территории сменяется

ландшафтами южной тундры. В таком случае радиоуглеродная датировка в 5690 лет на глубине 90 см и палинологическая датировка границы голоцена на глубине 175 см дают вполне сравнимые скорости седиментации (0,16 мм/год за 5690 лет и 0,18 мм/год за 10000 лет). Как видно из радиоуглеродных датировок, пыльцевого анализа и гидрологических расчетов, скорости седиментации в оз. Севастьян сравнительно низкие, несмотря на то, что площадь водосбора озера более чем в 10 раз превосходит площадь водного зеркала озера. Мелководность и значительный вынос материала из озера вытекающей протокой способствуют малой скорости осадконакопления. К тому же в бассейне озера в основном распространены дочетвертичные образования, которые не способствуют значительному насыщению потока наносами.

Из спорово-пыльцевых данных и рассчитанных скоростей осадконакопления следует, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад в эпоху сурового климата, когда окружающие горы освобождались от местных ледников. Накопление спор и пыльцы травянистых растений началось около 11 тыс. лет назад. На рубеже плейстоцена и голоцена в бассейне озера началось значительное потепление, которое выразилось в пребореале ростом роли в растительном покрове сначала ивы, затем ольховника и, наконец, карликовой березы. Спорово-пыльцевая диаграмма показывает, что климатический оптимум голоцена был здесь в пребореале и бореале, что ранее отмечалось по другим спорово-пыльцевым данным для данного региона [Большиянов, 2006; Andreev et al., 2011]. Более поздние отрезки голоцена не очень контрастны по изменениям в составе спорово-пыльцевых спектров, и по ним трудно выделить какие-либо изменения климата последнего тысячелетия из-за малой скорости накопления осадков, редкими для таких задач образцами и, несомненно, отрицательной ролью для выделения палеоклиматического сигнала озерного льда, который часто ложится на дно водоема. Однако на спорово-пыльцевой диаграмме выделяется период более благоприятный для произрастания древесных растений на глубинах 50–60 см, что соответствует возрасту 3700–3100 лет.

Диатомовый анализ донных отложений проведен Л.А.Пестряковой по 18 образцам (через 4,5–7,4 см интервала) части колонки из скважины I. Длина колонки равна 94 см.

Выявленная диатомовая флора донных осадков оз. Севастьян состоит из 72 видов, относящихся к 23 родам, 12 семействам, 4 порядкам и 2 классам отдела *Bacillariophyta*. Все они относятся к современной флоре. Планктонные диатомеи составляют всего 3,2 % общего числа таксонов и представлены только *Aulacoseira subarctica* (O.Mull.) Haworth, *Aulacoseira lirata* (Ehr.) Sim. и *Cyclotella meneghiniana* Kutz. Наибольшее видовое разно-

образие принадлежит бентосным диатомеям, составляющим 96,8 % общего количества таксонов: *Pinnularia* (7видов), *Achnanthes*, *Eunotia* и *Cymbella* (по 6 видов), *Fragilaria*, *Gomphonema*, *Navicula* и *Neidium* (по 5 видов), *Diploneis* (4 вида), *Stauroneis* и *Amphora* (по 3 вида). Остальные роды (52,2 %) имеют по одному или два вида.

По составу и характеру диатомовых комплексов в колонке отложений озера выделены четыре зоны (табл. 10, рис. 73–74).

Таблица 10

Массовые виды диатомей, встреченные в донных отложениях оз. Севастьян

Зоны по диатомеям		Интервал глубин, см	Доминанты	Субдоминанты
D-IV		0,0–18,5	*Caloneis baccilum*	*Stauroneis anceps* *S. phoenicenteron* *Sellaphora pupula* *Achnanthes bioretti* *A. lanceolata* *Amphora fogediana* *Cymbella sinuate* *Eunotia praerupta* *Pinnularia microstauron*
D-III		18,5–24,0	*Aulacoseira subarctica* *Eunotia praerupta*	*Amphora ovalis*
		24,0–33,5	*Aulacoseira subarctica* *Sellaphora pupula*	*Stauroneis phoenicenteron* *Caloneis baccilum* *Amphora sp.* *Tabellaria flocculosa* *Pinnularia sp.*
		33,5–35,0	*Eunotia praerupta* *Aulacoseira subarctica*	*Cyclotella meneghiniana* *Stauroneis phoenicenteron* *Tabellaria flocculosa* *Cymbella sinuata*
D-II		35,0–40,0	*Aulacoseira subarctica* *Eunotia praerupta*	*Cymbella sinuate* *Stauroneis anceps* *S. phoenicenteron*
D-I	c	40,0–54,1	?	?
	b	54,1–80,0	?	?
	a	80,0–94,0	?	?

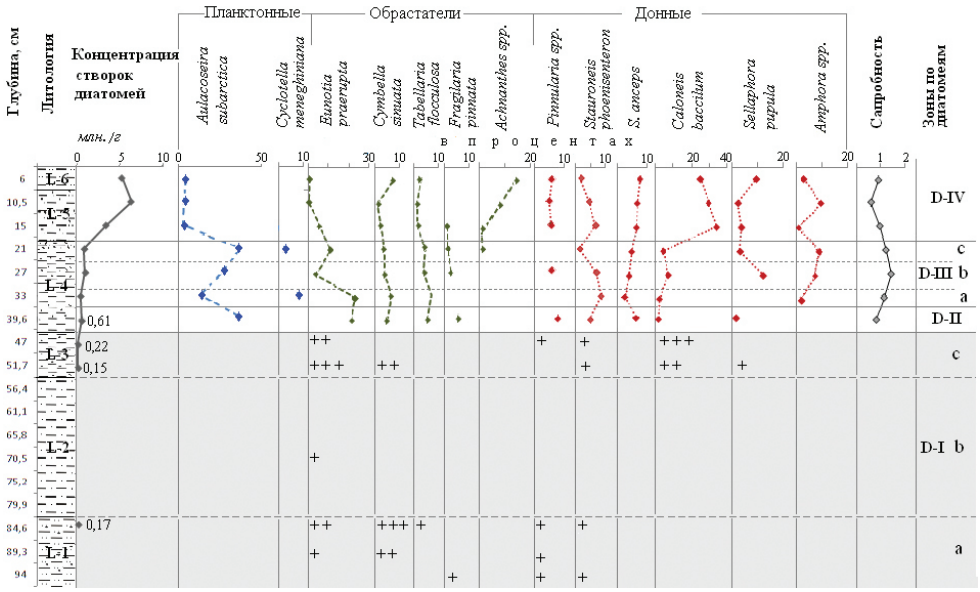


Рис. 73. Диатомовая диаграмма донных отложений оз. Севастьян-Кюеле.

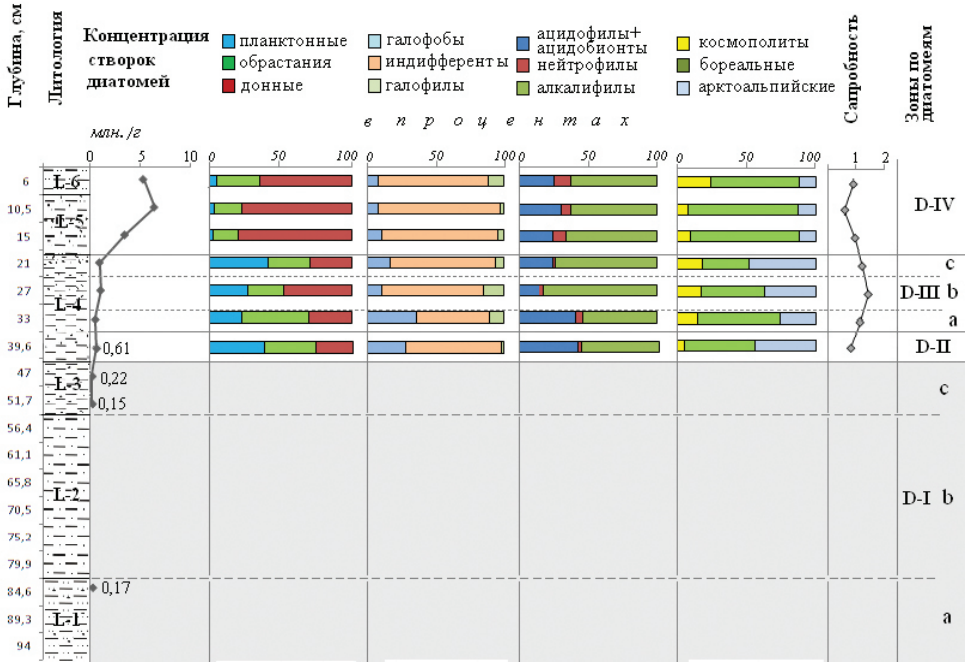


Рис. 74. Диаграмма эколого-географических характеристик диатомовых комплексов донных отложений оз. Севастьян-Кюеле.

Примечание. На рис. 73–74 использованы следующие обозначения: L-1–L-6 – литологическая характеристика отложений: L-1 – черный глинистый алеврит с примесью песчаных и гравийных зерен, слабо окатанных и уплощенных (местами рыжие пятна ожелезнения); L-2 – черный глинистый алеврит с редкой примесью песчаных зерен; L-3 – коричневато-темно-серый алеврит с примесью слабо окатанных, преимущественно уплощенных частиц гравия, при этом вниз по разрезу структура становится более тонкозернистой; L-4 – неравномерное чередование слоев черной глины, коричневато-черного глинистого алеврита и коричневато-темно-серых слоев глинистого алеврита или алеврита с существенной примесью слабо окатанных, преимущественно уплощенных частиц гравия и иногда мелкой гальки; L-5 – черный глинистый алеврит с примесью песчаных и гравийных зерен, слабо окатанных и преимущественно уплощенных; L-6 – черный глинистый алеврит с редкой примесью песчаных зерен (местами рыжие пятна ожелезнения).

В интервале глубин 94–40,0 см (первая зона – D-I) в большинстве проб (55 %) содержание створок в образцах фрагментарное, что не позволяет определить ни вида, ни рода водорослей. В остальных просмотренных пробах (45 %) были зафиксированы единичные экземпляры целых створок из родов *Eunotia* (*E.arcus, E.praerupta, E.serra*), *Cymbella* (*C.sinuata*), *Fragilaria* (*F.ulna*), *Meridion (M.circulare), Tabellaria* (*T.flocculosa*), *Navicula* (*N.jaernefeltii*), *Sellaphora* (*S.pupula*), *Diploneis* (*D.ovalis*). Фрагменты створок принадлежали эпифитным (*Cymbella, Eunotia*) и донным (*Pinnularia, Stauroneis, Neidium, Hantzschia*) формам. Из планктонных видов встречена только *Aulacoseira subarctica* (O.Mull.) Haworth.

Фрагментарность встреченных створок, незначительное видовое разнообразие и низкая концентрация численности (порядка 0,001–0,22 млн в грамме осадка) не позволяют выполнить эколого-географическую характеристику диатомовых комплексов данной зоны. По изменению численности, составу массовых видов следует условно выделить в пределах зоны D-I локальные фазы.

В первой фазе (интервал 94–80 см, D-I-a) найдено всего 10 видов с очень низкими показателями обилия. Концентрация створок низкая (до 0,17 млн в грамме осадка), всего удалось идентифицировать 10 видов, из которых часто встречаются *Eunotia praerupta* и *Cymbella sinuata*. Все они относятся к бентическим формам, характерным для почвенно-болотных биотопов.

Во второй фазе (интервал 80–54,1 см, D-II-b) представители диатомовой флоры почти не обнаружены.

В третьей фазе (интервал 54,1–40 см, D-I-c) концентрация створок диатомей составила 0,15–0,22 млн/г осадка. Видовой состав увеличился на 6 таксонов за счет эпифитных (*Cymbella cistula, Meridion circulare)* и

донных (*Caloneis baccilum, Diploneis ovalis, Sellaphora pupula* и *Stauroneis smithii*) видов.

Во время формирования осадка зоны D-I в экосистеме водоема создались неблагоприятные условия для существования диатомей.

На глубине 40,0–35,0 см (зона D-II) обнаружено 19 видов диатомей. В слое осадков абсолютным доминантом становится *Aulacoseira subarctica* (O.Mull.) Haworth (до 33 %), вид, характерный для планктона олиготрофных вод, широко распространен и часто встречается преимущественно в литорали и пелагической зоне, главным образом северных и горных водоемов. Из эпифитных в состав доминантов также входит *Eunotia praerupta* Ehr. (до 21 %) – типичный вид для болотных биотопов. Субдоминанты – эпифитный вид *Cymbella sinuata* Greg., донныевиды: *Stauroneis anceps* и *S. hoenicenteron*.

Концентрация створок диатомей возрастает до 0,61 млн/г. В осадках довольно много галофобов (до 28 %) и мало галофилов (не более 2 %), остальные индифференты. По отношению к щелочности среды преобладающей группой диатомей являются алкалифилы (53 %), ацидофильные диатомеи дают до 41 % створок в осадках. Суммарный индекс сапробности равен 0,95.

В зоне D-III (интервал 35–18,5 см) наблюдается незначительный рост численности диатомей (до 1,04 млн/г), видовое разнообразие остается почти на том же уровне (17–19 видов). По-прежнему абсолютно господствует *Aulacoseira subarctica* (до 38 %), а *Eunotia praerupta* (до 22,5 %), доминирующий в нижних и верхних слоях, в интервале 27–21 см заменен донным видом *Sellaphora pupula* (до 12,3 %) – широко распространенным пресноводно-солоноватоводным видом, убиквистом. Список субдоминантов возрастает за счет донных форм (*Amphora ovalis, Caloneis baccilum, Pinnularia spp.*), планктонного *Cyclotella meneghiniana* и эпифита *Tabellaria flocculosa*. По-прежнему *Cymbella sinuata* и *Stauroneis phoenicenteron* остаются в «массе».

По изменению численности, составу массовых видов и по структуре эколого-географических показателей можно выделить в пределах зоны D-III отдельные фазы.

Первая фаза включает слои осадка (интервал 35,0–33,5 см, D-III-а), где найдено 19 видов диатомей. Концентрация створок по сравнению с предыдущей зоной D-II снижается (до 0,47 млн/г). Доминирующий комплекс по-прежнему состоит из двух видов, но происходит изменение количественных соотношений *Eunotia praerupta* (до 22,5 %), *Aulacoseira subarctica* (до 13,5 %), а состав субдоминантов обогащается за счет планктонного галофильного вида *Cyclotella meneghiniana* и эпифитного галофобного – *Tabel-*

laria flocculosa. В диатомовых комплексах преобладают эпифиты (до 47,2 %) и пресноводные индифференты (до 47,2 %). Наивысшей численности в это время достигают диатомеи кислых болотных сообществ. Индекс сапробности равен 1,15.

Во второй фазе (интервал 33,5–24,0 см, D-III-b) отмечен высокий рост численности диатомей – до 1,04 млн/г, а разнообразие их сокращается на два вида. Состав массовых видов пополняется за счет донных форм: *Sellaphora pupula* (до 12,3 %) – пресноводно-солоноватоводный вид и *Caloneis baccilum*, пресноводный вид, широко распространенный на дне прудов, озер и рек. В целом в диатомовых комплексах преобладают донные (48,1 %), индифферентные (63 %) и алкалифильные (69,1 %) диатомеи. Доля участия холодноводных форм возрастает до 1,4 раза. Индекс сапробности – 1,45.

Третья фаза (интервал 24,0–18,5 см, D-III-c) характеризируется снижением численности диатомей (0,91 млн/г) и повышением видового разнообразия (до 20 видов). В доминанты возвращается *Eunotia praerupta* (до 11,4 %), список субдоминантов состоит только из одного вида – *Amphora ovalis*, распространенного на дне стоячих водоемов. Содержание планктонных видов в осадках максимальная (40,9 %) при равной доле участия обрастателей и донных (порядка 29,5 % – каждая группа). Растет доля участия индифферентных диатомей (до 72,7 %), ацидофилов (до 23,5 %) и арктоальпийских холодноводных форм (до 43,9 %). Индекс сапробности – 1,23.

В последнем отрезке времени (интервал глубин 18,5–0 см, D-IV) в развитии диатомовых водорослей отмечено богатое видовое разнообразие (57 видов) и высокая концентрация их створок (до 6,44 млн/г).

Максимум продуктивности диатомей в водоеме приходится на горизонт 11–6 см. Сохранность створок хорошая. Состав диатомового комплекса достаточно однороден в экологическом и стратиграфическом отношениях.

Основу диатомовых ассоциаций по числу видов составляют роды: *Pinnularia* (7), *Cymbella, Achnanthes* (по 6), *Neidium* (5), *Fragilaria, Navicula* (по 4), *Amphora, Stauroneis* (по 3). Остальные (около 62 %) являются 1–2-видовыми родами.

По результатам диатомового анализа можно выделить несколько этапов развития водоема, начиная с временного интервала около 6000 лет назад. Диатомовые водоросли очень слабо представлены в интервале 80–54 см, что соответствует возрасту 5–3,4 тыс. лет. Вероятно, этот интервал характеризовался суровыми климатическими условиями, когда водоем, промерзающий до дна и в настоящих условиях, не освобождался ото льда окончательно в течение летних месяцев. Рост численности диатомей к рубежу 3000 лет назад, вероятно, обусловливался потеплением, что видно и

по составу спорово-пыльцевых спектров в интервале глубин 60–50 см, что соответствует возрасту 3,7–3,1 тыс. лет. Здесь же на спорово-пыльцевой диаграмме наблюдаются пики древесных пород. 3000 лет назад в районе дельты р. Лены отмечено заметное потепление климата, отраженное в продвижении границы леса вниз по р. Лене, вплоть до о. Столб, расположенного на основном разветвлении дельты [Kuzmina, Bolshiyanov, 2002].

Очень заметным интервалом с особенным составом диатомей является интервал глубин 33,5–24 см, в котором осадки откладывались 2,1–1,5 тыс. лет назад. В составе диатомей резко сокращаются галофобы и возрастает доля галофильных водорослей, также резко возрастает доля водорослей, предпочитающих щелочную среду обитания, пресноводные виды сокращаются, но вырастает роль пресноводно-солоноватоводного вида *Sellaphora pupula* (до 12,3 %). Заметно увеличивается роль холодноводных видов. Это свидетельство морского влияния. В этот период, вероятно, усилилась связь озера с морем за счет подъема уровня последнего. Позже вода становится менее соленой, щелочной и холодной.

Наибольший расцвет диатомовых водорослей, их разнообразия приходится на интервал глубин 11–6 см (700–380 лет назад), что свидетельствует о благоприятных климатических условиях. За этим благоприятным для развития растительности временем наступил Малый ледниковый период, отмеченный резким падением численности диатомовых водорослей. Этап потепления последнего столетия не зафиксирован, т.к. образцы отобраны не с такой частотой, которая позволила бы охарактеризовать столь короткие интервалы развития озера.

Полученные палеоклиматические результаты необходимо сравнить с результатами других исследователей, работавших в районе оз. Севастьян в 1990 г. [Grosswald et al., 1992]. Ими с помощью грунтовых трубок были получены керны отложений из двух озер в окрестностях пос. Тикси. Одно озеро в 5 км северо-западнее Тикси – оз. Ладанное в долине р. Хорогор. Второе озеро – Севастьян Восточное. Это озеро наиболее интересно для сравнения, т.к. расположено в пределах водосборной площади оз. Севастьян (см. рис. 70) в непосредственной близости от последнего и его воды стекают в оз. Севастьян. Оз. Севастьян Восточное имеет длину по длинной оси около 1 км. Оттуда упомянутыми авторами отобраны несколько колонок донных отложений длиной до 1,5 м. Глубина воды в точках отбора составила 3,6 м [Grosswald et al., 1992]. Проанализирована колонка № 8, имевшая длину 134 см. Авторы нашли в нижней части колонки (134–101 см) диамиктон, представленный темно-серым алевритом с фрагментами глинистых сланцев, и назвали его тиллом ледниковой лопасти, наступавшей с севро-востока – с

шельфа моря Лаптевых. Бурение донных отложений оз. Севастьян в двух точках, как указано выше, никакого тилла не обнаружило. Озерные глинистые алевриты в 15 см выше контакта с дочетвертичными породами насыщены обломками последних – сланцев и алевролитов. Никаких признаков морены в этом переходном слое нет. Да и как-то странно выглядят эти отложения, называемые мореной (всего 15–20 см диамиктона) Лаптево-морского ледникового щита. Бурение четко показало, что переходный слой озерных отложений имеет очень малую мощность, в то время как упомянутые исследователи не имели возможности вскрыть коренные породы, что давало им право предположить какую угодно мощность «морены». Кроме того «морена» с глубины 134–101 см содержит комплекс спор и пыльцы, характерный для лесотундры [Grosswald et al., 1992]. Попытки объяснить этот факт переотложением пыльцы ледником из подстилающих осадков выглядит совершенно неубедительно. Датирование отложений (мхи из озерных осадков) также дало неоднозначный результат. Радиоуглеродная датировка с глубины 96–101 см показала возраст 8500 лет, а с глубины 84–85 см – 3980 лет. Первая из этих датировок выглядит более убедительной, т.к. она близка началу голоцена, который выявляется по спорово-пыльцевым данным, как и в скважине I в оз. Севастьян. Вторая датировка, вероятнее всего, неправильно отражает возраст озерных осадков. Дело в том, что скорость осадконакопления в оз. Севастьян Восточное в интервале глубин 100–85 см получается очень медленной – 0,03 мм/год за время в 4500 лет (8500–4000 лет назад). Причем по спорово-пыльцевым данным этот интервал отличается максимально благоприятными для произрастания березы, ольховника условиями в голоцене. Значит, это было максимально теплое время, а в теплый период голоцена скорости осадконакопления в озере не могли быть минимальными за рассматриваемый период времени. Вышележащие отложения (84–0 см) при явном ухудшении климатических условий, что следует из спорово-пыльцевых данных, откладывались в течение 4000 лет со скоростью, на порядок большей, – 0,2 мм/год. Исходя из этих соображений, представляется, что датировка отложений на глубине 84–85 см в 3980 лет не соответствует действительности. Тогда наиболее теплый период времени голоцена относится ко времени, близкому 8500 лет назад, что соответствует и данным по скважине I в оз. Севастьян. Заключение авторов о климатическом оптимуме голоцена 6500 лет назад по данным из колонки оз. Ладанного не обоснованно, т.к. колонка достигла только глубин осадка, датированного возрастом 6500 лет, и не вошла в более глубокие слои осадка, которые накапливались в начале голоцена. Если скорость осадконакопления в оз. Севастьян Восточное составляла 0,12 мм/год, что соответствует датировке

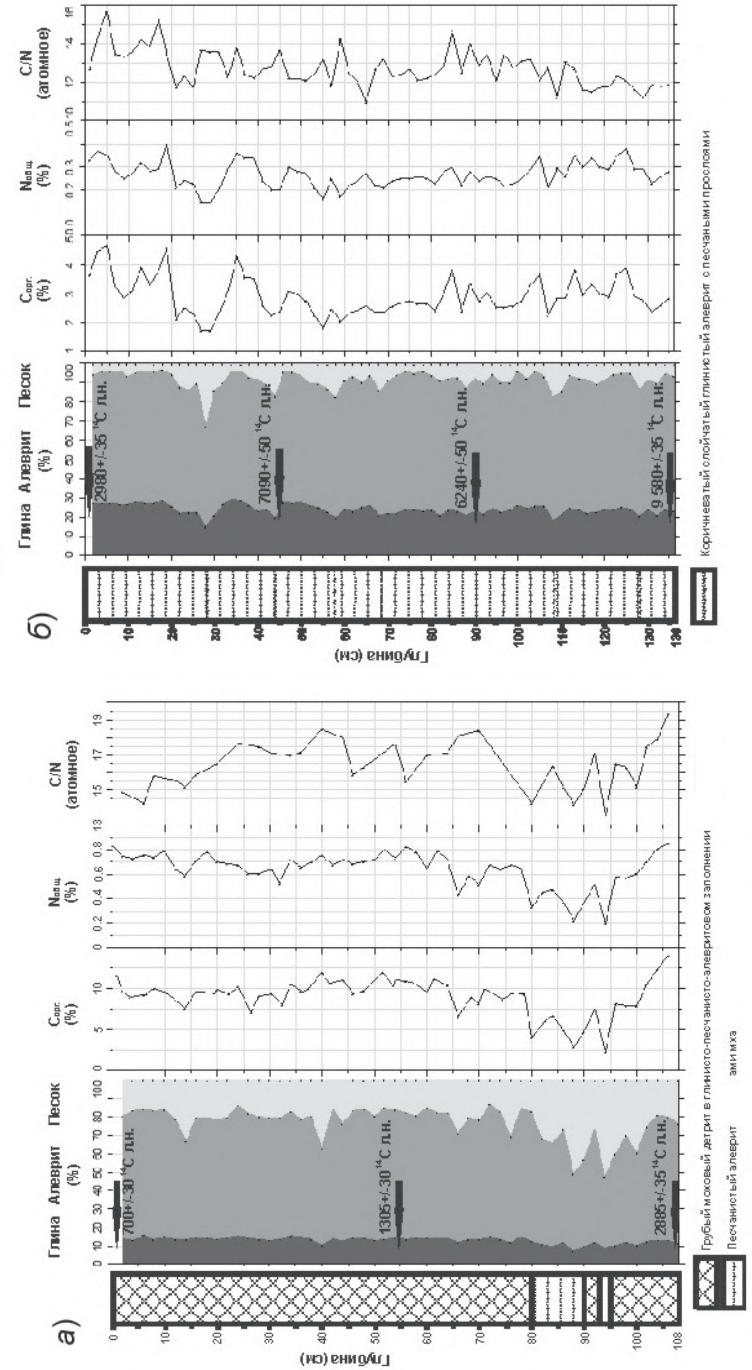
осадков в 8500 лет на глубине 101–96 см, то заметное потепление, отмеченное спорово-пыльцевыми спектрами на глубине 40–20 см, произошло в интервале времени 3300–1700 лет назад. А по данным спорово-пыльцевого анализа колонки из скважины I такое потепление наступило 3700–3100 лет назад. Спорово-пыльцевые данные колонок из оз. Севастьян и Севастьян Восточное в целом достаточно похожи как по составу спектров, так и по изменениям в составе растительности в бассейне озера в течение голоцена. Эти данные также хорошо отмечают начало голоцена.

Таким образом, бурение осадков оз. Севастьян показало, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад. Никаких следов оледенения на дне озерной котловины не обнаружено. Наиболее теплое время голоцена наступило в пребореале и бореале. В атлантическое время голоцена 5–3,4 тыс. лет назад было достаточно холодно, что вызывало длительно сохранение ледового покрова на озерах. Заметное потепление фиксируется осадками возрастом, близким к 3000 лет. Существенное событие произошло около 2000 лет назад, когда в озеро проникали морские воды. Высота подъема уровня моря Лаптевых тогда составляла около 10–12 м, что не приводило к полному затоплению озера, и водоем продолжал существовать как озеро, но в нем появились солоноватоводные виды диатомей, и воды стали более щелочными. Трансгрессия длилась, по-видимому, несколько сотен лет. Разброс датировок вполне объясним трудностями построения модели скоростей осадконакопления и ошибками датирования.

5.1.4. Донные отложения других озер района дельты реки Лены

В ходе российско-германской экспедиции «Лена-2009» в нижнем течении р. Лены выполнен меридиональный вертолетный маршрут (73–69° с.ш.) с целью проведения палеолимнологических исследований в разных природных зонах региона моря Лаптевых. Проведены комплексные полевые исследования 10 озер с отбором кернов донных отложений [Савельева и др., 2011]. Для первоочередного изучения были выбраны 3 колонки из оз. «Безрыбное», Эльгене и Сысы, расположенных в арктотундровой, лесотундровой и северотаежной ботанико-географических подзонах (рис. 75).

Оз. Сысы-Кюеле (координаты: 69°24´17,5´´ с.ш., 123° 49´40,5´´ в.д.) имеет эрозионно-термокарстовое происхождение и расположено на левом склоне долины р. Лены в подзоне северной тайги, которая представлена лиственнично-кустарниковым редколесьем. Керн PG1984 мощностью 121 см был отобран в центральной части озерной котловины. Снизу вверх по разрезу выделяется 4 литологические разности (исследованы П.С.Вахрамеевой), которые фиксируют переход от минеральных отложений к биогенным: 121–113


а)
Глина
Алеврит (%)
Песок
700+/-30 14С л.н.
1305+/-30 14С л.н.
2885+/-35 14С л.н.
Глубина (см)
Грубый моховый детрит в глинисто-песчанисто-алевритовом заполнении
Песчанистый алеврит
ами мха
б)
Глина
Алеврит (%)
Песок
2980+/-35 14С л.н.
7090+/-50 14С л.н.
6240+/-50 14С л.н.
9 580+/-35 14С л.н.
Глубина (см)
Коричневатый слойчатый глинистый алеврит с песчаными прослоями

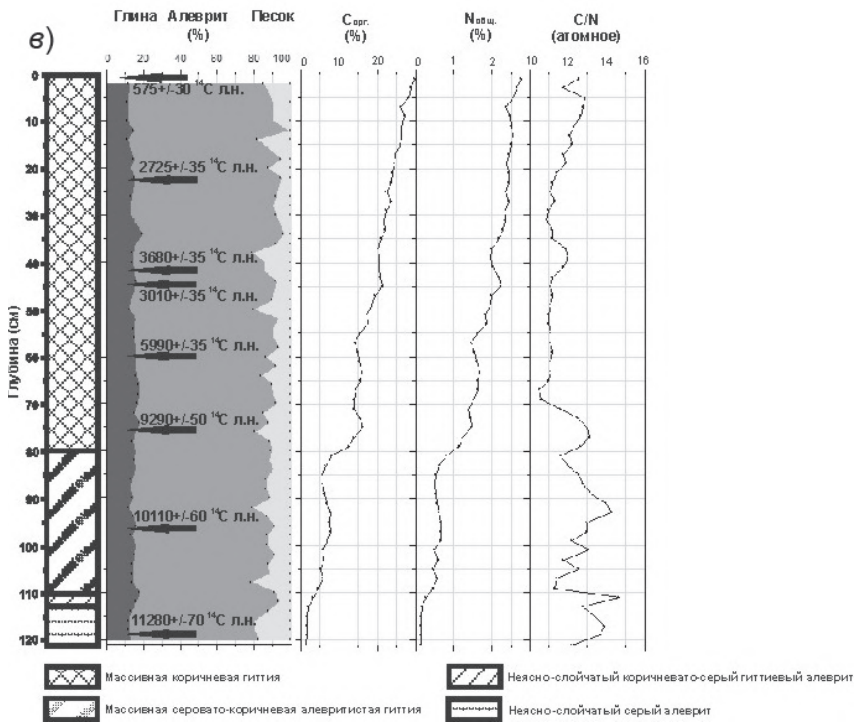


Рис.75. Споро-пыльцевые диаграммы и колонки донных отложений из озер:
а – «Безрыбного», *б* – Эльгене-Кюеле, *в* – Сысы-Кюеле.

см – неясно-слойчатый серый алеврит; 112–110 см – неясно-слойчатый коричневато-серый гиттиевый алеврит; 110–80 см – однородная серовато-коричневая алевритистая гиттия; 80–0 см – однородная коричневая гиттия (см. рис. 75). Выделенные литологические разности хорошо согласуются с кривой содержания общего углерода, значения которого нарастают снизу вверх от 2,5 % до 30 %. При этом соотношения между углеродом и азотом, свидетельствующие о вкладе автохтонного и аллохтонного компонентов в состав органического материала, на протяжении всего разреза сильно варьируют от 3 до 12. Гранулометрический состав не является показательным для данных отложений: соотношение основных фракций практически не меняется, преобладает алеврит. По результатам спорово-пыльцевого анализа (палинолог Л.А.Савельева) было выделено 6 палинозон, на основе которых реконструирована растительность от зоны арктической тундры до разреженной северной тайги. Границы палинозон довольно хорошо сопоставляются с другими показателями. Количество пыльцы древесно-кустарниковых пород в верхней части разреза составляет 85 %, и такое соотношение (80 % древесных, 20 % травянистых) сохраняется практически на всем протяжении колонки выше 110 см. На глубине 110 см зафиксирована резкая смена спорово-пыльцевых спектров с господством пыльцы трав, представленных злаковыми, осоковыми, полынями, маревыми, лютиковыми и др., на спектры, в которых преобладают кустарниковые виды берез, ольховник, ива, присутствуют древовидные формы берез, появляется пыльца лиственницы. Этот ярко выраженный переход от зоны арктической тундры к зоне южной тундры или даже лесотундры сопоставляется с границей плейстоцена и голоцена. Для образца с глубин 118,5–119 см получен прямой некалиброванный радиоуглеродный возраст 11280±70 лет, который хорошо согласуется с результатами спорово-пыльцевого анализа. Всего для этого разреза получено 8 радиоуглеродных датировок. Б.Бискарбоном с соавторами [Biskarbon et al., 2012a] построена модель скорости осадконакопления в озере и на основании диатомового анализа сделан вывод о том, что озеро образовалось около 13 тыс. лет назад, 7,1 тыс. лет назад началось потепление, которое имело кульминацию 5,7–2,8 тыс. лет назад, после чего отмечено похолодание климата. Кроме диатомового анализа использовались геохимические показатели, и заключение выглядело бы обоснованно, если бы не модель возраста. Дело в том, что ряд из 8 датировок имеет 2 инверсии возраста (см. рис. 75), но даже не они показывают ошибочность возрастной модели. По такой возрастной модели нормальная скорость осадконакопления отмечается в нижней части колонки, в которой достаточно много минеральных частиц. Эта скорость составляет 0,2–0,25 мм/год и относится к отложениям

границы плейстоцена и голоцена. Выше накапливалась сплошная гиттия, и здесь скорость осадконакопления в озере снижается на порядок, что чрезвычайно странно для накопления гиттии в условиях лесного озера. Особенно резок переход в датировках отложений на глубине 76 и 60 см (9290 и 5990 лет назад соответственно). На этом интервале скорость осадконакопления составила всего 0,05 мм/год. Здесь же на глубинах отложений от 76 см до их поверхности имеются 2 инверсии возраста, в том числе поверхностный осадок имеет возраст 575 лет. Инверсии возраста осадков и малые скорости накопления гиттии объясняются строением верхней части грунтов озера. Илы очень сильно обводнены с поверхности, на что указали разные отметки дна, измеренные эхолотом (2,5 м) и поднятым тросом якоря (4 м) в точке отбора колонки отложений. Также из озера не удалось отобрать ни одной поверхностной колонки донных отложений – они вываливались из грунтовой трубки при подъеме, не дойдя до поверхности воды. Все эти факторы позволяют предположить, что трубкой, забитой в грунт, действительно подняты осадки окончания плейстоцена и обводненные, переотложенные осадки голоцена. Геоморфологическое положение озера объясняет эту особенность его донных отложений. На карте и снимках озера хорошо видно, что этот водоем располагается в долине, по которой периодически открывается сток и озеро становится сильно проточным. Поэтому, по нашему мнению, верхняя часть поднятой из оз. Сысы колонки не может быть использована для палеоклиматических реконструкций вследствие описанных особенностей, приводящих к значительным перемещениям уже отложившихся осадков.

Оз. Эльгене-Кюеле (координаты: 71°17´39,7´´ с.ш, 125° 33´01,7´´ в.д.), имеющее эрозионно-термокарстовое происхождение, расположено в низовьях р. Лены, между плато Кыстык и кряжем Чекановского, почти на границе южной ерниково-кустарничково-моховой тундры и лиственничной лесотундры [Савельева и др., 2011]. Притоков у озера нет. Максимальная измеренная глубина в центральной части вытянутой с северо-запада на юго-восток котловины 5 м, откуда и отобрана колонка донных отложений PG1975-1 длиной 136 см (см. рис. 75). Вскрытые осадки представлены коричневатым слоисто-глинистым алевритом с песчаными прослоями, источником которых, по-видимому, являются породы ЛК, разрушающиеся в настоящее время на западном и северном берегах озера. Содержание общего углерода в осадках колеблется от 1,5 % до 4,5 %. Характер его распределения по разрезу находится в обратной зависимости от содержания песчаной фракции и отражает гранулометрический состав отложений. Соотношение между углеродом и азотом варьирует в пределах от 11 до 15 и в среднем указывает на примерно равные доли автохтонного и аллохтонного компо-

нентов в составе органического вещества. Палинологические исследования также показывают небольшую изменчивость спорово-пыльцевых спектров по разрезу, как и в осадках оз. Сысы. Следует отметить закономерное повышение содержания пыльцы древесно-кустарниковых растений (до 65 %) и наличие пыльцы лиственницы, распределение которой по разрезу позволило выделить 4 палинологические зоны. Палинозоны 1 и 2 с максимальным участием пыльцы этой древесной породы отражают наиболее благоприятные условия формирования осадков, когда существовало березово-лиственничное редколесье. По данным гранулометрического анализа, в это время гидрологический режим был контрастным. В данной обстановке осадконакопления это можно объяснить лишь периодическим образованием и таянием снежников на склонах водосбора, которые можно наблюдать до середины лета и в настоящее время. В палинозоне 3 пыльца лиственницы почти исчезает из пыльцевых спектров, что можно интерпретировать как дальнейшее похолодание, приведшее к замещению лесотундры растительностью южной тундры. Это происходит на фоне более стабильного и менее активного гидрологического режима, запечатленного литологическими показателями, и, вероятно, свидетельствует об отсутствии значительных эпизодов таяния снежников, а значит, и о более суровых условиях. Спорово-пыльцевые спектры зоны 4 характеризуют современную растительность, близкую к лесотундровой. Однако результаты гранулометрического состава и геохимических показателей не фиксируют заметных изменений. В основании разреза на глубине 134–135 см было получено 2 радиоуглеродные датировки. Одна по гуминовым кислотам около 6000 лет назад, другая по щелочному остатку около 9600 лет назад. Такой разброс возраста не позволяет их использовать при интерпретации. Другие датировки из колонки также имеют совершенно ненормальное распределение. Поверхностный осадок датирован возрастом около 3000 лет. По-видимому, в озерных осадках много переотложенной органики из разрушающегося ледового комплекса пород. В настоящее время возрастная модель осадконакопления в озере не может быть построена из-за невозможности использования радиоуглеродных датировок и недостатка других данных, хотя бы по скорости современного осадконакопления. Спорово-пыльцевые данные только показывают похолодание климата в зоне 3, которая может быть пока отнесена ко времени Малого ледникового периода.

Оз. «Безрыбное» расположено в южной части о. Арга-Муора-Сисё дельты р. Лены (координаты: 73°11´48,2´´ с.ш., 124° 37´13,0´´ в.д.), в подзоне арктической тундры и имеет гляциокарстовое происхождение. Озеро имеет связь с сопредельными озерами на других высотных отметках. Рельеф

котловины показывает, что в определенные моменты времени озеро было более обширным и глубоководным благодаря соединению озер в один бассейн. Керн PG1972-1 мощностью 108 см отобран из центральной, наиболее глубоководной части озерной котловины, максимальная измеренная глубина которой составила 6,5 м. Пробы на различные виды анализов были отобраны с разрешением от 0,5 см до 4 см. В целом отложения очень однородны и представлены грубым моховым детритом в песчанисто-алевритовом заполнении, однако ниже отметки 80 см в интервале от 80 см до 90 см и от 93 до 95 см наблюдается увеличение минеральной составляющей. В этих же интервалах фиксируются изменения гранулометрических и биогеохимических показателей. В гранулометрическом составе увеличивается доля песчаной фракции, что приводит к снижению общего углерода. Результаты гранулометрического анализа говорят об эоловом и эрозионном поступлении минерального вещества. Увеличение содержания песка может свидетельствовать об усилении неравномерности гидрологического режима, которое приводило к более интенсивному размыву песчаных отложений на поверхности водосбора. Относительно высокие содержания органического вещества (до 15 %) по всему разрезу объясняются интенсивным поступлением его с суши (в осадках присутствует большое количество слабо разложившихся зеленых мхов). Результаты спорово-пыльцевого анализа [Савельева и др., 2011] показывают, что соотношение между группой древесно-кустарниковых пород и трав меняется слабо и колеблется в пределах от 45 % до 55 % на протяжении всей вскрытой толщи осадков. Сравнение ископаемых и субрецентных спектров донных отложений с современной растительностью показывает, что формирование осадков происходило в условиях, близких к современным. Следует отметить факт встречаемости пыльцы берез, осоковых и злаковых в скоплениях по пять и более зерен в интервале от 50 до 100 см. Это может указывать на быструю скорость захоронения несозревшей пыльцы. Выявить зависимость между результатами палинологичского, геохимического и гранулометрического анализов не удалось. Также достаточно трудно выявить климатический сигнал из хорошо проведенного диатомового анализа колонки [Biskarbon et al., 2012 б]. Из него следует, что на протяжении трехтысячелетней истории развития озера речные воды в него никогда не попадали, т.к. в осадках отсутствуют дисковидные диатомеи, характерные для ленских вод. Важно, конечно, определение возраста образования озера. Радиоуглеродная датировка самых нижних слоев отложений колонки показала возраст 2885±35 лет, отложения с глубины 54–55 см имеют возраст 1305±30 лет, и самый верхний слой осадка датирован возрастом 700±30 лет [Biskarbon et al.,

2012 б]. Датировки показывают, что скорость осадконакопления в озере изменялась в пределах 0,3–0,4 мм/год. Нижние слои осадка характеризуются наибольшим содержанием органического углерода, сравнительно высокой концентрацией пыльцы березы в спорово-пыльцевосм спектре и наибольшим количеством песчаных частиц в осадках. Все это вместе может свидетельствовать о том, что во время и сразу после образования термокарстового оз. «Безрыбное» имели место сравнительно благоприятные климатические условия.

5.1.5. Палеоклиматические события голоцена по данным изучения четвертичных отложений

Теплые условия начала голоцена в районе дельты р. Лены подтверждаются находками древесины березы и лиственницы в голоценовых отложениях. Возраст древесины березы с хорошо сохранившейся корой из бровки уступа размыва о. Курунгнах в вершинной части дельты 8610±70 лет (ЛУ-4549). В склоновой фации алевритов долины ручья Чокуурдаах, впадающего в Ванькину губу (п-ов Широкостан в юго-восточной части моря Лаптевых) обнаружена часть белоствольной березы, росшей на склоне долины ручья, которая датирована возрастом 8950±100 лет [Тараканов, Бирюков, 1974]. Возраст вертикально стоящего ствола лиственницы, обнажающегося из серых песчаных алевритов на северо-восточном берегу термокарстового озера на Быковском п-ове в 6 км к юго-западу от маяка «Ледник» (71°45´ с.ш., 129°16´50´´ в.д.), – 8690±10 лет (ЛУ-4292).

Потепление и незначительное движение границы леса на север около 3000 лет назад фиксируется отложениями первой террасы о. Арга-Билир-Арыта, находящегося вблизи вершины дельты р. Лены (72° 21´42,8´´ с.ш., 126°19´35,3´´в.д.). Он сложен слоистыми осадками эстуарного типа и сверху аллювиальными осадками. В 7-метровом обнажении (см. рис. 25, № 25) сверху вниз на глубине 0–0,9 м обнажаются пески кварцевые, переслаивающиеся с алевритовыми песками и растительными остатками. Слоистость косая и перекрестная. Радиоуглеродный возраст осадков 540±60 лет (ЛУ-4565).

Подстилающая толща горизонтального переслаивания серого алеврита и алевритового песка со слоями растительных остатков имеет мощность 1,7 м. Толщина минеральных прослоев до нескольких сантиметров, а органические остатки слагают более 60 % пачки отложения.

Нижняя пачка отложений состоит из горизонтального переслаивания тонких и крупнозернистых песков (до 20–50 см толщиной) с алевритовыми слоями толщиной 10–15 см. Алевриты содержат значительное количество растительного детрита и утоняются верх по разрезу. Растительный детрит

из основания видимой части пачки датирован радиоуглеродным возрастом 3170±50 лет (ЛУ-4609). Осадки и фоссилии этой пачки отложений (4,2–2,8 м над рекой) формировались в условиях поймы около 3000 лет назад. Средняя пачка отложений (2,8–1,1 м), богатая растительными остатками, как слоёнка, откладывалась в эстуарных условиях. Верхний слой осадков (1,1–0,2 м) откладывался в реке близко к ее стрежню.

Как показали исследования спектров ископаемых жуков [Kuzmina, Bolshiyanov, 2002], наибольшее количество остатков (97 остатков, соответствующих 68 особям 42 видов) приурочено к основанию нижней пачки отложений. Распределение видов жуков по экологическим группам показывает значимую долю таежных обитателей (13 %). К ним добавляются водные (4 %) и прибрежные (14 %) жуки, которые также обитали скорее вблизи леса, нежели в открытых условиях тундры [Kuzmina, Bolshiyanov, 2002]. Хорошая сохранность жуков говорит о том, что они были захоронены вблизи леса без далекого переноса. По соотношению видов в спектре сделан вывод, что в нем присутствуют лесные виды, в том числе термофильные, которые обитали в тайге с вертикальной зональностью, водные виды по берегам лесных водоемов и рек и виды жуков, типичные для лесотундры. Трудно предположить, что лесной комплекс жуков был переотложен издалека. Таким образом, сделан вывод о том, что около 3000 лет назад лес был близок к о. Арга-Билир-Арыта. В настоящее время низкорослые лиственничные редколесья развиты в 50 км выше по реке на о. Тит-Ары.

На этом же острове в его северной части рядом с поселком на площадке первой террасы ветром откопаны стволы лиственницы диаметром до 40 см в основании. Современные деревья южной части острова значительно мельче. В развеянной террасе встречены остатки откопанного леса, радиоуглеродная датировка древесины которого показала возраст 2920±70 лет (ЛУ-4919). Другие исследователи считают, что наиболее молодые остатки лиственницы найдены выше границы леса (Тит-Ары) и датируются возрастом 5000 лет [Andreev et al., 2004].

Изучение ледяных жил первой террасы р. Лены с помощью изотопно-кислородного метода и радиоуглеродного датирования вмещающих жилы отложений дало возможность проследить колебания климата за последние 6 тыс. лет (из доклада Х.Майера и А.Деревягина на совещании 12.11.2010). Зимняя температура воздуха, по этим данным, росла от минимальных значений около 6 тыс. лет назад к заметному потеплению около 3 тыс. лет назад, кульминациям потепления около 2000 и 1000 лет назад, похолоданию между 2000 и 1000 лет назад и сильному похолоданию Малого ледникового периода 300–400 лет назад.

Таким образом, есть несколько независимых свидетельств – подтверждений (древесина с о. Тит-Ары и лесные спектры жуков отложений о. Арга-Билир-Арыта, ледяные жилы первой террасы дельты) того, что около 3000 лет назад лес продвигался к северу на расстояние до первых десятков км относительно современного его положения. Эти же тенденции потепления климата в районе 3000 лет назад обнаруживаются в осадках оз. Севастьян и Николай. На о. Большой Ляховский в осадках, датируемых 3,7–3,3 тыс. лет назад, возрастает роль пыльцы карликовой березы [Andreev et al., 2011], что также указывает на потепление климата, правда, не в районе дельты р. Лены, но на побережье моря Лаптевых. После этого события климат холодал и теплел снова около 1000 лет назад по данным из осадков оз. Николай (скважина А-1). Малый ледниковый период был одним из заметных событий климатической истории голоцена в районе дельты р. Лены.

5.1.6. Общие результаты

Собранные результаты изучения озерных осадков и четвертичных отложений в районе дельты р. Лены свидетельствуют о том, что голоцен в дельте начался потеплением климата. В связи с разбросом датировок донных озерных отложений точное время климатического оптимума по ним получить затруднительно. Но теперь уже не одиночные находки и датировки стволов берез и лиственниц в вершине дельты, на Быковском п-ове и на побережье Ванькиной губы показывают, что граница леса сдвигалась в дельту и на сопредельные пространства 8,9–8,6 тыс. лет назад. Интересно, что в том же месте Быковского п-ова (71°45´ с.ш., 129°16´50´´ в.д.), где был найден вертикально стоящий ствол лиственницы возрастом 8690±10 лет, найдены и датированы возрастом 8080±120 лет остатки лося (личное сообщение Т.В.Кузнецовой). Таким образом, есть основания предполагать явное передвижение на север в дельте границы леса именно в это время голоцена. Причем лес, произраставший тогда в вершинной части дельты, был не только лиственничным, но и березовым. Никаких признаков более теплых условий голоцена в дельте пока не обнаружено. Можно считать, что климатический оптимум голоцена относится к периоду 8900–8000 лет назад. На более северных территориях (о. Котельный) климатический оптимум голоцена имел место 9600–9000 лет назад, а на архипелаге Северная Земля 10000–9500 лет назад, что находится в согласии с ранее предположенным отеплением евразийских арктических архипелагов в самом начале голоцена прорвавшимися в Северный Ледовитый океан теплыми атлантическими водами [Большиянов, 2006].

В середине голоцена между 5000 и 3400 лет назад по всем обсужденным данным вырисовывается похолодание. Хирономиды и пыльца из отло-

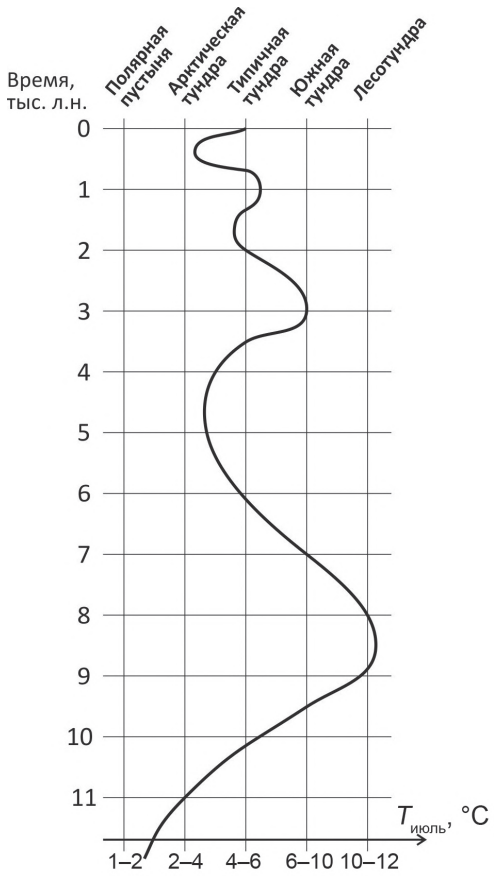


Рис. 76. Колебания климата в голоцене в регионе дельты р. Лены.

жений оз. Николай-Кюеле показывают на похолодание в середине голоцена и нестабильность климата, заключающуюся в резких колебаниях тепла и осадков, причем на интервалах времени в несколько сотен лет. Диатомовые водоросли практически не развивались в это время в оз. Севастьян-Кюеле. Можно предположить, что это озеро редко вскрывалось от ледяного покрова даже в летние сезоны, а в зимние и переходные сезоны было промерзшим до дна. Резкие колебания в спорово-пыльцевой диаграмме и составе хирономид в осадках оз. Николай, часто противоречащие друг другу, возможно, также имеют отношение к резко возраставшей роли ледового покрова, а возможно, и к возникавшим на о. Арга местным ледникам и снежникам.

Явное потепление климата и снова движение границы леса на север – к вершине дельты фиксируются откопанными пнями лиственниц на о. Тит-Ары, лесными спектрами жуков в отложениях о. Арга-Билир-Арыта,

возрастанием роли древесных видов в донных отложениях оз. Севастьян, образованием термокарстового оз. «Безрыбное» на о. Арга, потеплением зимних температур, выявленным при изучении ледяных жил первой террасы дельты. Все эти события близки по возрастному рубежу в 3000 лет. Однако это выдвижение леса на север не достигло таких размеров, как 8000–8900 лет назад, когда наряду с лиственницей лесообразующей породой была береза. Осадки оз. Николай по данным [Schwamborn et al., 2002] показывают некоторое похолодание климата к 2000 лет назад и потепление в районе 1000 лет назад. Затем во второй половине последнего тысячелетия разразился Малый ледниковый период, который виден и по не слишком детальным анализам донных отложений изученных озер. Представления о колебаниях климата голоцена изображены в виде палеоклиматической кривой на рис. 76. Исходя из современных температур июля в полярных пустынях 1–2 ºС, арктических тундрах 2–4 ºС, типичных тундрах 4–6 ºС, южных тундрах 6–10 ºС, лесотундре 10–12 ºС, северной тайге 12–16 ºС можно приблизительно восстановить и колебания летних температур воздуха в районе вершины дельты р. Лены (см. рис. 76).

5.2. КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА ПОСЛЕДНЕГО ТЫСЯЧЕЛЕТИЯ

Для выявления климатических колебаний последнего тысячелетия исследовались с помощью комплекса методов (спорово-пыльцевой, геохимический, варвометрический, геохронологический анализы) короткие колонки донных озерных отложений. Оз. Ментикелир Восточное расположено у подножия кряжа Прончищева к западу от дельты р. Лены в точке с координатами 73 °27´37´´ с.ш., 116°20´53,8´´ в.д. (см. рис. 34). Колонка донных осадков из самой глубокой части оз. Ментикелир Восточное по длине составила 42 см. Характер отложений – ленточные глинистые алевриты, разделенные песчаными прослоями, – свидетельствует о ритмичном осадконакоплении, прерываемом катастрофическими событиями стока в озера большого количества обломочного материала. Ленточная слоистость позволила определить скорость осадконакопления и возраст накопившихся и изученных отложений. Палинолог О.Ф.Дзюба выделила в осадках и на диаграмме три палинозоны (рис. 77).

Спорово-пыльцевые зоны отложений, формировавшихся последние 320 лет, отражают растительность типичных тундр с доминированием кустарников, кустарничков (карликовые березы, ольховник, ива, вересковые) и травянистых растений, представленных в первую очередь злаками и осоками, т.е. в целом климатические условия мало отличались от современных.

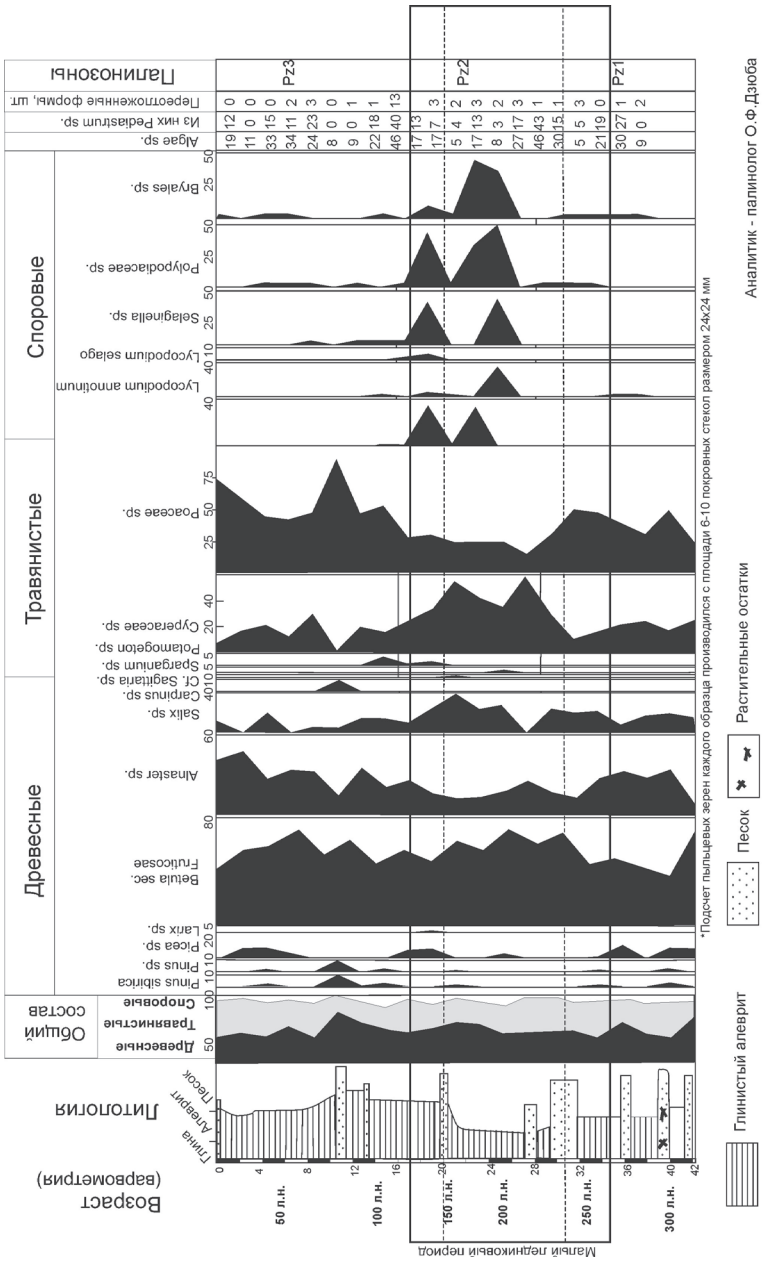


Рис. 77. Спорово-пыльцевая диаграмма оз. Ментикелир Восточное.

Тем не менее состав пыльцевых спектров палинозоны 2 отражает, скорее всего, самую влажную и прохладную за весь исследованный период климатическую обстановку, ограниченную периодом 225–125 лет назад. Основной растительной доминантой здесь были осоковые, карликовая береза, ольховник и ива. Удалось зарегистрировать здесь и максимальное по всему разрезу содержание пыльцы влаголюбивой валерианы. Злаковые травы в этот период резко сократили свою репродуктивную деятельность, что также может быть показателем повышения влажности в окружающей среде. О том же свидетельствует и рост содержания в спектрах этого времени споровой растительности, поскольку она представлена в основном влаголюбивыми таксонами: сем. *Polypodiaceae,* р. *Selaginella, Lycopodium annotinum*. В этой же палинозоне зафиксировано и максимальное по всему разрезу содержание спор сфагновых мхов (*Sphagnum sp.*). Также в этой зоне зафиксирована плохая сохранность пыльцы и тератоморфные (уродливые) пыльцевые зерна, которые свидетельствуют о неблагоприятных экологических условиях произрастания растительности, скорее всего связанных с угнетающими растительность климатическими условиями.

В период 125–75 лет назад резко сокращается содержание споровых растений, также резко сокращается общее количество пыльцы в пробах, уменьшается количество травянистых растений, особенно из семейств *Rosaceae, Cf.Anemonea, Ranunculaceae, Onagraceae, Chenopodiaceae, Artemisia, rassicaceae, Rumex, Asteraceae*. Это был, вероятнее всего, самый холодный отрезок из изученных последних 320 лет. В середине холодного отрезка между 140 и 160 лет назад в составе второй выделенной пыльцевой зоны кратковременно и незначительно появляется пыльца лиственницы. Так как пыльца лиственницы не может быть далеко перенесена от места произрастания растений, есть основания говорить о спороношении лиственницы в тот период на водоразделе озер Ментикелир.

Примерно 70–75 лет назад наблюдается всплеск содержания пыльцы, как по общему содержанию, так и для отдельных видов. Возрастает количество заносной пыльцы сосны, березы и даже дальнезаносной пыльцы граба, которая появляется в одном образце и больше не встречается. Перечисленные семейства травянистых растений также резко дают всплеск количества пыльцы. Очевидно, это событие отметило заметное потепление климата.

Строение донных отложений и их геохимический состав говорят о следующем (рис. 78). В колонке содержание органического углерода колеблется от 1,6 до 2,6 %. Довольно резко это содержание упало до минимальных величин около 250 лет назад и заметно подросло около 90 лет назад. В этот период осадки откладывались очень неравномерно. Скорость осадконакопления

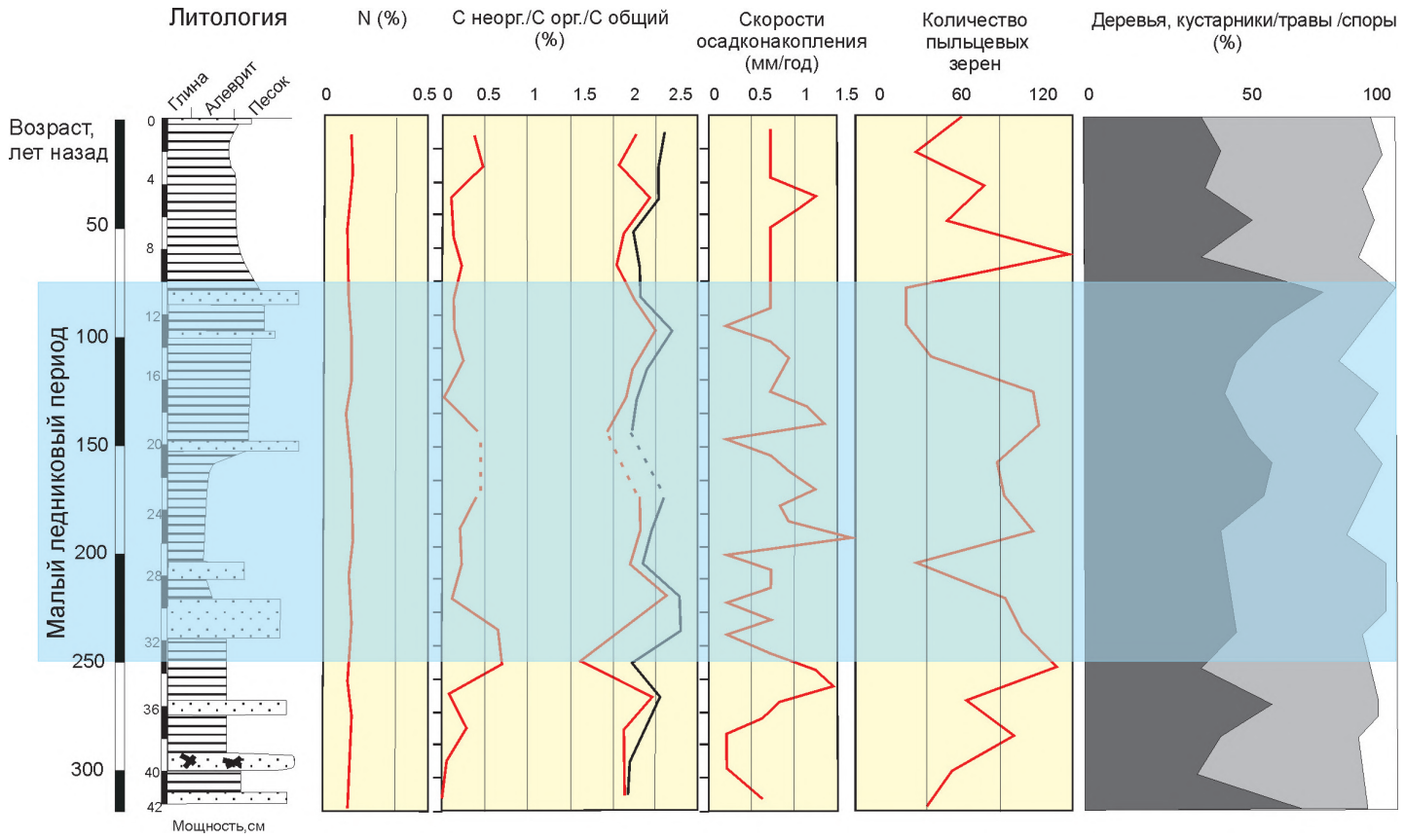


Рис. 78. Геохимический разрез колонки оз. Ментикелир Восточное.

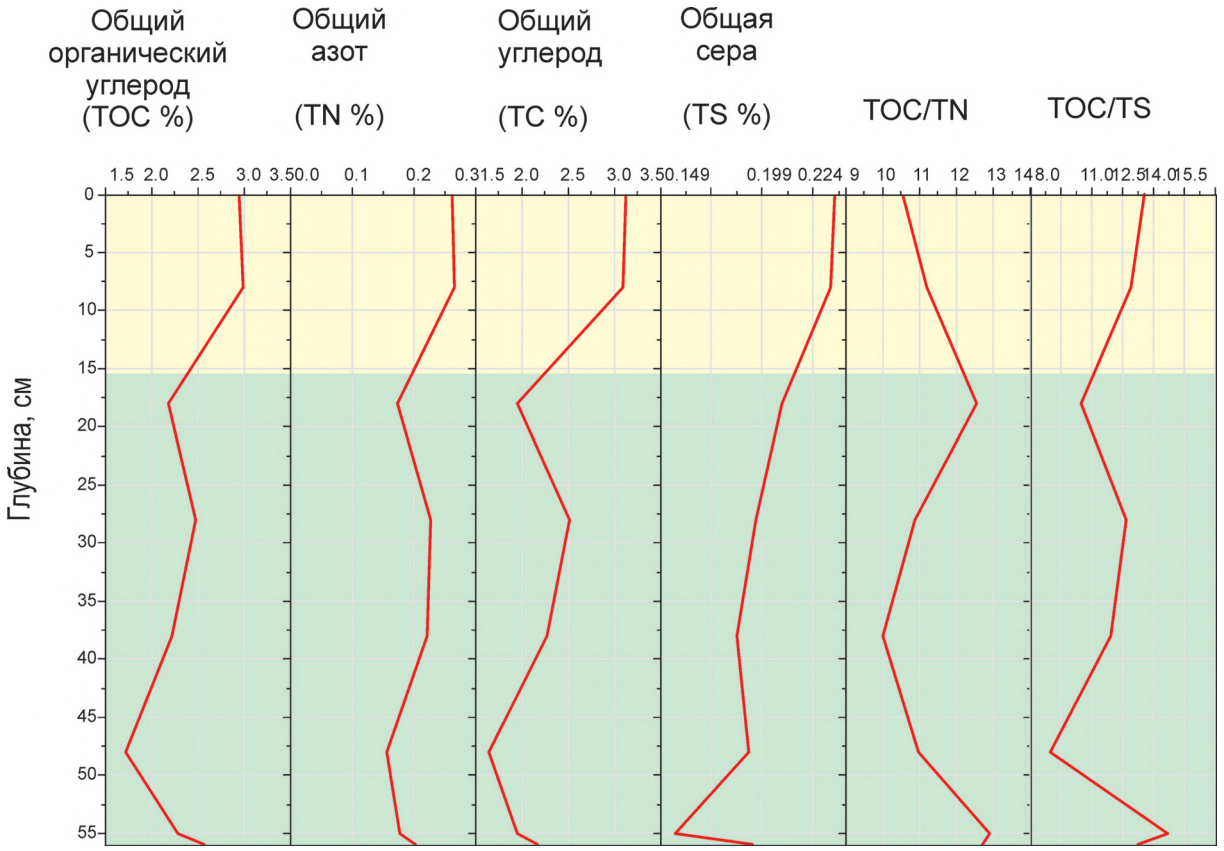


Рис. 79. Колонка осадков термокарстового оз. Тунгус-Юнкор.

колебалась от 0,2 до 1,8 мм/год, при средней скорости 0,7 мм/год. В это время в озере отложено 5 прослоев песка среди ленточных глин. В совокупности эти факты свидетельствуют о сносе в озеро обломочного материала во время катастрофических событий таяния ледников и снежников кряжа Прончищева в теплые сезоны холодной и влажной в целом фазы развития климата описываемого региона. Эта фаза имела здесь место 250–75 лет назад и являлась проявлением Малого ледникового периода.

Колонка осадков другого термокарстового оз. Тунгус-Юнкор, расположенного в 7 км к северо-востоку от оз. Ментикелир Восточное, в точке с координатами 73 °32´ с.ш., 116°33´23,2´´ в.д., сохраняет информацию о климате в период от 500 лет назад до настоящего времени. Осадки были подвергнуты геохимическому анализу, который показал низкое содержание органического углерода (рис. 79), что интерпретировано как сокращение биопродуктивности в озере в результате похолодания климата в период 500–100 лет назад. Отсутствие результатов спорово-пыльцевого анализа не позволило более точно расшифровать историю изменений климата на основании изучения осадков из этого озера.

Изученные осадки озер довольно явно показали изменения климата при переходе от предшествовавшего более теплого времени к Малому ледниковому периоду, который начался в этом регионе Арктики около 1750 г., характеризовался кратковременным потеплением 1840–1860 гг. и закончился в первой четверти XX в. Во время МЛП на кряже Прончищева развивались снежники и пассивные ледники, сток воды с которых зафиксирован песчаными отложениями на дне оз. Ментикелир Восточное.

5.3. СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ И РЕЖИМ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД

Для оценки направленности изменения климатических параметров в течение последнего десятилетия использованы ряды метеорологических параметров, полученных на полярных метеостанциях Тикси, Столб, Усть-Оленёк и на полигоне о. Самойловский в дельте р. Лены. Последний находится в 11 км к западу-юго-западу от полярной станции Столб. Это позволяет рассматривать некоторые метеорологические параметры (например, температуру воздуха) совместно по обоим пунктам. Наблюдения с помощью автоматической метеостанции на о. Самойловский начаты в 2000 г., а имеющийся ряд метеорологических элементов по станции Столб охватывает период с 1981 г. по настоящее время.

Наиболее длительный ряд метеоэлементов для исследуемого региона имеется по метеостанции Тикси (залив Сого) – с 1932 г. по настоящее вре-

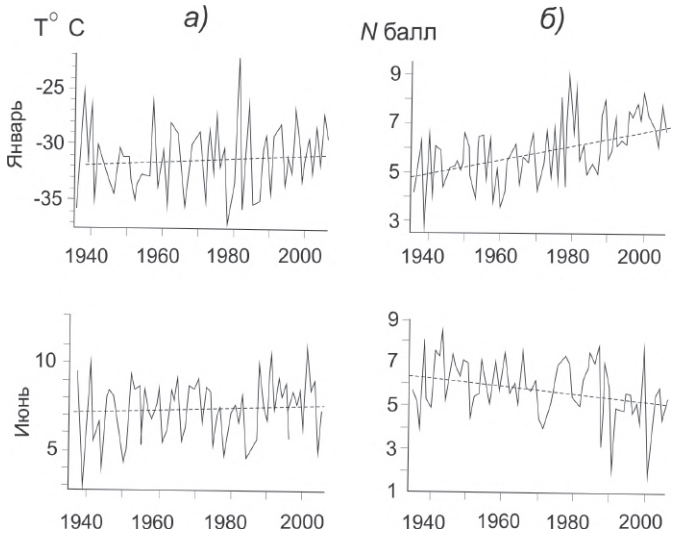


Рис. 80. Изменчивость среднемесячных значений температуры воздуха (*а*) и облачности (*б*) на п/с Тикси по [Макштас и др., 2011].

мя. Все ряды метеоэлементов легли в основу электронного архива данных срочных метеорологических наблюдений, выполнявшихся на метеостанции с 1932 по 2007 г. Эта работа выполнена в ААНИИ в рамках совместного российско-американского проекта Международного полярного года «Создание Гидрометеорологической обсерватории в Тикси».

Предварительный анализ данных показал, что с 1932 по 2007 г. тренды приземной температуры воздуха и давления во все месяцы года слабые и незначимые. Однако ход экстремальных температур воздуха имеет значимый тренд. В частности, в течение периода наблюдений уменьшаются максимальные температуры воздуха. За этот же период явный положительный тренд имеет облачность, которая значимо увеличивается зимой и уменьшается летом (рис. 80). Влияние облачности на радиационный прогрев нижнего слоя атмосферы (уменьшение радиационного выхолаживания зимой и увеличение инсоляции летом) является одним из основных механизмов положительных трендов температуры воздуха в зимний и летний сезоны года [Макштас и др., 2011]. Это означает также, что для режима мерзлых грунтов складываются условия для уменьшения их выхолаживания зимой и прогревания летом.

Таким образом, по данным многолетних метеорологических наблюдений, на полярной станции Тикси нет значимого потепления или похолодания ни летом, ни зимой.

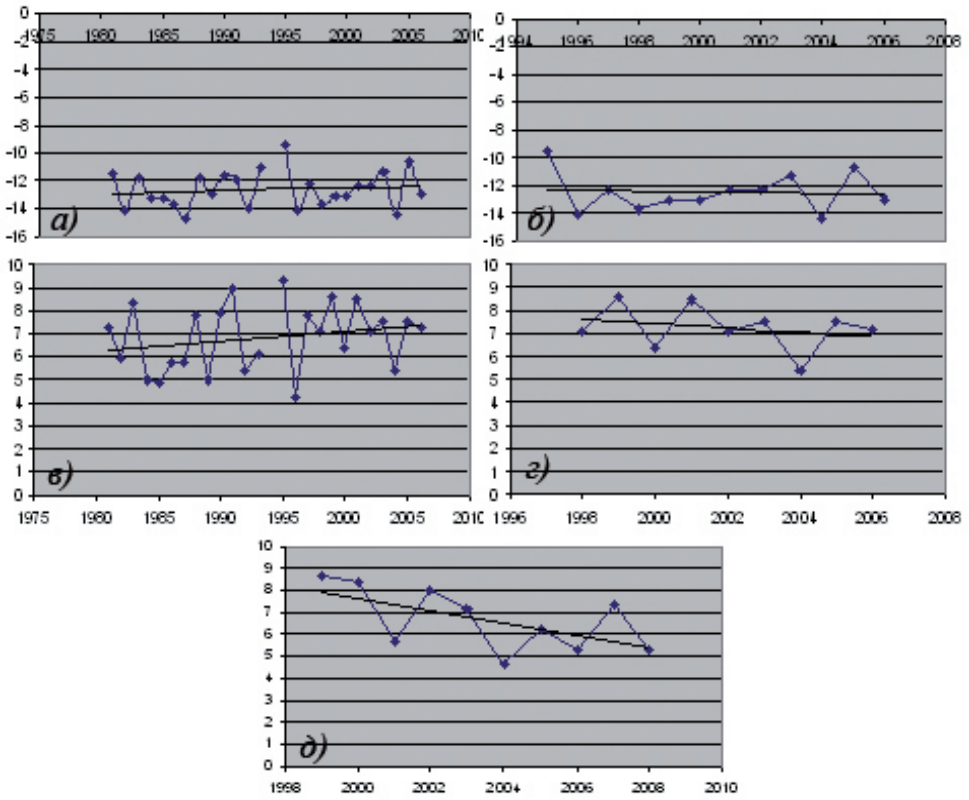


Рис. 81. Температуры воздуха по данным наблюдений на полярных станциях Столб и Усть-Оленёк:

а – среднегодовые температуры воздуха, полярная станция Столб, 1981–2006 гг.; *б* – среднегодовые температуры воздуха, полярная станция Столб, 1995–2006 гг.; *в* – среднелетние температуры воздуха (июнь–август), полярная станция Столб, 1981–2006 гг.; *г* – среднелетние температуры воздуха (июнь–август), полярная станция Столб, 1998–2006 гг.; *д* – среднелетние температуры воздуха (июнь–август), полярная станция Усть-Оленёк, 1998–2008 гг.

По станции Столб, расположенной в главном узле разветвления дельты р. Лены, за период с 1981 по 2006 г. наблюдается незначимый положительный тренд в среднегодовых температурах воздуха (рис. 81 *а*) и в среднелетних (июнь–август) температурах воздуха (рис. 81 *в*). Однако за последние десять лет ситуация изменилась – и в среднегодовых, и в среднелетних температурах наблюдается отрицательный тренд (рис. 81 *б* и 81 *г*).

Значимый отрицательный тренд наблюдается в среднелетних температурах по станции Усть-Оленёк. Там за период с 1999 по 2008 г. летние сезоны стали явно холоднее.

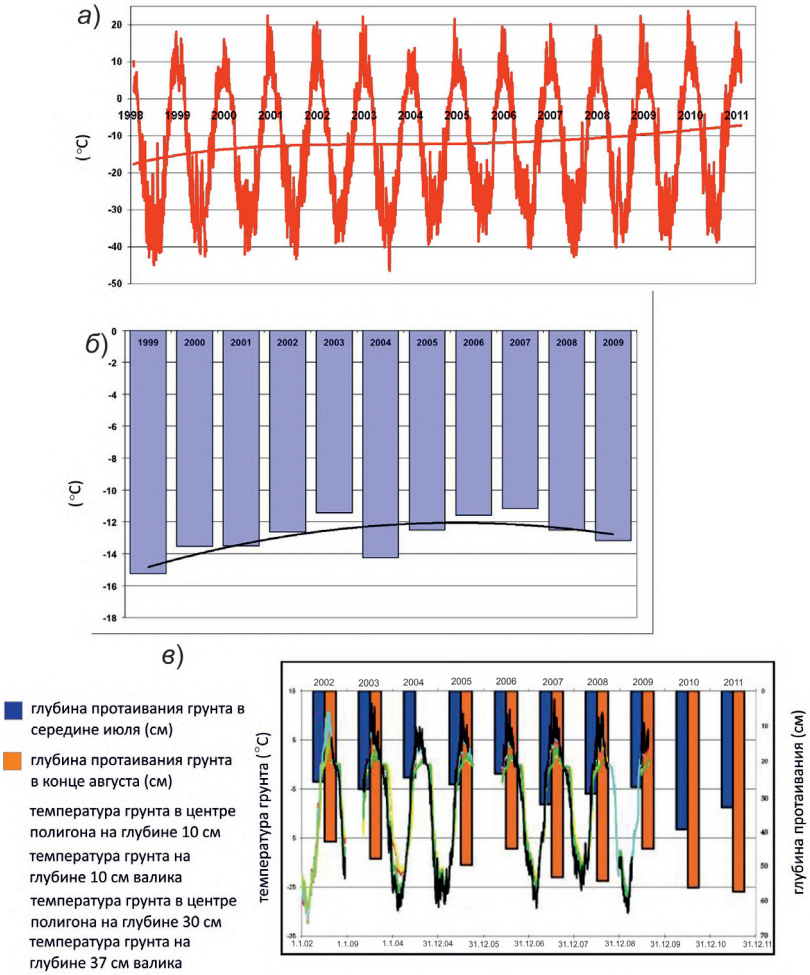


Рис. 82. Климатические характеристики деятельного слоя грунта на почвенном полигоне о. Самойловский:

а – среднесуточная температура воздуха на высоте 2 м по данным автоматической метеорологической станции; *б* – среднегодовая температура воздуха на высоте 2 м; *в* – глубина протаивания грунта и температуры на глубинах полигона.

Таким образом, вопреки распространенным утверждениям об однозначном потеплении в Арктике, на южном побережье моря Лаптевых от полярной станции Усть-Оленёк до Тикси такого явления не наблюдается. Более того, последнее десятилетие характеризуется похолоданием летних сезонов. А температуры теплого сезона имеют решающее значение для режима многолетнемерзлых пород и деятельного слоя грунта.

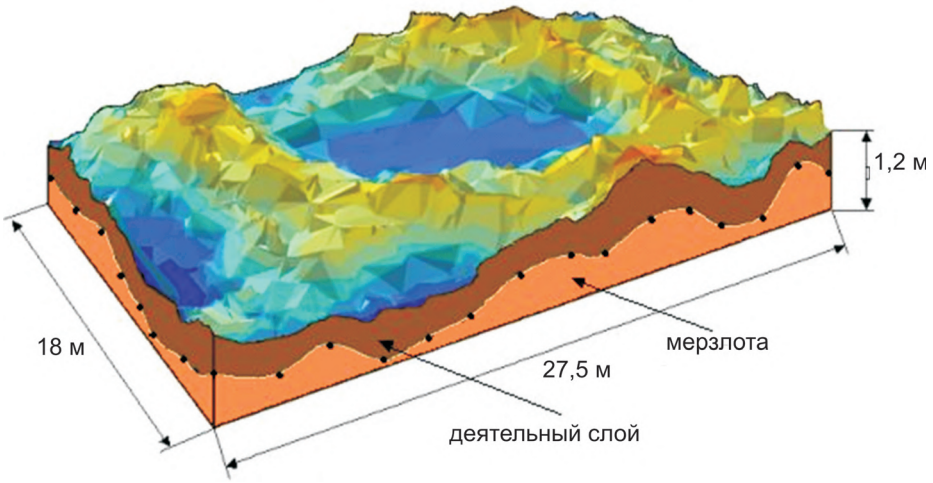


Рис. 83. Схема полигона по слежению за деятельным слоем грунта на о. Самойловский.

Наблюдения за состоянием деятельного слоя грунта начаты на полигонах о. Самойловский в 2002 г., а в 2005 г. там пробурена скважина глубиной 26,8 м, которая в 2006 г. оснащена термодатчиками для наблюдения за ходом температур многолетнемерзлых пород на разных глубинах.

На рис. 82 представлены данные по изменениям температуры воздуха, температуры грунта и глубины деятельного слоя грунта на полигоне о. Самойловский. Площадка наблюдений представляет собой мерзлотный полигон размером 18×27,5 м (рис. 83), в центре которого установлены температурные датчики и ежегодно в различные периоды сезона протаивания щупом производятся измерения глубины деятельного слоя грунта по 150 точкам. Средние величины из этих 150 измерений для середины июля и для конца августа представлены на рис. 82*в*. Наибольшая глубина протаивания достигается в конце августа – начале сентября. Из диаграмм видно, что наибольшая глубина протаивания за период с 2002 по 2011 г. колеблется от 42 до 58 см. И температура воздуха не является непосредственной причиной наступления максимумов протаивания. Так, в летнем сезоне 2004 г., самом холодном из наблюденных, глубина протаивания достигла в конце августа 49 см, а в гораздо более теплое лето 2006 г. – всего 44 см. В сравнительно холодном летнем сезоне 2008 г. протаивание достигло 51 см, а в сравнительно более теплом сезоне 2002 г. – лишь 42 см.

Такая же изменчивая картина наблюдается и с температурами на различных горизонтах в центре полигона. В холодном по всем показателям (холодное лето, холодная зима, см. рис. 81*а*) 2004 г. среднегодовая температура

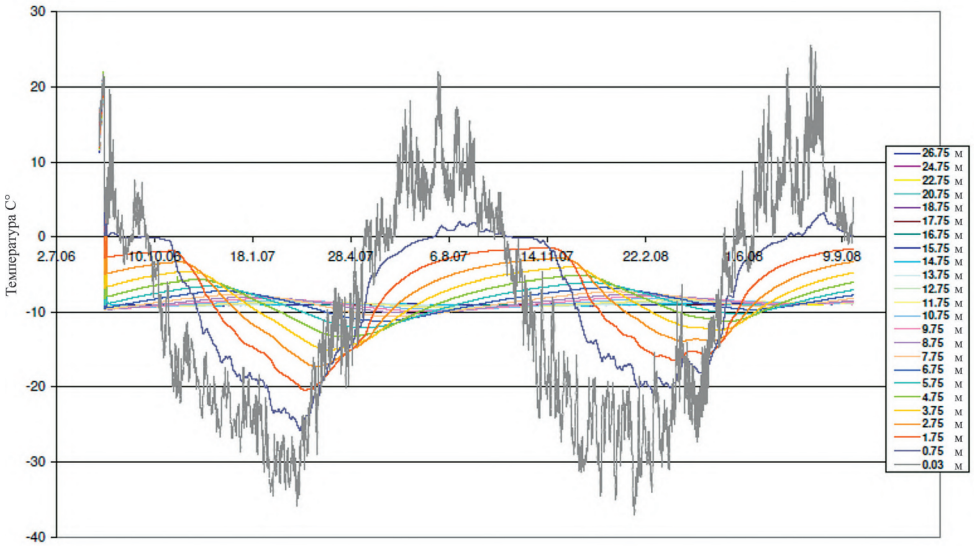


Рис. 84. Температура грунта в скважине о. Самойловский.

грунта на глубине 10 и 30 см составляла соответственно – 8 и – 8,2 ºС. А в сравнительно теплом 2002 г. среднегодовые температуры грунта на этих же глубинах достигали –12,1 и –12 ºС.

Пока недлинный ряд наблюдений за состоянием деятельного слоя грунта на полигоне показывает, что: 1 – глубина протаивания и температуры на различных горизонтах деятельного слоя не имеют непосредственной корреляции со среднегодовой и летней температурой воздуха на полигоне; 2 – температуры воздуха, температуры на глубинах и глубина протаивания в центре полигона значительно колеблются от года к году и не имеют устойчивой направленности к увеличению или уменьшению; 3 – на глубину протаивания и температуры грунта на глубинах кроме температуры воздуха, по-видимому, значительное влияние оказывают высота снежного покрова и облачность, а они пока не принимаются в расчет из-за того, что все внимание в вопросах изучения протаивания вечномерзлых грунтов уделяется именно приземной температуре воздуха, которая в данном районе не имеет тенденции к повышению, как минимум, в течение последних 10 лет.

Скважина глубиной 26,6 м пробурена на о. Самойловский в мае 2005 г. В 2006 г. она была оснащена датчиками температуры, которые год находились в скважине и обсадной трубе, а в 2006 г. скважина диаметром 120 мм была засыпана песком вместе с находящимися в ней датчиками.

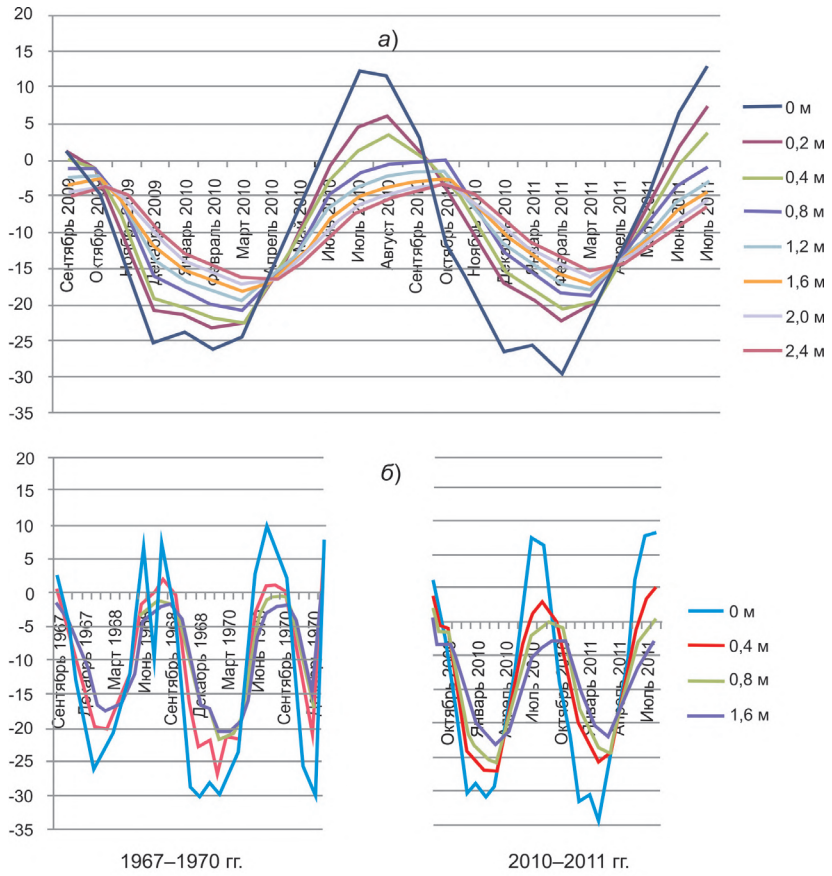


Рис. 85. Режим температуры грунта на полярной станции Тикси в 2009–2011 гг. (*а*) и в 1967–2011 гг. (*б*)

К настоящему времени накоплены данные хода температур в скважине по всей ее глубине за 2007–2008 гг.

В 2009 г. в районе метеоплощадки полярной станции Тикси пробурена мелкая скважина, которая оборудована термодатчиками, расположенными на глубинах: поверхность, 0,2; 0,4; 0,8; 1,2; 1,6; 2,0; 2,4 м. Глубины расположения датчиков согласованы со стандартными глубинами почвенных вытяжных термометров, использовавшихся на полярных станциях в советское время. К настоящему времени данных о температурах грунта на глубинах сохранилось мало. Для полярной станции Тикси найдены только результаты измерения температур грунта в 1967, 1968 и в 1970 гг. на глубинах до 1,6 м. Однако эти годы приходятся на пик похолодания XX в. Арктике. Поэтому

сравнение этих данных с температурами грунта начала XXI в. представляется информативным. На рис. 85 вынесены среднемесячные температуры грунта в 1967, 1968, 1970 гг. эпохи похолодания и в 2010–2011 гг. эпохи, считающейся эпохой глобального потепления. Поверхностные среднемесячные температуры грунта в 1967–1970 гг. были незначительно ниже и имели меньшую амплитуду по сравнению с 2010–2011 гг. Вглубь разница между температурами сравниваемых лет уменьшается, на глубинах до 0,8 м температуры грунта 45 лет назад были несколько ниже современных. А с глубины 1,6 м современное потепление поверхности почвы уже не сказывается на температуре грунтов. Этот факт дает основание предположить, что температурные возмущения на поверхности грунта в данной точке сказались лишь на режиме температур грунта до глубины 1,6 м.

Таким образом, в районе дельты р. Лены современные режимы температуры приземного воздуха не имеют устойчивой тенденции к потеплению. Также и режим верхних горизонтов многолетнемерзлых пород достаточно устойчив в многолетнем плане.

6. ПАССИВНЫЕ ЛЕДНИКИ В ДЕЛЬТЕ РЕКИ ЛЕНЫ И В ОКРУЖАЮЩИХ ГОРАХ

Вопрос оледенений района дельты р. Лены в различные периоды плейстоцена обсуждался в прошлом и как будто был снят за ошибочностью в середине XX в., когда представления Э.В.Толля о пластовых льдах Новосибирских островов как об остатках прошлых ледниковых покровов или ископаемых ледниках были побеждены хорошо разработанной мерзлотоведами теорией образования повторножильного льда [Шумский, 1959], обнажения которого Э.В.Толль и наблюдал на Новосибирских островах в конце XIX в. Однако и сам Э.В.Толь и К.А.Воллосович [1915] в начале XX в. на Новосибирских островах наблюдали не только ледяные жилы, но и ледяные залежи, которые невозможно объяснить исходя из теории образования повторножильных льдов. Залежи пластового льда широко распространены на Новосибирских островах и, по мнению К.А.Воллосовича, образовались в результате заполнения снежными массами понижений доледникового рельефа. Победа одной гипотезы в науке над другой, к счастью, не может быть полной и окончательной. Так и в гляциологии с мерзлотоведением. В природе действует множество механизмов, приводящих к образованию сходных по внешнему виду и слагающему их материалу геологических тел и форм рельефа. И часто самые фантастические и отвергнутые представления о происхождении тех или иных отложений или форм рельефа подтверждаются новыми исследованиями. Широкое развитие пластовых льдов в четвертичных отложениях Севера Евразии не может быть объяснено только с позиций жильного или ледникового образования. Природные льды разнообразны, как в настоящее время, так и в прошлом.

Гипотеза М.Г.Гросвальда [2009] о сплошном оледенении шельфа Евразии в виде панарктического ледникового покрова в конце позднего неоплейстоцена не получает подтверждений в обширном геологическом и геоморфологическом материалах последних лет [Большиянов, 2006] ни по регионам Западной Арктики, ни по региону Северной Якутии. В работах М.Г.Гросвальда ледниковый покров с шельфа моря Лаптевых перекрывает при своем движении на юго-запад дельту р. Лены и низкие горы Приморского кряжа, образуя выпахиванием ориентированные озера о. Арга, чешуеобразные надвиги дочетвертичных пород в районе оз. Севастьян. В действительности никаких подтверждений этой гипотезы нет. Чешуеобразные надвиги являются структурно-денудационнным куэстовым рельефом,

«тилл» на дне оз. Севастьян оказывается озерными осадками, насыщенными на контакте с подстилающими дочетвертичными породами обломками этих пород – сланцами и алевролитами (см. раздел 5.1.3). Самое же главное доказательство отсутствия влияния ледникового щита на описываемый регион – стратиграфия четвертичных отложений, как на суше, так и на дне моря. Приведенный выше обширный фактический материал о строении четвертичных, в том числе голоценовых, осадков показывает, что никаких ледниковых образований, которые можно было бы отнести к результатам активного ледникового воздействия, в регионе моря Лаптевых нет.

Но идеи, даже не доказанные, просто так не умирают и подпитывают последующих исследователей. В статье Е.Ю.Павловой и соавторов [2010] на основании изучения обнажения «Вершина» на о. Новая Сибирь приводятся данные о существовании здесь покровного ледника в конце среднего неоплейстоцена. Почему оледенение средненеоплейстоценовое – непонятно, т.к. возраст его совершенно ничем не определяется. «Древнему» оледенению о. Новая Сибирь в статье практически не уделено внимания, т.к. декларируемый пластовый лед, деформированные морские отложения под и морена над пластовым льдом не охарактеризованы достаточно, чтобы доказать их ледниковую природу. Нет возраста морских отложений. Ссылка на опорный разрез канарчакской свиты на мысе Каменный совершенно недостаточна, т.к. морские отложения обнажения «Вершина» никак не охарактеризованы (нет результатов анализов: микрофаунистического, диатомового, химического, даже палеонтологического анализа малакофауны, не говоря уже о возрастных определениях толщи); а кроме того, так называемый опорный разрез на мысе Каменный не является опорным, т.к. не охарактеризован достаточным количеством методов (особенно возрастных, чтобы считаться опорным). На такие «опорные разрезы» не то что нельзя опереться в региональных стратиграфических построениях, но их даже нельзя рассматривать как нормально и полно изученные разрезы, будь то на о. Новая Сибирь или в урочище Ойогосский Яр [Басилян, Никольский, 2007].

Важнейший вывод о средненеоплейстоценовом покровном оледенении о. Новая Сибирь сделан по обычной для сторонника ледниковой теории схеме. Есть дислокации, значит, они гляциотектонические. И больше для доказательства оледенения покровного типа ничего не требуется. Не надо изучать эти дислокации (ориентировка складчатости, ориентировка обломков в так называемой морене, изотопный состав льда и множество других методов исследований, без которых обоснованные выводы невозможны). Такой подход очень характерен для сторонников ледниковощитовидного направления. Это уровень исследований позапрошлого века.

Основная же часть статьи посвящена результатам исследования торфа мощностью, как указано, от 0,9 до 1,5 м. Разрез торфяника показывает, что его мощность 0,85 м и возраст никак не меньше, чем 10000 лет. Значит, средняя скорость осадконакопления торфяника 0,085 мм/год. Интересный факт и интересный торф. До сих пор торфяники, формировавшиеся непрерывно в течение более 10000 лет, в Арктике неизвестны. Спорово-пыльцевой анализ и анализ состава растительности торфа показывает малую изменчивость ландшафтов на протяжении времени накопления торфа. В то время как другие исследования рисуют совершенно иную – более динамичную – историю развития региона на этапе перехода от каргинского к сартанскому времени.

Спорово-пыльцевой анализ выполнен и для верхней части так называемой морены, и в «морене» зафиксированы такие же соотношения пыльцы и спор, как и в торфе.

Есть незначительная разница – в «морене» возрастает количество сфагнума за счет уменьшения гипновых мхов, но травянисто-кустарниковая и древесная пыльца в морене более многочисленна, чем в торфе. И такие отложения объявляются мореной средненеоплейстоценового оледенения. Результаты спорово-пыльцевого анализа свидетельствуют о том, что так называемая морена откладывалась не в среднем неоплейстоцене, а непосредственно до отложения торфяника, и откладывалась в условиях «открытых пространств с разреженными сухими и умеренно увлажненными тундровыми осоково-злаковыми и злаково-осоковыми сообществами» [Павлова, 2010, с. 88], отнюдь не в теле ледника.

Само по себе стратиграфическое положение «морены» (сверху пластового льда, а не по субстрату, состоящему из морских отложений) также свидетельствует о том, что эти отложения не являются ледниковыми. А их непосредственная связь по спорово-пыльцевому составу с торфяником говорит о том, что «морена» в стратиграфическом плане авторами статьи выделена неправильно и относится в действительности к верхней пачке отложений.

С другой стороны, т.е. сверху, торф перекрыт покровным суглинком, датированным концом позднего неоплейстоцена и практически лишенным спор и пыльцы, что может быть характерно для ледниковых отложений. Но в статье делается вывод о том, что, когда формировался этот суглинок (19–11 тыс. лет назад), никакого покровного оледенения на острове не было.

Таким образом, доказательства оледенения, как и обычно в статьях сторонников ледниковой теории, поставлены с ног на голову. «Морена» набита органическими остатками, а какой-то покровный суглинок, который и является по существу ледниковыми отложениями, свидетельствует об отсутствии оледенения в изучаемом районе. Очень характерный вывод для работ такого

рода. Ничего по существу о предполагаемых ледниковых доказательствах и интересные данные в направлении, совершенно противоположном ледниковому сценарию (сценарию ледникового щита) развития событий.

В этой статье привлекают внимание данные по покровному суглинку, формировавшемуся в сартанское время. По-видимому, это и есть отложения ледников, которые здесь образовывались. Но это были не покровные ледники, надвигавшиеся с шельфа, а маломощные ледники-снежники, названные Д.М.Колосовым [1947] покровным оледенением новосибирского типа, или пассивные ледники по [Большиянов, 2006]. Подобные покровные суглинки широко распространены, например, на архипелаге Северная Земля, отмечая деятельность исчезающих вплоть до настоящего времени маломощных ледников с островов [Большиянов, Макеев, 1995].

Нужная информация геокриологического характера (соотношение жил, их состав, криотекстуры) отсутствует, данные и невнятные фотографии разреза «Вершина» не дают представлений о соотношениях льда и отложений. На фотографии разреза видно только, что байджарахи развиваются вовсе не по пластовому льду, а, скорее, по жильному. Не является ли объявленный пластовый лед формой жильного? Этот вопрос не праздный, т.к. во многих разрезах Новосибирских островов жильный и пластовый льды сосуществуют и являются единым образованием. Для его прояснения необходимы первичные описания льдов, результаты их химического и изотопного состава и т.п., но таких сведений нет ни в этой статье, ни в предшествующих коротких тезисах авторов и их коллег.

Качественные спорово-пыльцевые данные и результаты анализа состава растительности предполагаемого торфа, подстилающих и перекрывающих его осадков свидетельствуют о принадлежности нижней «морены» к условиям осадконакопления, в которых формировался торф, а верхний суглинок и является, по существу, отложениями сартанского ледника, покрывавшего район исследований. Не исключено также, что пластовый лед – остаток как раз сартанского или голоценового маломощного ледника, перекрытого склоновыми отложениями и переотложенным торфом. На фотографии разреза видно, что торфяная залежь не непрерывна, а строго следует полигональной структуре. Данные, приведенные в статье, не подтверждают сделанные выводы.

Найденный авторами разрез интересный, очень непростой в геокриологическом плане, нуждается в более тщательном изучении с привлечением всех имеющихся методов исследований.

Пластовый лед о. Новая Сибирь объявляется имеющим ледниковое происхождение [Анисимов и др., 2006] по исследованиям его структуры. Во-

обще структура отложений (складчатость, разрывные нарушения) считается главным доказательством ледникового происхождения «морен» [Астахов, 1984]. Уверенность в этом сразу же исчезает, если проведены всесторонние анализы льда и отложений. Так, для льдов о. Новая Сибирь (обнажение в бухте Плоская) проведены геохимические и изотопные исследования [Иванова, 2011; Иванова, 2012], которые показали, что обнаженные здесь пластовые льды не могут иметь атмосферного происхождения, а образовались в результате инъекционного льдообразования при промерзании водонасыщенных разуплотненных пород. Причем этот пластовый лед, возможно, образовался в результате трансгрессии моря. Вот уж действительно природа многообразна – погребенный «ледник» образовался в результате повышения уровня моря, а не в результате наземного оледенения.

Таким образом, из новейших исследований следует, что погребенные льды Новосибирских островов далеко не всегда должны быть ледниковыми, тем более льдами ледникового щита. На островах нет следов позднеплейстоценового ледникового щита, который бы надвигался на изучаемый район – дельту р. Лены.

А.Э.Басилян с соавторами [2010] считают, что острова Новосибирского архипелага перекрываются средненеоплейстоценовым оледенением. Какие же факты приводят авторы? Оказывается, что прямых данных нет, кроме исштрихованного валуна на поверхности о. Фаддеевский, который объявлен абляционной мореной. Здесь уместен вопрос к авторам. Какая же может быть абляционная морена в зоне, где, по авторским данным, господствовала экзарация, снесшая не менее 30–40 м отложений? Но этот вопрос чисто гляциоледникового характера, уместный в том случае, если бы действительно существовали следы экзарации. В статье на основании дислокаций четвертичных морских отложений о-вов Фаддеевский и Новая Сибирь просто объявлено, что эти следы есть. И называются они «следами» оледенения. Авторы анализируют несколько уран-ториевых датировок морских отложений, которые перекрывают и подстилают эти самые «следы» оледенений. Такой подход к исследованиям наблюдается впервые. Раньше толщу перекрываемых и подстилаемых осадков хотя бы называли ледниковыми отложениями или мореной, а теперь достаточно назвать ее «следами» оледенения. Из поверхностного описания толщи очевидно, что к ледниковым отложениям эти осадки не относятся, т.к. представлены переслаивающимися алевритами и песчаными алевритами. Но они дислоцированы. Это значит, что дислокации земной коры можно без всякого на то права назвать ледниковыми? С точки зрения авторов, это именно так. Есть еще один немаловажный фактор, который авторы считают несомненно ледниковым.

Это пластовые льды, содержащиеся в толще «следов» ледникового щита. Выше уже показано, что без глубокого анализа природных льдов невозможно определить их генезис. А таких анализов авторы не проводят.

Сами уран-ториевые датировки никак не свидетельствуют о времени развития оледенения в среднем неоплейстоцене, т.к. расположены во временном интервале от 200 до 50 тыс. лет. Для опускания уран-ториевой датировки в 57 тыс. лет в средний неоплейстоцен авторам понадобилось «калибровать» уран-ториевый метод палеонтологическими данными. Оказывается, в датированном образце, или, скорее, в отложениях этого возраста, обнаружены остатки копытного лемминга, который обитал здесь именно в конце среднего неоплейстоцена. Значит, по логике авторов уран-ториевый метод здесь ошибся на 60 тыс. лет, омолодив возраст осадков. Но читателю не предоставляются сведения о характере залегания костных остатков, неясно, залегают ли кости в пляжевых отложениях в погребенном, а не переотложенном состоянии, есть и много других вопросов, которые необходимо решить, прежде чем заявлять о возрасте пляжевых морских отложений. Кроме того, палеонтологический метод не в силах определить возраст осадков с такой точностью, как конец среднего неоплейстоцена. Ряд уран-ториевых датировок и геологическое строение описываемой территории никак не свидетельствуют о развитии оледенения типа ледникового щита здесь и в конце среднего неоплейстоцена. У авторов [Басилян и др., 2010] отсутствует главное доказательство этого события – ледниковые отложения. Где они и какова их мощность? На дне пролива Санникова, где, они «вероятно», затоплены и перекрыты осадками гряды конечных морен, как пишут авторы? Такое доказательство стоит столько же, сколько морена на дне оз. Севастьян [Grosswald et al., 1992], которой нет. Можно предполагать их наличие, но факты, как только они реально появляются, свидетельствуют, что никаких отложений ледниковых щитов в этих районах нет. Ряд уран-ториевых датировок говорит о преимущественном распространении обстановок морского осадконакопления в среднем и позднем неоплейстоцене в этом регионе.

Теперь вернемся в саму дельту и посмотрим на современное оледенение этого района. В горах кряжей Чекановского, Приморского и Прончищева, в Хараулахском хребте и в горах Ангардам современных ледников нет. Там имеются снежники, некоторые из которых являются многолетними. Но совсем недавно, а именно в Малом ледниковом периоде снежники и пассивные маломощные ледники имелись в горах в значительном количестве. Об этом могут свидетельствовать каналы стока талых ледниковых вод и псевдотеррасы на склонах возвышенностей, образованные при стоке воды с таявших ледников и снежников. Данные об осадконакоплении в оз. Мен-

тикелир Восточное (раздел 5.2) показывают, что в охарактеризованном сравнительно холодными условиями осадконакопления отрезке времени 250–75 лет назад среди ленточнослоистых осадков есть 5 прослоев песков, которые являются свидетелями катастрофического стока воды и наносов с кряжа Прончищева. Логично предположить, что источником воды могли быть ледники и снежники, развивавшиеся в низких горах кряжа.

На геоморфологической карте дельты р. Лены (раздел 3.2.2) вдоль правого берега Быковской протоки отмечены 5 конусов выноса, до сих пор стесняющих сток реки по протоке и заставляющих русло описывать излучины. Они сложены гравийным и галечным материалом и отложились во время катастрофических паводков, имевших место в низких горах Хараулах во время Малого ледникового периода. Эти образования имеют возраст первые сотни лет.

Но эти данные о катастрофическом стоке воды с гор являются лишь косвенными для доказательства оледенения региона дельты во время Малого ледникового периода.

Прямые данные также обнаружились на картах середины XX в. На геолого-геоморфологической карте дельты р. Лены в масштабе 1:300000, построенной А.И.Гусевым [1953], на о. Арга-Муора-Сисё показаны ледяные образования изометричной формы, занимающие в основном аласы и названные автором наледными образованиями со знаком вопроса. По современным данным, о. Арга сложен мерзлыми породами и сплошная мерзлота достигает глубин 500 м. На острове нет постоянно действующих рек, за исключением проток, соединяющих озера. Значит, наледи здесь образовываться не могут. Ледяные тела, закартированные на острове, являются атмосферными образованиями, и они были замечены и положены на карту в середине 40-х гг., когда Малый ледниковый период закончился и обширные ледяные и снежниковые образования деградировали, оставив лишь последние останцы площадных снежно-ледяных покровов незначительной мощности. Д.М.Колосов [1947] также размещал ледниковый покров новосибирского типа на о. Арга. Интересно, что такой невысокий островной массив, представляющий собой аллювиально-морскую приподнятую позднеоплейстоценовую равнину (раздел 3.1.2.3), являлся районом накопления маломощных ледников и снежников. Этот остров и в настоящее время является местом, где снежный покров задерживается заметно дольше при весеннем таянии по сравнению со всей остальной площадью дельты. При отсутствии прямых метеорологических данных этот факт хорошо виден на космических снимках дельты. Поэтому в Малом ледниковом периоде снеговая линия достигала поверхности острова, благодаря чему на нем сформировались

маломощные ледники и снежники, при окончании МЛП деградировавшие. Можно высказать предположение о том, что северо-северо-восточная ориентированность длинных осей озер о. Арга обусловлена накоплением снега и льда, его частичным погребением и последующим таянием в процессе термокарстовых процессов. Вытянутость озер и первоначальных накоплений снега и льда («сугробов») могла образовываться в результате накопления снежников при господствующих зимних ветрах этого направления. Т.к. подземного льда в виде жил и пластовых льдов на о. Арга совершенно недостаточно для образования термокарстовых котловин [Григорьев, 1966], возможно привлечь данные о накоплении в холодные эпохи атмосферных льдов, их частичном захоронении и образовании термокарстовых котловин при вытаивании таких льдов. При бурении в 2000 г. самого крупного из озер острова – Николай-Кюеле – под его дном, даже там, где это дно находится в мерзлом стоянии, льды не были обнаружены. Большинство исследователей пришли к выводу, что ориентированные озера Арктики – это термокарстовые котловины [Стремяков, 1963]. Но ориентированность их до сих пор вызывает появление многих гипотез. Предложенная здесь гипотеза для о. Арга является одной из них.

Время образования ориентированных озер на о. Николай относится к началу голоцена во время его климатического оптимума и к возрасту около 3000 лет назад [Biskarbon et al., 2012], когда в дельте снова наступило потепление после длительного периода похолодания в середине голоцена. Малый ледниковый период был коротким похолоданием, и, по имеющимся наблюдениям, после него термокарстовые озера не образовываются. Таким образом, оледенение на островах дельты и в окаймляющих дельту с юга горах имело место неоднократно даже в течение голоцена. Несомненно, развивалось оно и в сартанское время позднего неоплейстоцена. Однако это оледенение покровного типа не достигало размера ледниковых щитов, но кратковременно существовало в виде маломощного пассивного оледенения [Колосов, 1947; Большиянов, 2006].

7. КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ – ПЕРВОПРИЧИНА ВОЗНИКНОВЕНИЯ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД И ДЕЛЬТЫ Р. ЛЕНЫ

Важнейшей и все еще далекой от решения является проблема реконструкции хода уровня Мирового океана в голоцене. Под ходом уровня Мирового океана или его части будем понимать изменчивость относительного его уровня. Количественно выделить вклад той или иной (тектонической, эвстатической) составляющей в общее изменение уровня на современном этапе исследований вряд ли возможно. По результатам прошлых [Fairbanks, 1989] и более современных [Peltier, Fairbanks, 2006] исследований, в начале голоцена уровень Мирового океана был на 40 м ниже отметки (рис. 86), затем плавно повышался, достигнув нынешнего положения 4–5 тыс. лет назад, после чего стабилизировался. Эти данные получены при изучении коралловых построек о. Барбадос. Часто они используются для калибровки данных изменчивости уровня для других частей Мирового океана.

Подобные результаты реконструкции хода уровня получены для арктических морей России, например для моря Лаптевых, которое в Арктике изучено наиболее полно. Согласно [Holmes, Creager, 1974], в начале голоцена уровень моря Лаптевых находился на 40–50 м ниже современных отметок, после чего плавно повышался и достиг современных отметок 5 тыс. лет

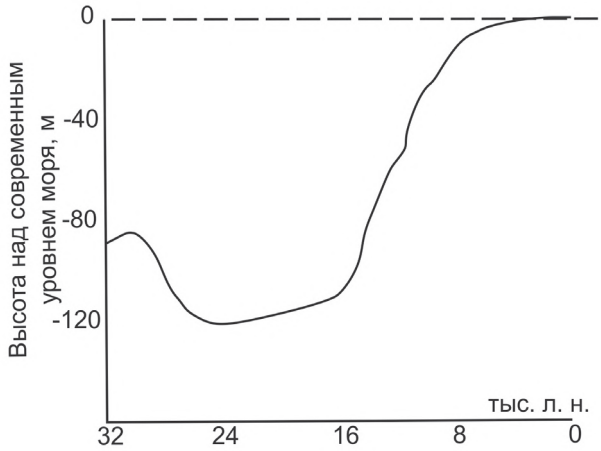


Рис. 86. Изменение относительного уровня Мирового океана по данным изучения коралловых построек [Peltier, Fairbanks, 2006].

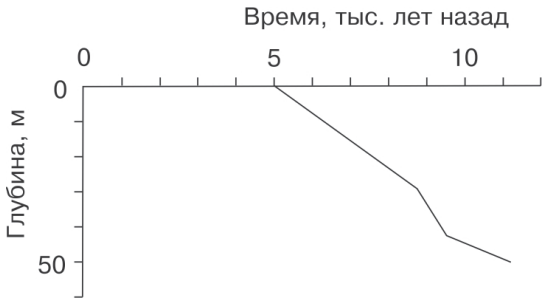


Рис. 87. Кривая изменения относительного уровня моря Лаптевых в голоцене согласно [Bauch et al., 2001].

назад. Современные реконструкции уровня можно встретить и в других работах [Bauch et al., 2001] (рис. 87). Фактологической основой упомянутых реконструкций являются данные бурения и опробования донных отложений моря Лаптевых. Важной их особенностью является неполнота данных для временного интервала среднего и позднего голоцена. Следы пониженного стояния уровня моря можно найти лишь на его дне или в скважинах на берегу, пробуренных ниже современного стояния уровня, в то время как следы повышения уровня моря в прошлом можно найти лишь на суше. Новые данные об изменчивости уровня моря Лаптевых и других регионов Российской Арктики, полученные в результате изучения древних береговых линий на суше, позволяют существенно уточнить сформированные к настоящему моменту представления о колебаниях уровня моря.

Важнейшим с точки зрения изученности является регион дельты р. Лены, где на основе данных исследования как морских террас, так и террас собственно дельты, собранных в ходе более чем десятилетних исследований, построена кривая хода уровня в голоцене, изображенная на рис. 65 раздела 4.3.2. На представленном рисунке видно, что на временном интервале от 0 до 5000 лет назад выделяются три пика повышенного стояния уровня моря: 3,5–4 тыс. лет назад и 1,5–2 тыс. лет назад на высоте 8–10 м и 200–300 лет назад на высоте до 5 м. Последний пик повышенного стояния уровня моря Лаптевых в голоцене реконструируется не только по геологическим документам, но и при анализе картографического материала (см. раздел 4.3.3). Этап повышенного стояния уровня моря Лаптевых 8 тыс. лет назад на рисунке отмечен пунктиром, что отражает несогласованность полученных авторами данных с данными предшественников и требует дальнейшего изучения.

На о. Жохова также обнаружены следы повышенного стояния уровня моря в голоцене. Результаты исследования лагунных отложений [Анисимов и др., 2009], представленные на рис. 88, говорят о повышении уровня

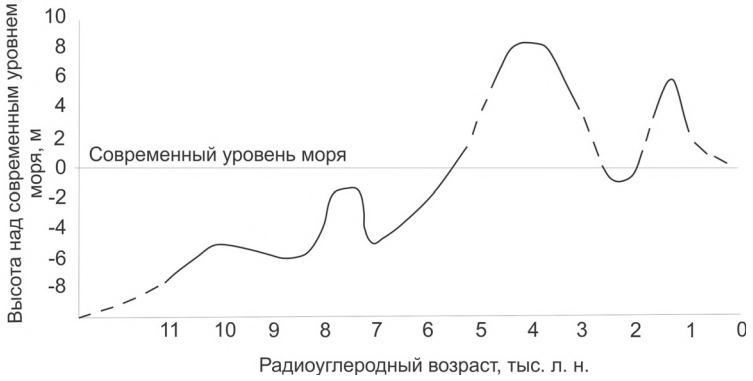


Рис. 88. Изменения относительного уровня моря в районе о. Жохова в голоцене [Анисимов и др., 2009].

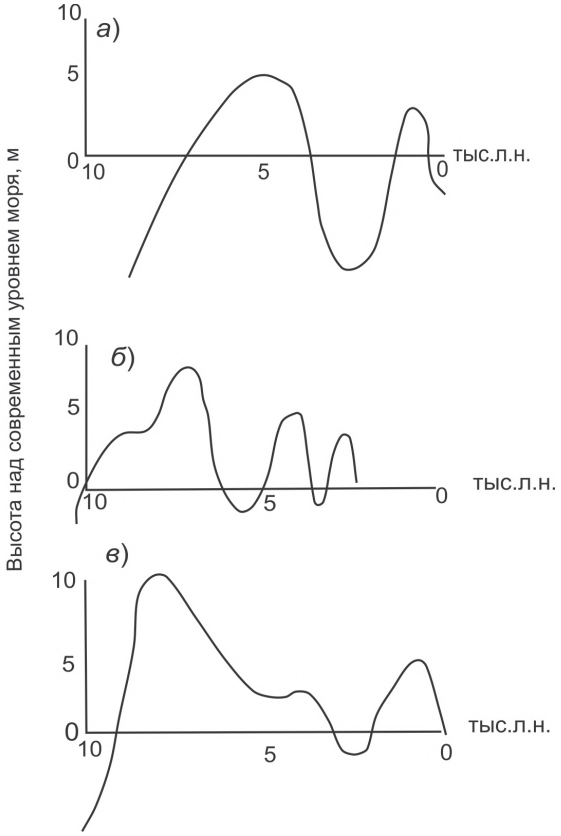


Рис. 89. Изменчивость относительного уровня моря в устьевых областях крупных рек Российской Арктики в голоцене: *а* – Обь, *б* – Пясина, *в* – Хатанга.

Восточно-Сибирского моря около 4 тыс. лет назад до высоты 8 м и 1,5 тыс. лет назад до высоты 6 м. Повышенное положение уровня моря реконструировано для устьевых областей таких рек, как Обь (на 5 м выше современного 5 тыс. лет назад и на 3 м – 1–1,5 тыс. лет назад; Пясина (на 8 м выше современного, на 5 м – 4,5 тыс. лет назад и на 3 м – 3 тыс. лет назад); Хатанга (на 10 м выше современного 8 тыс. лет назад и на 5 м – 1–1,5 тыс. лет назад) (рис. 89) [Большиянов, 2006].

Для Чукотского моря при изучении и датировании террас на его побережье отмечается превышение современных глубин в голоценовом бассейне на 5 м [Саидова, 1994] и на 3 м [Hopkins, 1973].

Ход уровня океана в течение голоцена в восточном и западном секторе Российской Арктики различен и часто разнонаправлен. Для восточного сектора характерен трансгрессивный его характер, в то время как для морей западного отмечают регрессивный характер изменчивости уровня океана в голоцене. Подобные данные получены, к примеру, для северной оконечности о. Новая Земля [Zeeberg et al., 2001], где реконструируется падение уровня моря в голоцене с высоты 11–12 м 8 тыс. лет назад до отметок 2–4 м 500–1000 лет назад, далее до современных отметок (рис. 90). Регрессивный характер изменчивости уровня моря отмечается и в Скандинавии. На северном побережье Швеции зафиксировано падение относительного уровня моря с отметок 200 м до современных в течение голоцена [Liden, 1938 по Lambeck, Chapell, 2007]. Северное побережье Норвегии характеризуется в целом понижением уровня моря в голоцене, однако общая регрессия с высоты 40 м в начале голоцена может осложняться трансгрессивными этапами, повышением уровня на 10 м больше современного 5 тыс. лет назад [Vorren, Moe, 1986 по Lambeck, Chapell, 2007]. Подобная изменчивость уровня моря в голоцене характерна и для финского побережья Балтийского моря, когда при общем падении уровня с высоты 25–15 м в начале голоцена отмечается кратковременный его подъем на 5 м 5 тыс. лет назад [Miettinen, 2004]. Независимо от характера хода уровня моря в голоцене, во многих районах арктического побережья России он располагался выше современных отметок. Данные по береговым линиям архипелагов Шпицберген [Шарин и др., 2007] и Земля Франца-Иосифа [Большиянов и др., 2009; Дымов, Шарин, 2005] также свидетельствуют о повышенном положении уровня моря в голоцене.

Если проанализировать пространственное распределение значений современной изменчивости уровня арктических морей России (см. рис. 66 раздела 4.3.3), то видно, что ход уровня в различных частях Арктического бассейна разнонаправлен. При общей тенденции к подъему относительного уровня моря выделяется ряд регионов с наблюдаемой регрессией. Участки

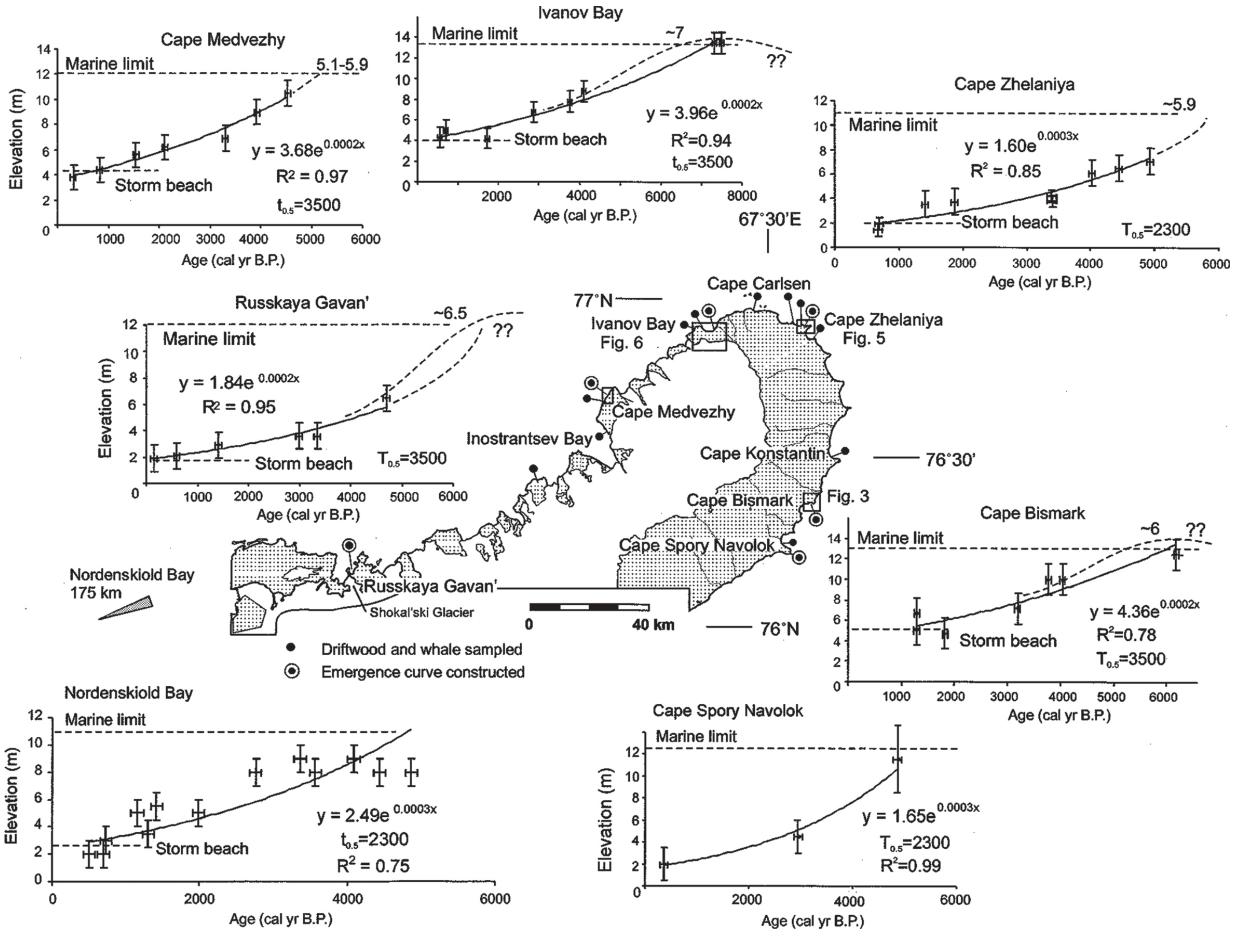


Рис. 90. Изменчивость относительного уровня моря побережья о. Новая Земля в голоцене [Zeeberg et al., 2001].

опускания уровня – Оленёкский залив, Север Новой Земли, Обская и Байдарацкая губы. Эти два эстуария оказываются самыми быстро воздымающимися участками побережий Российской Арктики, что противоречит тектонической унаследованности движений земной коры, которая должна отмечаться погружением этих побережий. Значит, не только тектонические и гляциоэвстатические причины ответственны за колебания уровня моря. Существуют и другие механизмы его изменений в многолетнем и вековом масштабах времени.

Различие в восстановлении хода уровня Арктического бассейна в голоцене связано с принципиально разным первичным материалом, используемым для палеогеографических реконструкций. Данные изучения колонок донных отложений, отобранных в шельфовой зоне моря Лаптевых [Bauch et al., 2001], не рассматриваются совместно с данными, собранными на суше. Хотя данные со дна моря не могут быть свидетелями повышения уровня моря в прошлом, т.к. основаны на анализе макро- и микрофоссилий, которые могут показывать только моменты затопления шельфа, но не глубину бассейна. Приведем пример различной трактовки данных, полученных со дна бассейна и берегов, его ограничивающих. В работе [Polyakova, Bauch, 1999] приводится реконструкция изменения солености вод моря Лаптевых в конце голоцена в результате действия такого фактора, как изменение стока р. Лены. Об изменениях солености бассейна в прошлом свидетельствуют количественные изменения в составе фоссилий, обнаруженных в колонках донных отложений. По остаткам организмов делаются выводы о более пресноводных или солоноватоводных условиях их обитания в различные отрезки времени позднего голоцена в зависимости от стока пресных вод р. Лены. Так как авторам неизвестны данные о колебаниях уровня моря в это же время, они и используют для объяснения изменения солености предполагаемые вариации стока пресных вод в реках. По данным, приведенным в разделах 4.3.2, 4.3.3, уровень моря Лаптевых испытывал значительные колебания, в результате которых изменялась и соленость бассейна. На рис. 91 приведены две кривые, одна из которых отражает изменение солености по данным изучения донных осадков, а другая – изменения уровня моря по изучению древних береговых линий. И эти кривые в целом соответствуют друг другу. Только понижение солености в море Лаптевых может быть вызвано не изменением стока рек [Polyakova, Bauch, 1999], а регрессией бассейна и наоборот – повышение солености может быть вызвано трансгрессией моря. Примеров различной, зачастую даже противоположной интерпретации фактических данных, подобных этой, существует много.

Сложность сопоставления континентальных и морских свидетельств положения береговой линии прошлого объяснима различием первичного

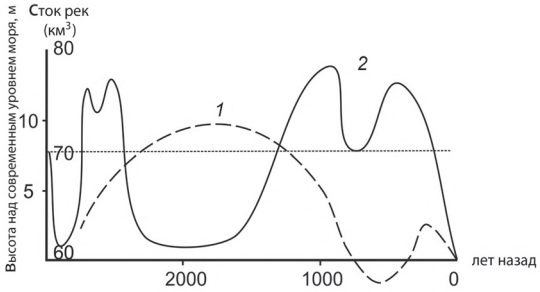


Рис. 91. Сравнение изменчивости относительного уровня моря Лаптевых в голоцене и колебаний стока р. Лены:

1 – колебания уровня моря Лаптевых в районе дельты р. Лены; *2* – изменение стока реки в дельте р. Лены по данным изменения солености [Bauch, Polyakova, 2000].

материала. Комплексное рассмотрение всего имеющегося материала с моря и суши вне парадигмы только ледниковой теории даст возможность более точно реконструировать ход уровня Арктического бассейна в голоцене. В природе существует гораздо больше механизмов колебаний уровня моря, чем только ледниковые факторы.

До сих пор все изменения уровня связываются преимущественно с такими явлениями, как гляциоизостазия или гляциоэвстазия [Lambeck, Chappell, 2001]. Приведенные данные по морю Лаптевых показывают, что имеют место и другие механизмы колебаний уровня моря. Уровень поверхности вод Мирового океана может изменяться вследствие изменения объема океанической котловины – геократические причины [Бадюков 1982] (осадконакопление, рост коралловых построек, обрушение построек срединно-океанических хребтов, тектонические движения дна и др.). Уровень океана также меняется из-за изменения самого объема вод, что может быть вызвано поступлением воды не только из тающих ледников, но и из земной коры. В.В.Орлёнок [1998] считает, что в кайнозое поступление воды из недр Земли происходит прогрессивно в результате перераспределения масс внутри планеты.

Благодаря современным спутниковым наблюдениям доказано, что уровень океана (эквипотенциальная поверхность геоида) в различных его частях имеет выпуклости и впадины с амплитудой до 180 м в настоящее время.

Во всяком случае, нет причин считать колебания уровня океана только следствием перераспределения воды между ледниками и океаном. Наблюдения в море Лаптевых это доказывают.

Отложения ЛК и голоценовые органоминеральные осадки дельты р. Лены, судя по строению тех и других, формировались в сходных усло-

виях, определяемых колебаниями уровня моря. Единственное значительное различие в том, что время накопления ЛК во второй половине позднего неоплейстоцена отличалось более суровыми климатическими условиями, в результате чего ЛК содержит огромное количество жильного льда, тогда как голоценовые осадки пронизаны ледяными жилами меньших размеров. Но в обеих разновозрастных толщах значительное количество растительных остатков, обе толщи четко слоисты с признаками отложения в водных бассейнах. Иногда в полевых условиях довольно трудно отличить отложения ЛК и голоценовые осадки. Так, по Оленёкской протоке, подмывающей о. Курунгнах, часто встречаются моховые слоёнки ЛК и голоценовых островов. Последние прилегают к останцам ЛК и различаются только по высоте уступов размыва – останцы ЛК воздымаются над рекой на 15–30 м, а голоценовая терраса имеет высоту до 8–10 м. Также пока точно не определен возраст растительно-минеральных масс с мощными ледяными жилами на восточном побережье залива Куба (см. раздел 3.2.1.1). Там эти отложения залегают низко для ЛК – всего на 4–5 м выше уровня моря, но имеют все признаки отложений ЛК: горизонтальная слоистость, преобладание в составе растительных остатков (зеленые мхи и осоки), сильный запах разложения, свойственный отложениям ЛК, широкие ледяные жилы (до 2–3, редко до 5 м), уходящие под урез воды в заливе. Отсутствие (не встречено) в этих отложениях остатков животных мамонтового комплекса и низкое гипсометрическое положение позволяют предположить их голоценовый возраст. Таким образом, в дельте р. Лены можно видеть разновозрастные отложения, откладывавшиеся в сходных условиях – условиях подпора со стороны моря и накопления растительных остатков вместе с минеральной частью и одновременным промерзанием пород, что привело к формированию мощных повторно-жильных льдов. Это отложения ЛК – поздненеоплейстоценового и голоценового возраста. Последние слагают большую часть островов Ленской дельты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Устьевые области рек являются продуктом взаимодействия речных потоков и приемных водоемов. Как показано в данной работе, колебания уровня морей определяют направленность развития дельт и эстуариев арктического побережья России. Комплексное изучение устьевых областей рек дает в руки исследователей инструменты, позволяющие определять колебания уровня моря на временных отрезках от десятилетий до тысячелетий и более длительных этапах времени. Модели колебаний уровня, основанные только на морских данных, недостаточны для восстановления флуктуаций уровня моря. Они должны быть обогащены данными, получаемыми с древних береговых линий суши. Еще один недостаток этих моделей – то, что они претендуют на глобальность. В действительности же они показывают не глобальные, а локальные и региональные особенности изменения уровня. Считается, что уровень океана всегда и везде, по всем морям мира ведет себя одинаково. Данные, полученные в ходе предпринятых исследований в дельте р. Лены и в других устьях арктических рек, свидетельствуют о значительных колебаниях уровня моря на протяжении последних 10000 лет, что нехарактерно для глобальных кривых колебаний уровня. Выявленные особенности строения ледового комплекса пород свидетельствуют о том, что во время его формирования (60–20 тыс. лет назад) уровень моря был выше современного, что и обеспечило накопление органоминеральных бассейновых осадков и одновременное их промерзание в береговой зоне необычного морского водоема. Необычность его состояла в том, что он был значительно опреснен в результате стока рек, и в наличии больших массивов островов, останцы которых в настоящее время продолжают исчезать в результате термоабразии и термоэрозии. Колебания уровня этого водоема (синоптического, многолетнего и векового масштабов) были одним из главных необходимых условий для промерзания накапливавшихся масс эстуарных и ваттовых отложений. Колебания уровня моря были определяющими для процессов осадконакопления в позднем неоплейстоцене. Каргинское время на арктическом побережье России действительно было временем высокого стояния уровня моря по сравнению с современным его положением.

Здесь же, в Арктике получены данные о заметных флуктуациях уровня моря на протяжении последних десятков и сотен лет. А эти факты уже очень важны и в практической деятельности людей. Необъяснимые пока явления кратковременного повышения уровня (превышающего по времени

синоптический масштаб) должны быть известны и тщательно изучены для предотвращения катастроф на морских побережьях и в устьях рек. Дальнейшие исследования авторов нацелены на работы в данном направлении с использованием методик, охарактеризованных в книге.

.

Литература

Анисимов М.А. Развитие природной среды Новосибирских островов в голоцене: Дис. … канд. геогр. наук. 2010. (Рукопись). 154 с.

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских островов как реликт древнего оледенения // Материалы гляциологических исследований. 2006. № 101. С. 143–145.

Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В. Лагунные отложения острова Жохова: возраст, условия формирования и значение для палеогеографических реконструкций региона Новосибирских островов // Известия РАН. Сер. геогр. 2009. № 5. С. 107–119.

Анисимов М.А., Тумской В.Е., Саватюгин Л.М. К вопросу об изменениях природных условий Новосибирских островов в позднем плейстоцене и голоцене // Известия Русского географического общества. 2002. Т. 134. Вып. 5. С. 32–37.

Антонов В.С. Устьевая область р. Лены: (Гидрологический очерк). Л.: Гидрометеоиздат, 1967. 107 с.

Астахов В.И. Структурные особенности северного плейстоцена в связи с проблемой стратиграфии // Бюл. комис. по изучению четвертичного периода. 1984. № 53. С. 3–11.

Атлас Сардахской протоки 1949 года: Лоция. Тиксинская гидрографическая база.

Ашик И.М., Макаров А.С., Большиянов Д.Ю. Развитие берегов Российской Арктики в связи с колебаниями уровня моря // Метеоспектр. 2010. № 2. С. 23–27.

Бадюков Д.Д. Влияние изменения формы геоида и деформаций твердой Земли под действием водной нагрузки на изменение уровня моря в послеледниковое время // Колебания уровня морей и океанов за 15000 лет. М.: Наука, 1982. 231 с.

Бабич Д.Б., Большиянов Д.Ю., Зайцев А.А., Коротаев В.Н., Магрицкий Д.В., Медкова О.Н., Михайлов В.Н., Чалов Р.С. Региональные особенности формирования эстуарно-дельтовых систем арктического побережья Сибири // Эстуарно-дельтовые системы России и Китая. М.: ГЕОС, 2007. С. 112–240.

Басилян А.Э., Никольский П.А. Опорный разрез четвертичных отложений мыса Каменный (о. Новая Сибирь) // Бюл. Комис. по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 76–84.

Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст осадков оледенения Новосибирских островов по данным 230U/Th-датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы. Вклад России в международный полярный год 2007/08. М.; СПб.: Paulsen, 2010. С. 506–514.

Берег ледовитого моря между устий Оленька и Крестовой с прилегающими островами, сочинена лейтенантом Анжу в 1821, 1822, 1823 гг.: Карта // Картограф. отдел БАН СПб. № 5344.

Большиянов Д.Ю. Осадконакопление в современном приледниковом озере (на примере оз. Изменчивого, архипелаг Северная Земля) // Вестник ЛГУ. 1985. Сер. 7. Вып. 1. С. 43–50.

Большиянов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.

Большиянов Д.Ю., Макеев В.М. Архипелаг Северная Земля. Оледенение, история развития природной среды. СПб.: Гидрометеоиздат, 1995. 217 с.

Большиянов, Д.Ю., Федоров Г.Б., Савельева Л.А. Изменения природной среды полуострова Таймыр в позднем плейстоцене и голоцене // Доклады Всероссийского научно-методического совещания «Таймыр. Малочисленные народы, природные условия, фауна, выдающиеся ученые» (Хатанга, 10–12 августа 2001 г.). СПб., Хатанга, 2001. С. 27–45.

Большиянов 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. С. 257–260.

Большиянов Д.Ю., Зимичев В.П., Медкова О.Н. Эстуарно-дельтовая система реки Хатанги // Эстуарно-дельтовые системы России и Китая. М.: Геос, 2007. С. 163–174.

Большиянов Д.Ю., Григорьев М.Н., Шнайдер В., Макаров А.С., Гусев Е.А. Происхождение ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых в позднем неоплейстоцене // Материалы 7 Международного симпозиума «Проблемы инженерного мерзлотоведения» (Молодежная секция). Якутск, 2007. С. 14–18.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В. Проблемы происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «Земель Санникова» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 151–160.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С., Морозова Е.А., Павлов М.В., Саватюгин Л.М. Развитие природной среды полярных областей Земли последнего тысячелетия по данным изучения озерных отложений // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 1 (81). С. 108–115.

Большиянов Д.Ю., Погодина И.А., Гусев Е.А., Шарина В.В., Алексеев А.А., Дымов В.Ю., Анохин В.М., Аникина Н.Ю., Деревянко Л.Г. Новые данные по береговым линиям архипелагов Земля Франца Иосифа, Новая Земля и Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики. 2009. № 2 (82). С. 68–77.

Большиянов Д.Ю., Макаров А.С. К вопросу о происхождении ледового комплекса пород на побережье моря Лаптевых // Материалы Всероссийской научной конференции «Марковские чтения» 2010 г. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М: МГУ, 2011. С. 109–115.

Виноградов В.А., Драчев С.С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // Доклады РАН. Сер. геолог. 2000. Т. 372. С. 72–74.

Воллосович К.А. Доклад о геологическом строении Новосибирских островов и земли Беннета, а также о связи их тектоники с данными, имеющимися по части геологического строения северной части Сибирского материка (обыкн. зас. 27 сент. 1905 г). // Зап. Минералогич. об-ва. СПб. 1905. Сер. II. Ч. 43. Вып. 2. С. 84-87.

Гаврилов А.В., Романовский Н.Н., Хуббертен Х.-В. Палеогеографический сценарий послеледниковой трансгрессии на шельфе моря Лаптевых // Криосфера Земли. 2006. Т. X. № 1. С. 39–50.

Галабала Р.О. Новые данные о строении дельты Лены // Четвертичный период Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. С. 152–171.

Генеральная карта Якутской области и Охотского округа с показанием почтовых дорог, станций и расстояний между ними. 1826 г. // Картограф. отдел БАН СПб. 1936 а/7.

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

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. С. 320.

Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Моря Советской Арктики. Л.: Недра, 1984. Т. 9. С. 52.

Говоруха Л.С. Я.Я.Гаккель об Арктиде // Тр. ААНИИ. Проблемы полярной географии. 1968. Т. 285. С. 37–50.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 :1 000 000 (новая серия). Лист S-50-52–Быковский. Объяснительная записка. СПб. Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, СПб., 2001 (МПР России, ФГУНПП «Аэрогеология»).

Гравис Г.Ф. Роль флювиальных процессов в развитии пород ледового комплекса // Криосфера Земли. 1997. Т. 1. № 2. С. 56–59.

Григорьев М.Н. Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО РАН, 1993. 176 с.

Григорьев Н.Ф. Многолетнемерзлые породы приморской зоны Якутии. М.: Наука, 1966. 181 с.

Гросвальд М.Г. Оледенение Русского Севера и Северо-Востока в эпоху последнего великого похолодания // Материалы гляциологических исследований. 2009. Вып. 106. 152 с.

Гусев А.И. Послетретичная история северной части Хараулахского хребта // Изв. Гос Геогр. об-ва. 1938. Т. 70. Вып. 2. С. 151–166.

Гусев А.И. К тектонике третичных угленосных отложений Нижнеленского района // Тр. НИИГА. Т. 19. Вып. 2. Сборник статей по геологии Арктики. Л.; М.: Изд-во Главсевморпути, 1951. С. 78–83.

Гусев А.И. Дельта реки Лены: (Геолого-геоморфологический очерк). Л.: НИИГА, 1953. (Отчет). С. 278–298. (приложение — геолого-геоморфологическая карта масштаба 1:300 000 на 4 листах).

Гусев А.И. Геологическое строение дельты реки Лены: (Отчет о полевых работах экспедиции Н-76 за 1953 г. по геологической съёмке масштаба 1:1000 000). 1954. Л: НИИГА. С. НИИГА. Инв. № 3420). 150 с.

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. С. 178–184.

Гусев А.И. Стратиграфия четвертичных отложений Лено-Индигирской прибрежной равнины // Тр. Междувед. совещ. по разраб. стратигр. схем Северо-Востока СССР. Магадан, 1959. С. 465–468.

Гусев А.И. Рельеф песчаной террасы в дельтах рек, впадающих в море Лаптевых // Тр. НИИГА. Л., 1960. Т. 114. Вып. 14. С. 173–179.

Гусев А.И. Стратиграфия четвертичных отложений Приморской равнины // Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода. М.: АН СССР, 1961. Т. 3. С. 119–127.

Данилов И.Д. Подземные льды. М.: Недра, 1990. 142 с.

Денисенков В.А. Основы болотоведения: Учеб. пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 224 с.

Дымов В.А., Шарин В.В. Новые данные по палеогеографии голоцена архипелага Земля Франца-Иосифа (о-ва Карла Александра) // Арктика и Антарктика. 2005. Вып. 4 (38). С. 53–56.

Евгенов Н.И. Материалы экспедиции к устьям рек Лены и Оленёка под начальством Ф.А.Матиссена в 1920 г. и Н.И.Евгенова в 1921 г. / Тр. Комиссии АН по изучению Якутской АССР. Л.: Издание АН СССР и Гидрографического управления, 1929. Т. 3. Ч. 1. 256 с.

Евгенов И.И. Материалы по лоции дельты р. Лены и описание хода по ее протокам // Тр. Комиссии АН по изучению Якутской АССР. Л.: Издание АН СССР и Гидрографического управления, 1929. Т. 3. Ч. 3. 54 с.

Жуков В.В., Горина И.Ф., Пинчук Л.Я. Кайнозойские алмазоносные россыпи Анабаро-Оленёкского междуречья. Л.: Недра, 1968. 143 с.

Жуков В.В., Пинчук Л.Я. Оценка перспектив россыпной алмазоносности кайнозойских образований побережья моря Лаптевых. Л. Фонды ВНИИ Океангеология. 1972.

Зигерт К., Куницкий В.В., Ширмейстер Л. Отложения ледового комплекса пород — архив данных для реконструкции климата и экологии на побережье моря Лаптевых в позднем плейстоцене // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 320–331.

Зимов С.А. Констративный аллювий равнинных рек криогенной зоны // Региональные и инженерные геокриологические исследования. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения Сиб. отд. АН СССР, 1985. С. 21–34.

Иванов В.В. Особенности режима перекатного участка дельты Лены в зоне влияния моря. // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 256. С. 89–103.

Иванов В.В. Сток и течения основных проток дельты р. Лены // Тр. ААНИИ. 1963. Т. 234. Вып. 5. Гидрология рек Советской Арктики. С. 76–86.

Иванов В.В. О стоке взвешенных и влекомых наносов основных проток дельты р. Лены // Проблемы Арктики и Антарктики. 1964. Вып. 18. С. 31–40.

Иванов В.В., Пискун А.А., Корабель Р.А. Распределение стока по основным рукавам дельты Лены // Тр. ААНИИ. 1983. Т. 378. С. 59–71.

Иванов О.А. Стратиграфия неогеновых и четвертичных отложений субарктических равнин Восточной Якутии // Проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 202–211.

Иванова В.В. Геохимические особенности ископаемых пластовых льдов о. Новая Сибирь как отражение их генезиса // Материалы седьмых Саксовских чтений «Палеонтология, стратиграфия и палеогеография мезозоя и кайнозоя бореальных районов» (18–22 апреля 2011). СПб.: ВНИИОкеангеология, 2011. С. 62–66.

Иванова В.В. Геохимия пластовых льдов острова Новая Сибирь (Новосибирские острова, Российская Арктика) как отражение условий их генезиса // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 56–70.

Карта Восточной Сибири, составленная по новейшим сведениям при управлении Генерального штаба/ 1855 г. // Картограф. отдел БАН СПб. № V 8849.

Карта Азиатской России с прилегающими к ней владениями. Составлена при Военно-топографическом отделе Генерального штаба. 1883 г. // Картограф. отдел БАН СПб. № 1956в/169.

Карта Якутской области 1890 г. Рисовал и дополнил Г. Майдель на основании листов III и IV карты Азиатской России. СПб.: Издание Генерального штаба, 1894. Картограф. отдел БАН СПб. № 1981к/3.

Карта Азиатской России с прилегающими к ней владениями. Издана картографическим отделом корпуса военных топографов. Исправлена в апреле 1919 г. // Картограф. отдел БАН СПб. № 1933б.

Карта Восточной Сибири и Приамурья. Лист № 30. Енисейская губерния. Лист № 36 Атласа Азиатской России издания Переселенческого управления Главного управления землеустройства и землепользования. 1914 г. // Картограф. отдел БАН СПб. .

Катасонов Е.М. Льды в морских отложениях // Природа. 1967. № 6. С. 107–110.

Клюев Е.В. Роль мерзлотных факторов в динамике рельефа дна полярных морей: Дис. … канд. геогр. наук. Л., 1967. Фонды ФГУП «Гидрографическое предприятие» министерства транспорта РФ. 194 с.

Клюев Е.В., Котюх А.А., Оленина Н.В. Картографо-гидрографическая интерпретация исчезновения в море Лаптевых островов Семеновского и Васильевского // Известия Всесоюзн. географ. об-ва. 1981. Вып. 6. С. 485–492.

Колосов Д.М. Проблемы древнего оледенения Северо-Востока СССР. М.; Л.: Изд-во Главсевморпути, 1947. 176 с.

Королев С.Ю. Погребенные льды в песчаных отложениях западной части дельты р. Лены // Региональные и инженерные геокриологические исследования. Якутск: Изд-во Института мерзлотоведения Сиб. отд. АН СССР, 1985. С. 74–80.

Коротаев В.Н. Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геогр. 1984. № 6. С. 39–44.

Коротаев В.Н. Геоморфология речных дельт. М.: Изд-во МГУ, 1991. 224 с.

Коротаев В.Н. Дельтовая система реки Лены // Коротаев В.Н. Очерки по геоморфологии устьевых и береговых систем: Избранные труды. М.: Изд-во МГУ, 2012. С. 354–364.

Коротаев В.Н., Михайлов В.Н., Бабич Д.Б., Заец Г.М., Богомолов А.Л. Гидрологоморфологические процессы, динамика гидрографической сети и русловые деформации в дельте р. Лены // Земельные и водные ресурсы, противоэрозионная защита и регулирование русел (Эрозия почв и русловые процессы № 10). М.: Изд-во МГУ, 1990. С. 120–144.

Котюх А.А., Клюев Е.В. Картографо-географическая интерпретация исчезновения островов в проливе Дмитрия Лаптева // География и природные ресурсы. 1988. № 2. С. 110–115.

Кошелева В.А., Неизвестнов Я.В. Черкашев Г.А., Булдаков С.В., Куриный Н.А., Королев Д.В. Особенности вещественного состава неоплейстоцен-голоценовых отложений в акватории Ванькиной губы (море Лаптевых) // Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» Новосибирск: Изд-во Сиб. отдел. РАН, 2009. С. 292–295.

Крапивнер Р.Б. Ваттовые отложения бассейнов нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М., 1965. Вып. 4. С. 130–155.

Куницкий В.В. Криолитология низовьев Лены. Якутск: Ин-т мерзлотоведения Сиб. отдел. АН СССР, 1989. 163 с.

Куницкий В.В. Нивальный литогенез и ледовый комплекс на территории Якутии: Автореф. дис. … д-ра геогр. наук. Якутск, 2007. 47 с.

Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. Минск: Наука и техника, 1975. 320 с.

Лопатин Г.В., Федоров М.К. Физико-географический очерк дельты р. Лены. Л. АНИИ. 1947–1948. 320 с, рис. 71 с. (Рукопись) // Фонды Тиксинского филиала ГУ «Якутское УГМС». Инв. № 790.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Стратиграфия кайнозойских отложений бассейна средней и нижней Лены и ее дельты // Тез. докл. Совещания по стратиграфии Сибири. Л., 1957. С. 209–217.

Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лены в голоцене: Автореф. … канд. геогр. наук. СПб., 2009. 17 с.

Макаров А.С., Большиянов Д.Ю., Павлов М.В. Геоморфологические и палеогеографические исследования междуречья Оленька и Анабара на южном побережье моря Лаптевых // Вестник СПбГУ. 2008. Сер. 7. Геология география. Вып. 1. С. 79–86.

Макеев В.М., Большиянов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Федоров Б.Г. Особенности морфологии долины устьевого участка Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеоиздат, 1988. С. 125–137.

Макштас А.П., Большакова И.И., Гунн Р.М., Жукова О.Л., Иванов Н.Е., Шутилин С.В. Климат района Гидрометеорологической обсерватории Тикси // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.; СПб.: «Паульсен», 2011. С. 49–74.

Межубовский В.В., Большиянов Д.Ю., Федоров Г.Б. К вопросу о возрасте 100-метровой морской террасы на Таймыре // Природные ресурсы Таймыра / Под ред. О.Н. Симонова. Дудинка, 2003. Вып. 1. С. 290–298.

Неелов А.И. Отчет по исследованию устья р. Лены // Записки по гидрографии. Т. XXXVIII. В. I, 1914.

Никонов А.А. Современные движения земной коры. М.: КомКнига, 2006. 192 с.

Орлёнок В.В. История океанизации Земли. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 248 с.

Отчет по гидрологическим работам в дельте р. Лены.1985 г. / ТТУГМиКПС, гидрографическая партия, нач. партии П.В.Селезнев. Тикси, 1986. 88 с.

Павлова Е.Ю., Дорожкина М.В., Давыдова Н.Н., Денисенков В.П. История развития озерного водоема Верхнепонойской депрессии (Кольский полуостров) в среднем-позднем голоцене // Экологическое состояние континентальных водоемов северных территорий. СПб.: Наука, 2005. С. 169–178.

Павлова Е.Ю., Анисимов М.А., Дорожкина М.В., Питулько В.В. Следы древнего оледенения на о. Новая Сибирь (Новосибирские острова) и природные условия района в позднем неоплейстоцене // Снег и лед. 2010. № 2. С. 85–92.

Пархоменко С.Г. Некоторые данные о природе Нижне-Ленского края / Тр. Комиссии АН по изучению Якутской АССР. Л.: Издание АН СССР и Гидрографического управления, 1929. Т. 3. Ч. 1.

Пестрякова Л.А. Диатомовые комплексы озер Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 2008. 177 с.

Савельева Л.А., Большиянов Д.Ю., Вахрамеева П.С., Макаров А.С., Херцшух У., Бискарбон Б., Дикман. Б., Тиде Й. Результаты комплексных исследований донных отложений термокарстовых озер по меридиональному профилю в низовьях р. Лены // Материалы VII российского совещания по изучению четвертичного периода Апатиты, 12–17 сентября 2011 г. Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Апатиты, СПб., 2011. Т. 2. С. 215–217.

Саидова Х.М. Экология шельфовых сообществ фораминифер и палеосреда голоцена Берингова и Чукотского морей. М.: Наука, 1994. 94 с.

Самойлов И.В. Устья рек. М.: Географиздат, 1952. 527 с.

Скобеева Е.И., Симакова Л.А. Торфяные месторождения Якутии и их особенности // Свойства и методы исследования торфяных и сапропелевых месторождений. Калинин: Изд-во Калининского гос. университета, 1983. С. 3–9.

Смирнов И.П. Торфообразование в тундре Амгуэмской долины и Анадырской низменности // Методы исследования торфяных и сапропелевых отложений. Тверь, 1981. С. 4–15.

Соколов А.П. Северная экспедиция 1733–1743 гг. // Записки Гидрографического департамента морского министерства. 1851. Ч. IX. С. 190–469.

Стремяков А.Я. К вопросу о происхождении ориентированных озер // Многолетнемерзлые горные породы различных районов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 75–107.

Тараканов Л.В., Бирюков В.Ю. Геоморфологические признаки современной ингрессии моря Лаптевых в районе полуострова Широкостан // Геоморфология. 1974. № 4. С. 98–100.

Тимохов Л.А., Кассенс Х., Большиянов Д.Ю., Дмитренко И.А., Прямиков С.М., Тиде Й., Фролов И.Е., Хёлеманн Й., Хуббертен Х.-В. Синтез результатов российско-германских исследований моря Лаптевых и прилегеющей Сибирской Арктики // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики. Современное состояние и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 36–70.

Томирдиаро С.В. Лёссово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

Установить особенности геоморфологических процессов и историю развития устьев рек Таймыро-Североземельской области: (Отчет) / ААНИИ; Отв. исполнители В.М.Макеев, Д.Ю.Большиянов. № Гос. регистр 01860110570. Л., 1987. 88 с.

Часть Мангазейского и Якуцкого уездов с устьями рек Енисей и Лена сочиненная И.Трускат 1770. Карта. Картограф. отдел БАН СПб. № VPI/266.

Шарин В.В., Алексеев В.В., Дымов В.А., Погодина И.А., Большиянов Д.Ю., Гусев Е.А. Новые данные по позднечетвертичной стратиграфии и палеогеографии Вейдефьорда (Западный Шпицберген) // ДАН. 2007. Т. 412. № 6. С.822–824.

Шумский П.А. Очерк исследования подземных льдов. Якутск: Якутское книжное изд-во, 1959. 55 с.

Andreev A., Schirrmeister L., Siegert.K., Bobrov A., Demske D., Seiffert M., Hubberten H.-W. Paleoenvironmetal Changes in Northern Siberia during the Late Quaternary – Evidence from Pollen Records of the Bykovsky peninsula // Polarforschung. 2002. Vol. 70. P. 13–25.

Andreev A., Tarasov P., Schwamborn G., Ilyashuk B., Ilyashuk E., Bobrov A., Klimanov V., Rachold V., Hubberten H.-W. Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. № 209. P. 197–217.

Andreev A, Schirrmeister L., Tarasov P., Ganopolski A., Brovkin V., Siegert C., Wetterich S., Hubberten H.-W. Vegetation and climate history in the Laptev Sea region (Arctic Siberia)

during Late Quaternary inferrred from pollen records // Quaternary Science Reviews. 2011. Vol. 30. № 17–18. P. 2182–2199.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.

Biskarbon B., Herzschuh U., Bolshiyanov D., Savelieva L., Diekman B. Environmental variability in northeastern Siberia during the last 13300 years inferred from Lake diatoms and sediment-geochemical parameters // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 329–330. P. 22–36.

Biskarbon B., Herzschuh U., Bolshiyanov D., Savelieva L., Zibulski R., Diekman B. Late Holocene thermocarst variability inferred from the Lena Delta, Siberian Arctic // Journal of Palaeolimnology. 2012. In press.

Bobrov A.A., Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert C. Testate amoebae (Protozoa: Testacealobosea and Testaceafilosea) as bioindicators in the Late Quaternary deposits of the Bykovsky Peninsula, Laptev Sea, Russia // Palaeogeography, Palaeolimnology, Palaeoecology. 2004. Vol. 209. P. 165–181.

Bolshiyanov D., Makarov A. Geomorphologic route along the Urasalakh River // Berichte zur Polar- und Meeresforshung. 2004. № 489. P. 67–74.

Bolshiyanov D.Yu. Geomorphologic map of the Olenyok Channel mouth in the Lena River Delta // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2001. № 388. P. 99–100.

Borren W., Bleuten W., Lapshina E. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of Western Siberia // Quaternary Research. 2004. № 61. P. 42–51.

Cherkashev G., Vanshtein B., Firsov Yu., Ivanov M. Investigation of coastal dynamics at the ACD key sites in the western Russian Artic (2001-2002 Field work) // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2002. № 413. P. 28–29.

Dobrynin D., Tumskoy V., Pizhoukova E., Rivkin F. Coastal dynamic of Novosibirskie islands: comparison of remote sensing results obtained at different times // 4th Arctic Coastal Dynamics workshop, Nov 10–14, 2003. Abstracts. P. 4–5.

Fairbanks R.G. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature. 1989. № 342. P. 637–642.

Grigoriev M., Are F., H-W Hubberten., Razymov S., Rachold F. Shore dynamics of the northwest coast of the Lena Delta, Laptev Sea, Siberia// Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2002. № 413. P. 17.

Grigoriev M., Rachold V., Hubberten H-W. The degradation of coastal permafrost and the development of sub-sea permafrost in the near-shore zone of the Laptev Sea. 5th Arctic Coastal Dynamics workshop, Oct. 13–16. Abstracts. Montreal, Canada, 2004. P. 20–21.

Grosse G., Schirrmeister L., Malthus T.J. Application of Landsat-7 satellite data and a DEM for the quantification of thermokarst-affected terrain types in the periglacial Lena-Anabar coastal lowland // Polar Research. 2006. Vol. 25 (1). № 7. P. 51–67.

Grosswald M.G., Karlen W., Shishorina Z., Bodin A. Glacial landforms and the age of deglaciation in Tiksi area, East Siberia // Geografiska Annaler. 1992. № 4 (74A). P. 295–304.

Holmes M.L., Creager J.S. Holocene history of the Laptev Sea continental shelf // Herman Y. (Ed.) Arctic Ocean Sediments, Microfauna, and Climatic Record in the Late Cenocoic Time. Berlin: Springer, 1974. P. 211–229.

Hopkins D.M. Sea level history in Beringia during the past 250 000 years // Quatern. Res. 1973. Vol. 3. № 2. P. 520–540.

Kamalov A. Multi-years monitoring of coastal erosion in the Kharosovei Key site, west Yamal // 4th Arctic Coastal Dynamics workshop, Nov 10–14, 2003.Abstracts. P. 13.

Kienast F., Wetterich S., Kuzmina S., Schirrmeister L., Andreev A., Tarasov P., Nazarova L., Kossler A.,. Frolova L., Kunitsky V.V. Paleontological records indicate the occurence of open woodlands in a dry inland climate at the present-day Arctic coast in western Beringia during the Last Interglacial // Quaternary Science Reviews. 2011. № 30. P. 2134–2159.

KuptsovV.M., Lisitzin A.P. Radiocarbon of Quaternary along shore and bottom deposits of the Lena and the Laptev Sea sediments // Marine Chemistry. 1996. Vol. 53. P. 301–311.

Kuzmina S., Bolshiyanov D. Forest insect spectra in Late Holocene deposits of the Lena Delta Terrace, North of the Actual Tree Line // Polarforschung. 2000. № 70. P. 101–105.

Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D, Andreev A.A. Influence of the Late Quaternary paleoenvironmental conditions on the distribution of mammals fauna in the Laptev Sea region // Occasional Papers in Earth Science. 2003. (5). P. 58–60.

Lambeck K., Chappell Jh. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science. 2001. № 292. P. 679–686.

Malkova G., Drozdov D., Kanevskiy M., Kerostelev Yu. Coastal research in the area of the geokryological station «Cape Bolvansky» in the estuary of Pechora River // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2002. № 413. P. 64–65.

Makarov A.S., Fedodorv G.B, Fedorova I.V. Geomorphological Studies in the Lena River Delta // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2006. № 539. P. 58–61.

Medkova O. Coastal morphology and erosion of the Khatanga Bay // 1st Arctic Coastal Dynamics workshop, Nov. 2–4, 1999. Abstracts. Woods Hole. P. 16–17.

Medkova O. Shoredynamics of the Pjasina Delta and Bay, the Kara Sea // 4th Arctic Coastal Dynamics workshop, Nov. 10–14, 2003. Abstracts. P. 18–19.

Miettinen A. Holocene sea-level changes and glacio-isostasy in the Gulf of Finland, Baltic Sea // Quaternary International. 2004. № 120. P. 91–104.

Meyer H., Magens D., Schirrmeister L., Dereviagin A., Merker F., Rachold V. The Late Quaternary ground ice at cape Mamontov Klyk – paleoclimate archive and terrestrial endmember of the coast drilling campaign // Abstracts of the 8 workshop on Russian-German cooperation: Laptev Sea System. St. Petersburg, 2006. P. 19.

Nagaoka D., Sajio K., Fukuda M. Sedimental environment of th Edoma in high Arctic Eastern Siberia // Proceedings of the Third Symposium on the joint Siberian permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. Tsukuba, Japan. 30–31 January, 1995. P. 8–13.

Ogorodov S. Coastal dynamics in the Pechor Sea under technogenic inpact // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2003. № 43. P. 81–86.

Ostroumov V., Fyedorov-Davydov D., Sorokovikov V. Organic carbon in permafrost sediment subjected to thermal abrasion: input to the marine enviroment and oxidation in the zone of aeration // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2002. № 413. P. 43–45.

Ostroumov S. Coastal dynamics during the erosion of the ice complex and taber permafrost deposits: a model based on the fragmentary stationary matrixes the transient probabilities // Berichte zur Polar- und Meeresforschung. 2003. № 43. P. 87–88.

Peltier W.R., Fairbanks R.G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record // Quaternary Science Reviews. 2006. № 25. P. 3322–3337.

Polyakova, Ye.I., Bauch, H.A. Late Holocene variations in the conditions of fluvial runoff and sea-ice cover in the Laptev Sea // Terra Nostra. 1999. № 11. P. 62.

Rachold V., Bolshiyanov D.Y., Grigoriev M.N., Hubberten Y.-W., Junker R., Kunitsky V.V., Merker F., Overduin P., Schneider W. Nearshore arctic subsea permafrost in transition // EOS Transaction American Geophysical Union. 2007. № 88 (13). P. 149–156.

Sachs T., Giebels M., Wille Ch., Kutzbach L., Boike J. Methane Emisson from Siberia Wet Poligonal Tundra on Multiple Spatial Scales: Vertical Flux Measurenments by Closed Chambers and Eddy Covariance, Samoylov Island, Lena River Delta. Ninth Int. Conference of permafrost. 2008. P. 1549–1554.

Sanko A., Gaygalas A. Allerod deposits at Zervynos on the Ula River: geology, geochronology and malacofauna // Geologija. 2008. № 1 (61). P. 49–57.

Sher A.V., Kuzmina S.F., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Rewiews. 2005. Vol. 24. P. 533–569.

Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T. , Kuzmina S., Andreev A., Rienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Ouaternary Internatioonal. 2002. Vol. 89. P. 97–118.

Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M., Pavlova Y., Bobrov A., Oezen D. Late Quaternary history of the accumulation plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // Polar Geography. 2003. Vol. 27. № 4. P. 277–319.

Schirrmeister L., Magens D., Grosse G., Meyer H., Grigoriev M., Kunitsky V., Dereviagin A., Kuznetsova T. The Late Quaternary history of permafrost landscapes in the Western Laptev Sea coastal plain // Abstracts of the 8 workshop on Russian-German cooperation: Laptev Sea System. St. Petersburg, 2006. P. 27–28.

Schirrmeister L., Grosse G., Schnelle M., Fuchs M., Krbetschek M., Ulrich M., Kunitsky V., Grigoriev M., Andreev A., Kienast F., Meyer H., Babiy O., Klimova I., Bobrov A., Wetterich S., Schwamborn G. Late Quaternary paleoenvironmental records from the western Lena Delta, Arctic Siberia // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2011a. № 299. P. 175–196.

Schirrmeister L., Kunitsky V., Grosse G., Wetterich S., Meyer H., Schwamborn G., Babiy O., Dereviagin A., Siegert C. Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex of north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands — A review // Quaternary International. 2011б. Vol. 241. P. 3–25.

Schneider J., Grosse G., Wagner D. Land cover classification or tundra environments in the Arctic Lena Delta based in Landsat ETM+ data and ist application for upscaling of methane emissions // Remote Sensing Environment. 2009. № 113. P. 380–391.

Schwamborn G., Andreev A.A., Rachold V., Hubberten H.-W., Grigoriev M.N., Tumskoy V., Pavlova E.Y., Dorozhkina M.V. Evolution of Lake Nikolay, Arga Island, Western Lena River delta, during Late Pleistocene and Holocene time // Polarforschung. 2002a. № 70. P. 69–82.

Schwamborn G., Bolshiyanov D.Yu, Dorozkhina M.V., Grigoriev M.N., Pavlova E.Yu., Schneider W., Tumskoy V. Lake sediment studies on Arga Island. Russian-German cooperation System Laptev Sea 2000. The expedition Lena 1999 // Berichte zur Polarforschung. 2000. № 354. P. 57–64.

Schwamborn G., Rachold V., Grigoriev M.N. Late Quaternary sedimentation history of the Lena Delta // Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 119–134.

Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice complex on Bykovsky Peninsula, Northern Siberia // Polarforschung. 2002. № 70. P. 3–11.

Wetterich S., Schirrmeister L., Andreev A., Pudenz M., Plessen B., Meyer H., Kunitsky V.V. Eemian amd Late Glacial/Holocene palaeoenvironmental records from permafrost sequences at the Dmitry Laptev Strait (NE Siberia, Russia) // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2009. № 279. P. 73–95.

Winterfeld, M., Schirrmeister, L., Grigoriev, M.N., Kunitsky V.V., Andreev A., Murray A., Overduin, P.P. Coastal permafrost landscape development since the Late Pleistocene in the western Laptev Sea, Siberia // Boreas. 2011. Vol. 40. P. 697–713.

Zeeberg J.J., Lubninski D.J., Forman S.L. Holocene Relative Sea-Level History of Novaya Zemlya, Russia, and Implications fro Late Weichselian Ice-Sheet Loading // Quaternary Research. 2001. Vol. 56. P. 218–230.

ISBN 978-5-98364-056-6

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Дмитрий Юрьевич Большиянов, Александр Сергеевич Макаров
Вальдемар Шнайдер, Гюнтер Штоф

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ДЕЛЬТЫ РЕКИ ЛЕНЫ

Литературный редактор Е.В.Миненко
Оригинал-макет: А.А.Меркулов
Обложка: О.И.Панасенкова

Подписано в печать 30.11.2012.
Печать офсетная
Тираж 500 экз.

Формат 70×100 1/16
Усл. печ. л. 16,75
Заказ № 264

Отпечатано в типографии «РЕНОВА»
Издательство «РЕНОВА», 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков д.28
Тел./факс 715-04-37, e-mail: renova.print@mail.ru