

Наталья Евгеньевна Зарецкая

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ДВИНСКО-ПРИБЕЛОМОРСКОГО РЕГИОНА
В КОНЦЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

1.6.14 – геоморфология и палеогеография

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук
в виде научного доклада

Работа выполнена в лаборатории палеоархивов природной среды
отдела палеогеографии четвертичного периода Института географии РАН

Оглавление

Введение.....	5
Глава 1. Двинско-Прибеломорский регион: географическое положение и геологическое строение.....	10
Глава 2. История исследований четвертичных образований Двинско-Беломорского региона и нерешённые проблемы его палеогеографии.	15
Глава 3. Материалы и методы.	23
3.1. Материалы исследования.	23
3.2. Методы исследования.	26
3.2.1. Методы полевых исследований.	26
3.2.2. Методы аналитических исследований.	26
Глава 4. Основные полученные результаты.	30
4.1. Сводный разрез долины р. Вычегды и Верхневычегодской низменности	30
4.3.1. Вычегодский горизонт (МИС 6).....	31
4.3.2 Сулинский горизонт (МИС 5).....	32
4.3.4. Бызовской горизонт (МИС 3)	33
4.3.5. Полярный горизонт (МИС 2).....	35
4.2. Сводный разрез долины р. Северной Двины.....	38
4.2.1. Вычегодский горизонт (МИС 6).....	40
4.2.2. Сулинский горизонт (МИС 5).....	40
4.2.3. Лайский горизонт (МИС 4).....	40
4.2.4. Бызовской горизонт (МИС 3)	40
4.2.5. Полярный горизонт (МИС 2).....	41
4.3. Сводный разрез восточного Прибеломорья	45
4.3.1. Вычегодский горизонт (МИС 6).....	45
4.3.2. Сулинский горизонт (МИС 5).....	45
4.3.3. Лайский и бызовской горизонты (нерасчленённые).....	47
4.1.4. Полярный горизонт (МИС 2).....	48
Глава 5. Двинско-Прибеломорский регион в конце среднего – позднем неоплейстоцене: событийность и хронология.	53
5.1. Максимальная стадия вычегодского оледенения (МИС 6).....	53
5.2. Деградация оледенения и заложение долины Вычегды в конце МИС 6.....	53
5.3. Сулинское межледниковье (конец МИС 6 – первая половина МИС 5).	54
5.4. Сулинское-лайское (ранневалдайское) время (окончание МИС 5, и МИС 4).	57
5.5. Бызовское (средневалдайское) время (МИС 3).....	58
5.6. Полярное (поздневалдайское) время (МИС 2).	60

Глава 6. Двинско-Прибеломорский регион в контексте позднеплейстоценового развития Европейского севера и северо-востока.....	62
7. Заключение.....	68
Список использованной литературы.....	71
Список публикаций, в которых изложены основные научные результаты диссертации (2015-2024).....	80

Введение

Актуальность исследования

Соотношение оледенений, морских трансгрессий и экстрагляциальных обстановок в пространстве, оледенений и межледниковий во времени, а также полнота их записи в морских и континентальных палеоархивах являются до сих пор одной из актуальных проблем четвертичной геологии и палеогеографии. Для конца среднего, а также для позднего неоплейстоцена, в пределах которого располагается последний межледниково-ледниковый цикл (межледниковье – ледниковье – позднеледниковье), уже накоплен представительный объём знаний благодаря большей, по сравнению с более древними отрезками времени, сохранности осадочных последовательностей, и большому объёму аналитических данных. Тем не менее, для некоторых территорий Северной Евразии многие вопросы плейстоценовой событийности и хронологии остаются нерешёнными. Одной из таких территорий является Двинско-Прибеломорский регион, расположенный на северо-востоке Европы. В течение более чем 125-летней истории его изучения он являлся и продолжает являться ареной концептуальных противоречий в таких вопросах, как множественность поздненеоплейстоценовых оледенений, их границы, количество морских трансгрессий, их распространение вглубь материка и соотношение с оледенениями, а также формирование обширных подпрудных приледниковых озёр и перестройки систем стока. Поэтому изучение многочисленных доступных палеоархивов Двинско-Прибеломорского региона, в том числе – не исследованных ранее, позволяет получить большой объём качественных и аналитических данных и на новом уровне детальности реконструировать его палеогеографическую историю за последние 170 тысяч лет. Полученные результаты закрывают многочисленные "белые пятна" в наших представлениях о средне- и поздненеоплейстоценовом развитии северо-востока Европы и Северной Евразии.

Объект исследования – Двинско-Прибеломорский регион, включающий в себя бассейн р. Северной Двины с крупными притоками – Вычегдой, Вагой и Сухоной, и периферию восточной части приёмного бассейна – Белого моря. **Предмет исследования** – разноранговые палеогеографические события конца среднего и позднего неоплейстоцена, запечатленные в многочисленных осадочных последовательностях, их корреляция в пространстве и во времени. Временные рамки исследования охватывают окончание среднего неоплейстоцена (морскую изотопную стадию (МИС) 6) и поздний неоплейстоцен (последний межледниково-ледниковый цикл, МИС 5 –2).

Цель исследования – реконструкция истории природной среды и хронологической последовательности разноранговых палеогеографических событий Двинско-Прибеломорского региона в конце среднего и в позднем неоплейстоцене.

Задачи:

- Идентификация разноранговых палеогеографических событий (таких, как оледенения и формирование подпрудных приледниковых озёр, морские трансгрессии, перестройки систем стока и т.п.) в осадочных последовательностях и рельефе исследуемого региона;

- Оценка полноты палеогеографической летописи, на основании анализа изученных палеоархивов;

- Корреляция морских, прибрежных и континентальных осадочных последовательностей и событий;

- Уточнение региональной стратиграфической схемы;

- Реконструкция последовательности и взаимоотношений разноранговых событий конца среднего и позднего неоплейстоцена и комплексной палеогеографической истории Двинско-Прибеломорского региона;

- Выявление реакции отдельных компонентов Двинско-Прибеломорского региона на глобальные изменения последних 170 тысяч лет (характер и скорость отклика, интенсивность проявления, региональная специфика).

Положения, выносимые на защиту:

1. Во время максимальной стадии средненеоплейстоценового (вычегодского) оледенения (170-140 тыс. л.н.) у его юго-восточной границы в Верхневычегодской низменности формировалось подпрудное приледниковое озеро с возможным реверсивным стоком в бассейн Каспия. После деградации вычегодского оледенения ни ледники, ни подпрудные озёра в бассейн р. Вычегды не проникали.

2. На протяжении всего позднего неоплейстоцена Двинско-Прибеломорский регион развивался в экстрагляциальных условиях, за исключением максимума последнего оледенения, когда северо-запад региона был покрыт ледником.

3. Последнее (сулинское) межледниковье в Двинско-Прибеломорском регионе проявилось в виде одноактной бореальной трансгрессии Белого моря (возраст регрессивной фазы 118-104 тыс. л.н.) и накопления «тёплого» аллювия с

погребёнными торфяниками и остатками мегафауны в бассейне р. Северной Двины (120-102 тыс. л.н.).

4. В позднесулинско-лайское (ранневалдайское) время (вторая половина МИС 5 – МИС 4) в регионе сохранялись морские и аллювиальные обстановки. Мезенская трансгрессия, реконструированная для рубежа МИС 4 / МИС 3, проявилась во всём восточном Прибеломорье.

5. Во время бызовского (средневалдайского) интерстадиала зафиксировано не менее 12 эпизодов потеплений и похолоданий, которые могли быть откликом на глобальные резкие климатические колебания во время МИС 3. Следы ранее реконструированного оледенения в начале МИС 3 в нижнем течении р. Северной Двины и в Белом море, а также приледникового Беломорского озера в регионе не установлены.

6. Подпрудные приледниковые озёра юго-восточного сектора последнего Скандинавского (МИС 2) оледенения имели ограниченное распространение, формировались внутри речных долин рек Северной Двины и Ваги в приледниковых прогибах в период 20-15.5 тыс. л.н. и не приводили к перестройкам систем стока на севере Восточно-Европейской равнины.

7. Отложения в пределах бассейна р. Северной Двины, ранее выделявшиеся как озёрно-ледниковые осадки, имеют эоловый генезис, сформировались в период 17-10 тыс. л.н., и значительно надстроили рельеф речных долин региона во время транзитного климатического периода – позднеледниковья.

Научная новизна результатов исследования:

- Впервые для крупного региона Европейского северо-востока получены новые представительные серии эмпирических, аналитических и геохронометрических данных, позволяющих определить возраст и последовательность основных палеогеографических событий позднего неоплейстоцена;

- установлено, что подпрудное приледниковое озеро с реверсивным стоком в бассейн Каспия формировалось в долине р. Вычегды не позднее конца среднего неоплейстоцена;

- впервые получены численные данные о возрасте бореальной трансгрессии в восточном Прибеломорье, уточнена стратиграфическая позиция её отложений;

- получены новые хронометрические данные и уточнено распространение отложений мезенской трансгрессии (МИС 4) на Зимнем и Терском берегах Белого моря;

- уточнены позиция юго-восточной и восточной границы последнего Скандинавского оледенения и возраст его максимальной стадии;

- на основе новых литостратиграфических и геохронометрических данных установлены область и время распространения подпрудных приледниковых озёр в бассейне р. Северной Двины;

- впервые проведена классификация и сделана оценка возраста континентальных эоловых отложений и рельефа конца позднего неоплейстоцена в Двинско-Прибеломорском регионе;

- таким образом, впервые для территории северо-востока Европы реконструировано развитие системы «водосбор - конечный бассейн» в конце среднего и позднем неоплейстоцене.

Теоретическая и практическая значимость результатов

Результаты исследования представляют собой реконструкции изменений природной среды в прошлом, основанные на большом объёме новых данных. Реконструкции проведены с высокой степенью детальности, особенно на рубежах ледниковой и межледниковой, и актуальны в условиях нестабильности современного климата и изменения ландшафтов, происходящих в настоящее время, особенно на побережье Российской Арктики и Субарктики. Кроме того, уточнены границы максимальных стадий средне- и позднеоплейстоценовых оледенений с центром в Фенноскандии, хроностратиграфические позиции горизонтов и генезис формирующих их отложений. Установлено, что оценки объёма подпрудных приледниковых явлений и степень их влияния на системы стока Восточно-Европейской равнины ранее были сильно завышены. Наоборот, роль эоловых процессов в формировании ландшафтов во время ледниковых терминаций и последующих переходов к межледниковьям недооценивалась; результаты проведённых исследований позволили оценить характер распространения эоловых отложений и крупных форм рельефа и установить их возраст.

С практической точки зрения, результаты исследования могут быть использованы для актуализации и детализации стратиграфической схемы позднего неоплейстоцена северо-востока Европы, что, в свою очередь, может быть использовано при составлении карт четвертичных отложений последующих поколений и поиске нерудных полезных ископаемых. Также результаты работы могут быть включены в учебные пособия по четвертичной геологии, палеогеографии и геоморфологии Европейского севера и северо-востока, и использованы национальными парками (такими, как Валдайский, Русский Север, Кенозерский и Онежское Поморье) для экопросвещения.

Апробация результатов исследования: полученные результаты были представлены автором лично в виде докладов на Всероссийских и международных конференциях (указано за последние 10 лет).

Международные конференции: INQUA (2019, 2023), INQUA-SEQS focus group (2016, 2018, 2019, 2021, 2023), INQUA-Peribaltic working group (2012, 2013, 2014, 2017, 2018, 2019), Palaeolimnology of Northern Eurasia (2014, 2018, 2022, 2024), Past Gateways (2021), Международная Конференция (школа) про морской геологии (2011, 2013, 2015, 2017, 2019, 2021), MARESEDU – морские исследования и образование (2023; 2024), и другие.

Всероссийские конференции: Всероссийское четвертичное совещание (до 2017 года включительно), Марковские чтения: актуальные вопросы палеогеографии плейстоцена и голоцена (2020), Пути эволюционной географии (2016; 2021), «Поздне- и постгляциальная история Белого моря: геология, тектоника, седиментационные обстановки, хронология» (2018; 2021), Морские и озёрные бассейны восточной периферии Балтийского щита в четвертичное время (2024), Геосистемы северо-восточной Азии (2024), Рельеф и четвертичные отложения Арктики, Субарктики и северо-запада России (2019; 2020; 2021; 2022; 2023; 2024) и другие.

Результаты исследований опубликованы в более чем 90 статьях в рецензируемых изданиях, в том числе - 57 статей за последние 10 лет.

Список, аннотации, полные тексты публикаций и DOI можно найти на персональных страницах автора в системах научной информации ИСТИНА и ResearchGate. Также список приведён в конце данного манускрипта.

Декларация личного участия автора: автором при сборе информации для исследования были поставлены научные задачи, которые были реализованы, в том числе, в качестве руководителя грантов РФФИ (2017, 2020) и основного исполнителя проектов РНФ (2017-2021, 2022-2024 (всего 3 проекта)). В рамках выполнения проектов автором были самостоятельно организованы более 10 экспедиций, и также автор приняла участие в экспедициях других организаторов в качестве приглашенного участника. Кроме того, автором был самостоятельно выполнен отбор и радиоуглеродное датирование всех образцов, использованных в исследовании.

Благодарности. Становлением в профессии автор обязана своему Учителю, Леопольду Дмитриевичу Сулержицкому. Знакомство автора с рекой Вычегдой стало возможным благодаря приглашению археологов В.Н. Карманова (с которым автор продолжает плодотворное сотрудничество с 2000 года по сей день) и А.В. Волокитина (ИЯЛИ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар). Исследования на Белом море были начаты

благодаря приглашению А.Е. Беличенко (ПомГУ, г. Архангельск), и, позднее, В.В. Колька, чью память автор глубоко чтит.

Многолетние совместные работы с А.В. Паниным, Д.В. Барановым, А.О. Уткиной и Н.В. Карпухиной заложили основы данного исследования и способствовали их проведению с неиссякаемым интересом и удовольствием. Автор глубоко признательна Н.В. Карпухиной и Д.В. Баранову за выполнение многочисленных картографических иллюстраций для совместных публикаций, а последнему также за многолетнюю поддержку и позитивный настрой во всех многочисленных совместных экспедициях. Всем дорогим коллегам по лаборатории палеоархивов природной среды ИГ РАН – Е.А. Константинову, А.И. Рудинской, К.Г. Филипповой, А.Л. Захарову, Р.С. Шухвостову и всем остальным – отдельное спасибо за прекрасное профессиональное общение.

Автор глубоко благодарна А.Е. Рыбалко и Т.Ю. Репкиной, вместе с которыми происходило изучение тайн берегов и глубин Белого моря. Большой объём научных результатов по палеоархивам побережья Белого моря был получен вместе с коллегами из Геологического института Кольского НЦ РАН (А.В. Вашковым и О.П. Корсаковой) и РПГУ им. Герцена (Д.А. Субетто, Ю.А. Кублицким и П.А. Леонтьевым).

Автор глубоко признательна коллегам – специалистам в области радиоуглеродного анализа, вместе с которыми была проделана большая работа по датированию погребённых органогенных отложений – М.М. Певзнер и Р.И. Нечушкину (ГИН РАН) и Э.П. Зазовской и А.В. Долгих (ИГ РАН). Работа была бы невозможна без помощи специалистов, выполнявших аналитические исследования – Е.А. Талденковой (МГУ), Я.С. Овсепяна и А.Н. Симаковой (ГИН РАН), С.С. Трофимовой и Е.Г. Лаптевой (ИЭРиЖ УрО РАН), О.С. Руденко (ОрГУ).

Автор благодарна Г.А. Данукаловой за совместную работу в комиссии INQUA по Европейской четвертичной стратиграфии, и В.И. Астахову за плодотворное общение.

Многолетние исследования были бы невозможны без финансовой поддержки Российского Фонда Фундаментальных Исследований и Российского Научного Фонда.

На последних этапах исследование проводилось в рамках проекта Минобрнауки РФ (Соглашение № 075-15-2024-554 от 24.04.2024).

Глава 1. Двинско-Прибеломорский регион: географическое положение и геологическое строение

Двинско-Прибеломорский регион охватывает бассейн реки Северной Двины вместе с её крупнейшими притоками – Вычегдой, Вагой и Сухоной, и побережье восточной части приёмного водоёма – Белого моря. Нашими исследованиями были охвачены ключевые

участки: долины рек Вычегды и Ваги от верхнего течения до впадения в р. Северную Двину, долина р. Сухоны в среднем течении, долина р. Северной Двины от устья р. Вычегды до устья р. Ваги, и Зимний, Абрамовский и частично Терский берега Белого моря (Рис. 1).



Рисунок 1. Орография северной половины Восточно-Европейской равнины (по Доскач, Мещеряков, 1974; Атлас ..., 1969). Сплошная коричневая линия – граница максимального среднеплейстоценового оледенения по (Astakhov et al., 2016). Чёрным пунктиром оконтурен Двинско-Прибеломорский регион, красной линией оконтурены основные ключевые участки. Цифрами обозначены: *возвышенности и горы*: 1 – Чунатундра, 2 – Хибины, 3 – Ловозёрские тундры; 4 – Канин камень, 5 – Тобышская, 6 – Онего-Двинская, 7 – Четлаский Камень, 8 – Олонецкая, 9 – Андомская, 10 – Няндомская, 11 – Верхневажская, 12 – Жежим-парма, 13 – Немская, 14 – Полудов кряж, 15 – Ижорская, 16 – Андогская гряда,

17 – Вологодская, 18 – Даниловская, 19 – Галичско-Чухломская, 20 – Ханья, 21 – Судомская, 22 – Овнищенская, 23 – Бежецкий Верх, 24 – Угличская, 25 – Бежаницкая, 26 – Городокская, 27 – Клинско-Дмитровская гряда, 28 – Елабужская;

низменности: 29 – Водлинская, 30 – Воже-Лачинская, 31 – Присухонская, 32 – Молого-Шекснинская, 33 – Верхне- и Среднемоложская, 34 – Верхневолжская, 35 – Ярославско-Костромская, 36 – Верхневыхегодская, 37 – Камско-Кельтминская; *Белое море*: 38 – Кандалакшский залив, 39 – Онежский залив, 40 – Двинский залив, 41 – Мезенский залив, 42 – пролив Горло.

Чёрной пунктирной линией оконтурен Двинско-Прибеломорский регион, красной сплошной – основные ключевые участки.

Река Вычегда, начинаясь на конечно-моренной возвышенности Жежим-Парма (отроги Тиманского кряжа), течёт в западном направлении до слияния с Малой Северной Двиной (Рис. 1). Длина Вычегды – 933 км, площадь бассейна – 121000 км² (Русловые..., 2012), ширина долины достигает максимальных значений 35-50 км в низовьях (Sidorchuk et al., 2001). Река Сухона вытекает из оз. Кубенского и течёт с запада на восток: её длина 558 км, максимальной ширины долина достигает в верхнем течении и превышает 2000 м (Русловые..., 2012). Река Вага течёт с юга на север, вытекая из болота на Важско-Сухонском водоразделе: её длина 352 км (Русловые..., 2012), ширина долины максимальна в приустьевой части (более 30 км). Северная Двина (после слияния Вычегды с Малой Северной Двиной) имеет длину 609 км и площадь бассейна 357000 км² (Русловые..., 2012), максимальной ширины (~40 км) долина достигает в районе Толоконных гор. Рельеф бассейна р. Северной Двины представляет собой чередование невысоких возвышенных равнин (Сухонско-Двинской и Двинско-Мезенской) с вытянутыми вдоль рек низменностями (Присухонской, Вычегодской и Северодвинской) (Рис. 1), формируя слабоволнистую равнину с абсолютными высотами 140-220 м, в основании которой – песчаники, мергели и аргиллиты триаса и перми (Семёнова и др., 2016). В тектоническом отношении долины рек Вычегда и Северная Двина расположены в Мезенской синеклизе (Балуев и др., 2017), что обусловило длительное накопление мощной (до 200 м) толщи четвертичных отложений (Zaretskaya et al., 2020). По этой же причине мы будем далее пользоваться термином «Вычегодско-Северодвинская флювиальная система».

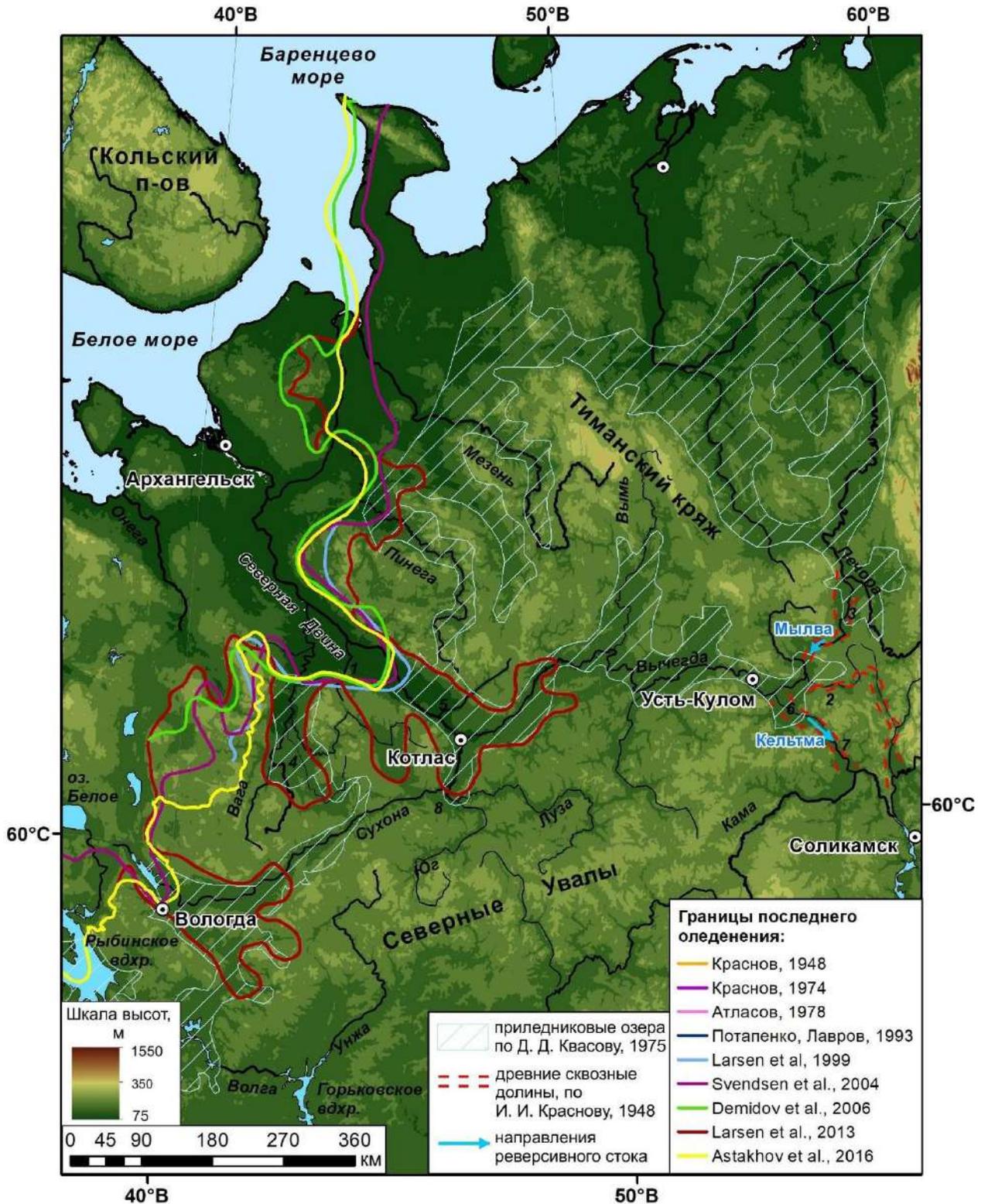


Рисунок 2. Реконструкции границ последнего (МИС 2) оледенения Двинско-Беломорского региона, по данным разных авторов (Zaretskaya et al., 2018).

Приёмный бассейн р. Северной Двины – Белое море – представляет собой внутренний шельфовый бассейн, расположенный в области сочленения двух крупнейших геоструктур Восточно-Европейской платформы – тектонически активной северо-восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита (северо-западное Беломорье) и более

стабильной северо-западной части Русской плиты (юго-восточное Беломорье) (Балуев и др., 2017; Рыбалко и др., 2017). В пределы Белого моря продолжается Мезенская синеклиза (Никифоров и др., 2017). Морфоструктура Белого моря определяет конфигурацию его береговой линии (Балуев и др., 2017): на северо-западе глубокий и узкий Кандалакшский залив разделяет Карельский берег и Кольский полуостров, на юго-востоке – Онежский, Двинский и Мезенский мелководные заливы разделены Онежским полуостровом и Беломорско-Кулойским плато (Рис. 1). Пролив Горло отделяет Белое море от Воронки и далее Баренцева моря. Каждый берег здесь имеет своё собственное название (Рис. 2).

Рельеф побережья Белого моря представляет собой, в основном, пологоволнистую равнину, с высотами от 200 до 0 м, понижающуюся в направлении к морю. Выходы коренных пород докембрийского возраста характерны для побережья северо-западного Беломорья; четвертичные отложения там приурочены к долинам рек, впадающих в Белое море, или к небольшим участкам аккумулятивных приморских равнин (Корсакова, 2022; Репкина и др., 2024). Юго-восточное побережье, в частности, периферия Беломорско-Кулойского плато, наоборот, сложено преимущественно четверичными отложениями, мощность которых достигает 200 м (Зарецкая и др., 2022б), что и определило выбор этой территории в качестве одного из ключевых участков для исследования. Выходы коренных пород наблюдаются только в районе Зимних гор (вендские песчаники и аргиллиты) и Беломорских гор (пермские известняки и доломиты) (Станковский и др., 1977). Как на дне Белого моря (особенно в проливе Горло), так и на его юго-восточном побережье хорошо выражены моренные гряды последнего оледенения, мощность которых в Горле достигает 60 м (в среднем – около 20) (Рыбалко и др., 2017; Репкина, Зарецкая и др., 2018).

Таким образом, Двинско-Прибеломорский регион является частью единой флювиально-морской системы, звенья которой связаны между собой и могли взаимно влиять друг на друга в четвертичное время. Кроме того, регион занимает обширную территорию в пределах Европейского северо-востока, являясь ключевым для решения многих дискуссионных вопросов палеогеографии среднего и позднего неоплейстоцена Европейской Арктики и Субарктики. Это, с одной стороны, обусловило его изучение разными исследовательскими группами в XX – XXI веках, с другой – к разнообразию противоречивых концепций палеогеографического развития территории.

Глава 2. История исследований четвертичных образований Двинско-Беломорского региона и нерешённые проблемы его палеогеографии.

История развития Двинско-Прибеломорского региона в позднем неоплейстоцене периодически являлась предметом противоречивых дискуссий и научных спекуляций. Так часто, как здесь, и так разнообразно, нигде не менялись концепции развития территории в позднечетвертичное время.

Первую реконструкцию четвертичной истории Двинско-Прибеломорского региона предложил К. А. Воллосович (Воллосович, 1900), который в долине р. Северной Двины выделил два горизонта ледниковых отложений - нижнюю и верхнюю морены, отвечающие двум большим оледенениям. Между ними он описал горизонт слоистых песчанистых глин с разнообразной фауной морских моллюсков, который был им идентифицирован как отложения межледниковой морской трансгрессии. Впоследствии М.А. Лаврова выделила два горизонта морских отложений и соответствующие им две фазы межледниковой трансгрессии – океаническую бореальную (нижний комплекс морских отложений) и относительно невысокую беломорскую (верхний комплекс) (Лаврова, 1937). И.И. Красновым (Краснов, 1948) на основании данных геологической съёмки конца 1930-х годов была обоснована концепция о древности речных долин рек Северной Двины и Вычегды, существовании переуглублённых сквозных долин на Вычегодско-Камско-Печорском водоразделе, а также выдвинута гипотеза об образовании в них подпрудных приледниковых водоемов во время четвертичных оледенений и формирования реверсивного стока в бассейн Каспия через Кельтменский спиллвей (Рис. 2), в том числе и во время максимума последнего оледенения.

Эта концепция была развита Д.Д. Квасовым (1975): опираясь на данные И.И. Краснова о границе последнего оледенения (Краснов, 1948; 1971), он предположил существование крупных подпрудных приледниковых озёр в бассейне р. Северной Двины – Важского, Котласского и Сухонского; уровень первых двух превышал 150 и 130 м н.у.м. соответственно, что могло быть причиной их реверсивного стока в бассейн Сухоны и Камы – Каспия (Квасов, 1975). Осадки этих приледниковых озёр не были документированы (Zaretskaya et al., 2018). Долину р. Сухоны в позднем неоплейстоцене занимали две отдельные реки – Восточная и Западная Сухоны (Государственная..., 1989). Исток Восточной Сухоны, по-видимому, был в верховьях р. Уфтюги, а западнее пролегал местный водораздел, являвшийся в то время частью Главного водораздела Русской равнины. Западная Сухона текла на запад, «в противоход» современной, и впадала в Сухонское озеро – остаточный водоём, сформировавшийся в позднемосковское время (Государственная..., 1989). В ходе наступания поздневалдайского ледника, в результате подпора уровень озера

повышался до 125 м н.у.м., и долина Сухоны заполнялась озёрно-аллювиальными осадками (Государственная..., 1989), или до 145 м н.у.м., и тогда Сухонское озеро сообщалось с Костромским и входило в Верхневолжскую систему приледниковых озёр (Квасов, 1975). В послеледниковое время произошла деградация озера, понижение базиса эрозии и врезание рек, вследствие чего произошёл перехват Западной Сухоны Восточной, и установился современный сток (Государственная..., 1989). Реликтом Сухонского водоёма является Кубенское озеро (Квасов, 1975). С тех пор представления о Сухонском озере не пересматривались; исключение составляет работа по реконструкции конфигурации приледниковых озёр по юго-восточной периферии последнего оледенения, выполненной на основе использования ЦМР (Анисимов и др., 2016), без верификации геологическими данными.

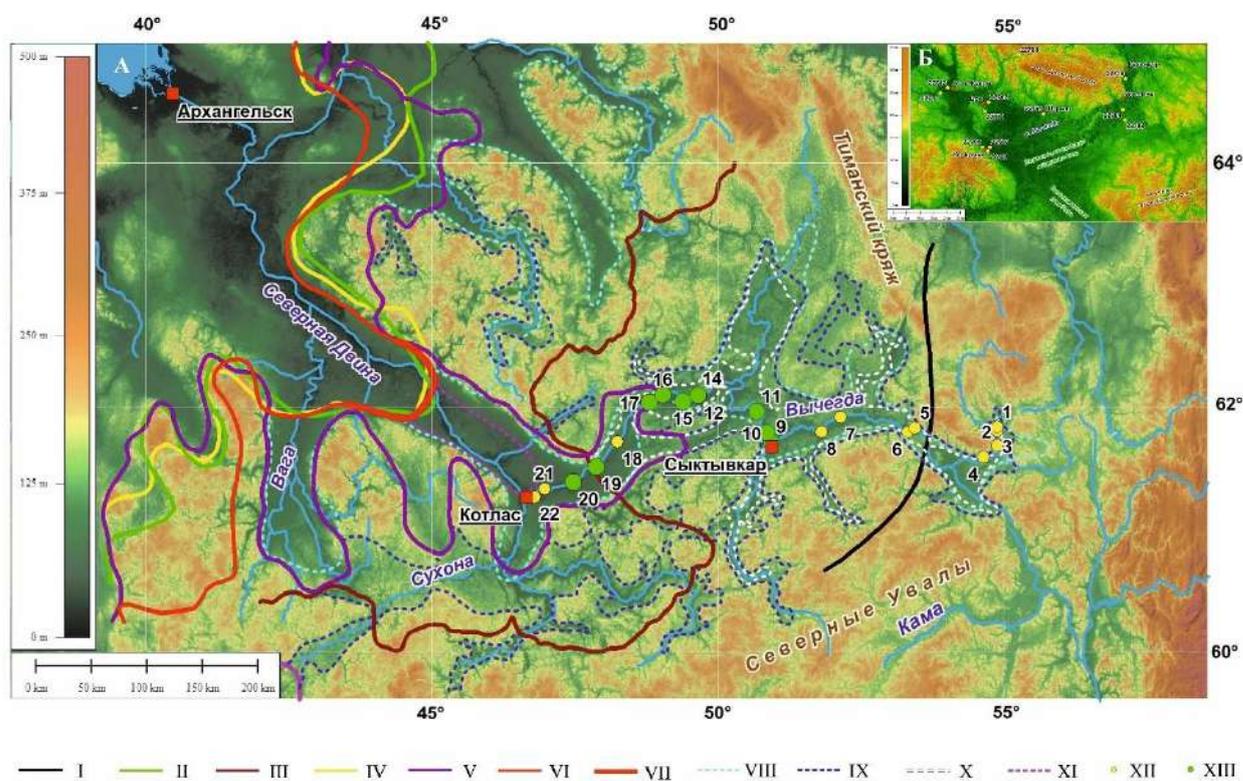


Рисунок 3. Карта фактического материала долины р. Вычегды (А) и Верхневычегодской низменности (Б) (Zaretskaya et al., 2020; Баранов и др., 2022; Zaretskaya et al., 2024b; Panin, Zaretskaya et al., in press). Цифровая модель местности FABDEM V1-2 (Neal, Hawker, 2023). Границы последнего оледенения по: I – Краснов, 1971; II – Svendsen et al., 2004; III – Лавров, Потапенко, 2005; IV – Demidov et al., 2006; V – Larsen et al., 2014; VI – Astaknov et al., 2016; VII – Zaretskaya et al., 2014b.

Границы подпружных приледниковых озёр: VIII – Квасов, 1975; IX – Лавров, Потапенко, 2005; X – Larsen et al., 2014; XI – Zaretskaya et al., 2024b.

Изученные разрезы: 1 – Усть-Тимшер, 2 – Мыёлдино, 3 – Курьядор, 4 – Парч, 5 – Озьяг, 6 – Озьяг 2 и 3, 7 – Нёбдино, 8 – Биостанция, 9 – Седкыркеш, 10 – Белоборск, 11 – Кэччояг, 12 – Гам 08, 13 – Гам 09, 14 – Гам, 15 – Межег, 16 – Яреньга, 17 – Шэрдынь, 18 – Якимовская, 19 – Кивер, 20 – Харитоново, 21 – Гусиха, 22 – Байка. 22706 – номера скважин.

Исследования плейстоценовых отложений на территории Двинско-Прибеломорского региона получили развитие во второй половине 20-го века, во время проведения масштабной геологической съёмки и реализации международной программы геологической корреляции (Плешивцева, Гриб, 1961; Девятова, Лосева, 1964; Девятова, 1982 и мн. др.). Существенный вклад в установление позиции границы последнего оледенения в долинах рек Северной Двины и Ваги и на Двинско-Важском междуречье внесла геологическая съёмка с привлечением аэрометодов (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979). По краевым ледниковым образованиям были выделены две лопасти максимальной стадии оледенения (Рис. 2, 3) – онегорецкая и северодвинская, а также граница вепсовской стадии деградации. Кроме того, по данным петрографического анализа валунных проб и составу мелкозёма морен были чётко разделены валунные суглинки московского и валдайского горизонтов (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979).

В результате изучения наиболее информативных разрезов в бассейнах рек Мезени, Онеги и Северной Двины, а также выполнения спорово-пыльцевого, диатомового и фораминиферового анализов была разработана региональная стратиграфическая шкала конца среднего и позднего плейстоцена (Девятова, 1982): московский горизонт (нижняя морена) перекрыт микулинским межледниковым горизонтом; валдайский надгоризонт состоит из пяти подгоризонтов, из которых три – ранневалдайские (в том числе, отложения беломорской трансгрессии), средневалдайский с 4-мя климатическими ритмами, и поздневалдайский, соответствующий началу последнего оледенения, его максимальной стадии и затем деградации. Кроме того, для средневалдайского времени в регионе реконструировались условия, близкие к межледниковым (Арсланов, 1992). Обращает на себя внимание, что ряд исследователей (Плешивцева, Гриб, 1961; Девятова, Лосева, 1964) отказались от концепции более холодной и менее высокой беломорской трансгрессии, а в работе (Девятова, 1982) к ней снова вернулись. По данным геологической съёмки 1974-1980 годов (Кулойская партия), для юго-восточного Прибеломорья (запад Архангельской области) была составлена стратиграфическая схема верхнего плейстоцена, где, наряду с поздневалдайским оледенением (2 стадии) было выделено и ранневалдайское (Копылова, 1980). Следует отметить, что проблема проникновения ранневалдайского/калининского оледенения на данную территорию возникала периодически начиная с середины XX века, и остаётся дискуссионной до сих пор (Zaretskaya et al., 2022b).

В начале XXI века существенный вклад в развитие концепций палеогеографической истории позднего неоплейстоцена Двинско-Прибеломорского региона внесли исследователи ВАГТ (Лавров, Потапенко, 2005; 2012): в результате применения кинестратиграфического метода и дистанционного зондирования они предложили

передвинуть юго-восточную границу последнего оледенения в низовья р. Вычегды (Рис. 2, 3), а в долине реки выделили две террасы – озьягскую и гамскую. Озьягская терраса (третья терраса Вычегды, высота бровки 110-115 м абс., тыловых швов – 130-135 м абс.) формировалась в ранне-средневалдайское время как терраса подпрудного приледникового водоёма с реверсивным стоком на юг; гамская терраса (вторая терраса Вычегды, высоты бровки 55-70 м абс., тыловых швов – 100-110 м абс.) формировалась в результате подпруживания стока Вычегды ледником в конце поздневалдайского времени. Все эти концепции нашли отражение и в карте четвертичных образований северо-востока Европы (Лавров, Потапенко, 2005).

Основная проблема всех концепций палеогеографического развития северо-востока Европы в плейстоцене к концу XX века состояла в отсутствии убедительного хронологического, а иногда и фактологического, обоснования. В 1990х – начале 2000х годов, во время реализации больших международных проектов QUEEN и PECHORA, были проведены масштабные работы по изучению плейстоцена Северной Евразии, включавшие исследования уже известных и новых разрезов на современном уровне, в том числе, с использованием ОСЛ-датирования минеральных и уран-ториевого датирования органогенных осадков. Были проведены реконструкции средне- и позднеоплейстоценовых оледенений, в большой степени уточнены (хоть и не везде) их границы (Svendsen et al., 2004), а также детализированы данные по бореальной трансгрессии, основываясь на палиностратиграфии (Funder et al., 2002; Grosfjeld et al., 2006) или данных микрофаунистического анализа с единичными термолюминесцентными датами (Соболев, 2008). Тем не менее, анализ опубликованных с начала 2000-х годов данных позволяет вычлнить несколько противоречивых концепций развития территории северо-востока Европы (куда входит и Двинско-Прибеломорский регион) в первой половине позднего неоплейстоцена. Так, например, некоторые исследователи вернулись к тому, что после окончания бореальной трансгрессии арктический бассейн испытал более холодную и менее высокую беломорскую трансгрессию, которой в разрезах юга Кольского полуострова соответствуют так называемые стрельнинские слои (Евзеров, 2007; Korsakova, 2019; Корсакова, 2022). По мнению участников европейской корреляционной программы QUEEN, после окончания межледниковой бореальной трансгрессии крайний северо-восток Европы перекрывался ледником с центром в Карском море около 100-90 тыс. лет назад (Kjaer et al., 2003; Svendsen et al., 2004; Демидов и др., 2007; Демидов, 2010) (Рис. 4). При этом ледник блокировал Горло Белого моря, и в его бассейне и нижнем течении впадающих рек могло формироваться приледниковое озеро. Однако на гляциоморфологической карте России (Astakhov et al., 2016) граница ранневалдайского оледенения протянута из

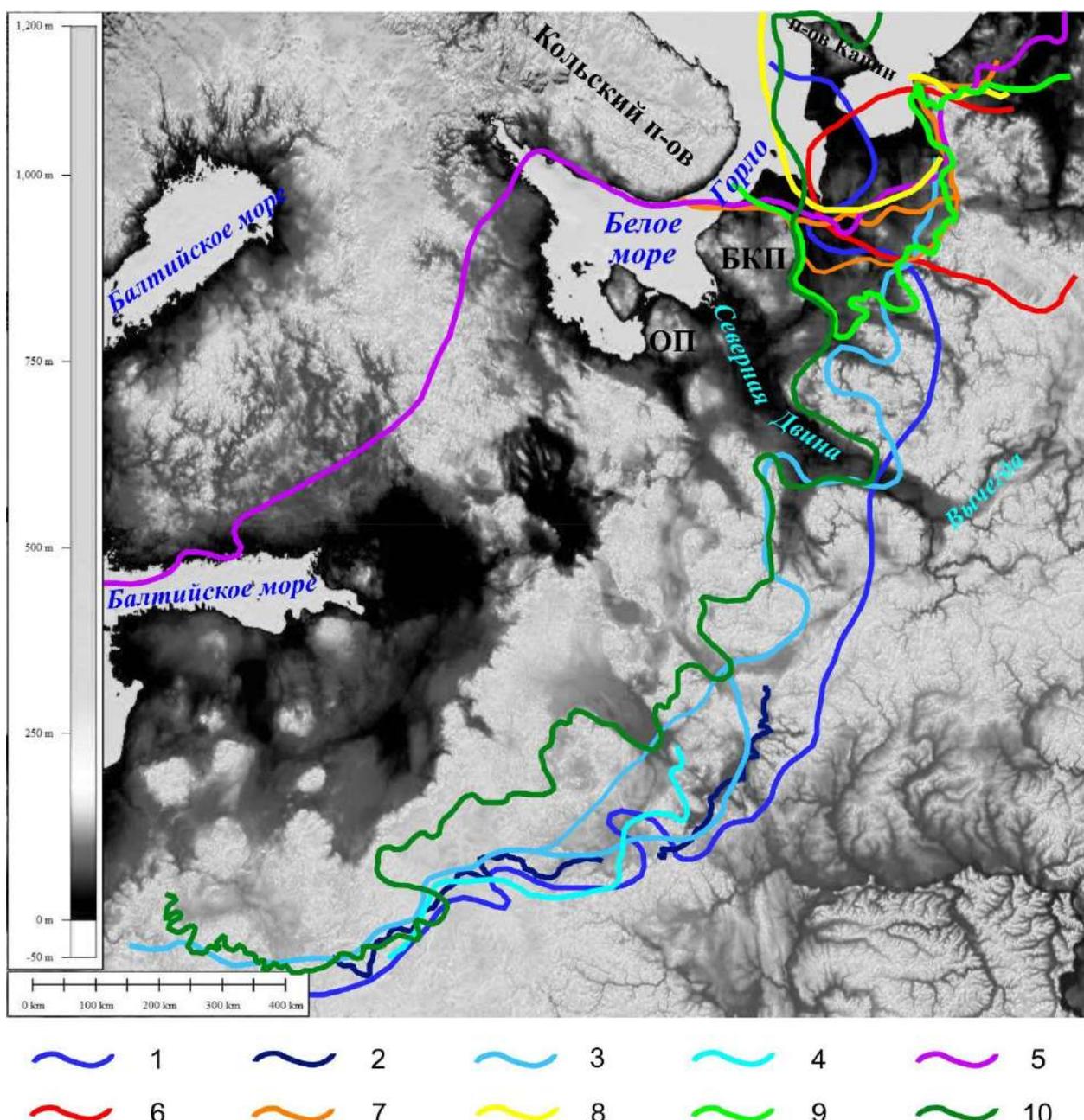


Рисунок 4. Границы ранневалдайских оледенений, по данным разных авторов (Зарецкая и др., 2021): 1 – Москвитин, 1950; 2 – Бреслав, 1971; 3 — Заррина, 1991; 5 — Svendsen et al., 2004; 6 — 75-70 т.л., Larsen et al., 2006; 7 — 70-65 т.л., Larsen et al., 2006; 8 — 55-45 т.л., Larsen et al., 2006; 9 — Astakhov et al., 2016, ранний валдай; 10 — Astakhov et al., 2016, поздний валдай. БКП – Беломорско-Кулойское плато; ОП – Онежский полуостров.

Печорской низменности, где она соответствует так называемой харбейской стадии и имеет возраст 90–80 тыс.л.н., продолжена через Беломорско-Кулойское плато, и далее обрывается (Рис. 4, 5). По данным другой группы исследователей (Molodkov, 2020; Molodkov, Volikhovskaya, 2022) на северо-востоке Европы в течение всей МИС 5 господствовали межледниковые условия, с трендом на похолодание к её финалу. Было установлено, что в раннем валдае блокировался северный сток р. Печоры, и формировалось подпрудное

приледниковое озеро Коми, осадки которого широко распространены в бассейне р. Печора, хорошо документированы и датированы (Mangerud et al., 2004; Astakhov, 2024).

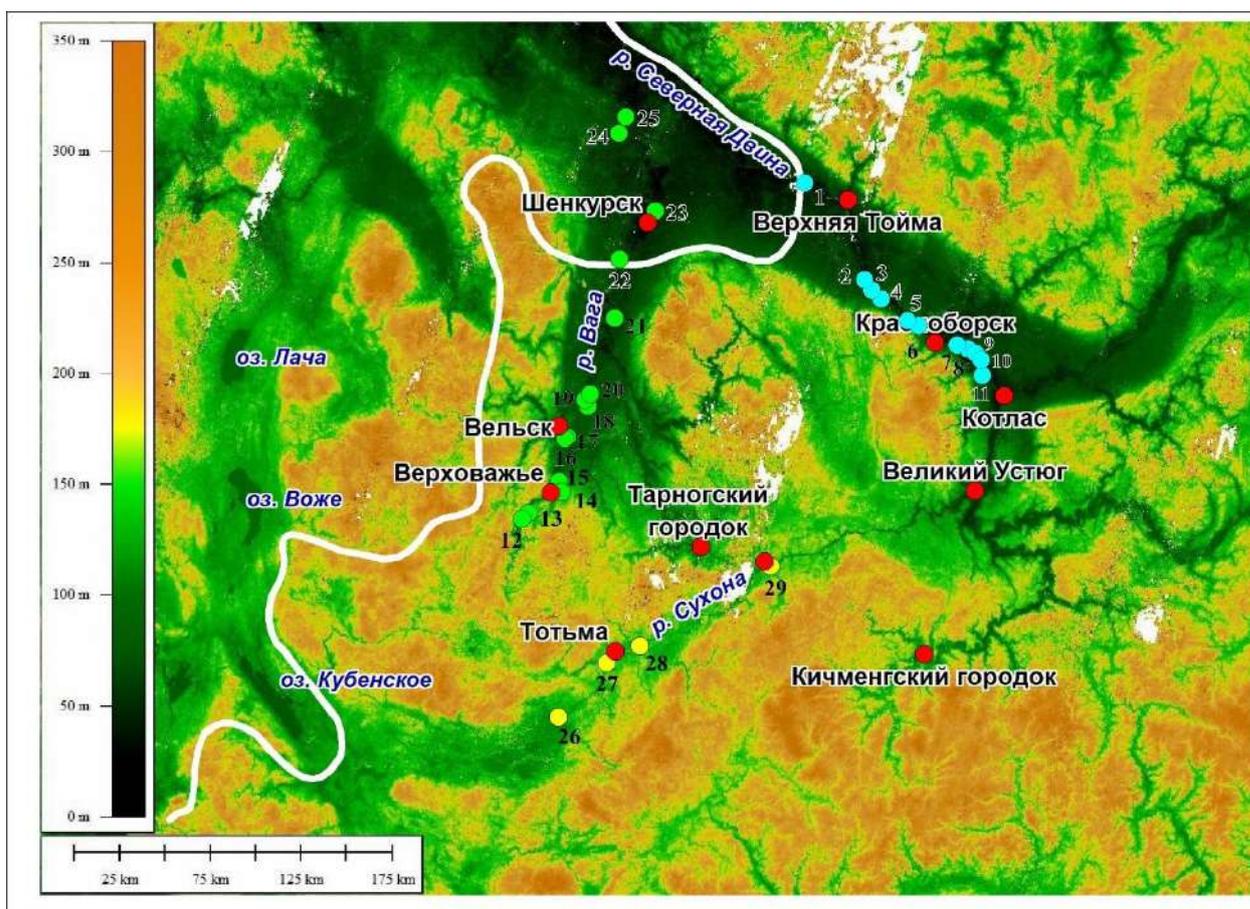


Рисунок 5. Карта фактического материала, собранного в долинах рек Северной Двины, Ваги и Сухоны (Зарецкая и др., 2020). Голубые пунсоны – разрезы в долине р. Северной Двины: 1 – граница ПЛМ; 2 – Терминация; 3 – Нижняя Толоконка; 4 – Толоконка; 5 – Пермогорье; 6 – Прилукская; 7 – Усть-Канза; 8 – Филичаевская 4; 9 – Филичаевская 1; 10 – Филичаевская 2; 11 – Вонгода. Зелёные пунсоны – разрезы в долине р. Ваги: 12 – Краевые; 13 – Мост; 14 – Шенкурск; 15 – Усть-Паденьга; 16 – Колешка-2; 17 – Тырвица; 18 – Петухово; 19 – Важская запань; 20 – Вельск (карьер); 21 – Вельский; 22 – Пограничный; 23 – Карьер Терменьга; 24 – Филинская; 25 – Сметанино; 26 – Карьер. Жёлтые пунсоны – разрезы в долине р. Сухоны: 26 – Толшма; 27 – Царева; 28 – Старая Тотьма; 29 – Городишна. Граница последнего оледенения показана по (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979; Astakhov et al., 2016).

Кроме того, для конца раннего валдая было предложено (Kjaer et al., 2003; Larsen et al., 2006; Демидов и др., 2007) и почти сразу опровергнуто (Henriksen et al., 2008) оледенение с центром на Тиманском кряже возрастом 75-70 т.л. (Рис. 4). В Карско-Баренцевоморском регионе предполагалось оледенение с близким возрастом в 70-65 тыс. л.н. (Рис. 5), за которым ~60 тыс. л.н. последовала мезенская трансгрессия (Jensen et al., 2006). Ещё одна реконструкция оледенения на рубеже раннего и среднего валдая и формирования обширного подпрудного приледникового Беломорского озера в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе была предложена в работе (Lyså et al.,

2011): оледенение возрастом 65-57 т.л. перекрывало низовья Северной Двины, уровень приледникового озера был на высотах 115-92 м абс., а объём был сопоставим с объёмом оз. Агассис в Северной Америке. Эти построения базировались на данных из двух разрезов – в верховьях р. Вычегды и в долине р. Северной Двины (Lyså et al., 2011), в то время как по данным Андреевой и др. (2015), на территории Европейского северо-востока в раннем валдае господствовали холодные безлёдные обстановки, а в среднем валдае – межстадиальные.

Однако наиболее острая дискуссия развернулась при реконструкции истории развития Двинско-Прибеломорского региона во время максимума последнего оледенения, и касалась его границ и сопровождающих явлений.

Юго-восточная граница поздневалдайского (~20 тыс. л.н.) оледенения, предложенная в результате проекта QUEEN (Svendsen et al., 2004), примерно повторяет конфигурацию границы, отрисованной после проведения геолого-съёмочных работ 1970-х годов (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979) (Рис. 2). В более поздней реконструкции (Demidov et al., 2006) граница оледенения была перемещена примерно на 120 км к северо-западу (Рис. 2), и предложена реконструкция приледникового озера, формировавшегося в максимум последнего оледенения с уровнем воды, превышавшем 130 м абс., что должно было привести к перестройке системы стока и сбросу озёрных вод в бассейн Каспия через Кельтменский спиллвей (Рис. 2). Поскольку описания отложений озера не приводились, эти реконструкции повторяли высказанные ранее идеи (Квасов, 1975).

Принципиально новая реконструкция юго-восточной границы последнего оледенения в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе была сделана во второй декаде XXI века, на основе гляциоморфологических данных, полученных в результате анализа космических снимков (Fredin et al., 2012) и представлений о присутствии конечно-моренных образований последнего оледенения в долине р. Вычегды (Larsen et al., 2014). Согласно новой концепции, несколько длинных «языков» ледника продвигались далеко вверх по течению рек Ваги, Кодимы, Северной Двины, Выми и Вычегды (Рис. 2, 3) в период 18-16 тыс. л.н. (Lyså et al., 2011; 2014; Larsen et al., 2014). Это привело к формированию в притоках Северной Двины и Ваги системы крупных приледниковых озёр, сообщавшихся с соседними приледниковыми озёрами и имевшей реверсивный сток через Кельтменский спиллвей (132 м абс.) в бассейн Камы и Каспия (Рис. 2) (Larsen et al., 2014). Эта концепция была поддержана и рядом отечественных исследователей (Назаров и др., 2015).

Таким образом, разнообразие противоречивых концепций развития в конце среднего и позднем неоплейстоцене как Двинско-Прибеломорского региона, так и северо-востока

Европы в целом, мотивировало нас в проведении исследований, направленных на разрешение этих противоречий:

- когда началась бореальная трансгрессия в Белом море, как долго она длилась?
- была ли беломорская трансгрессия отдельным событием, или это регрессивная фаза бореальной трансгрессии?
- что происходило в регионе в раннем валдае: были ли здесь оледенения, если да – то сколько, перекрывали ли они северный сток? Если нет – каковы были обстановки осадконакопления в то время?
- каковы были обстановки в среднем валдае – межстадиальные или межледниковые?
- до каких пределов простиралось последнее оледенение в долинах рек бассейна р. Северной Двины, каких масштабов достигали подпрудные приледниковые озёра? Когда произошёл их спуск, и что было потом? Если их размеры были не столь значительны, на каком основании были сделаны ранее предложенные реконструкции обширного приледникового озера в долине р. Вычегды и Ваги во время последнего ледникового максимума?

В решении этих вопросов, помимо собранных материалов по ключевым участкам Двинско-Прибеломорского региона, мы использовали как собственные, так и полученные коллегами (частично и при нашем участии) данные по соседним регионам – южному побережью Кольского полуострова (Зарецкая и др., 2025в, в печати; Korsakova, 2019; Корсакова, 2022; Korsakova, Molodkov, Zaretskaya et al., 2024) и Печорской низменности (Астахов, Свенсен, 2011; Astakhov, 2013; Astakhov et al., 2016; Astakhov, 2024).

Глава 3. Материалы и методы.

3.1. Материалы исследования.

Материалами настоящего исследования являлись разрезы рыхлых четвертичных отложений, вскрывающие в естественных обнажениях строение разных геологических тел и форм рельефа, и керны скважин, пробуренных на «закрытых» территориях.

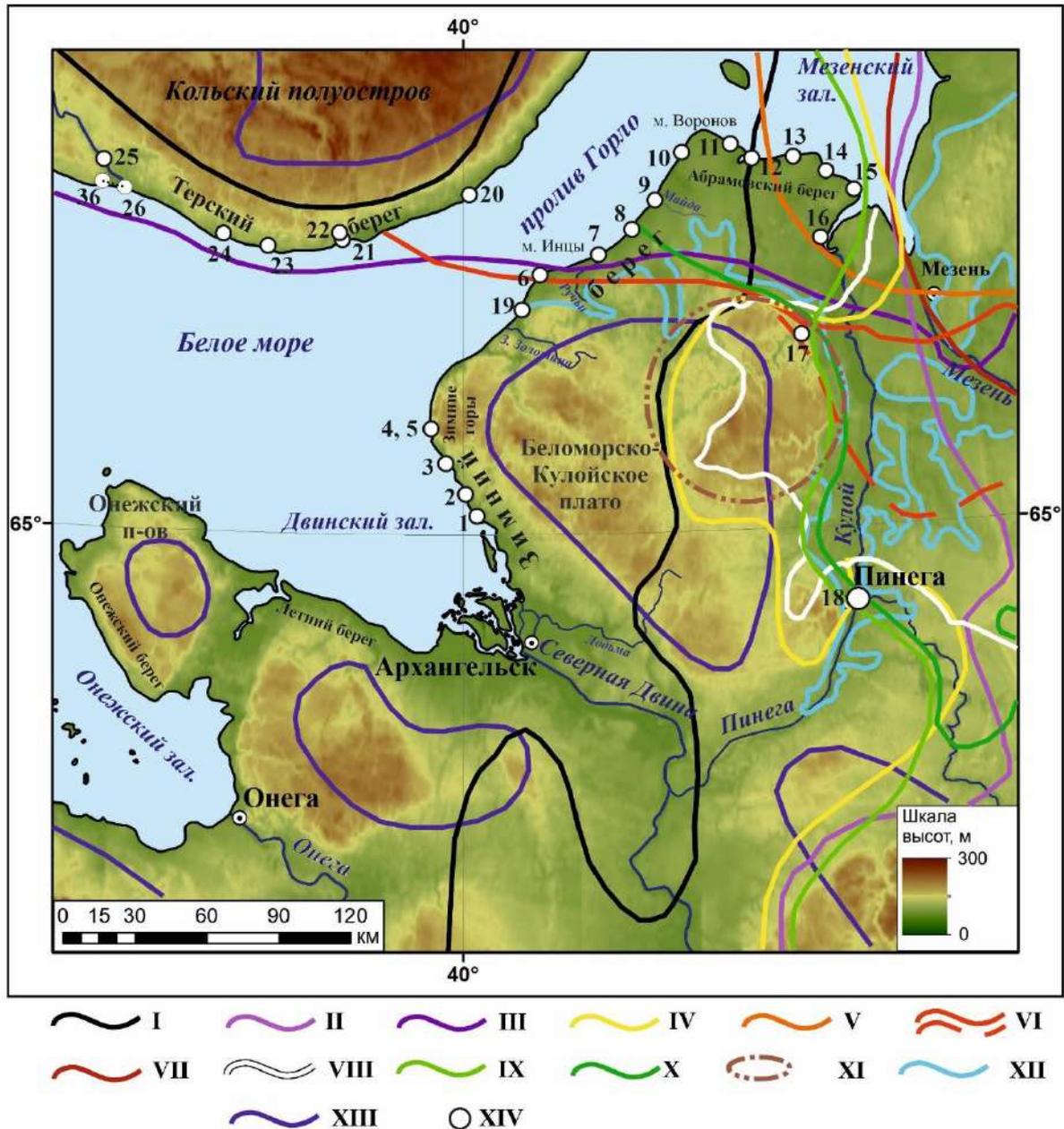


Рисунок 6. Карта фактического материала, собранного по периферии Беломорско-Кулойского плато. Границы оледенений: I – Svendsen et al., 2004, 60 тыс. л.н.; II – Svendsen et al., 2004, 20 тыс. л.н.; III – Larsen et al., 2006, 75–70 тыс. л.н.; IV – Larsen et al., 2006, 70–65 тыс. л.н.; V – Larsen et al., 2006, 55–45 тыс. л.н.; VI – Demidov et al., 2006, 18–17 тыс. л.н.; VII – Demidov et al., 2006, Невская стадия; VIII – Larsen et al., 2013; IX – Astakhov et al., 2016, поздний валдай; X – Astakhov et al., 2016, ранний валдай; XI – предполагаемая граница Кулойского щита (Семёнова и др., 2016). Границы морских трансгрессий: XII – мезенская (Jensen et al., 2006); XIII – бореальная (Grosfjeld et al., 2006). XIV – изученные

разрезы: 1 – Долгий мох; 2 – Ущеменский; 3 – Кереца; 4, 5 – Ершиха и Ёрга; 6 – Инцы; 7 – Ручьи; 8 – Мегра; 9 – Майда; 10 – Толстый Нос; 11 – Юроватый; 12 – Койда; 13 – Столбовой; 14 – Высыпной; 15 – Нерпинский; 16 – Нижний Кулой; 17 – Сояна (Беломорские горы); 18 – Кулойская ложбина; 19 – Това (по Zaretskaya et al., 2021, с дополнениями). Разрезы Терского берега Белого моря: 20 – Большая Кумжевая; 21 – Фактория (Чапома 2); 22 – Чапома; 23 – Каменка; 24 – Чаваньга; 25 – Варзуга (по Zaretskaya et al., 2022; Korsakova et al., 2024). Буровой профиль через Нижневарзугскую депрессию: 26-36 – скважины (по Зарецкая и др., 2025в, в печати).

За время работ в Двинско-Прибеломорском регионе были изучены все имеющиеся обнажения на р. Вычегде (от верховьев до устья, 22 разреза) (Рис. 3), на р. Северной Двине от места впадения р. Вычегды в Малую Северную Двину и до границы последнего оледенения (10 разрезов) (Рис. 5), все обнажения на р. Ваге, вскрывающие отложения приледникового ПЛМ-озера (14 разрезов) и на р. Сухоне (4 разреза) (Рис. 5), все обнажения побережья Беломорско-Кулойского плато (Зимний и Абрамовский берега Белого моря, 16 разрезов) и в бассейне р. Кулой (11 разрезов/скважин) (Рис. 6), а также проводилось доизучение обнажений в низовьях рек Терского берега Белого моря (6 разрезов) (Рис. 6). Бурение скважин и изучение их кернов проводилось в верховьях р. Вычегды (Верхне-Вычегодская низменность, 11 скважин) (Рис. 3) и в низовьях р. Варзуги (Терский берег Белого моря, 11 скважин) (Рис. 6). Большинство упомянутых объектов было изучено впервые (70% разрезов и все скважины).

Общий подход к исследованию состоял в применении палеогеографического метода пространственно-временных корреляций морских и континентальных отложений и событий позднего неоплейстоцена. При систематизации материала использовался стратиграфический метод. Для стратиграфического расчленения разрезов использовалась схема, принятая для северо-востока Европы, где сулинский (=микулинский) горизонт принимается во всём объёме изотопной стадии 5 (Zastrozhnov et al., 2018; Astakhov, 2024) (Таблица 1).

Таблица 1. Корреляционная схема среднего и позднего неоплейстоцена севера и северо-востока Европы.

Стратиграфическая схема Северной Европы (Head, Gibbard, 2015)			Стратиграфическая шкала четвертичной системы РФ (СК РФ, 2019)			МИС	Хроностратиграфические подразделения Северной Европы (Ehlers, 1996; Turner, 1998)	Стратиграфические подразделения центра ВЕР (Заррина, 2002)		Стратиграфические подразделения северо-востока ВЕР (Astakhov, 2013; Андрейчева и др., 2015)			
Система	Серия	Суб-серия	Раздел	Звено	Ступень		Стадия	Над-горизонт	Горизонт	Над-горизонт	Горизонт		
ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД	ГОЛОЦЕН		ГОЛОЦЕН			1	ГОЛОЦЕН		ГОЛОЦЕН		ГОЛОЦЕН		
	ПЛЕЙСТОЦЕН	ПОЗДНИЙ	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	ВЕРХНИЙ	III ₄	2	Вайзель (Висла)	Верхний	Валдайский	осташковский	Ненецкий	Полярный	
					III ₃	3		Средний		ленинградский		Бызовской	
					III ₂	4		Нижний		подпорожский		Лайский	
					III ₁	5a-d		Эм		Микулинский		Сулинский	
						5e							
		СРЕДНИЙ		СРЕДНИЙ	II ₆	6	Заале	Дренте+Варте	Средне-русский	Московский	Тимано-Уральский	Вычегодский	
	II ₅				7	Шёнинген		Горкинский		Родионовский			
	II ₄				8	Похолодание		Вологодский		Печорский			

3.2. Методы исследования.

3.2.1. Методы полевых исследований.

Полевые исследования проводились с 2008 года, на описанных выше объектах. Некоторые объекты изучались в течение нескольких полевых сезонов. При подготовке полевых исследований проводилось изучение геолого-съёмочных отчётов в Росгеолфонде.

Во время полевых исследований проводилось литостратиграфическое описание разрезов, расчищенных в естественных обнажениях по долинам рек и в морских береговых обрывах, с первичным разделением на осадки разного генезиса и отбором образцов на литологические, изотопные, микро- и макропалеонтологические анализы и определение возраста. Высотная и пространственная привязка выделенных подразделений и отобранных образцов осуществлялась посредством съёмки с использованием глобальной спутниковой навигационной системы (ГНСС-съёмки), и с помощью ручного уровня CST Berger 17–632 Hand Sight Level и мерной рейки. Также применялось геоморфологическое картографирование – полевая идентификация форм рельефа различного генезиса и выявление их возрастного и пространственного соотношения. Осадки приледниковых водоёмов прослеживались в разрезах от границ оледенений вверх по долинам вплоть до их выклинивания (Рис. 3, 6). Отложения ледникового парагенетического ряда последнего оледенения прослеживались по долинам рек Вычегды и Северной Двины, а также по Зимнему и Абрамовскому берегам Белого моря вплоть до устьевой части р. Кулой (Рис. 5).

Буровые профили закладывались в Верхневычегодской низменности и Нижневарзугской депрессии с учётом задач по оконтуриванию приледниковых водоёмов и возможностей проезда буровой установки (Рис. 3). Бурение осуществлялось усовершенствованным шнековым методом с помощью буровой установки «Pride Mount 80», смонтированной на базе автомобиля УАЗ 3303. К кернам скважин применялся тот же комплекс исследований и отбора образцов, что и к разрезам.

3.2.2. Методы аналитических исследований.

3.2.2.1. Литологические методы

Для реконструкции ледниковых обстановок изучались текстурно-структурные характеристики отложений, которые могут быть интерпретированы как ледниковые: литологическая неоднородность осадков, присутствие в их составе крупнообломочного материала и наличие характерных для морен покровного оледенения сланцеватых и слоистых текстур. Для определения направления сноса материала проводился литолого-петрографический анализ крупнообломочной фракции диамиктона (Вашков, Носова, 2021;

Вашков и др., 2024). Источник крупнообломочной фракции и направление переноса устанавливались при помощи структурного метода исследования ледниковых отложений (Аболтиньш, 1989; Nirvas, 1991; Benn, 2013). Анализ ледниковых отложений проводился с.н.с. Геологического института Кольского НЦ РАН (Апатиты) к.г.-м.н. А.А. Вашковым.

Для изучения эоловых и аллювиальных отложений р. Вычегды использовался гранулометрический анализ. Анализ проводился на лазерном гранулометре Malvern Mastersizer 300, обработка результатов проводилась с применением ПО Mastersizer v.3.62 ведущим инженером Лаборатории палеоархивов природной среды Института географии РАН (Москва) К.Г. Филипповой. Всего было проанализировано 67 образцов (Zaretskaya et al., 2024a). Морфоскопический анализ кварцевых зёрен не проводился, так как опыт других исследователей (Панин и др., 2011; Матлахова, 2014) по использованию морфоскопического анализа кварцевых частиц для выявления эоловых отложений в речных долинах показал, что аллювиальные и переветренные пески дифференцируются неуверенно ввиду небольших дистанций транспорта.

3.2.2.2. Палеонтологические (палеоэкологические) методы.

Для определения генезиса отложений, реконструкции условий осадконакопления и природных обстановок применялся комплекс палеонтологических методов.

Палинологический (спорово-пыльцевой) анализ применялся для реконструкции палеоклиматических изменений и ландшафтов в период формирования осадков, вскрытых в изученных разрезах. Образцы для проведения анализа отбирались из торфа, сапропеля, оторфованных суглинков, палеопочв и ленточных глин, с частотой 3-5 см, обрабатывались стандартным сепарационным методом, микроскопические исследования проводились на микроскопе Motic-BA-400 с камерой Moticom 2300 при увеличении $\times 400$ (Zaretskaya et al., 2020). Для обработки полученных данных и построения спорово-пыльцевых диаграмм использовался пакет программ Tilia/TiliaGraph/TGView (Grimm, 1993; 2004). Спорово-пыльцевой анализ проводился в.н.с. лаборатории стратиграфии четвертичного периода Геологического института РАН (Москва) к.г.-м.н. А.Н. Симаковой и доцентом ОрГУ им. И.С. Тургенева к.г.н. О.В. Руденко.

Для изучения погребённых озёрно-болотных отложений и реконструкции локальных условий осадконакопления использовались ботанический и комплексный биологический анализы, а также палеокарпологический анализ. Образцы отбирались и обрабатывались по стандартной методике (Никитин, 1969), затем при просматривании под стереомикроскопом Carl Zeiss Stemi 2000-C извлекались макроостатки растений. Идентификация растительных макроостатков проводилась с помощью эталонных коллекций музея Института экологии растений и животных УрО РАН и атласов. Анализ проводился н.с. лаборатории

палеоэкологии ИЭРиЖ УрО РАН (Екатеринбург) С.С. Трофимовой и с.н.с. Института лесоведения РАН (МО, Успенское) к.б.н. О.Н. Успенской (Трофимова, Зарецкая и др., 2019; Зарецкая и др., 2013б; Lapteva, Zaretskaya et al., 2023; Лаптева, ...Зарецкая и др., 2024).

Для определения морского генезиса осадков и условий их формирования применялся анализ фораминифер и остракод. Отбор образцов проводился с интервалом 5 см. Образцы промывались на сите с диаметром ячеек 63 мкм. В результате было определено весовое процентное содержание песчаной и более крупных фракций (вес% >63 мкм). Во фракции >500 мкм под биноклем проводился подсчет терригенных обломков, которые в арктических морях являются, в основном, материалом ледового и айсбергового разноса, их общее количество выражалось относительно веса сухого непромытого осадка. Во фракции >125 мкм под биноклем исследовались видовой состав и определялась численность ископаемых фораминифер и остракод и процентного соотношения видов и экологических групп, относительно веса сухого непромытого осадка (Талденкова и др., 2023; Taldenkova et al., 2024). Анализы проводились в.н.с. НИЛ новейших отложений и палеогеографии плейстоцена Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва) к.г.н. Е.Е. Талденковой, и с.н.с. лаборатории биостратиграфии и палеогеографии океанов Геологического института РАН (Москва) к.г.-м.н. Я.О. Овсеянном.

Для дополнения данных микропалеонтологических анализов и реконструкции локальных условий осадконакопления, температуры, солёности и глубин палеобассейнов использовался малакофаунистический анализ (Zaretskaya et al., 2021; 2022b), проводившийся к.б.н. А.В. Меркулевым в Зоологическом институте РАН (г. Санкт-Петербург).

3.2.2.3. Геохронометрические методы.

Для корреляции полученных данных с палеогеографическими событиями соседних регионов, морскими изотопными стадиями, событиями Дансгора-Эшгера и с общей стратиграфической шкалой проводилось численное датирование рыхлых отложений, включавшее радиоуглеродный (^{14}C) анализ, оптико-люминесцентное (ОСЛ) и уран-ториевое ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) датирование.

Радиоуглеродное датирование проводилось по образцам погребённых органогенных отложений – древесины, торфа, сапропеля, погребённых почв, растительного детрита – отобранных из разрезов и кернов скважин. Основной массив радиоуглеродных дат был получен автором лично в лаборатории геохимии изотопов и геохронологии Геологического института РАН (Москва), по принятой там методике (Zaretskaya et al., 2001; 2007; 2012; Карманов, ...Зарецкая, 2017; Лаптева, Зарецкая и др., 2017; Зарецкая и др., 2018; Зарецкая, 2018; Зарецкая и др., 2020а; 2026; Zheltova, ...Zaretskaya et al., 2021; Karmanov, Zaretskaya,

2021; Карманов, Зарецкая, 2021; Vasilieva, Zaretskaya et al., 2022; Kopytov, Zaretskaya et al., 2024; Карманов, Лычагина, Зарецкая, 2024). Калибровка радиоуглеродных дат (приведение радиоуглеродного возраста к календарному) проводилась с помощью программы Calib v. 8.2, разработанной на основе калибровочной кривой IntCal20 и IntCal Marine (Reimer et al., 2020). Всего по объектам исследования было получено более 50 радиоуглеродных дат.

Для верификации результатов радиоуглеродного датирования в случае соблюдения условий закрытой системы выполнялось параллельное $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование погребённых торфяников и почв (Максимов и др., 2011; 2015). Также проводилось уран-ториевое датирование образцов погребённой органики заведомо древнее пределов применения ^{14}C анализа. Датирование проводилось с.н.с. НИЛ геоморфологических и палеогеографических исследований полярных регионов и Мирового океана ИНЗ СПбГУ (Санкт-Петербург) к.х.н. Ф.Е. Максимовым. Всего сделано три серии дат.

Датирование методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ датирование) в последние годы успешно применяется для датирования песчаных и алевритовых отложений разного генезиса (Баранов и др., 2019; 2021; Utkina et al., 2022; Utkina, ... Zaretskaya et al., 2024; Zaretskaya et al., 2022b; 2024a; 2024b; Зарецкая и др., 2022a; 2023; Шварёв и др., 2021; Panin, Zaretskaya et al., in press), методика датирования обоснована в большом количестве работ (Aitken, 1985; Murray et al., 2021). Одним из главных плюсов люминесцентного датирования является его широкая применимость: используя в качестве материала датирования зерна кварца и полевого шпата, этот метод позволяет определять возраст отложений различных генетических типов. Пределы метода (300–500 тыс. л.н. (Панин, 2014, Forman et al., 2000)) позволили как проводить последовательное ^{14}C и ОСЛ датирование в пределах одного разреза, так и определять возраст осадков за пределами радиоуглеродного датирования. Образцы, отобранные из разрезов по периферии Беломорско-Кулойского плато, датировались н.с. ОСЛ-лаборатории Института им. Карпинского (Санкт-Петербург) к.г.-м.н. М.В. Ручкиным (~35 определений). Пробоподготовка образцов из Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы выполнялась А.О. Уткиной в МГУ им. М.В. Ломоносова (Москва), измерения – в Северной лаборатории люминесцентного датирования (RISO, Дания) (~60 определений). ОСЛ-методом были датированы морские пляжевые отложения, а также озерно-ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные и эоловые осадки.

Глава 4. Основные полученные результаты.

Ниже приводятся сводные описания осадочных последовательностей конца среднего – позднего неоплейстоцена, по ключевым участкам, вниз по течению рек до приёмного бассейна – Белого моря, с полученными по ним результатами. Для сопоставления данных, полученных по разным ключевым участкам, использовались стратиграфические подразделения, принятые для северо-востока Восточно-Европейской равнины (Решение..., 1986), скоррелированные с морскими изотопными стадиями (Zastrozhnov et al., 2018) (Табл. 1). Первичные данные по всем ключевым участкам представлены в соответствующих публикациях (Максимов, Зарецкая и др., 2015; Чернов, Зарецкая, Панин, 2015; Zaretskaya et al., 2018; Репкина, Зарецкая и др., 2018; Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020; Zaretskaya et al., 2021; Зарецкая и др., 2022a; Зарецкая и др., 2022б; Zaretskaya et al., 2022; Зарецкая и др., 2023; Zaretskaya et al., 2024a; Zaretskaya et al., 2024b; Репкина, Зарецкая и др., 2024; Korsakova, Molodkov, Zaretskaya et al., 2024; Zaretskaya et al., 2024c).

4.1. Сводный разрез долины р. Вычегды и Верхневычегодской низменности

В долине р. Вычегды были изучены все естественные обнажения, и проведено бурение в Верхневычегодской низменности (Рис. 3). В разрезах долины р. Вычегды были изучены и древние четвертичные осадки: в верхнем течении реки в обнажениях по правому берегу вскрывается морена печорского оледенения (МИС 8), а аллювий родионовского межстадиала (МИС 7) идентифицирован и датирован ОСЛ методом (249-203 т.л. (Рис. 7, 10)) в разрезе Курьядор (Lyså et al., 2011).

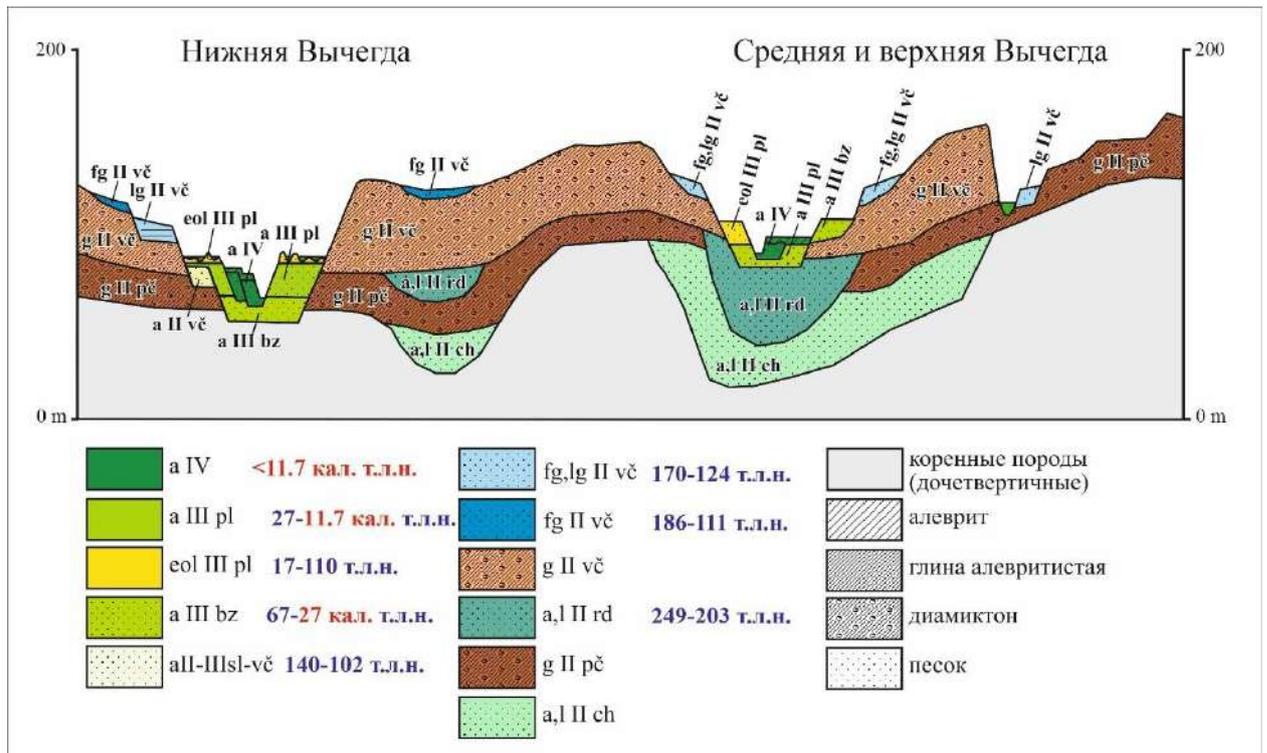


Рисунок 7. Сводный разрез долины р. Вычегды (Zaretskaya et al., 2020, с изменениями).

4.3.1. Вычегодский горизонт (МИС 6) в долине р. Вычегды представлен, в основном, отложениями ледникового парагенетического ряда (Рис. 7). Морена распространена повсеместно, является рельефообразующей на междуречьях и высоких бортах долины, и представлена красно-коричневым (снаружи) или тёмно-серым (в погребённом виде) диамиктоном с большим количеством (до 95 %) обломков осадочных пород; доля пород Балтийского спектра не превышает 11-35 % (Останин и др., 1979). Нами морена была вскрыта в двух разрезах - Харитоново и Гам (Panin, Zaretskaya et al., in press).

Краевые образования вычегодского оледенения (морена и водно-ледниковые осадки) формируют возвышенность Жежим-Парму (Zaretskaya et al., 2020); р. Вычегда прорезает конечно-моренные гряды в районе с. Усть-Кулом (Рис. 1).

Верхневывчегодская низменность, расположенная к юго-востоку от краевых образований и границы вычегодского оледенения, заполнена отложениями, представляющими собой тонкое ленточноподобное переслаивание тёмно-серой или бурой алевритистой глины и коричневого или бурого алеврита. Отложения залегают на абсолютных высотах от 90 м абс. (по данным геологической съёмки, Крапивнер и др., 1961) до 125 м абс. (по нашим данным бурения), и, по-видимому, представляют собой отложения подпрудно-приледникового озера. Возраст флювиогляциальных отложений, перекрывающих озёрно-ледниковые (или отложений береговой фации озера), был определён нами ранее ИК-ОСЛ методом как **130-124** т.л. (Рис. 7; Zaretskaya et al., 2020).

Озёрно-ледниковые и флювиогляциальные отложения стадии деградации вычегодского оледенения были вскрыты буровым профилем в районе разреза Гам (Рис. 3, 9; Panin, Zaretskaya et al., in press), в котором ранее нами была описана толща ленточных глин мощностью ~ 7 м. Помимо ленточных глин в разрезе (тонкое переслаивание сизо-серой алевритистой глины и тонкозернистого песка/алебрита), выше по склону здесь были вскрыты тонкозернистые пески и алебриты с прослоями суглинка мощностью до 12 м (Panin, Zaretskaya et al., in press) отложившиеся, по-видимому, в небольших приледниковых бассейнах вдоль границы отступающего ледника.

Верхнее звено вычегодского горизонта представлено аллювием р. Вычегды, который вскрывается в разрезе Яреньга – высокой террасе реки высотой 14.7 м над урезом (~ 90 м абс.) (Рис. 3, 8, 9) (Panin, Zaretskaya et al., in press). Здесь на коренных породах триаса залегают разнозернистые пески с прослоями гравия и суглинка и редкими прослоями гальки, перекрытые мелкозернистыми песками с единичной галькой (общей мощностью 7.5 м), по которым была получена серия из 5 ОСЛ дат в диапазоне **152-139** тыс. лет (русловой

аллювий). Выше по разрезу они переходят в пойменный аллювий – переслаивание тонкозернистых горизонтальнослоистых песков и алевритов мощность 0.8 м, по которым получена ОСЛ дата **141** т.л. (Panin, Zaretskaya et al., in press).

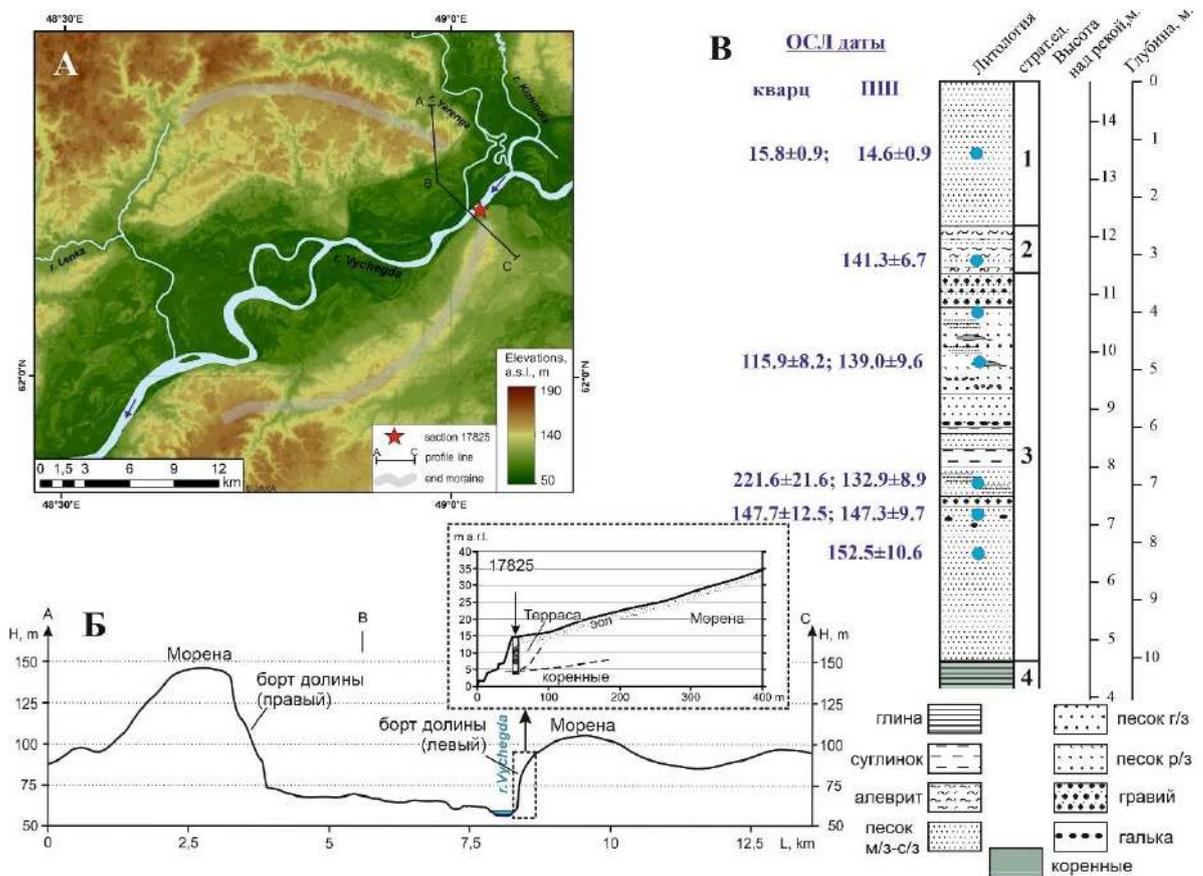


Рисунок 8. Разрез Яренга. А – цифровая модель местности; Б – профиль через долину р. Вычегды в створе разреза по линии А-С; В - разрез и результаты ОСЛ-датирования.

4.3.2 Сулинский горизонт (МИС 5) представлен только в разрезе Байка (нижние 3 м, вторая терраса р. Вычегды, Рис. 3, 9). Здесь в подошве разреза вскрывается оторфованный суглинок с прослоями торфа. Результаты спорово-пыльцевого анализа реконструируют северо-таежные ландшафты, представлявшие собой сочетание хвойно-березовых лесов, луговых сообществ и обводненных и заболоченных участков. Климатическая обстановка была тёплой и влажной. Значительное участие ели в составе древостоя, а также и устойчивое присутствие широколиственных пород (*Corylus*, *Tilia*, реже *Ulmus* и *Carpinus*) и спор *Osmunda* указывают на межледниковые обстановки сулинского времени (МИС 5) (Zaretskaya et al., 2020; 2024b). Анализ макроостатков растений показал доминирование зелёных мхов и травянистых болотных видов, что характеризует локальные условия мохово-травянистого болота умеренного климата (Zaretskaya et al., 2024b). Органогенный прослой перекрыт слоистой пачкой (переслаивание тонкозернистого песка и алеврита), для

которой была получена ОСЛ дата **102** тыс. лет (Zaretskaya et al., 2024b), что также указывает на принадлежность к сулинскому горизонту.

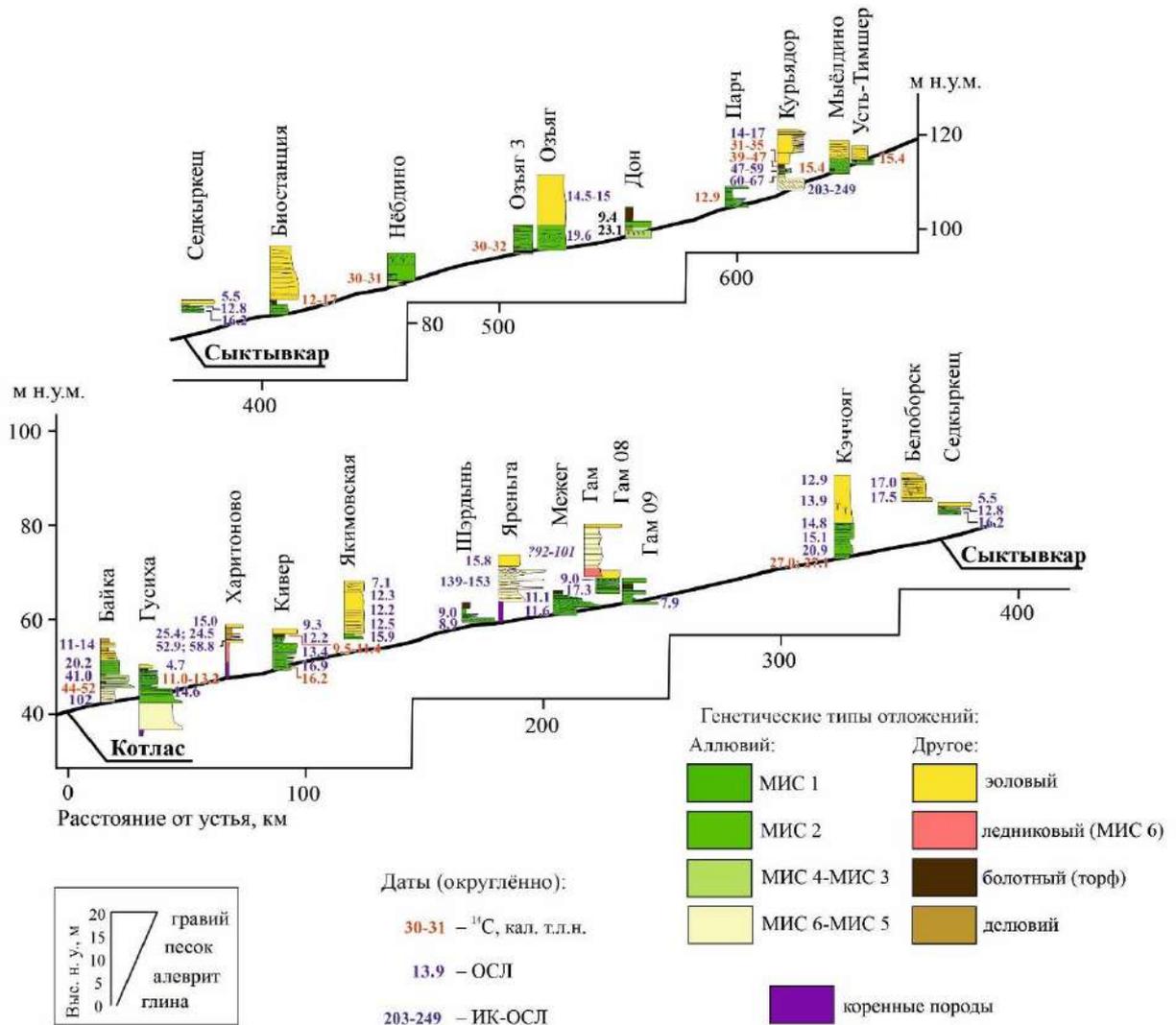


Рисунок 9. Изученные разрезы долины р. Вычегды (Panin, Zaretskaya et al., in press).

4.3.3. Лайский горизонт (МИС 4) в разрезах долины р. Вычегды не представлен.

4.3.4. Бызовской горизонт (МИС 3) в долине р. Вычегды вскрывается фрагментарно в серии разрезов второй и первой террас (Рис. 3, 7, 9; Зарецкая и др., 2019). Наиболее полно (~4.5 м) он представлен в разрезе Курьядор (Максимов, Зарецкая и др., 2015; Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020), где с эрозионным контактом залегает на родионовском аллювии и состоит из двух пачек (Рис. 10). Нижняя пачка, интерпретированная нами как аллювий фаций прирусловых отмелей и низкой поймы, представлена слоистыми серыми суглинками, переслаивающимися со средне-тонкозернистыми песками (0.6 м), по которой ранее была получена серия ОСЛ дат в диапазоне от **67** до **47** тыс. л.н. (Lyså et al., 2011). Она перекрыта светло-серыми мелкозернистыми песками со знаками ряби (мощностью около

1 м, фация затона). В ней встречаются линзы оторфованного суглинка, по которому была получена ^{14}C дата **45.6–44.7** кал. т.л.н (Зарецкая и др., 2019). Анализ макроостатков растений (95% гипновых мхов и 5% осок) показал обстановки гипнового низинного болота (Максимов, Зарецкая и др., 2015). В песках отмечены криотурбации и псевдоморфозы по морозобойным клиньям. По-видимому, вся пачка накапливалась в условиях периодического затопления низкой поймы и остаточных водоемов со стоячей водой (Зарецкая и др., 2019).

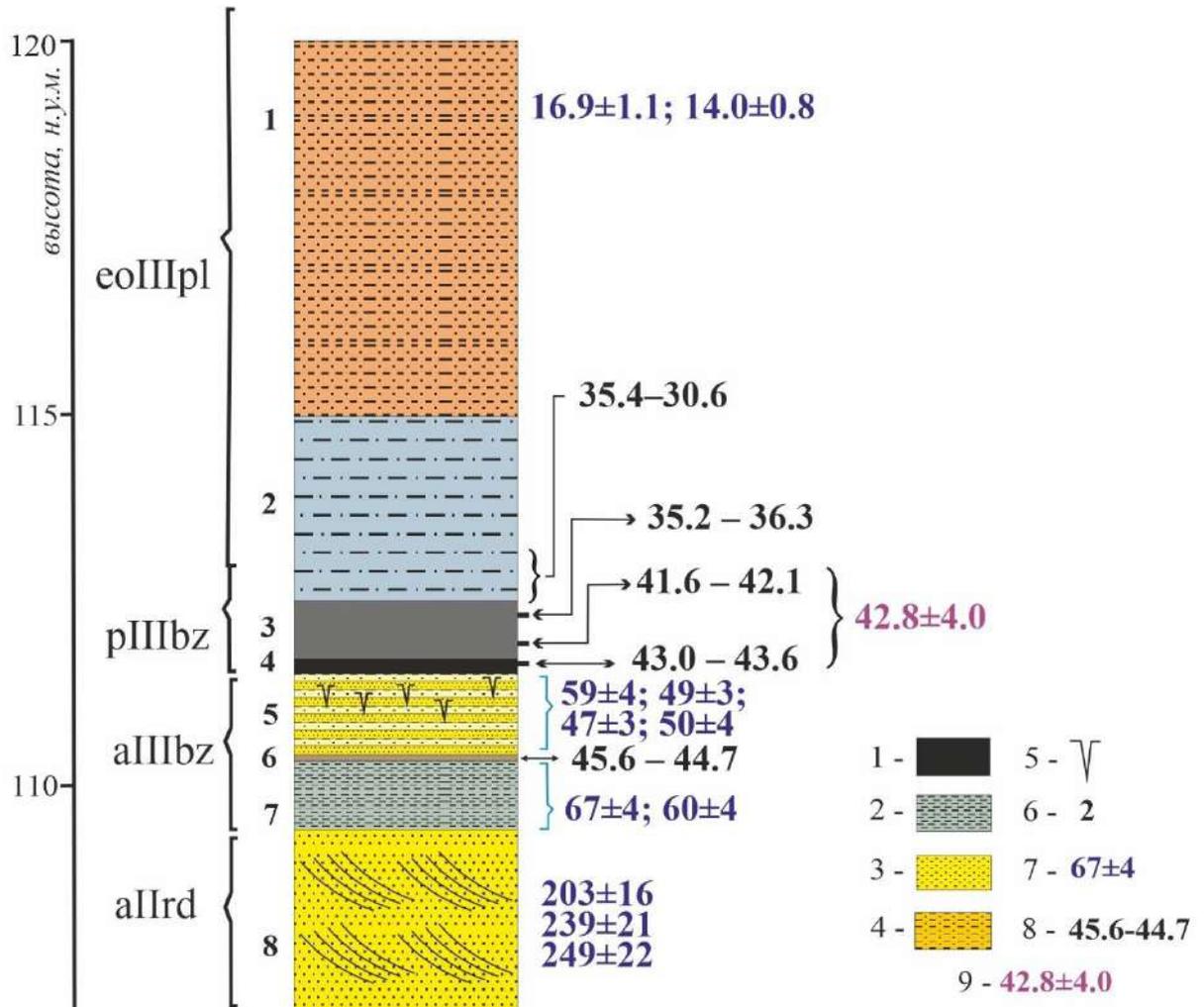


Рисунок 10. Разрез Курьядор на верхней Вычегде. Условные обозначения: 1 – погребённая почва; 2 – алевроит; 3 – песок; 4 – лёссoid; 5 – криогенные структуры; 6 – номер слоя; 7 – ОСЛ-даты (Lyså et al., 2011); 8 – радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н.; 9 – уран-ториевая дата, тыс. л.н.

Аллювиальную толщу перекрывает 0.7-метровая пачка суглинистых отложений, в разной степени насыщенных органическим материалом. В составе растительных остатков преобладают злаки и кустарники, что указывает на преобладание суходольной растительности и субэральный характер аккумуляции. Установлено, что в то время здесь

произрастали хвойные, хвойно-мелколиственные леса в сочетании с тундростепью (Зарецкая и др., 2019). Нижние 0.15 м пачки представляют собой погребенную аллювиальную темногумусовую глееватую почву (Максимов, Зарецкая и др., 2015), которая могла формироваться в центральной части поймы на приречном лугу. Мощность органогенной пачки не выдержана по простиранию вследствие криогенных деформаций. Серия из 10 последовательных ^{14}C дат показала непрерывное накопление толщи от **43.6** до **30.6** тыс. кал.л.н. (Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020), а проведенное параллельное $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование погребенной почвы (**46.8–38.8** тыс. л.н.) показало хорошую сходимости результатов (Максимов, Зарецкая и др., 2015) (Рис. 10).

Спорово-пыльцевой анализ отложений, относящихся к бызовскому горизонту в разрезе Курьядор, реконструировал интерстадиальные условия - сочетание хвойных, хвойно-мелколиственных лесов и тундростепей, чередовавшихся с доминированием тундровых и лесотундровых растительных сообществ (Zaretskaya et al., 2020).

Также субэаральные отложения бызовского горизонта были изучены нами в разрезе Харитоново (Рис. 9): здесь на вычегдской морене залегает мелкозернистый монотонный песок, который был интерпретирован нами как эоловый, и по нем были получены ОСЛ даты **59-53** тыс. л.н. (Panin, Zaretskaya et al., in press).

В других разрезах долины р. Вычегды (Рис. 7, 9), где вскрывается бызовской горизонт, он представлен фрагментарно в виде прослоев погребенных почв или оторфованных суглинков, переслаивающихся с суглинками или песками, сильно деформированных мерзлотными процессами, в подошвах разрезов второй и первой надпойменных террас р. Вычегды. Результаты ^{14}C датирования показали, что отложения формировались периодически, в интервале времени от **47-45** тыс. кал. л.н. до **30-27** тыс. кал.л.н., в аллювиальных обстановках (пойменный или аллювий фации затонов), что подтверждается и результатами анализа макроостатков растений (Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020).

4.3.5. Полярный горизонт (МИС 2) в долине р. Вычегды представлен аллювиальными и эоловыми отложениями (Рис. 7, 9).

Нижнее звено полярного горизонта представлено русловым и пойменным аллювием р. Вычегды, слагающим 1-ю террасу, которая формировалась в две стадии. В подошве террасы 1-й стадии, формировавшейся до и во время ПЛМ, часто вскрываются органогенные прослои, возраст которых соответствует началу МИС 2 (~**27** тыс. кал. л.н.) (Рис. 9); по спорово-пыльцевым данным, ландшафты тогда представляли собой сочетание хвойно-березовых редколесий с луговыми ценозами (Zaretskaya et al., 2020). Мощность аллювия не превышает первых метров, а серия ОСЛ и ИК-ОСЛ дат, полученных из

разрезов, находится в диапазоне **23-15** тыс. лет (Zaretskaya et al., 2020; Panin, Zaretskaya et al., in press). Аллювий террасы второй стадии формировался в позднеледниковье, мощность его так же в пределах первых метров (Рис. 9); в подошве этой террасы вскрываются погребённые органогенные отложения (старичный аллювий и аллювий фации затонов), по которым были получены ^{14}C даты в диапазоне **17-12** тыс. кал. л.н. (Зарецкая и др., 2014; Чернов, Зарецкая и др., 2015; Zaretskaya et al., 2020; Panin, Zaretskaya et al., in press). Результаты спорово-пыльцевого анализа показали чередование перигляциальных ландшафтов с полынно-маревыми и злаковыми сообществами и тундровыми группировками из карликовой березки, и ландшафтов островных лесов с увеличением участия ели в их составе; по комплексу макроостатков растений реконструировались обстановки слаботекучей воды (Зарецкая и др., 2014). ОСЛ даты, полученные из толщи аллювия, лежат в диапазоне **16-11.1** тыс. л.н. (Panin, Zaretskaya et al., in press).

Верхнее звено полярного горизонта формируют эоловые отложения, которые представлены в долине р. Вычегды лёссовидами (верхняя часть разреза Курьядор, Рис. 10), покровными песками, а также слагают приречные дюны и дюнные поля (Рис. 11) (Zaretskaya et al., 2024a). Покровные пески формируют «надстройки» на поверхности речных террас (ранее принимавшиеся за озёрно-ледниковые осадки (Лавров, Потапенко, 2005; 2012; Lyså et al., 2011)), мощностью до 10 м (как, например, в разрезе Кэччояг (Рис. 9)), и по ним были получены ОСЛ и ^{14}C даты в диапазоне от **17** до **9** тыс. л.н. (Рис. 9, 11); по линзе торфа, погребенной эоловыми песками в разрезе Гусиха, и заполнившей серию морозобойных клиньев, были получены ^{14}C даты **11.7-11.4** тыс. кал. л.н.; результаты спорово-пыльцевого анализа показали доминирование лесотундровых ландшафтов, что соответствует климату позднего дриаса (Рис. 12) (Zaretskaya et al., 2020; Zaretskaya et al., 2024a). Дюнные поля распространены на поверхности 2-й и 1-й террасы р. Вычегды, по ним получены ОСЛ даты в диапазоне от **17** до **10** тыс. л.н. (Рис. 11). Приречная дюна, расположенная вдоль левого берега Вычегды в нижнем её течении, размерами 50 км x 600 м x 12 м, накапливалась в интервале от **12** до **7** тыс. л.н., согласно результатам ОСЛ датирования (Zaretskaya et al., 2024a). По лёссовидам из разреза Курьядор ранее были получены ОСЛ даты **16.9-14** т.л. (Lyså et al., 2011). Общий массив дат, полученный для этих отложений, указывает на максимальную эоловую активность в позднеледниковье, в интервале от **17** до **10.5** т.л.; основным материалом, переносимым ветром, были обильные песчаные отложения в долине Вычегды, источником которых были перемываемые флювиогляциальные отложения вычегодского оледенения (Zaretskaya et al., 2024a).

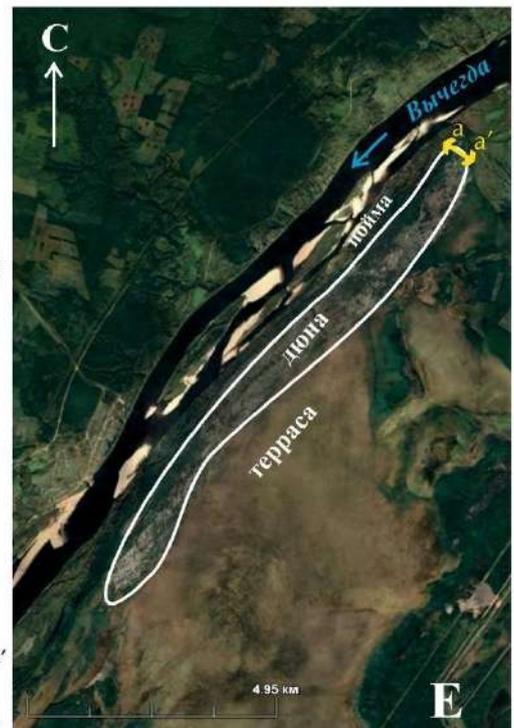
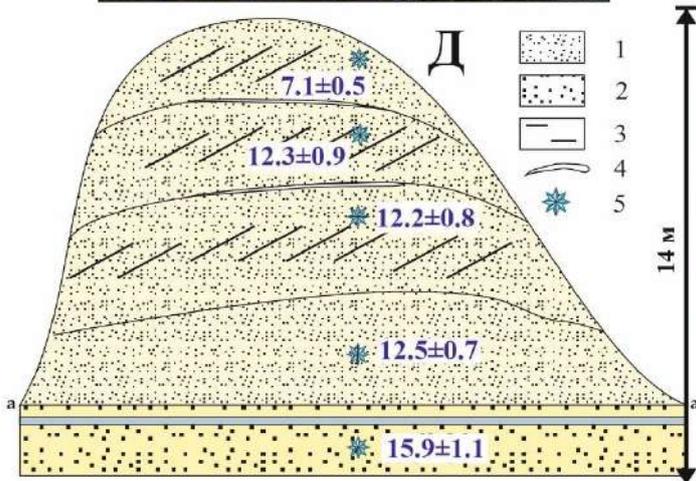
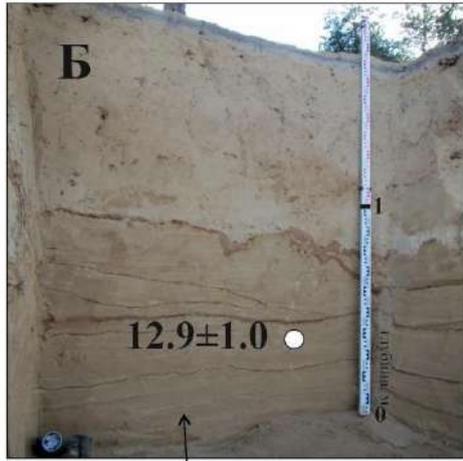


Рисунок 11. Эоловые формы рельефа и отложения в бассейне р. Вычегды. А-В покровные пески, разрез Кэччояг: А – фото разреза; Б – верхняя часть эоловой толщи; В – средняя часть эоловой толщи. Приречная дюна Якимовская: Г – фото верхней части дюны; Д – поперечный разрез приречной дюны с полученными датами; Е – приречная дюна на космическом снимке (Zaretskaya et al., 2024a).

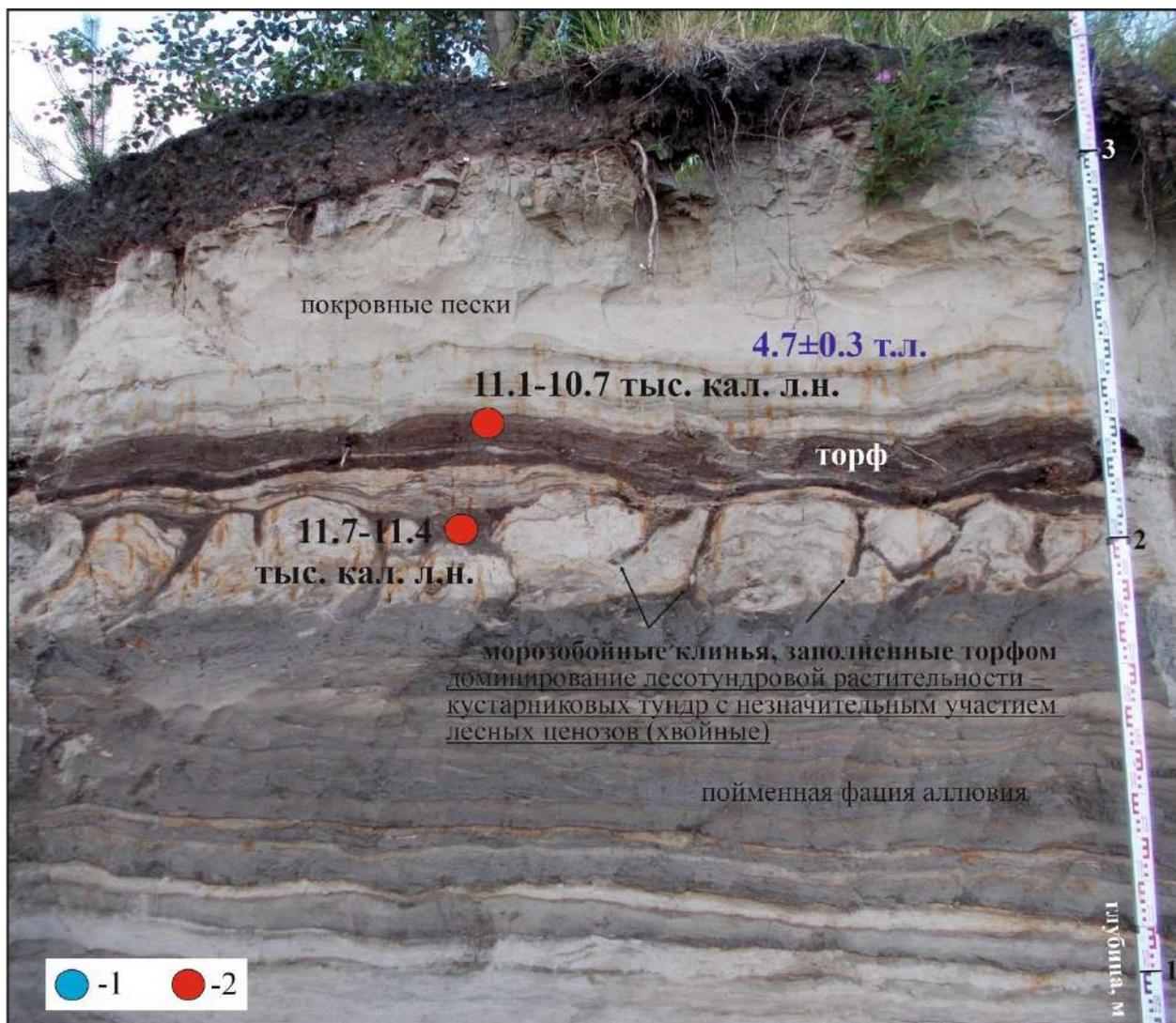


Рисунок 12. Верхняя часть разреза Гусиха, со следами промерзания в позднем дриасе (Zaretskaya et al., 2024a). 1 - ОСЛ даты, тыс. л.н.; 2 - радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н.

4.2. Сводный разрез долины р. Северной Двины

Изученные осадочные последовательности долины р. Северной Двины включают разрезы высокой террасы (озёрно-аллювиальной, 28-40 м над урезом), средней террасы (озёрно-аллювиальной, 8-20 м над урезом) и низкой террасы (аллювиальной, 5-7 м над урезом). Основные материалы были получены по серии разрезов высокой террасы Толоконка (или Толоконные горы), которая простирается на 65 км по правому берегу р. Северной Двины, заключающей в себе практически полную летопись позднего неоплейстоцена (Рис. 6, 13). В подошве некоторых разрезов (Вонгода и Граница, (Рис. 6,

14)) залегают коренные породы северодвинского яруса пермской системы. Также в разрезе Вонгода по водно-ледниковым отложениям, перекрывающим коренные породы, были получены запредельные ОСЛ даты (>278 т.л., Рис. 14), что говорит о присутствии в долине древних четвертичных отложений.

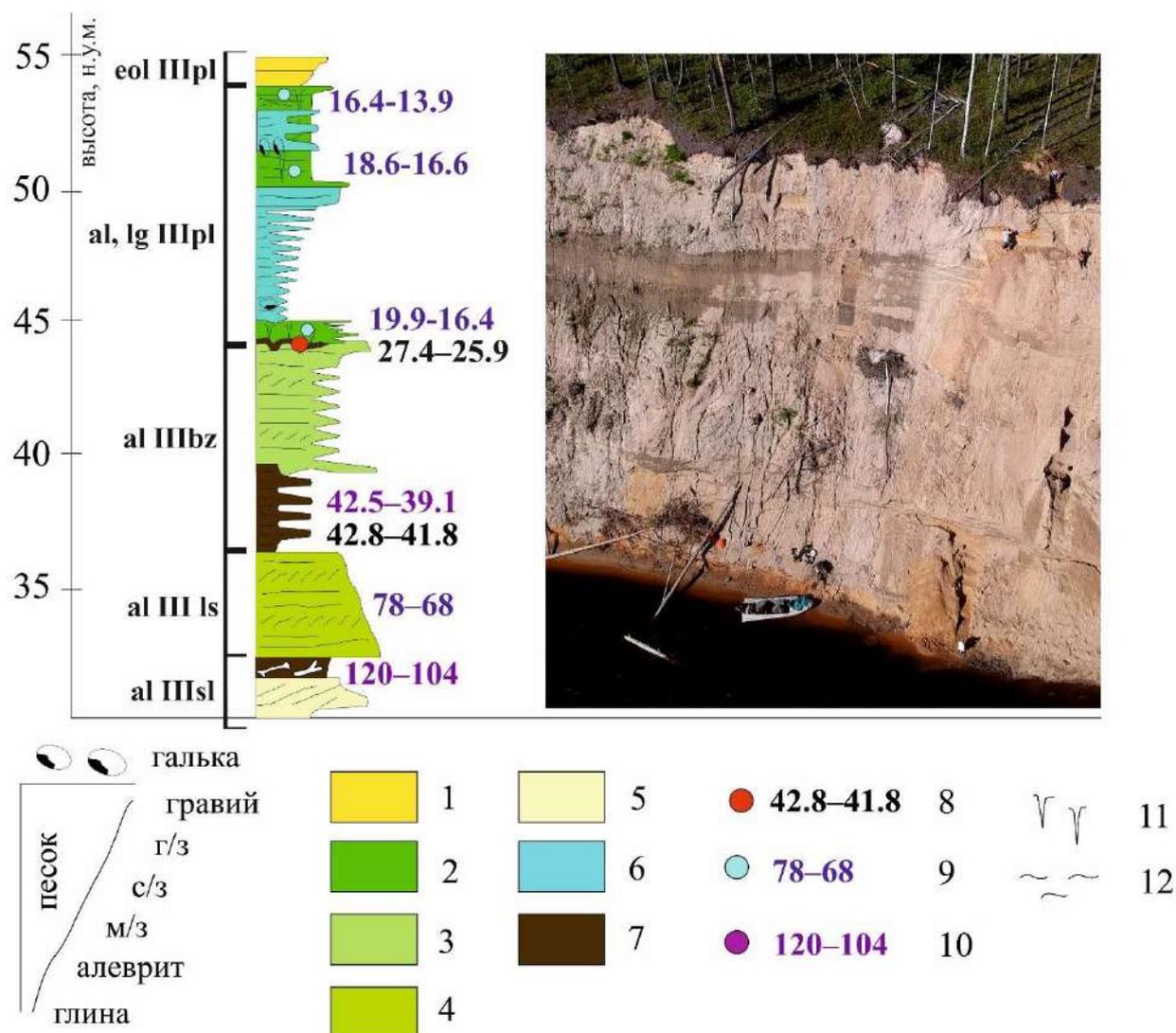


Рисунок 13. Сводный хроностратиграфический разрез отложений долины р. Северной Двины, представленный в разрезе Толоконка (Zaretskaya et al., 2024b, с изменениями). Условные обозначения: генезис и возраст: 1- эоловый; 2 – аллювий МИС 2; 3 – аллювий МИС 3; 4 – аллювий МИС 4; 5 – аллювий МИС 5; 6 – озерно-ледниковый МИС 2; 7 – органогенный. Прочие обозначения: 8 – радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н., 9 – ОСЛ даты, тыс. л.н.; 10 – уран-ториевые даты, тыс. л.н.; 11 – криогенные структуры; 12 – слоистость. МИС 4 ОСЛ даты по (Larsen et al., 2014; Lyså et al., 2014).

В долинах рек **Ваги** и **Сухоны** были изучены разрезы озерно-аллювиальной террасы высотой 8-18 м над урезом, для трассирования отложений подпрудных приледниковых озёр и их последующей корреляции с основными результатами, полученными по долине р. Северной Двины.

4.2.1. Вычегодский горизонт (МИС 6) представлен диамиктоном характерного красно-коричневого цвета с большим количеством обломочного материала смешанного состава (Рис. 6, 14, разрезы 11, 12, 14). Согласно данным геологической съёмки (Саммет и др., 1972), ледниковые и водно-ледниковые отложения максимального среднелепистоценового оледенения распространены повсеместно по бортам долины р. Северной Двины и являются рельефообразующими, что подтверждается и нашими натурными наблюдениями.

4.2.2. Сулинский горизонт (МИС 5) вскрывается в подошве разреза Толоконка (высокая терраса, Рис. 6, 13), и представлен аллювием русловой, пойменной и старичной фаций (мощность ~ 3-4 м). Русловой аллювий представлен горизонтально- и косослоистыми местами сцементированными разномерными песками с прослоями гальки, пойменный – мелко-тонкозернистыми песками с горизонтальной слоистостью и знаками ряби. Старичный аллювий представлен толщей оторфованного суглинка (мощность до 2 м), в кровле переходящего в торф, с включениями костей мегафауны (лошадь, лось и мамонт) и стволов ели. Результаты спорово-пыльцевого анализа и анализа макроостатков показали переход от ландшафтов, сочетавших елово-сосновые пойменные леса и кустарниковые тундры с элементами тундростепи (прохладно и влажно) к более тёплым и аридным условиям с расширением ареала лесной растительности, и затем снова к северо-таежным ландшафтам, представлявшим собой сочетание хвойно-березовых лесов, луговых сообществ и заболоченных участков. По торфу из кровли слоя были получены уран-ториевые даты $120.4 \pm 11.1/9.2$ и $104.0 \pm 9.4/8.0$ (Рис. 13) (Zaretskaya et al., 2020).

4.2.3. Лайский горизонт (МИС 4) вскрывается в нижней части разрезов Толоконка и Прилукская (высокая терраса, Рис. 6, 14), и представлен русловым аллювием (горизонтально- и косослоистыми разномерными ожелезненными и часто сцементированными песками) с наклоном слоистости вниз по течению, редкими включениями фрагментов переотложенной древесины и с многочисленными криогенными структурами, залегающим на нижележащих отложениях с эрозийным контактом (мощность ~ 4-5 м). Геохронометрические данные были получены другими исследователями (Larsen et al., 2014; Lyså et al., 2014) для разреза Толоконка и представляют собой массив из 15 ОСЛ дат в интервале от 78 до 50 т.л. (Рис. 13), что, в среднем, отражает хронологическую позицию лайского горизонта.

4.2.4. Бызовской горизонт (МИС 3) вскрывается только в разрезе Толоконка, (Рис. 13) и представлен старичным аллювием – переслаиванием оторфованного коричневого суглинка и мелко-тонкозернистого песка со знаками ряби. Спорово-пыльцевой анализ показал большое количество (60%) переотложенных палиноморф и спор пресноводных

водорослей, что указывает на аллювиальный генезис отложений. В спектрах реконструируются северо-таежные ландшафты в сочетании с лесотундрой и заболоченными участками в условиях прохладного климата, затем произошло расширение ареалов лесотундры и тундры, и, наконец, перешло в доминирование кустарниковых тундр в условиях холодной климатической обстановки. Анализ макроостатков растений показал присутствие водных гипновых мхов *Scorpidium scorpioides* и *Drepanocladus*, что указывает на формирование отложений в условиях стоячего или очень слабопроточного водоема, что подтверждают концевые коготки постабдомена ветвистоусых рачков (*Cladocera*) и крючки подталкивателей личинок насекомых (Максимов, ...Зарецкая и др., 2011; Зарецкая и др., 2019). Радиоуглеродные даты (3 шт.), полученные из верхних 15 см горизонта, лежат в диапазоне **42.8–37.5** тыс. кал. л.н., и демонстрируют хорошую сходимость с параллельными уран-ториевыми датами **45.2–39.7** тыс. л.н. (Максимов, ...Зарецкая и др., 2011; Зарецкая и др., 2019).

4.2.5. Полярный горизонт (МИС 2) представлен во всех разрезах долины р. Северной Двины (Рис. 6, 13, 14).

В подошве горизонта в верхней части высокой террасы встречается прослой погребённой почвы, существенно деформированный криогенными процессами, по которому получены ¹⁴C даты **27.4–25.9** тыс. кал. л.н. (Zaretskaya et al., 2024b). В почве не сохранились ни пыльца, ни макроостатки растений.

Морена последнего Скандинавского оледенения специально нами не исследовалась, но была описана в разрезе Граница (Рис. 6, 13, устье р. Кынтыш) и прослежена ниже по течению р. Северной Двины ~ на 50 км. Здесь она залегает на коренных породах (мергелях) северодвинского яруса пермской системы, и представлена бурым суглинком с большим количеством экзотических (скандинавских) и единичными обломками местных пород.

Следующее звено полярного горизонта – аллювиально-озёрная толща, состоящая из пачек ленточных глин, которые подстилаются и перекрываются (и даже чередуются с) аллювиальными песками, и являются составной частью разрезов почти всех террас (Рис. 6, 13, 14). В ленточных глинах присутствуют единичные друпстоуны или гнёзда обломочного материала (фрагменты диамиктона), представленные, в основном, фенноскандинавскими породами, иногда наблюдаются прослой обломков толщиной «в один камень» по кровле слоя ритмитов.

В разрезах р. Северной Двины первая (верхняя) пачка ленточных глин, переслаивающихся с песками, вскрывается в верхних частях разрезов Толоконка и Вонгода и средней части разреза Прилукская (Рис. 6, 14). Она состоит из нескольких (от 1 до 3) слоёв ритмитов/ленточноподобных глин (переслаивания алевролитистой глины и тонкозернистого

песка/алевроита, толщина слоёв от долей мм до первых см), чередующихся со слоями песка (от тонко- до среднезернистого), горизонтальнослоистого или со знаками ряби. Палинологический анализ ленточных глин показал доминирование ландшафтов хвойно-мелколиственных лесов в сочетании с участками тундростепных ценозов и ассоциациями кустарничковых и травянистых тундр, характерных для второй половины поздневалдайского криохрона (Zaretskaya et al., 2024b). По образцам из прослоев песка была получена серия ОСЛ дат в диапазоне от **19.9** до **16.1** тыс. лет (Zaretskaya et al., 2024b).

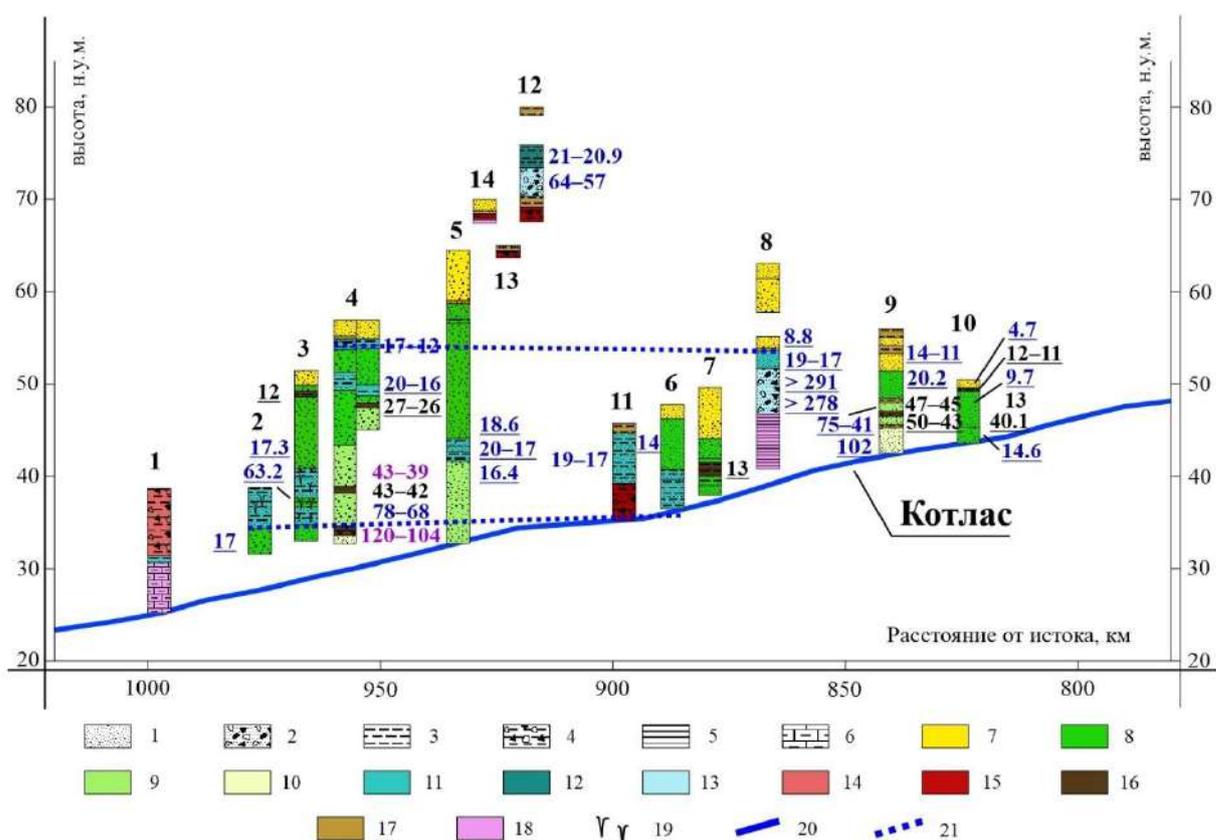


Рисунок 14. Продольный профиль вдоль долины р. Северной Двины (с нижней Вычегдой) (Zaretskaya et al., 2024b, с изменениями).

Условные обозначения: литология: 1 – песок, 2 – песок с гравием и галькой, 3 – алевроит, 4 – диамиктон, 5 – глина, 6 – мергель; генезис: 7 – эоловый, 8 – аллювий МИС 2, 9 – аллювий МИС 4-3, 10 – аллювий МИС 6, 11 – озёрно-ледниковые отложения Северодвинского подпрудного приледникового озера, 12 – озёрный (локального озера), 13 – водно-ледниковый МИС 8, 14 – ледниковый МИС 2, 15 – ледниковый МИС 6, 16 – биогенный, 17 – делювий, 18 – коренные породы; прочие обозначения: 19 – криогенные структуры, 20 – р. Северная Двина, 21 – уровни залегания отложений Северодвинского приледникового озера. Даты: чёрные цифры – радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н., голубые цифры – ОСЛ даты, тыс. л.н. (подчёркнутые – авторский материал, не подчёркнутые – из Lyså et al., 2014), фиолетовые цифры – уран-ториевые даты, тыс. л.н. Названия разрезов: 1 – Граница, 2 – Терминация, 3 – Толоконка нижняя, 4 – Толоконка, 5 – Прилукская, 6 – Филичаевская, 7 – Филичаевская 2, 8 – Вонгода, 9 – Байка, 10 – Гусиха, 11 – Усть-Канза, 12 – Лябла, 13 – Хмелёвская 2, 14 – Хмелёвская.

Вторая пачка ленточных глин, переслаивающихся с песками, вскрывается как в верхних, так и в нижних частях разрезов средней террасы (Рис. 14). Так, в разрезе Филичаевская 1 пачка ленточных глин уходит под урез воды, в разрезе Нижняя Толоконка две пачки ленточных глин чередуются с песчаными отложениями, в разрезе Терминация они занимают верхнюю часть разреза и подстилаются аллювиальными песками. Ленточные глины этой толщи сильно деформированы мерзлотными процессами (в разрезе Нижняя Толоконка верхний слой глин разорван, в нижних – небольшие клинья, в разрезе Терминация – крупные клинья длиной более 1.5 м). ОСЛ даты, полученные по подстилающим и перекрывающим ленточные глины пескам, находятся в диапазоне от **17.3** до **13.9** тыс. лет (Рис. 14) (Zaretskaya et al., 2024b).

Позднеледниковое звено полярного горизонта представлено аллювием (от руслового до старичного), слагающим первую террасу р. Северной Двины, собственная высота которой не превышает 7 м над урезом реки. По образцам оторфованного суглинка из старичного аллювия разреза Филичаевская 2 были получены 14С даты **13.1-12.9** тыс. кал. л.н. (Рис. 14) (Zaretskaya et al., 2024b).

Венчают осадочную последовательность позднего неоплейстоцена долины р. Северной Двины эоловые отложения, которые в виде покровных песков или дюн залегают в кровле разрезов террас, а также формируют дюнные поля на их поверхностях. У нас нет данных прямого датирования эоловых отложений на этом ключевом участке, но по прослою торфа в кровле разреза Нижняя Толоконка, подстилающему эоловый песок, были получены 14С даты **12.4-12.1** тыс. кал. л.н. (Рис. 14) (Zaretskaya et al., 2024b).

В разрезах долины р. Ваги отложения, формирующие полярный горизонт, были прослежены нами от места их первого появления в виде маломощного слоя ритмитов (разрез Сметанино, Рис. 6, 15) до максимального развития (мощностью до 10 м, разрез Вельск, Рис. 6, 15) и затем двойного слоя с мореной внизу и ритмитами вверху (разрез Шенкурск, Рис. 6, 15) (Zaretskaya et al., 2022a). Ритмиты (ленточноподобные глины) здесь представлены тонким переслаиванием алевритистой глины, алевритами и тонкозернистыми песками преимущественно темно-коричневых, бурых и сизо-серых цветов, нередко с включениями органогенного материала в кровле слоя. ОСЛ-даты, полученные ранее по озёрно-ледниковым осадкам в разрезах Пасьва и Колешка, лежат в диапазоне 21–15.7 т.л. (Lyså et al., 2014), что, в целом, согласуется с геохронометрическими данными, полученными для озёрно-ледниковых отложений в долине р. Северной Двины. При многих чертах сходства лимногляциальных отложений в долинах рек Ваги и Северной Двины (наличие песчаных прослоев со знаками ряби в толще ленточных глин, увеличение мощности по мере приближения к границе оледенения), наблюдаются и различия. В первую

очередь, это наличие органических прослоев в кровле ритмитов – растительного детрита и даже автохтонного торфа с хорошо сохранившимися растительными остатками зелёного мха *Drepanocladus*; по образцам торфа были получены радиоуглеродные даты в интервале **14.8 – 13.6** тыс. кал. л.н. (Zaretskaya et al., 2022a). Во-вторых, в толще самих глин нет мерзлотных деформаций, но они встречаются в толще перекрывающих их аллювиальных песков. В-третьих, максимальная мощность глин в разрезах Ваги как минимум в два раза превышает таковую в разрезах Северной Двины. И, в-четвёртых, в разрезах, расположенных ниже г. Шенкурска, в основании ритмично-слоистой толщи залегает плотный тёмно-серо-коричневый суглинок с большим количеством обломочного материала кристаллических пород Фенноскандии, ранее атрибутированная (Атласов и др., 1978; Девятова, 1982) как морена последнего оледенения.

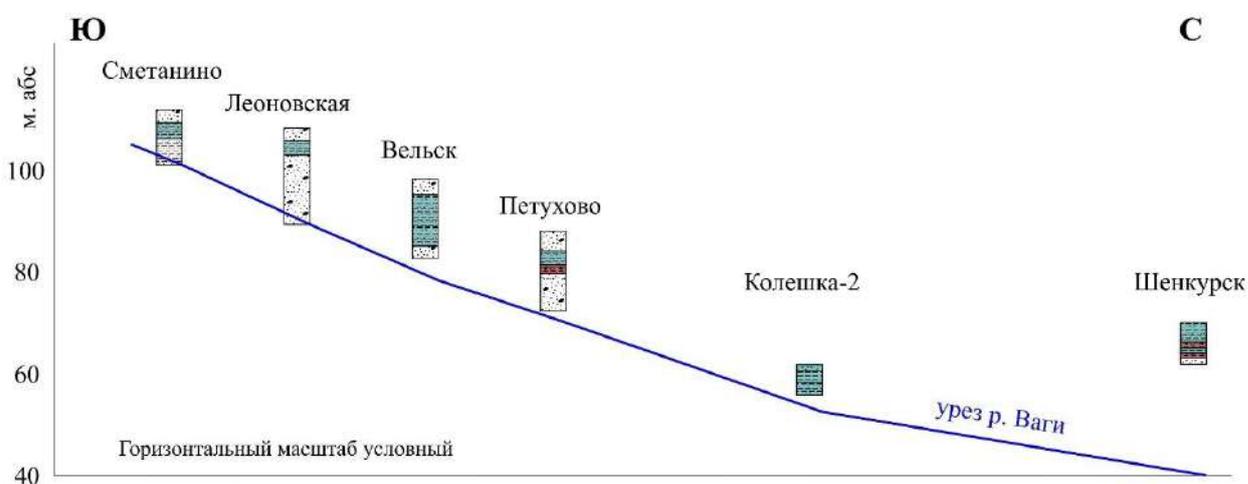


Рисунок 15. Продольный профиль вдоль долины р. Ваги (по Zaretskaya et al., 2022a, Баранов, Зарецкая и др., 2024, с изменениями). Условные обозначения см. рис. 14.

В долине р. Сухоны ритмично-слоистые отложения были изучены нами в разрезах в устьях её притоков – Царевы, Леденьги, Старой Тотьмы и Городишны; в бортах собственно Сухоны обнажаются коренные породы пермского возраста. Слои ленточноподобных глин – мощностью не более 5 метров – были обнаружены нами на высотах в диапазоне от 117-126 до 110-116 м н.у.м., и высота их кровли снижается вниз по течению современной Сухоны (Рис. 6, 16). Наиболее полно они представлены в разрезе в нижнем течении р. Царева, где 2 пачки ритмитов мощностью от 2 до 5 м разделены слоем разнозернистого песка (2.5 м) со знаками ряби и морозобойными нарушениями (Zaretskaya et al., 2022a). Ниже устья р. Старой Тотьмы ритмично-слоистые отложения выклиниваются, и в кровле разреза в нижнем течении р. Городишны уже залегает морена среднелепестового оледенения (Саммет и др., 1972). Аналитических данных по ритмитам в долине р. Сухоны пока нет, но положение в разрезах позволяет отнести их к полярному горизонту.

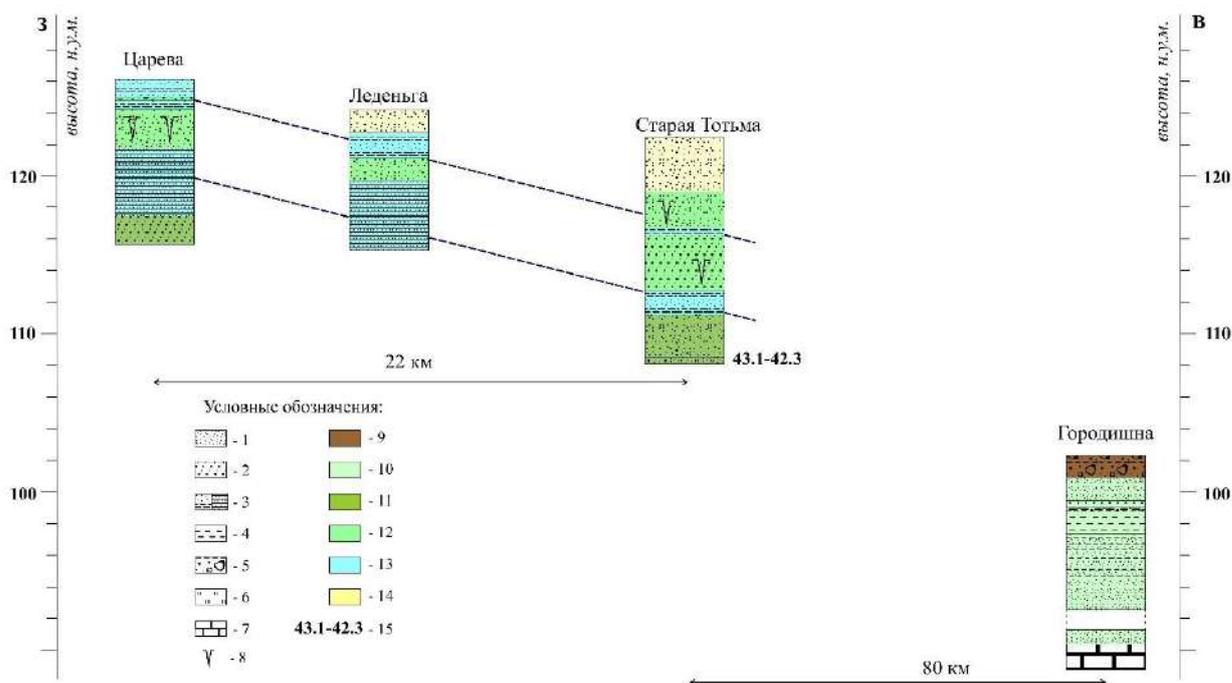


Рисунок 16. Продольный профиль вдоль долины р. Сухоны (по Zaretskaya et al., 2022a, с изменениями). Литология: 1 – песок; 2 – грубозернистый песок с гравием и галькой; 3 – ритмиты (ленточно-слоистые глины и алевриты); 4 – алеврит; 5 – диамиктон; 6 – торф; 7 – коренные породы. 8 – криогенные структуры. Возраст и генезис: 9 – морена МИС 6; 10 – аллювий, до МИС 6; 11 – аллювий, МИС 3; 12 – аллювий, МИС 2; 13 – лимно-гляциальный, МИС 2; 14 – эоловый, МИС 2-1. 15 – радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н.

4.3. Сводный разрез восточного Прибеломорья

Изученные осадочные последовательности восточного Прибеломорья включают разрезы Зимнего и Абрамовского берегов Белого моря, левобережья Кулойской ложбины и, частично, Терского берега.

4.3.1. Вычегодский горизонт (МИС 6), он же – нижняя морена, представлен только в подошве одного разреза – Кереца (Рис. 5, 17) в виде красно-коричневого диамиктона с линзовидной текстурой и большим количеством обломочного материала. Какая-либо микрофауна отсутствует.

4.3.2. Сулинский горизонт (МИС 5) вскрывается в подошве разрезов Зимнего берега (Рис. 5, 17) в виде двучленной толщи (Зарецкая и др., 2023; Зарецкая и др., 2025a). Нижняя пачка представлена алевритистой тёмно-серой глиной, иногда с включениями обломочного материала размерностью от гравия до мелких валунов разной степени окатанности (разрезы Конецгорье и Толстый Нос), раковинами двустворчатых моллюсков в кровле (семейство *Mytilidae*) (разрез Ущеменский) и неопределимым ракушечным детритом в толще слоя (разрезы Майда, Толстый Нос и Конецгорье) (Рис. 5, 17). Подошва глины находится ниже уровня моря, мощность слоя варьирует от 3 до 15 м. Литологический анализ показал разную

насыщенность глины песчаным материалом; содержание крупнозернистых терригенных обломков высокое в осадках разреза Конецгорье (100-120 экз/г), в Ущеменском оно падает до 40-80 экз/г, в Майде не превышает 30 экз/г, а остальных двух разрезах обломки практически отсутствуют (Зарецкая и др., 2023).

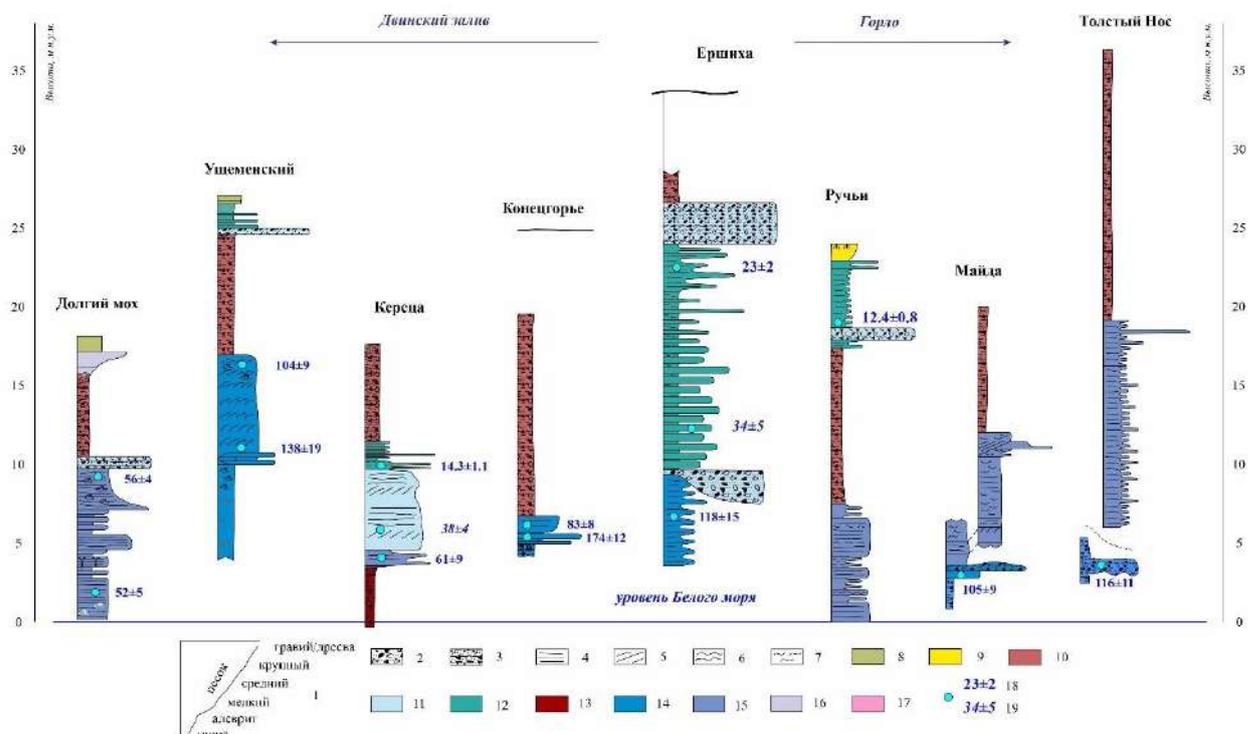


Рисунок 17. Разрезы Зимнего берега Белого моря (Зарецкая и др., 2022б; Зарецкая и др., 2023; Zaretskaya et al., 2024с). Литология: 1 – размерность частиц, 2 – песчано-гравийная смесь, 3 – диамиктон; текстурные особенности: 4 – горизонтальная слоистость, 5 – наклонная слоистость, 6 – волнистая слоистость, 7 – знаки ряби. Генезис и возраст: 8 – биогенный, МИС 1; 9 – эоловый; МИС 2: 10 – ледниковый, 11 – водно-ледниковый, 12 – озёрно-ледниковый; МИС 6: 13 – ледниковый. Морской: 14 – МИС 5, 15 – МИС 4; 16 – МИС 2. 17 - дочетвертичные отложения; ОСЛ-даты: 18 – надёжные, 19 – вероятно, значительно удревнённые.

В этом слое обнаружены микрофоссилии, основную часть которых составляют бентосные фораминиферы (БФ); единичные раковины остракод видов *Normanicythere leioderma*, *Rabilimis mirabilis*, *Krithe glacialis* и *Sarsicytheridea punctillata* найдены только в верхней части разреза Ущеменский, а единичные планктонные фораминиферы вида *Turborotalita quinqueloba* – в осадках разреза Майда. Общая численность БФ низкая, варьирует от 30-40 экз/100 г до 409 экз/100 г. Среди БФ преобладает оппортунистический арктический вид *Elphidium clavatum* (30-33%), примерно столько же составляет доля как нормально морских видов внешнего шельфа (25-30%), так и видов опресненного мелководного шельфа (21-26%) (Зарецкая и др., 2023).

Данные по составу пыльцы и водных палиноморф на настоящий момент получены из верхней части глинистой пачки. Доминируют переотложенные пыльца и споры (более

65%). Основу позднеплейстоценовой части спектров составляют пыльца *Pinus sylvestris* и *Betula nana*-type. В группе травянистых растений доминируют *Artemisia* и *Roaceae*, много *Chenopodiaceae*. Немногочисленные водные палиноморфы представлены, в основном, колониями пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum kawraiskii* и *P. boryanum*. Цисты морских видов динофлагеллат единичны (*Operculodinium centrocarpum*, *Echinidinium karaense*, *Spiniferites* spp., *Nematosphaeropsis labyrinthus*) (Зарецкая и др., 2023).

В кровле слоя глины может лежать гравийно-галечная отмостка, по которой идёт вода (разрезы Толстый Нос, Майда), сама кровля может быть наклонная или горизонтальная. Если отмостка отсутствует, то на глинах залегают песчаные (разрезы Ущеменский и Конецгорье) или ритмично-слоистые песчано-алевритовые отложения (разрезы Ершиха, Майда и Толстый Нос). Песчаная толща мощностью от 2 до 7 м, как правило, состоит из нескольких пачек: крупно-грубозернистый косослоистый песок с гравием, галькой и обломками раковин, мелко-тонкозернистый песок с горизонтальной или скрытой слоистостью, или со слоистостью типа «знаки ряби» и «хребет селёдки». Ритмично-слоистая толща представлена тонко переслаивающимися тонкозернистым песком и глинистым алевритом (толщина пар от 1-2 мм до 10 см); присутствуют более мощные (до 40 см) прослойки песка со знаками ряби и обломками раковин. Из отложений, перекрывающих глины, был получен массив из 7 ОСЛ-дат, располагающихся в интервале 174-83 тыс. л.н. (Рис. 17); основной массив сосредоточен в интервале **118-104** тыс. л.н. (Зарецкая и др., 2023; Зарецкая и др., 2025а).

4.3.3. Лайский и бызовской горизонты (нерасчленённые), сопоставляемые с интервалом **МИС 4 и 3**, представлены двойной пачкой отложений: в подошве слоя вскрывается буро-коричневая глина с тонкими прослоями тонкозернистого песка (прослежены в разрезах Абрамовского берега), перекрытая светло-серым или бежевым песком с горизонтальной, наклонной или косою слоистостью, преимущественно средне- и мелкозернистым, с прослоями грубозернистого песка и гравия (Рис. 5, 17, 18). Песчаная пачка прослеживается по всему периметру Беломорско-Кулойского плато и является региональным маркирующим горизонтом (Зарецкая и др., 2022; Zaretskaya et al., 2022b). Мощность глины достигает первых метров, песка – первых десятков метров. Для этой толщи ранее в пределах Абрамовского берега и Мезенского залива были получены термолюминесцентные, ОСЛ- и ЭПР-даты в интервале **77–52** тыс. лет (Соболев, 2008; Jensen et al., 2006; Molodkov, 2020; Zaretskaya et al., 2021). Нами эта толща была прослежена и датирована в пределах Зимнего берега (**61-52** т.л.) (Рис. 17); встреченные обильные обломки раковин и целые раковины двустворчатых моллюсков *Hiatella arctica*, *Chirona*

hameri, *Macoma calcarea*, *Ciliatocardium ciliatum* и *Vuccinum* sp. характерны для межстадиальных обстановок (Zaretskaya et al., 2021; Zaretskaya et al., 2022b).

4.1.4. Полярный горизонт (МИС 2) залегает повсеместно в кровле разрезов и представлен отложениями ледникового парагенетического ряда, относящимися к последнему Скандинавскому оледенению или стадиям его деградации (Рис. 5, 17, 18), и осадками позднеледниковой трансгрессии Белого моря.

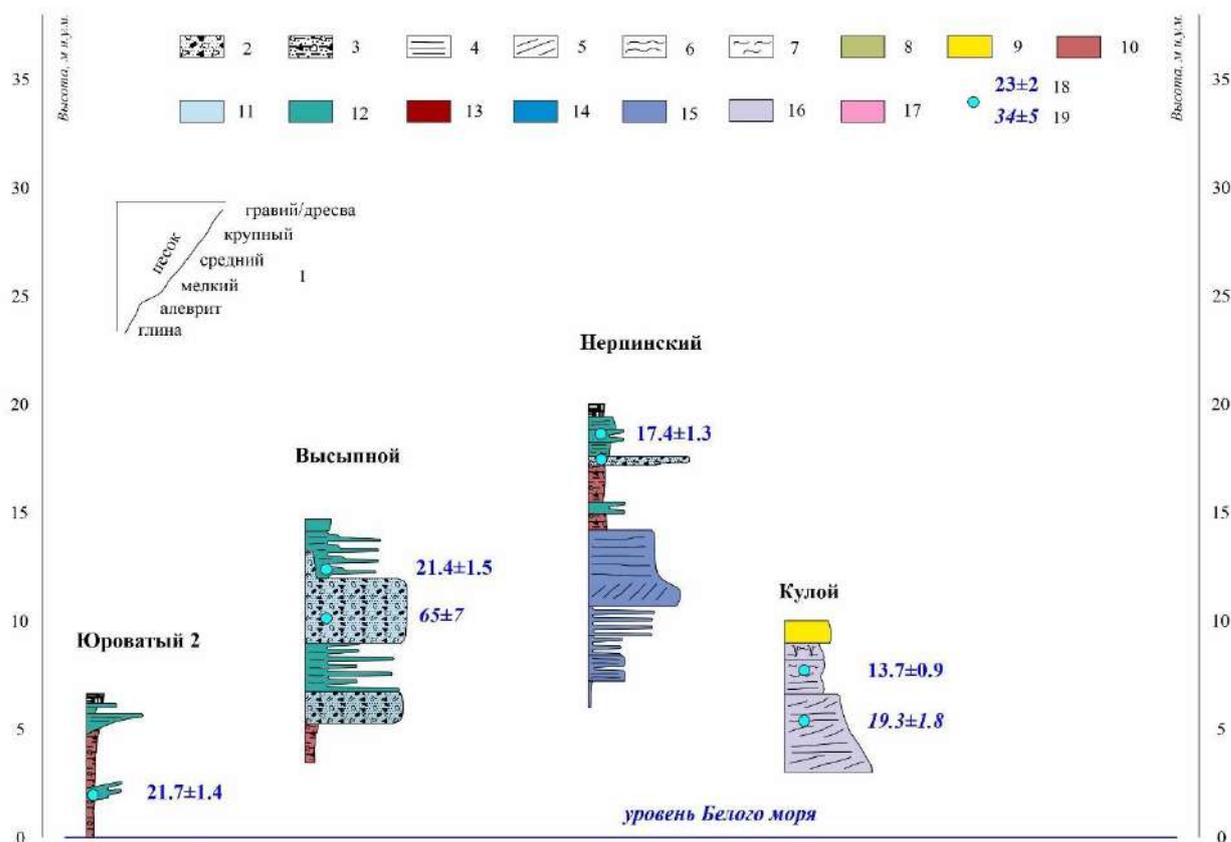


Рисунок 18. Разрезы Абрамовского берега Белого моря (Зарецкая и др., 2022б; Zaretskaya et al., 2024с). Литология: 1 – размерность частиц, 2 – песчано-гравийная смесь, 3 – диамиктон; текстурные особенности: 4 – горизонтальная слоистость, 5 – наклонная слоистость, 6 – волнистая слоистость, 7 – знаки ряби. Генезис и возраст: 8 – биогенный, МИС 1; 9 – эоловый; МИС 2: 10 – ледниковый, 11 – водно-ледниковый, 12 – озёрно-ледниковый; МИС 6: 13 – ледниковый. Морской: 14 – МИС 5, 15 – МИС 4; 16 – МИС 2. 17 – дочетвертичные отложения; ОСЛ-даты: 18 – надёжные, 19 – вероятно, значительно удревнённые.

4.1.4.1. Отложения ледникового парагенетического ряда

Морена последнего оледенения прослежена нами на всем протяжении Зимнего и Абрамовского берегов. Эти осадки представлены в основном диамиктоном коричневого и темно-коричневого цвета. В составе преобладают алеврито-глинистые частицы со значительной долей примесей разнозернистого песка, гравия, гальки и реже – валунов. В диамиктоне повсеместно отмечается сланцеватая текстура с толщиной отдельных плиток от 0.5 до 3 см. Практически во всех разрезах в нижней части диамиктона выделяется зона

ассимиляции нижележащих отложений с текстурами захвата. В ряде разрезов отмечаются линзы осадков, идентичных по составу отложениям, залегающим под диамиктоном (Зарецкая и др., 2025б, в печати). Мощность диамиктона обычно составляет 2–8 м, закономерно увеличивается на участках, где абразионный берег Горла Белого моря вскрывает внутреннее строение гряд и холмов. Отложения ледникового парагенетического ряда могут лежать как в кровле разрезов, так и полностью формировать береговые обрывы, спускаясь к уровню моря (м. Инцы, м. Юроватый и др. (Рис. 18)) (Зарецкая и др., 2022б).

Структурно-текстурные характеристики диамиктона в большинстве разрезов Зимнего берега позволяют отнести их к морене базальной или чешуйчатой фации. Формирование этой морены происходило при активном воздействии ледника на подстилающие рыхлые осадки. Движение ледника происходило по оси Горла Белого моря в северо-восточном направлении (Зарецкая и др., 2025б, в печати). К конечно-моренным образованиям можно отнести морену чешуйчатой фации и со складчатыми и надвиговыми дислокациями, однако она не характеризует этап длительной стабилизации края ледника, её можно соотнести с относительно краткосрочным периодом активизации лопасти беломорского ледникового потока в Горле Белого моря (Зарецкая и др., 2025б, в печати). В разрезах Абрамовского берега мощность морены убывает с запада на восток, и на западном мысу эстуария р. Кулой (разрез Нерпинский) не превышает 1 м (Рис. 18). В диамиктоне встречаются отторженцы в виде блоков вендских алевролитов характерного яркого сизо-синего цвета, которыми сложены Зимние горы на северо-западе Беломорско-Кулойского плато, что позволяет утверждать, что ледник двигался с запада, и уверенно относить эту морену к максимальной стадии последнего Скандинавского оледенения (Зарецкая и др., 2022б).

Озёрно-ледниковые отложения представлены переслаиванием песка, в основном мелкозернистого, реже – средне-крупнозернистого, иногда – с тонкой горизонтальной или линзовидной слоистостью или со знаками ряби, мощностью от долей мм до 5 см, и алеврита (иногда глинистого), также мощностью от долей мм до первых см. В слоях часто встречаются друпстоуны, а также микросбросы и микровзбросы разной ориентировки и углов наклона. Для этих отложений получены ОСЛ-даты в диапазоне от **23** до **17** тысяч лет (возраст уменьшается к границе оледенения в районе устья р. Кулой) (Рис. 17, 18), что соответствует времени, непосредственно предшествующему максимуму последнего ледникового покрова в этом регионе около 18-16 тыс. л.н. (Demidov et al., 2006; Larsen et al., 2006). Вероятно, вскрытые отложения соответствуют водоёму у края постепенно продвигающегося к востоку ледника, на что может указывать постепенное омоложение дат с запада на восток (Zaretskaya et al., 2024c; Зарецкая и др., 2025б, в печати).

Отложения стадий деградации последнего ледника отмечены в пределах Зимнего берега, на побережье Двинского залива (мыс. Конецгорье, Рис. 2, 17) и Горла Белого моря (мыс Инцы). По озёрно-ледниковым отложениям стадии деградации были получены ОСЛ-даты **15.2–12.3** тыс. л.н. (Zaretskaya et al., 2024c; Зарецкая и др., 2025б, в печати). Судя по их небольшой мощности и не повсеместному распространению в разрезах, на Зимнем берегу Белого моря во время фаз сокращения ледникового покрова непродолжительное время существовала система небольших приледниковых водоёмов и соединяющих их долин стока талых вод. При дальнейшей деградации последнего оледенения и вытаивании массивов мертвого льда небольшие водоёмы постепенно перемещались вслед за краевой зоной ледника (Zaretskaya et al., 2024c).

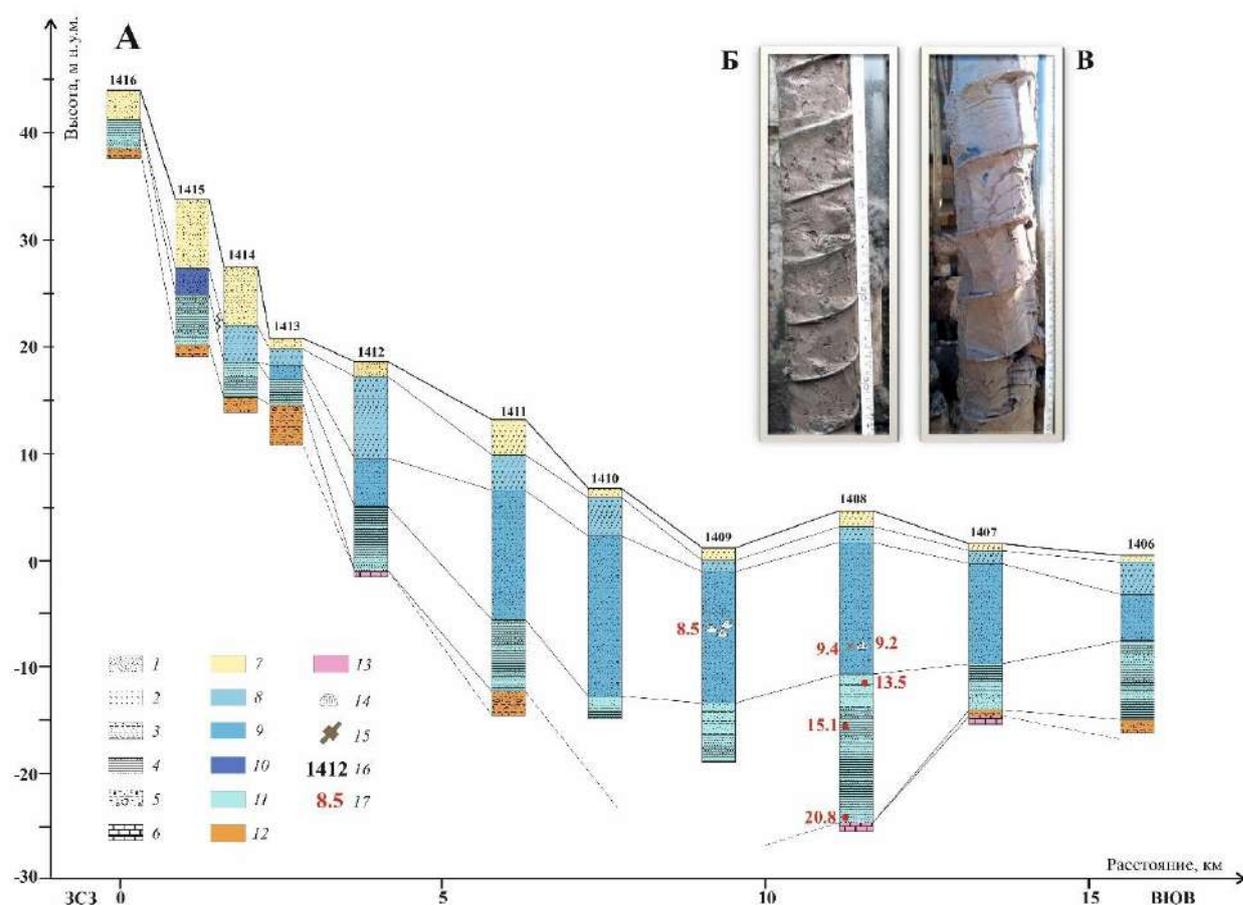


Рисунок 19. Разрез Нижневарзугской депрессии, Терский берег Белого моря (Зарецкая и др., 2025в, в печати, с дополнениями). Условные обозначения: А – строение кернов скважин; Б – диамиктон; В – лимно-гляциальные осадки (ритмиты). Литология: 1 – мелко-тонкозернистый песок; 2 – крупно-грубозернистый песок и мелкий гравий; 3 – переслаивание тонкозернистого песка и алеврита; 4 – переслаивание алеврита и глины; 5 – диамиктон; 6 – песчаник; генезис и возраст: 7 – эоловый; 8 – морской голоценовый (пляж); 9 – морской голоценовый (прибрежное мелководье); 10 – морской позднеледниковый (прибрежное мелководье); 11 – озёрно-ледниковый; 12 – ледниковый; 13 – коренные породы (RF 2-3); прочие обозначения: 14 – раковины; 15 – древесина; 16 – номера скважин; 17 – радиоуглеродные даты, тыс. кал. л.н.

В крупных тектонических депрессиях на побережье Горла Белого моря приледниковые (или внутриледниковые) водоёмы могли формироваться в начале оледенения и существовать вплоть до его деградации. Так, в Нижневарзугской депрессии (Репкина, Зарецкая и др., 2024) на глубинах -24 м и выше на морене или на коренных породах залегают отложения с ленточной слоистостью – ритмиты – серого, красноватого или бурого оттенка, представленные тонким (до листоватого) переслаиванием глин и алевритов, которые выше по разрезу переходят в переслаивание тонкозернистого песка и алеврита (Рис. 19) (Зарецкая и др., 2025в). Общая мощность толщи достигает 10 м, время накопления – от ~21 до 13.5 тыс. кал. л.н. Полученные данные хорошо коррелируют с ранее установленным возрастом (20-13 т.л.) водно-ледниковых отложений (флювиогляциальной дельты) выше по течению р. Варзуги (Lunkka et al., 2018).

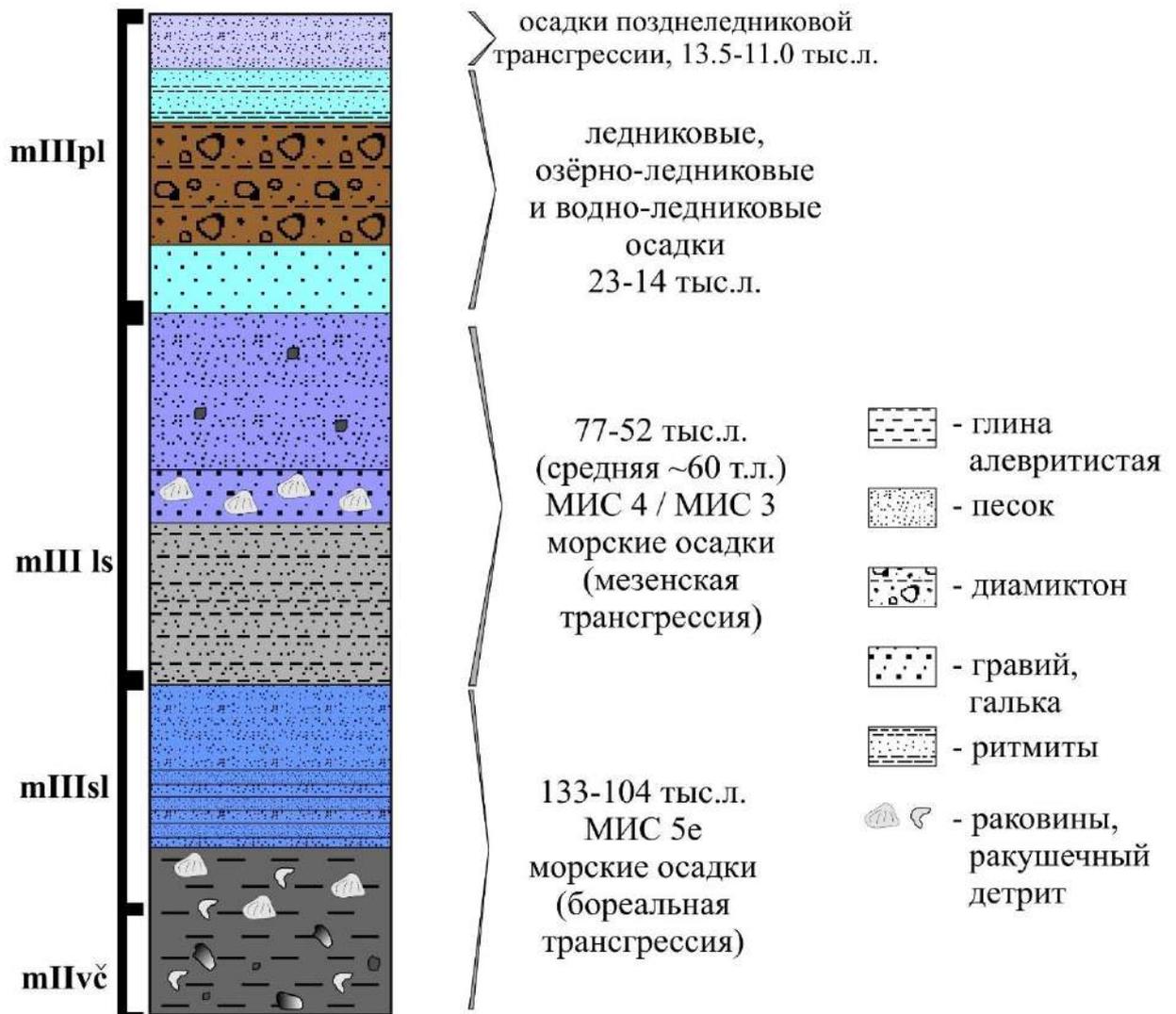


Рисунок 20. Сводный хроностратиграфический разрез отложений восточного Прибеломорья (Зарецкая и др., 2022б, с изменениями).

4.1.4.2. Отложения позднеледниковой трансгрессии

Верхнее звено полярного горизонта – отложения позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии Белого моря, произошедшей на финальной стадии деградации последнего Скандинавского оледенения. По данным геологического картирования (Станковский и др., 1980) и по результатам наших исследований (Репкина, Зарецкая и др., 2018) максимальный уровень распространения отложений позднеледниковой трансгрессии на побережье Беломорско-Кулойского плато – 20 м над современным уровнем моря, с понижением в восточном направлении до первых м в устье р. Кулой. Они распространены в палеозаливах и палеопроливах по Зимнему и Абрамовскому берегам и представлены горизонтально залегающими сизо-серыми алевритом, суглинком и глиной, накопившимися в спокойных гидродинамических условиях (Репкина, Зарецкая и др., 2018). На Абрамовском берегу терраса, сложенная осадками позднеледниковой трансгрессии (светло-серым и бежевым мелко-тонкозернистым песком с горизонтальной слоистостью и знаками ряби, и фрагментами раковин двустворчатых моллюсков), прислонена к морене и озёрно-ледниковым отложениям (Зарецкая и др., 2022б). Возраст осадков был определён ОСЛ методом в диапазоне **13.5-11.5** тыс. л.н. (Рис. 18; Зарецкая и др., 2025б, в печати).

Сводный разрез восточного Прибеломорья представлен на рис. 20.

Глава 5. Двинско-Прибеломорский регион в конце среднего – позднем неоплейстоцене: событийность и хронология.

5.1. Максимальная стадия вычегодского оледенения (МИС 6).

Во время МИС 6 Двинско-Прибеломорский регион практически полностью был перекрыт вычегодским оледенением с центрами в Фенноскандии и Карско-Новоземельском регионе (Svendsen et al., 2004). Свободной ото льда оставалась Верхневыхгодская низменность, по северному краю которой проходила граница оледенения, блокировавшего сток Вычегды (Рис. 21). Сама низменность была заполнена подпрудным приледниковым озером, уровень которого, исходя из положения кровли озёрно-ледниковых осадков на высоте 125 м абс., был выше 135 м абс. Такая высота делала возможным реверсивный сток из бассейна Вычегды в бассейн Камы через Кельтменскую палеодолину (спиллвей). По данным, полученным из скважины 17843, пробуренной в северной части Кельтменской палеодолины (Panin et al., 2020), здесь на высоте 93-115 м абс. располагается толща озёрно-ледниковых осадков, для которой были получены ОСЛ даты **170–140** тыс. л.н., что, по-видимому, соответствует максимальной стадии среднелепистоценового оледенения в этом регионе. Верхняя Кама в то время могла впадать в Вычегодское приледниковое озеро, что косвенно подтверждается данными о возрасте аллювия (**175–169** т.л.) в нижней части керна скважины у с. Бондюг (Панин, Зарецкая и др., 2024). Подпрудное озеро могло располагаться в пределах приледникового гляциоизостатического прогиба (по аналогии с ПЛМ-озером в долине р. Северной Двины, (Zaretskaya et al., 2024b)), или выходить за его пределы, послужив причиной реверсивного стока в бассейн Каспия.

5.2. Деграляция оледенения и заложение долины Вычегды в конце МИС 6.

Деграляция максимальной фазы среднелепистоценового оледенения в Двинско-Прибеломорском регионе началась ~140 тысяч лет назад (возраст аллювия в разрезе Яреньга, Рис. 8), когда по освободившейся ото льда долине р. Вычегды возобновился сток. По-видимому, во время МИС 6 долина не была полностью заполнена ледниковыми осадками, поэтому сток шёл по унаследованному понижению в рельефе, в котором, возможно, сохранялся мёртвый лёд (Panin, Zaretskaya et al., in press). По краям отступающей ледниковой лопасти могли формироваться небольшие приледниковые водоёмы (подобные тем, отложения которых вскрываются в разрезе Гам, п. **4.3.1.**). Барьером для таких водоёмов могли служить конечно-моренные валы стадии дегляциации МИС 6, которые блокировали долину Вычегды и хорошо дешифрируются на ЦМР (например, Рис. 8) (Zaretskaya et al., 2018).



Рисунок 21. Сводная палеогеографическая карта Двинско-Прибеломорского региона (МИС 6 – МИС 2). Границы оледенений: 1 – МИС 6 (по Astakhov et al., 2016, с изменениями); 2 – МИС 5d (по Astakhov et al., 2016, с изменениями); 3 – МИС 5d (по Демидову и др., 2007, с изменениями); 4 – МИС 4 (по Astakhov et al., 2016, с изменениями); 5 – МИС 3 (по Демидову и др., 2007, с изменениями); 6 – МИС 2 (по Astakhov et al., 2016). Границы морских трансгрессий: 7 – бореальная (по Grosfjeld et al., 2006, с изменениями); 8 – мезенская (по Jensen et al., 2006, с дополнениями). 9 – подпрудные приледниковые озёра: 1 – Вычегодское (МИС 6); 2 – Северодвинское (МИС 2); 3 – Важское (МИС 2); 4 – Сухонское (МИС 2).

5.3. Сулинское межледниковье (конец МИС 6 – первая половина МИС 5).

Финал деградации максимального среднеплейстоценового оледенения в Двинско-Прибеломорском регионе ознаменовался началом обширной гляциоэвстатической

бореальной трансгрессии. По данным палинostrатиграфии, возраст начала бореальной трансгрессии в Мезенском заливе Белого моря оценивался в 133 тыс. л.н. (Grosfjeld et al., 2006), а по последним геохронометрическим данным, полученным по разрезам на Терском берегу Белого моря, ранняя фаза бореальной трансгрессии началась ~140 тыс. л.н. (Korsakova...Zaretskaya et al., 2024). На дне пролива Горло по геофизическим данным были выделены слои между коренными породами и подошвой ледниковых отложений последнего оледенения; заверочное бурение показало, что отложения представлены слабглинистыми мелкозернистыми песками, по которым были получены термолюминесцентные даты в интервале 161-111 тыс. л.н., а также плотными глинами с характерным комплексом фораминифер (Соболев, 2008). В скважинах на Беломорско-Кулойском плато отложения бореальной трансгрессии, перекрывающие среднеплейстоценовую морену, были выделены по микрофаунистическим данным; видовой состав фораминифер в слоях преимущественно глинистого состава позволил предположить существование открытого палеобассейна с нормальной солёностью при положительных температурах воды (Брынов и др., 1981).

У нас нет данных численного датирования для определения времени начала бореальной трансгрессии в разрезах периферии Беломорско-Кулойского плато, но, очевидно, она началась в конце МИС 6, в пределах 140-133 тыс. л.н. (Grosfjeld et al., 2006; Korsakova...Zaretskaya et al., 2024). Ранней стадии бореальной трансгрессии, которая в Белом море отличалась резким подъёмом уровня воды в условиях холодного послеледникового климата, соответствует алевролитистая глина в подошвах разрезов Зимнего берега. Это подтверждается её литологическим составом – присутствием крупных обломков и значительной опесчаненностью, что, по-видимому, произошло за счёт размыва ещё не сцементированных отложений вычегодского оледенения, а также большой долей переотложенной пыли, что свидетельствует о динамичной обстановке осадконакопления (Зарецкая и др., 2023).

Состав бентосной микрофауны в изученных глинистых отложениях ранней стадии затопления, и, прежде всего, наличие видов, характерных для относительно глубоководных районов внешнего шельфа арктических морей, как среди бентосных фораминифер, так и среди остракод, свидетельствует о том, что в начале трансгрессии вдоль всего Зимнего берега существовали приглубые зоны арктического бассейна с глубинами 50 и более метров. Находка единичных раковин планктонных фораминифер *Turborotalita quinqueloba*, а также цист автотрофных динофлагеллат, возможно, свидетельствует о проникновении подповерхностных атлантических вод. В то же время, значительное участие бентосных фораминифер, характерных для опресненных районов внутреннего шельфа арктических

морей, и оппортунистического вида *Elphidium clavatum*, а также доминирование пресноводных зеленых водорослей в группе водных палиноморф позволяют предположить, что эти приглубые зоны арктического бассейна были расположены недалеко от берега, характеризовались достаточно высокими скоростями осадконакопления и значительной стратификацией за счет притока талых вод. О том, что алевритистые глины Зимнего берега накапливались в начале бореальной трансгрессии, свидетельствуют и первые полученные нами данные по составу пыльцы и спор из верхней части глин, в котором нет пыльцы широколиственных пород, а доминируют сосна и карликовая березка в сочетании с польнями, злаками и маревыми; это позволяет реконструировать растительность перигляциального и переходного к межледниковому типов (Зарецкая и др., 2023).

Песчаная толща, перекрывающая алевритистые глины, накапливалась уже на следующей, регрессивной стадии развития бореального моря, о чём свидетельствует литологический состав отложений (гравий и песок), характерная для прибрежно-морских отложений слоистость (косая, горизонтальная, знаки ряби и «хребет селёдки») и полученные по ним ОСЛ-даты, основной массив которых укладывается в интервал времени от 118 до 104 тыс. л.н. (Рис. 22, Зарецкая и др., 2023). На данном этапе исследований мы не можем утверждать, было ли бореальное море приливным, но в пользу этого свидетельствует слоистость типа «хребет селёдки», характерная для приливных песчаных осушек, и конфигурация береговых линий (Grosfjeld et al., 2006).

По данным разных исследователей (Девятова, 1982; Grosfjeld et al., 2006), морские воды бореальной трансгрессии проникали вверх по течению р. Северной Двины вплоть до устья р. Вычегды, заходя и в долину р. Ваги в нижнем течении. Действительно, в разрезах Колешка и Усть-Паденьга на р. Ваге (Рис. 6) вскрываются мелкозернистые пески и алевриты мощностью от 5 (Колешка) до 15 м (Усть-Паденьга) (40-55 м абс.) с большим количеством раковин *Arctica islandica*; при этом в разрезе Колешка они подстилаются оторфованным суглинком с прослоями торфа и фрагментами древесины (общая мощность 1.5 м). По спорово-пыльцевым данным, нижние части разрезов Колешка и Усть-Паденьга откладывались в болотной и прибрежно-морской обстановках последнего межледниковья (Девятова, 1982). По нашим данным, полученным для среднего течения р. Северной Двины, отложений бореальной трансгрессии там не зафиксировано; наоборот, в подошве разреза Толоконка (30-33 м абс.) вскрывается старичный аллювий (Рис. 13), генезис которого подтверждается результатами анализа макроостатков в торфе и находками костей мегафауны, а возраст - уран-ториевыми датами по торфу в кровле старичного аллювия - **120-104** тыс. л.н. (Zaretskaya et al., 2020). По-видимому, во время сулинского межледниковья в низовьях р. Ваги было заболоченное понижение, которое в результате

проникновения вод бореальной трансгрессии превратилось в мелководный морской залив; в долине Северной Двины выше устья Ваги и по всей долине Вычегды установились аллювиальные обстановки осадконакопления, что подтверждается и данными из нижней части разреза Байка (Zaretskaya et al., 2024b). Причиной, по которой воды бореальной трансгрессии не проникли в долину р. Северной Двины выше устья р. Ваги, могло быть то, что долина была заполнена вычегодской мореной и ещё не проработана рекой, что подтверждается и данными геологической съёмки (Саммет и др., 1972), или гляциоизостатическими эффектами.

5.4. Сулинское-лайское (ранневалдайское) время (окончание МИС 5, и МИС 4).

Несмотря на разнообразие границ оледенений, реконструируемых во второй половине МИС5 на северо-востоке Европы (Рис. 4, 5) (Kjaer et al., 2003; Svendsen et al., 2004; Демидов и др., 2007), их следы в Двинско-Прибеломорском регионе нами не установлены (Zaretskaya et al., 2022b). Морские обстановки осадконакопления в Белом море реконструируются для временного интервала 102-71 тыс. л.н. по осадочным последовательностям Терского берега (южное побережье Кольского полуострова) как вторая фаза бореальной трансгрессии (Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024). В разрезах в долинах рек Вычегды и Северной Двины мы не идентифицировали слоёв, относящихся к этому периоду времени. Причиной, по-видимому, являлась активная боковая миграция русел Вычегды и Северной Двины, уничтожившая террасы, которые могли сформироваться в то время (Panin, Zaretskaya et al., in press).

В конце ранневалдайского времени, в МИС 4, в Двинско-Прибеломорском регионе мы не видим следов оледенения ни по периферии Беломорско-Кулойского плато, ни в пределах Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы. На основании изучения осадочных последовательностей Кольского полуострова были сделаны выводы о небольшом ледниковом щите в его восточной части, и о доминировании морских обстановок в восточной части Белого моря в МИС 4 (Zaretskaya et al., 2022b; Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024). Толща, прослеженная нами и датированная в разрезах Абрамовского и Зимнего берегов в пределах 77-52 тыс. л.н., а также в серии разрезов Терского берега в интервале 72-53 тыс. л.н., по литологическому и малакофаунистическому составу, а также стратиграфическому положению и возрасту коррелирует с отложениями мезенской трансгрессии (Jensen et al., 2006; Zaretskaya et al., 2022b) и является местным маркирующим стратиграфическим репером (Рис. 21, 22). Мезенская трансгрессия была выделена в разрезах Чешской губы и Мезенского залива, ее возраст оценивается в среднем в 60 тыс. л.н., несмотря на то, что диапазон полученных для ее отложений дат гораздо шире и лежит в промежутке 70–50 тыс. л.н. (Jensen et al., 2006). По-видимому, трансгрессия была

гляциоэвстатической и кратковременной (первые тысячи лет) (Jensen et al., 2006), и причиной её была деградация Карско-Баренцевоморского оледенения, граница которого могла проходить по восточному борту Мезенского залива или восточнее, а сама трансгрессия заполнила остаточный приледниковый прогиб земной коры, до его изостатического выравнивания. По мнению (Jensen et al., 2006), относительный уровень моря мог подниматься на 40 м. Поскольку Горло Белого моря было открытым, некоторую часть величины подъема уровня можно отнести за счет приливов; в толще трансгрессивных отложений описаны характерные для них текстуры (Jensen et al., 2006).

Подъём относительного уровня моря отразился в формировании мощной аллювиальной толщи с многочисленными мерзлотными структурами в нижней части «высокой» террасы р. Северной Двины, вскрывающейся в разрезе Толоконка, для которой ранее (Lyså et al., 2014) были получены ОСЛ даты в интервале 78-50 т.л. По данным Девятовой (1982), в серии разрезов в долине р. Ваги на отложениях бореальной трансгрессии прослеживается перигляциальный аллювий. Мы можем предполагать, что и в долине р. Вычегды также формировалась терраса, впоследствии уничтоженная активной боковой эрозией (Panin, Zaretskaya et al., in press).

5.5. Бызовское (средневалдайское) время (МИС 3).

В Белом море в бызовское (средневалдайское) время сохранялись морские обстановки осадконакопления, о чём свидетельствуют данные, полученные по разрезам Терского берега (Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024), хотя в разрезах Зимнего и Абрамовского берегов отложения того времени не обнаружены. В бассейне р. Северной Двины средневалдайская летопись представлена более полно (Зарецкая и др., 2019), и отдельными фрагментами в серии разрезов заполняет весь промежуток времени с 57 до 29 тыс. л.н. (Рис. 22)

По нашим данным, в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе в МИС 3 господствовали аллювиальные, и в меньшей степени фиксируются эоловые обстановки осадконакопления. Во всех разрезах, где присутствуют средневалдайские слои, прослеживается чередование аллювия разных фаций, в большинстве случаев - с мерзлотными структурами, и прослоев погребённых почв и/или торфа, которые впоследствии также были криотурбированы, что говорит о чередовании коротких (в геологическом масштабе времени) промежутков с более холодным и с более умеренным климатом (Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020). Это подтверждается и спорово-пыльцевыми данными, по которым реконструируются межстадиальные условия - чередование во времени северо-таежных ландшафтов (хвойных и хвойно-мелколиственных лесов) с лесотундрой, тундрой и тундро-степями (Андреичева и др., 2015; Zaretskaya et al.,

2020; 2024b). На бортах долин накапливались эоловые отложения (Zaretskaya et al., 2020; Panin, Zaretskaya et al., in press), чему способствовала разреженная растительность и большое количество песчаного материала в долинах рек.

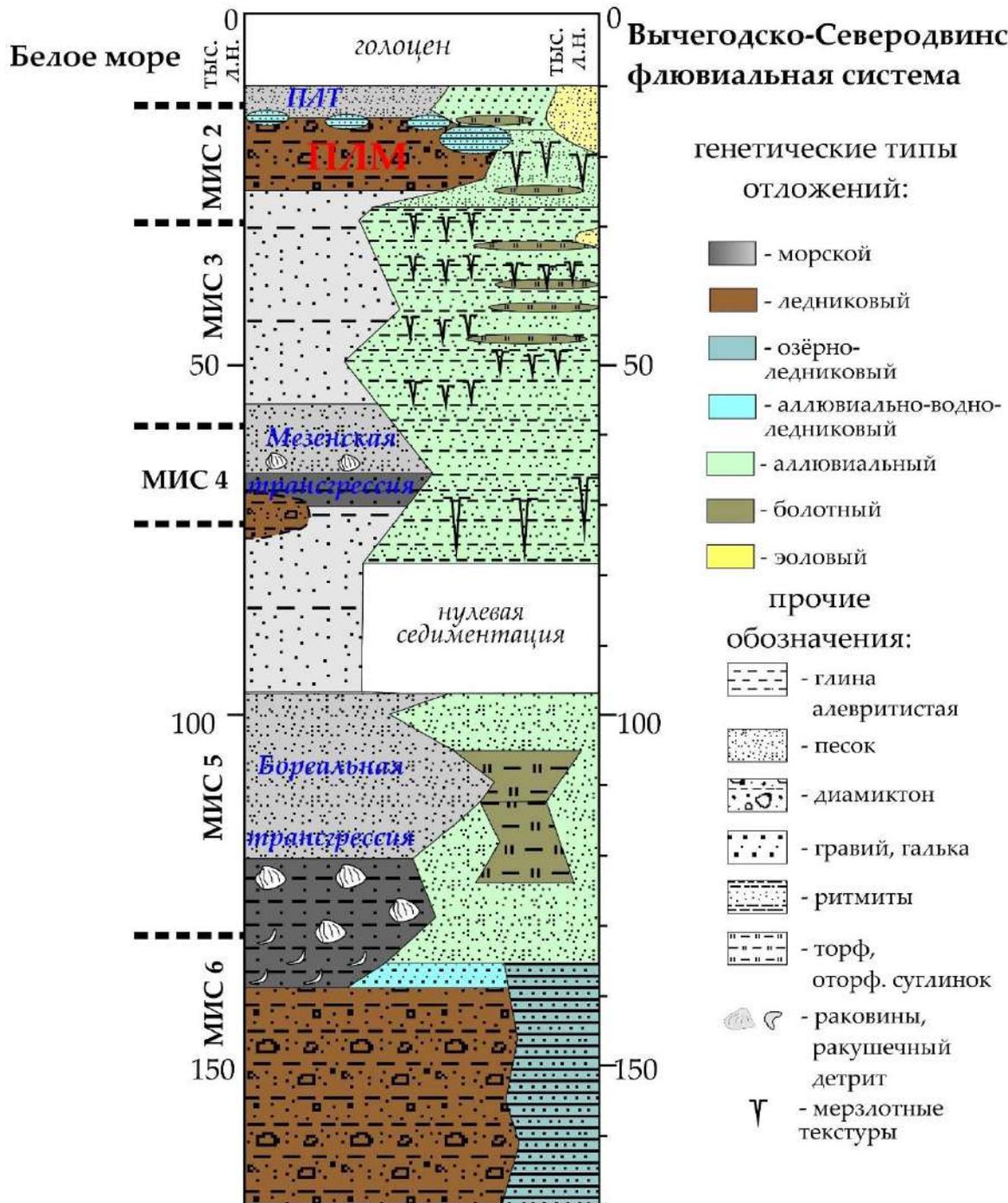


Рисунок 22. Сводный хроностратиграфический разрез Двинско-Прибеломорского региона.

Все полученные нами данные опровергают существование покровного оледенения, которое, согласно (Lyså et al., 2011), в начале МИС 3 блокировало сток р. Северной Двины в нижнем течении и послужило причиной формирования гипотетического Беломорского

подпрудного приледникового озера. В течение всего средневалдайского (бызовского) времени в Двинско-Прибеломорском регионе доминировали безлёдные межстадиальные условия, на фоне которых осуществлялся беспрепятственный сток из Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы в морской бассейн - Белое море.

5.6. Полярное (поздневалдайское) время (МИС 2).

Основным палеогеографическим событием, которое повлияло на развитие Двинско-Прибеломорского региона в МИС 2, было, безусловно, последнее Скандинавское оледенение и его деградация.

В начале МИС 2 в регионе сохранялись межстадиальные обстановки с трендом на похолодание и увеличение лесотундрового и тундрового компонента в ландшафтах (Zaretskaya et al., 2020; 2024b). Оледенение распространялось в регионе двумя потоками. Беломорский ледниковый поток распространялся из центра оледенения в северной Фенноскандии на восток, его ось располагалась вдоль южного берега Кольского полуострова и далее по проливу Горло (Вашков и др., 2024), северодвинский поток (ответвление беломорского) распространялся на юго-восток (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979) (Рис. 21). На Кольском полуострове для беломорского ледникового потока и локального ледникового максимума были определены временные рамки 19-15 тыс. л.н. (Boyes et al., 2021), что частично подтверждается нашими данными, полученными для Терского берега (Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024). По данным (Lyså et al., 2014) северодвинский поток 21-20 тыс. л.н. заблокировал сток Северной Двины, а максимальная стадия оледенения датируется 17-15 тыс. л.н. По нашим данным, полученным для Зимнего и Абрамовского берегов Белого моря (западная и северная периферия Беломорско-Кулойского плато), продвижение ледника к востоку происходило в интервале от **22** до **17.5** тыс. л.н. (Рис. 22; Zaretskaya et al., 2024c), и восточнее долины р. Кулой ледник не продвигался (Зарецкая и др., 2022a; 2022б; Зарецкая и др., 2025б, в печати). Деградация беломорской лопасти проходила постадийно. Формирование краевых образований в районе мыса Инцы (юго-восточный берег пролива Горло), и затем мыса Конецгорье (восточный берег Двинского залива) происходило в интервале времени **17-14.7** тыс. л.н.; как продвижение лопасти на восток, так и её деградацию сопровождало образование небольших приледниковых водоёмов (Zaretskaya et al., 2024c).

Северодвинская ледниковая лопасть продвигалась по долине р. Северной Двины до устья р. Кынтыш, и по долине р. Ваги до устья р. Паденьга (Рис. 21), что подтверждает реконструкцию её границ, сделанных в работах (Атласов и др., 1978; Останин и др., 1979). Выше по течению не более чем на 150 км формировались подпрудные приледниковые озёра внутривалдайского типа (Рис. 21). Северодвинское приледниковое озеро существовало в

интервале **20-15.5** тыс. л.н. (Рис. 22), и его максимальный уровень не превышал 70 м абс. (Zaretskaya et al., 2024b). Озеро отличалось нестабильной гидродинамикой, зависевшей от осцилляций ледниковой лопасти, и в его развитии можно выделить как минимум две фазы, разделённые спуском озера и врезанием реки; большое количество дропстоунов и «гнезд» диамиктона в ленточных глинах указывает на близость фронта ледника и ледовый разнос моренного материала (Zaretskaya et al., 2024b). В Важском приледниковом озере происходило непрерывное накопление озёрно-ледниковых отложений, его уровень мог достигать 110-115 м абс., и спуск его произошёл не позднее 15 тыс. л.н. (Zaretskaya et al., 2022a). Возраст Важского приледникового озера оценивается в интервале 21–15.7 тыс. л.н. (Lyså et al., 2014), а время его деградации датируется 13.6 тыс. кал. л.н., что говорит о том, что озёра формировались синхронно, и время их существования соответствует местного максимума последнего оледенения (Zaretskaya et al., 2024b). Сухонское озеро (Рис. 21) формировалось в приледниковом понижении кубенского языка воже-лачской ледниковой лопасти (Структура и динамика..., 1977); ледниковая нагрузка вызвала обратный уклон местности, образование временного водораздела и разделение р. Сухоны на Западную и Восточную. Сток Западной Сухоны осуществлялся по направлению к леднику, благодаря чему и формировалось Сухонское приледниковое озеро (Zaretskaya et al., 2022a). После деградации оледенения и компенсационного подъёма приледникового прогиба произошло общее изменение уклона местности на восток, объединение Западной Сухоны с Восточной, а также изменение конфигурации Главного водораздела Русской равнины (Zaretskaya et al., 2022a). Именно после деградации последнего оледенения Сухона в современной конфигурации стала частью бассейна р. Северной Двины.

Северодвинское, Важское и Сухонское озёра заполняли приледниковый гляциоизостатический прогиб, что, с одной стороны, послужило причиной их формирования в криоаридную эпоху с минимальным стоком (Zaretskaya et al., 2024b), а с другой – препятствовало их распространению вверх по течению рек Северной Двины, Ваги и Сухоны. Соединения Сухонского и Важского приледниковых бассейнов, а также Костромского и Сухонского озёр, не происходило (Zaretskaya et al., 2022a). В долине р. Вычегды сохранялся запад-северо-западный сток, шло накопление аллювия (Panin, Zaretskaya et al., in press) и эоловых отложений (Zaretskaya et al., 2024a), однако на близость Северодвинского приледникового озера указывает увеличенная мощность аллювия, накапливавшегося во время последнего ледникового максимума в нижнем течении реки, что зафиксировано в разрезе Байка (Рис. 9) (Zaretskaya et al., 2024b).

Деградация оледенения вызвала спуск приледниковых внутридолинных озёр и врезание рек. Криогенные структуры, прослеживающиеся в озёрно-ледниковых

отложениях долины р. Северной Двины, образовались, по-видимому, уже после врезания реки, в начале позднеледниковья. В Восточном Беломорье единый приледниковый водоём не формировался, так как пролив Горло уже открылся и в бассейн начали поступать воды Баренцева моря (Соболев, 2008; Полякова и др., 2014; Зарецкая, 2018; Репкина, Зарецкая и др., 2018). Отдельные приледниковые водоёмы формировались у края отступающего ледника в мелководных заливах и крупных тектонических депрессиях (Zaretskaya et al., 2024c), и существовали до ~13.5–12.5 тыс. л.н. (Зарецкая и др., 2025б, в печати). Позднеледниковая трансгрессия, начавшаяся в Белом море ~13.5 тыс. л.н. (Колька, Корсакова, 2017; Зарецкая и др., 2025б, в печати), проявилась в пределах побережья Беломорско-Кулойского плато в виде формирования террасового уровня или эрозионного уступа. Терраса максимальной высоты – 20 м абс. – прослежена в районе устья р. Керца (Зарецкая и др., 2022а), понижаясь в восточном направлении. Так, в районе устья р. Ручьи максимальный уровень позднеледниковой трансгрессии прослежен на современных высотах 12–15 н.у.м. (Репкина и др., 2023), в районе устья р. Майда – на современной высоте 8–9 м н.у.м. (Репкина и др., 2024), и в устье р. Кулой – на высоте 6 м н.у.м., в виде хорошо выраженной террасы (Зарецкая и др., 2025б, в печати).

Начавшийся в позднеледниковье период мощного стока (Sidorchuk et al., 2000; Sidorchuk et al., 2001; Сидорчук и др., 2008) проявился в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе в виде формирования 1-й террасы в долине Вычегды и Северной Двины (Зарецкая и др., 2014; Zaretskaya et al., 2020; Zaretskaya et al., 2024b). Обилие незакрепленного песчаного материала и сильные ветры, дувшие вдоль речных долин, привели к формированию мощных толщ эоловых отложений (лессоидов и покровных песков), более чем на 10 м надстроивших поверхности террас и другие приречные пространства, а также самостоятельных геоморфологических выделов (дюн и дюнных полей) (Рис. 22), в период с 17 до 10 тыс. л.н. (Zaretskaya et al., 2024a; Panin, Zaretskaya et al., in press).

Глава 6. Двинско-Прибеломорский регион в контексте поздненеоплейстоценового развития Европейского севера и северо-востока.

Двинско-Прибеломорский регион, с одной стороны, являясь цельной системой «водосбор – конечный бассейн», а с другой – частью обширного региона Европейского северо-востока, на протяжении почти 200 тысяч лет был ареной череды разноранговых палеогеографических событий; реконструкция их истории позволила заполнить очередную региональную лакуну в средне- и позднечетвертичной истории Земли.

Отправным событием палеогеографической истории региона в описываемое время явилось вычегодское (МИС 6) среднелепистоценовое оледенение, в период 170-140 тыс. л.н. блокировавшее сток верхней Вычегды, в результате чего в Верхневычегодской низменности формировалось Вычегодское подпрудное приледниковое озеро (Рис. 21). Верхняя Кама, по крайней мере, в период 175-169 тыс. л.н. (Панин и др., 2024) являлась частью бассейна Вычегды и впадала в Вычегодское приледниковое озеро (Рис. 21). Мы пока не располагаем данными о конкретной конфигурации озера и объёме воды, но, по косвенным данным, полученным для верхнего Прикамья (Панин и др., 2024), можем высказать предположение о существовании реверсивного стока из бассейна Вычегды в бассейн Камы, который мог повлиять на ход третьей стадии раннехазарской трансгрессии (Янина, 2012). Также, по-видимому, именно реверсивный сток из Вычегодского озера через Кельтменскую палеодолину послужил причиной образования «долины прорыва» верхней Камы на отрезке от с. Бондюг до слияния с р. Вишерой (Панин и др., 2024) и перестройки всей системы стока в Вычегодско-Камско-Печорском гидроузле. На стадии деградации оледенения произошло заложение современной долины р. Вычегды около 140 тыс. л.н. (Panin et al., in press), что могло быть откликом на мощный сток конца МИС 6 (Ерёменко, Панин, 2010). Это время можно считать точкой отсчёта истории Вычегодско-Северодвинской флювиальной системы.

Гляциоэвстатическая бореальная (эемская) трансгрессия резко затопила северную часть Двинско-Прибеломорского региона морскими водами после снятия ледниковой нагрузки в конце МИС 6, что примерно соответствует времени глобального подъёма уровня моря во время перехода от среднелепистоценового криохрона к последнему межледниковью (~ 131 тыс. л.н. (Lambeck et al., 2006; Waelbroeck et al., 2008)). По полученным ранее данным, уровень подошвы отложений бореальной трансгрессии был установлен в больших пределах – от -68 м до +168 м относительно современного уровня моря, при максимальной мощности осадков 65 м, что объясняется тектоническими факторами (Соболев, 2008). Регрессия, согласно данным по разрезу Бычье-2 на р. Пёзе (Мезенский залив Белого моря), началась в регионе около 130 тыс. л.н. (Талденкова и др., 2022), что свидетельствует об опережающем гляциоизостатическом поднятии территории по отношению к глобальному эвстатическому подъёму уровня моря, который достиг своего максимума около 128±1 тыс. л.н. (McCulloch, Esat, 2000). Это подтверждается и данными, полученными по разрезам Терского берега (Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024). Регрессивная толща отложений накапливалась до ~100 тыс. л.н. (Зарецкая и др., 2023) в условиях наиболее влажного и теплого межледникового климата (Талденкова и др., 2022;). Таким образом, по нашим данным, бореальная трансгрессия в Двинско-Прибеломорском

регионе (>133 – 100 тыс. л.н.) состояла из двух фаз: 1) резкого подъёма уровня воды в конце МИС6 и размыва/переотложения ледниковых осадков, и 2) длительного стояния воды и последующей регрессии в условиях межледникового климата. Такой сценарий коррелирует и с данными, полученными в последние годы для последней межледниковой трансгрессии Арктического региона, обзор которых приведён в работе (Зарецкая и др., 2025г). В Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе в условиях межледникового климата происходила аккумуляция аллювия и торфа (Рис. 22), в долине р. Ваги – вблизи береговой линии бореального моря. Возрастные рамки бореальной трансгрессии и, соответственно, межледниковых условий в Двинско-Беломорском регионе в целом совпадают с оценкой возраста микулинского межледниковья в Балтийском бассейне (133-109 тыс. л.н. (Ruchkin et al., 2024)) и сулинского межледниковья для Печорской низменности и низовьев Оби и Енисея (140-100 тыс. л.н. (Astakhov, 2024)).

Морские отложения второй половины МИС 5 достоверно установлены пока только на Терском берегу Белого моря, возрастом 99-95 т.л. (Zaretskaya et al., 2022) или 102-70 т.л. (Korsakova, ... Zaretskaya et al., 2024), а следы оледенения, реконструированного в работе (Larsen et al., 2006), в регионе отсутствуют. Это подтверждает высказанные ранее предположения о морских и безлёдных обстановках осадконакопления в Белом море в течение МИС 5d-a (Molodkov, 2020; Соболев, 2008; Zaretskaya et al., 2021), а также максимальное распространение ранневалдайского оледенения (т.н. харбейской стадии) (Astakhov et al., 2016; Astakhov, 2024) с центром в Карском море – не западнее восточного побережья Мезенского залива; граница ранневалдайского оледенения, оборванная на гляциоморфологической карте (Astakhov et al., 2016), была отрисована, по-видимому, по отложениям нижней толщи бореальной трансгрессии в районе устья р. Майда (Зарецкая и др., 2022; 2023). Подпрудное приледниковое озеро Коми, формировавшееся в бассейне р. Печоры в результате блокирования её северного стока и датированное ОСЛ-методом 82 ± 3 тыс. л.н. (Mangerud et al., 2004; Astakhov, 2024), не имело стока в Вычегодско-Северодвинскую флювиальную систему. Кольский полуостров, согласно данным (Helmens, 2014), был во вторую половину МИС 5 свободен ото льда. Отсутствие отложений, соответствующих этому времени, в Двинско-Прибеломорском регионе (кроме нижней пачки аллювия в разрезе Смотряковка на р. Ваге, где были получены ОСЛ-даты 120-95 т.л. (Lyså et al., 2014)), пока не позволяет делать более детальных выводов.

Первая половина МИС 4 в регионе также была безлёдной. Здесь, по-видимому, господствовали криоаридные условия, пролив Горло не блокировался льдом (Zaretskaya et al., 2022b), а граница стадии мархида Карско-Новоземельского оледенения возрастом ~60 тыс. л.н. располагалась к югу и востоку от полуострова Канин (Astakhov et al., 2016;

Astakhov, 2024). Скандинавское оледенение достигало только восточной части Кольского полуострова (Helmens, 2014; Korsakova, ...Zaretskaya et al., 2024). После деградации Карско-Новоземельского оледенения в восточной части Белого моря проявилась кратковременная (ок. 60 тыс. л.н.) мезенская трансгрессия (Jensen et al., 2006), которая была откликом на глобальное резкое потепление климата (эпизод Хайнриха Н6, (Rasmussen et al., 2014b)) и последовавшее повышение относительного уровня моря на рубеже МИС 4/3 (Siddal et al., 2003). Воды мезенской трансгрессии распространились, в основном, в пределах приледникового гляциоизостатического прогиба, чем объясняется максимальная мощность её отложений на Абрамовском берегу Белого моря. В Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе не прекращался северо-западный сток, в конце МИС 4 шла аккумуляция аллювия, но он сохранился только в нижней части разреза Толоконка (Lyså et al., 2014), а в долине Вычегды мог быть погребён или уничтожен активной боковой эрозией (Panin, Zaretskaya et al., in press). Беломорское приледниковое озеро, заполнявшее Вычегодско-Северодвинскую флювиальную систему, а также ставшее его причиной оледенение, перекрывавшее низовья р. Северной Двины в интервале 65-57 т.л. (Lyså et al., 2011), не оставили никаких следов, и достоверных их признаков мы не обнаружили (Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2020).

Следующий этап развития Двинско-Прибеломорского региона - МИС 3 - отличался межстадиальными условиями, повторяющимися резкими неоднократными изменениями климата, среди которых можно выделить как минимум 12 эпизодов потеплений и похолоданий (Зарецкая и др., 2019), что было откликом на глобальные резкие, частые и кратковременные климатические изменения (Rasmussen et al., 2014a). В бассейне Белого моря существовал морской водоём, в который осуществлялся сток р. Северной Двины, а в её бассейне накапливались аллювиальные и эоловые отложения, а также формировались погребённые почвы (Zaretskaya et al., 2020; 2024b; Panin, Zaretskaya et al., in press) (Рис. 10, 22).

По-видимому, МИС 3 в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе был теплее, чем в соседнем бассейне р. Печоры. В бассейне р. Северной Двины во время потеплений МИС 3 реконструируются хвойные и хвойно-мелколиственные леса в сочетании с тундростепью (Зарецкая и др., 2019; Zaretskaya et al., 2024b), в то время как в бассейне Печоры доминировали безлесные ландшафты кустарничковых тундр (Astakhov, 2024). Это также подтверждается многочисленными остатками мамонтовой фауны, встречающейся в разрезах бассейна р. Печоры: вероятно, безлесные перигляциальные ландшафты благоприятствовали распространению мамонтовой фауны и, соответственно, способствовали миграции палеолитического человека, следы которого мы видим на

стоянках Бызовая и Мамонтовая Курья (Астахов, Свенсен, 2011; Heggen et al., 2012), в то время как в долинах Вычегды и Северной Двины находки мамонтовой фауны в бызовском горизонте неизвестны (Зарецкая и др., 2019). По полученным нами данным, наиболее теплые интервалы, которые можно отнести к оптимальным, проявились во временном диапазоне 47–43 кал. тыс. л.н. и 31.3–29.2 кал. тыс. л.н. (Зарецкая и др., 2019), что соответствует гренландским интерстадиалам 12-11 и 5 (Rasmussen et al., 2014a); при этом во время второго интервала уже прослеживается тренд на ухудшение климатических условий (Zaretskaya et al., 2020).

Несмотря на отсутствие полного стратотипа бызовского горизонта, а также непрерывной летописи бызовского (средневалдайского) интерстадиала в Двинско-Прибеломорском регионе, по имеющимся фрагментарным палеоархивам можно реконструировать практически непрерывную его историю в контексте палеогеографии северо-востока Европы.

Наступление последней ледниковой эпохи в Двинско-Прибеломорском регионе, как и на всём северо-востоке Европы, проявилось в ухудшении климатических условий (Zaretskaya et al., 2020; 2024b). Продвижение ледника на восток и юго-восток до максимального положения границ происходило в период 20-19 – 15.5 тыс. л.н. (северодвинский поток) и с 23 до 17 тыс. л.н. (беломорский поток) (Zaretskaya et al., 2024b; Зарецкая и др., 2024). Северодвинский поток, блокируя сток Северной Двины и Ваги, и кубенский язык воже-лачской ледниковой лопасти, спровоцировавший гляциоизостатическую смену уклона местности, послужили причиной формирования небольших (120-150 км вверх по течению от границы оледенения) приледниковых водоёмов (Рис. 21) с нестабильной гидродинамикой; эти озёра имели ограниченное распространение внутри долин, не преодолевали порог стока 135 м абс., поэтому реверсивного стока в бассейн Каспия, как это предполагалось ранее (Lyså et al., 2011; Fredin et al., 2012; Larsen et al., 2014), не происходило (Zaretskaya et al., 2024b), и конфигурация Камско-Печорско-Вычегодского водораздела не менялась. Также не было соединения Сухонского приледникового озера с Важским, и с Верхневолжской системой озёр, как ранее предполагалось в реконструкциях (Квасов, 1975; Larsen et al., 2014). Самый молодой эпизод реверсивного стока через Кельтменскую палеодолину в бассейн Каспия мог происходить не позднее 170-140 тыс. л.н. (Panin et al., 2020). Краевые формы, выделенные на нижней Вычегде в районе устья р. Яреньги как морена последнего оледенения (Fredin et al., 2012; Larsen et al., 2014) по результатам наших исследований оказались краевыми образованиями МИС 6 оледенения стадии его деградации (Zaretskaya et al., 2018; Panin, Zaretskaya et al., in press) с прислонённой к ним самой ранней террасой р. Вычегды возраста

140 тыс. лет (Panin, Zaretskaya et al., in press). Во время максимума последнего оледенения в долине р. Вычегды сохранялись аллювиальные обстановки осадконакопления и направление стока (Zaretskaya et al., 2020; Zaretskaya et al., 2024b).

Отложения, принимавшиеся за озёрно-ледниковые (Лавров, Потапенко, 2005; Lyså et al., 2011), а также формы рельефа, принимавшиеся за краевые формы отложений последнего оледенения на междуречье Ваги и Северной Двины (Лавров, Потапенко, 2012) или за лимнокамы к северу от устья р. Вычегды (Лавров, Потапенко, 2005), представляют собой в разных случаях лёссоиды, покровные эоловые пески, накидные дюны или обширные дюнные поля (Рис. 11), формировавшиеся в период 17-10 тыс. л.н. в перигляциальной области Двинско-Беломорского региона (Zaretskaya et al., 2024a). На территории соседней Печорской низменности максимум активизации эоловых процессов проявился 15-14 тыс. л.н. (Heggen et al., 2012; Astakhov, 2024), в более южных районах верхней Волги возраст покровных эоловых образований датируется 12.5-9.4 тыс. л.н. (Баранов и др., 2021), а в западной Европе максимум эоловой активности начался 15 тыс. л.н. и закончился в раннем голоцене (Koster, 2005), что говорит как о синхронности активизации эоловых процессов на обширной территории северной и северо-восточной Европы в позднеледниковье, во время переходного климатического режима, так и о том, что вклад эоловой аккумуляции в формирование геологических тел и рельефа до сих пор недооценивается (Zaretskaya et al., 2024a).

Деградация малых приледниковых озёр в Двинско-Прибеломорском регионе привела к врезанию рек, а последовавший затем период мощного стока (Sidorchuk et al., 2000; Sidorchuk et al., 2001; Сидорчук и др., 2008) – к формированию позднеледниковой террасы в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе. Позднеледниковая трансгрессия Белого моря, являясь одним из проявлений общемировой фландрской трансгрессии (Fairbanks, 1989; Creel et al., 2022), привела к кратковременному затоплению побережья в период >13.5 – 11.5 тыс. л.н. (Колька, Корсакова, 2017; Varanskaya et al., 2018; Репкина и др., 2024; Зарецкая и др., 2025б, в печати; 2025в, в печати), но в силу большой скорости гляциоизостатического поднятия практически не оказала влияния на Вычегодско-Северодвинскую флювиальную систему.

Холодный эпизод «позднего дриаса» проявился в ограниченном количестве палеоархивов, но ярко выражен в виде криогенных структур и пыльцевой летописи (Рис. 12) (Zaretskaya et al., 2024a, 2024b).

7. Заключение

Результаты проведённых исследований и палеореконструкций можно сформулировать в виде следующих выводов:

- Двинско-Прибеломорский регион практически полностью покрывался вычегодским (МИС 6) оледенением, кроме его крайнего юго-восточного фрагмента – Верхневычегодской низменности, в которой у края ледника в период ~ 170-140 тыс. л.н. формировался подпрудный бассейн с возможным реверсивным стоком в бассейн Каспия, который мог повлиять на его трансгрессивно-регрессивный режим. Установлено, в отличие от ранее выдвинутых гипотез, что вычегодское оледенение было последним, перекрывавшим бассейн р. Вычегды; долина реки в современном виде возобновила свою жизнь после его деградации.
- На протяжении всего позднего неоплейстоцена, исключая МИС 2, Двинско-Прибеломорский регион пребывал в безлёдных условиях. На побережье периферии Беломорско-Кулойского плато (Зимний берег Белого моря) реконструированы 2 фазы бореальной трансгрессии. Возрастные рамки первой фазы пока достоверно не установлены; численный возраст второй фазы определен как 118-104 тыс. л.н. Бореальная трансгрессия распространялась по долине р. Северной Двины до устья р. Ваги и далее вверх по её долине на ~140 км. По долине самой Северной Двины выше устья р. Ваги бореальная трансгрессия не проникала, и в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе существовали межледниковые условия с аллювиальными и болотными обстановками осадконакопления. Пока нет оснований подразделять МИС 5 на отдельные стратиграфические горизонты в пределах Двинско-Прибеломорского региона, поэтому мы оставляем сулинский горизонт во всём объёме МИС 5.
- Результаты проведённых исследований показали, что отложений ранневалдайского возраста (МИС 5с-а и МИС 4) в Двинско-Прибеломорском регионе обнаружено не было, за исключением его финальной стадии, во время которой в восточном Прибеломорье проявилась мезенская трансгрессия (~ 60 тыс. л.н.). Все ранее сделанные в этом регионе многочисленные реконструкции ранневалдайских оледенений не подтвердились.
- Несмотря на отсутствие полноценных палеоархивов, собранная из фрагментов летопись бызовского (средневалдайского) интерстадиала позволила реконструировать его практически непрерывную историю и выделить не менее 12 эпизодов потеплений и похолоданий, которые, возможно, являлись откликом на

глобальные резкие климатические колебания во время МИС 3. Ранее предлагавшиеся реконструкции оледенения в нижнем течении Северной Двины и в Белом море и т.н. Беломорского озера в Вычегодско-Северодвинской флювиальной системе в начале МИС 3 фактически не подтвердились.

- Во время МИС 2 и последнего Скандинавского оледенения беломорская ледниковая лопасть продвигалась до устья р. Кулой, а её ответвление – северодвинская лопасть – до устьев рек Кынтыш и Паденьга в долинах Северной Двины и Ваги соответственно. Подпрудные приледниковые бассейны – Северодвинское и Важское озёра – формировались в приледниковом гляциоизостатическом прогибе в пределах долин рек Северной Двины и Ваги, простирались не более чем на 120-150 км вверх по течению, и не приводили к реструктуризации систем стока и изменению конфигурации Камско-Вычегодско-Печорского водораздела.
- Воже-лачская лопасть последнего Скандинавского оледенения спровоцировала формирование приледникового прогиба в верховьях современной реки Сухоны, перестройку системы её стока и разделение на Западную и Восточную Сухоны. В приледниковом прогибе формировалось Сухонское приледниковое озеро, простиравшееся на 150 км от края ледника по долине, а Главный водораздел Восточно-Европейской равнины пересекал её субмеридионально выше устья р. Уфтюги.
- Время существования подпрудных приледниковых озёр – 20-15.5 тыс. л.н. – можно считать локальным максимумом последнего оледенения Двинско-Беломорского региона. Предлагавшиеся ранее реконструкции продвижения ледниковых лопастей в долину р. Вычегды, формирования обширного подпрудного озера и его реверсивного стока в бассейн Каспия фактически не подтвердились.
- Во время деградации последнего оледенения в Беломорской части Двинско-Прибеломорского региона не формировался единый озёрно-ледниковый пресноводный бассейн. Локальные озёрно-ледниковые бассейны распространялись в пределах крупных заливов и тектонических депрессий. Позднеледниковая трансгрессия Белого моря была кратковременной (~13.5-11.5 тыс. л.н.) и проявилась здесь в формировании террасового уровня высотой 5-20 м н.у.м.
- Деградация последнего оледенения, резкие климатические колебания в позднеледниковье и мощный сток привели к перемещению реками Двинско-Беломорского региона больших масс рыхлого материала, а ветровая активность и отсутствие сплошного растительного покрова – к их переотложению в период 17-10 тыс. л.н., и образованию мощных эоловых покровов и обширных комплексов

эолового рельефа. Финальный эпизод МИС 2 – поздний дриас – проявился здесь в виде небольших криогенных структур.

Список использованной литературы

- Аболтиньш О.П. Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 1989. 284 с.
- Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И., Буравская М.Н., Голубева Ю.В. Природная среда неоплейстоцена и голоцена на Европейском северо-востоке России. М.: ГЕОС, 2015, 224 с.
- Анисимов Н.В., Субетто Д.А., МаксUTOва Н.К. Реконструкция приледниковых озёр юго-восточной периферии Скандинавского ледникового щита в неоплейстоцене и голоцене // Общество. Среда. Развитие. 2016. № 4 (41). С. 165-169.
- Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М., Наука, 1992, с. 11—19.
- Астахов В.И., Свенсен Й.И. Покровная формация финального плейстоцена на крайнем северо-востоке Европейской России // Региональная геология и металлогения, № 47, 2011, с. 12-27.
- Атлас СССР. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1969, 200 стр.
- Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.Б., Останин В.Е. Особенности рельефа краевой зоны валдайского оледенения на Онего-Важском междуречье и в долине р. Ваги. // Краевые образования материковых оледенений. Мат-лы V Всесоюзного совещания. Киев: Наукова думка. 1978. С. 30-38.
- А.С. Балувев, В.А. Журавлев Геологическое строение и тектоническая эволюция дочетвертичного ложа Белого моря и прилегающих территорий // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017, с. 16-84.
- Баранов Д.В., Зарецкая Н.Е., Луговой Н.Н., Беляев В.Р., Панин А.В. Приледниковые озёра в долине реки Ваги в контексте границы последнего оледенения // Материалы межрегиональной конференции «Перибалтик-2024», Изд-во ВолГУ, 2024, с. 14-18.
- Баранов Д.В., Карпухина Н.В., Мухаметшина Е.О., Панин А.В. Покровные супеси Верхневолжья: распространение, происхождение, возраст // Пути эволюционной географии, 2021, ИГ РАН, Москва, том 2, с. 757-760
- Вашков А.А., Носова О.Ю. Краевые ледниковые образования в районе пос. Умба (юго-запад Кольского полуострова). Геоморфология, 2021, № 2. С. 39-51. <https://doi.org/10.31857/S0435428121020103>
- Вашков А.А., Носова О.Ю., Толстобров Д.С. Ледниковый рельеф центральной части Кольского региона // Геоморфология и палеогеография, 2024, № 1, с. 70-92, <https://doi.org/10.31857/S2949178924010061>
- Воллосович К. А. Заметки о постплиоцене в нижнем течении Северной Двины // Материалы для геологии России, т. XX, 1900, с. 251–262.
- Государственная геологическая и гидрологическая карты СССР, масштаб 1 : 200000, серия Мезенская, объяснительная записка. М., 1989, 157 с.
- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
- Девятова Э. И., Лосева Э. И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. – Наука, 1964.
- Демидов И.Н. Геология и динамика новейшего периода формирования акватории Белого моря // Система Белого моря. Т. 1. Природная среда водосбора Белого моря / А.П. Лисицын (Отв. ред.). М.: Науч. мир, 2010. С. 58–75.
- Демидов И.Н., Ларсен Э., Кйер К.Х., Хоумарк-Ниельсен М. Стратиграфия верхнего плейстоцена южной части Беломорского бассейна // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30–31. С. 179–190.
- Доскач А.Г., Мещеряков Ю.А. Русская равнина. Основные черты орографии // Геоморфология СССР. Равнины Европейской части СССР. – М.: «Наука», 1974, стр. 75 – 82.

Евзеров В. Я. Отложения позднеплейстоценовых морских трансгрессий в Беломорской котловине // Региональная геология и металлогения, 2007, №. 30-31, с. 172-178.

Еременко Е.А., Панин А.В. Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины. М., МИРОС, 2010, 192 с.

Зарецкая Н.Е. Голоценовая история дельты р. Северной Двины // Геоморфология, 2018, № 1, с. 3–17. DOI: [10.7868/S0435428118010017](https://doi.org/10.7868/S0435428118010017)

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Корсакова О.П., Луговой Н.Н., Вашков А.А., Шварёв С.В., Григорьев В.А. Позднеледниковые разрезы северо-западного и северо-восточного побережий Беломорско-Кулойского плато: новые данные // Рельеф и четвертичные отложения Арктики, Субарктики и северо-запада России, 2021, в. 8, с. 82-86

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Руденко О.В. Палеогеографические обстановки в эпоху МИС 5 в юго-восточном Прибеломорье: предварительные результаты работ по периферии Беломорско-Кулойского плато // Материалы VI Всероссийской конференции памяти К.К. Маркова «Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена». 2025а. С. 41-45.

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Корсакова О.П., Вашков А.А., Мишурицкий Д.В., Качалов А.Ю., Панин А.В., Демиденко Н.А. Юго-восточное Прибеломорье в позднем плейстоцене: первые результаты обобщения материалов // Рельеф и четвертичные отложения Арктики, Субарктики и северо-запада России, 2022а, в. 9, с. 96-101

Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.С., Луговой Н.Н. Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // Известия РАН. Серия географическая, 2022б, т. 86, № 6, с. 898-913, DOI: [10.31857/S2587556622060164](https://doi.org/10.31857/S2587556622060164)

Зарецкая Н.Е., Вашков А.А., Баранов Д.В., Ручкин М.В., Носова О.Ю., Черезова А.А. Развитие и деградация последнего оледенения в восточном Прибеломорье // Геоморфология и палеогеография, 2025б, в печати.

Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Панин А.В. Морская изотопная стадия 3 на северо-востоке Европы: геохронология и событийность // Геология и геофизика, 2019, т. 60, № 8, с. 1153–1170. DOI: [10.15372/GiG2019056](https://doi.org/10.15372/GiG2019056)

Зарецкая Н.Е., Панин А.В., Голубева Ю.В., Чернов А.В. Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда. Доклады Академии Наук, серия геология, 2014, т. 455, № 1, с. 52-57. DOI: [10.7868/S0869565214070238](https://doi.org/10.7868/S0869565214070238)

Зарецкая Н.Е., Репкина Т.Ю., Гуринов А.Л., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Орлов А.В., Пронина А.В. Седиментационные палеоархивы позднеледниковья – раннего голоцена Терского берега Белого моря (район устья Варзуги) // Геоморфология и палеогеография, 2025в, в печати.

Зарецкая Н.Е., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Ручкин М.В., Баранов Д.В., Руденко О.В., Степанова А.Ю. Первые данные о палеогеографических обстановках и хронологии последнего межледниковья на Зимнем берегу Белого моря // Доклады РАН. Науки о Земле, 2023, т. 512, № 2, с. 313-319, DOI: [10.31857/S2686739723601308](https://doi.org/10.31857/S2686739723601308)

Зарецкая Н.Е., Талденкова Е.Е., Руденко О.В., Овсепян Я.С. Бореальная трансгрессия в юго-восточном Беломорье: новые данные и транс-Евразийские корреляции // Геосистемы Северо-Восточной Азии, 2025г, с. 398-404, DOI: [10.35735/9785605278788_398](https://doi.org/10.35735/9785605278788_398)

Квасов Д. Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Колька В.В., Корсакова О.П. Положение береговой линии Белого моря и неотектонические движения на северо-востоке Фенноскандии в позднеледниковье и голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017, с. 222–249.

Копылова В.Н. Основы стратиграфо-генетической схемы четвертичных отложений запада Архангельской области // Отчёт о результатах ГГС и геологического доизучения площадей м-ба 1:200000 в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области. Кулойская геолого-съёмочная партия, 1974-1980, т. II, 1980, 273 с.

Корсакова О.П. Побережье Белого моря в пределах Фенноскандинавского кристаллического щита в неоплейстоцене и голоцене. Известия РАН. Серия географическая, 2022, т. 86, № 6, с. 883-897.

Краснов И.И. Четвертичные отложения и геоморфология Камско-Печорско-Вычегодского водораздела и прилегающих территорий // Материалы по геоморфологии Урала, 1948, выпуск 1, с. 47-88.

Крапивнер Р.Б., Коченова М.В., Родионова М.Я. и др. Сводный отчёт о результатах инженерно-геологических исследований, проведённых в зоне проектируемого Усть-Куломского водохранилища в 1958-59 годах. М.: Мингео и охраны недр СССР, Печорская ГГЭ, 1961.

Краснов И.И. (ред.) Карта четвертичных отложений Европейской части СССР и прилегающих акваторий, масштаб: 1:1500000, составлена: Министерство геологии СССР, 1971 г.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья (стратиграфия, палеогеография, хронология). – Можайск: Можайский полиграфический комбинат, 2012, 191 стр.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Северо-востока Русской равнины. М. «Аэрогеология». 2005, 348 с.

Лаврова М.А. О стратиграфии четвертичных отложений Северной Двины от устья р. Ваги до Конецгорья // Труды совещания секции ассоциации по изучению четвертичного периода INQUA. 1937, вып. 1, с. 152-173.

Максимов Ф.Е., Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Кузнецов В.Ю., Успенская О.Н., Григорьев В.А., Кукса К.А. Новые возможности радиоизотопного датирования погребенных органогенных отложений (на примере разреза Курьядор, долина верхней Вычегды) // Доклады Академии наук, серия геология. 2015, т. 462, № 6, с. 681–685. DOI: [10.7868/S0869565215180176](https://doi.org/10.7868/S0869565215180176)

Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю., Зарецкая Н.Е., Жеребцов И.Е., Левченко С.Б., Субетто Д.А., Шеботинов В.В., Кузнецов Д.Д., Ларсен Э., Йенсен М. Первый опыт совместного $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датирования средневалдайских органогенных отложений // ДАН. 2011 Т. 438. № 2. с. 222–226.

Матлахова Е.Ю. Валдайский террасовый комплекс в речных долинах центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дисс. канд. геогр. наук, 2014, 28 с.

Назаров Н.Н., Чернов А.В., Копытов С.В. Перестройки речной сети Северного Предуралья в позднем плейстоцене и голоцене // Географический вестник. 2015. №3. С. 26–34.

Никитин В.П. Палеокарпологический метод. Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1969. 82 с.

Никифоров С.Л., Кошель С.М., Сорохтин Н.О., Фроль В.В., Попов О.Е., Левченко О.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря: методика построения и краткое описание // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 157–185.

Останин В.Е., Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.Б. Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне р. Ваги // Геоморфология, 1979, № 1, с. 72-76.

Панин А.В. Методы палеогеографических исследований: четвертичная геохронология. Учебное пособие. Полиграфический отдел Географического факультета МГУ, 2014, 115 с.

Панин А.В., Зарецкая Н.Е., Уткина А.О., Лаптева Е.Г., Курбанов Р.Н. Перестройка долинной сети на Камско-Вычегодском водоразделе: первые геохронологические данные //

Материалы межрегиональной конференции «Перибалтик-2024», Изд-во ВолГУ, 2024, с. 60-63.

Панин А.В., Матлахова Е.Ю., Беляев Ю.Р., Буларт Ж.-П., Дубис Л.Ф., Мюррей А., Пахомова О.М., Селезнева Е.В., Филиппов В.В. Осадконакопление и формирование террас в речных долинах центра Русской равнины во второй половине позднего плейстоцена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода, №71, 2011, с. 47-74.

Плешивцева Э.С., Гриб В.П. К стратиграфии четвертичных отложений нижнего течения р. Северной Двины // Доклады по геоморфологии и палеогеографии северо-запада европейской части СССР. Вып. 2. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1965. С. 7–34.

Полякова Е.И., Новичкова Е.А., Лисицын А.П., Баух Х.А., Рыбалко А.Е. Современные данные по биостратиграфии и геохронологии донных осадков Белого моря // Доклады РАН, 2014, т. 454, № 4, с. 467–473. <https://doi.org/10.7868/S0869565214040203>

Репкина, Т. Ю., Зарецкая, Н. Е., Шварев, С. В., Луговой, Н. Н., Аляутдинов, А. Р., and Шилова, О. С. Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковье и голоцене. *Геоморфология и палеогеография*, т. 55, № 1, 2024, с. 93–129, DOI: 10.31857/s2949178924010079

Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С. Двинский залив Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене // *Геоморфология*, 2018, № 2, с. 71-87.

DOI: [10.7868/S0435428118020062](https://doi.org/10.7868/S0435428118020062)

Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Шилова О.С., Луговой Н.Н., Садков С.А. Юго-восточный берег Горла Белого моря в голоцене: рельеф, отложения, динамика // Рельеф и четвертичные образования Арктики, Субарктики и Северо-Запада России, 2019, Выпуск 6, с. 146-153. doi:10.24411/2687-1092-2019-10621

Репкина Т.Ю., Шилова О.С., Зарецкая Н.Е., Садков С.А., Кунгаа М.Ч. Развитие Зимнего берега Белого моря в позднеледниковье-голоцене по данным диатомового и радиоуглеродного анализов и георадарного зондирования // Вопросы геоморфологии и палеогеографии морских побережий и шельфа: Мат-лы научной конференции памяти П.А. Каплина, 2017, Географический факультет МГУ, с. 121-124

Репкина Т.Ю., Кублицкий Ю.А., Леонтьев П.А., Гуринов А.Л., Вахрамеева Е.А., Лосюк Г.Н., Шилова О.С., Луговой Н.Н. Изменение относительного уровня Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене (восточный берег пролива Горло, озеро Средняя Треть) // *Геоморфология и палеогеография*, 2023, том 54, № 4, с. 105-130

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы (Ленинград - Полтава - Москва, 1983 г.) с региональными стратиграфическими схемами / Под ред. И. И. Краснова, Е. П. Зарриной. Л., 1986. 156 с.

Русловые процессы и водные пути на реках бассейна Северной Двины (под ред. Р.С. Чалова). Москва, «Журнал РТ», 2012, 488 с.

Рыбалко А.Е., Журавлев В.А., Семенова Л.Р., Токарев М.Ю. Четвертичные отложения Белого моря и история развития современного Беломорского бассейна в позднем неоплейстоцене-голоцене // Система Белого моря. Т. IV. Процессы осадкообразования, геология и история. М.: Научный мир, 2017. С. 16–84.

Саммет Э.Ю., Зотов В.Н., Мурашкина Н.И., Насонова Л.Д., Киселёв В.И. Геологическое строение и гидрогеология бассейна верхнего течения р. Б. Сев. Двины // Отчёт Красноборского геолого-съёмочного отряда о комплексной съёмке масштаба 1:200000. – Л.: Северо-западное территориальное управление, 1972.

Семёнова Л.Р. Четвертичная система // Объяснительная записка к ГКК Российской Федерации, масштаб 1:1000000, серия Мезенская, лист Р-39 – Сыктывкар, ВСЕГЕИ, 2016, 384 с.

Сидорчук А. Ю., Панин А. В., Борисова О. К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. *Водные ресурсы*, 2008, т. 35, № 4, с. 406–416.

Соболев В.М. Состав, стратиграфия четвертичных отложений Горла Белого моря и основные черты его палеогеографии // Региональные палеогеографические реконструкции. М.: Изд-во МГУ, 2008. С. 144–156.

Станковский А.Ф., Мияскин С.В., Соболев В.К. и др. Отчёт о результатах ГГС и геологического доизучения площадей м-ба 1:200000 в Беломорско-Кулойском регионе Архангельской области. Кулойская геолого-съёмочная партия, 1974-1980, т. I (Стратиграфия), 1977, с. 269-327.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977, 141 с.

Талденкова, Е. Е., Овсепян, Я. С., Руденко, О. В., Степанова, А. Ю., & Баух, Х. А. Изменения природной среды в ходе развития бореальной трансгрессии на северо-востоке Белого моря на примере детального изучения разреза Бычье-2. *Вестник Московского университета*. 2023. Серия 5. География, № 4, с. 51-65.

Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В. Река Вычегда в позднеледниковье и голоцене // *Известия Русского Географического Общества*, 2015, № 147 (5), с. 27-49

Шварёв С.В., Зарецкая Н.Е., Ручкин М.В., Луговой Н.Н., Зазовская Э.П., Субетто Д.А. Перекрёстное ОСЛ и 14С-датирование молодых субаэральных отложений Самбийского (Калининградского) полуострова // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2021, том 499, № 2, с. 47–51, DOI:10.31857/S2686739721080156

Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: биостратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Географический факультет МГУ, 2012, 264 с.

Aitken, M.J. Thermoluminescence Dating. Academic press, 1985, p. 359.

Astakhov V.I. Late Pleistocene correlations in glaciated Russia // *Quaternary International*, 2024, v. 688, p. 1-15, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2024.01.014>

Astakhov V.I. Pleistocene glaciations of northern Russia – a modern view. *Boreas*, 2013, № 42, p. 1–24.

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological Map of the Russian Federation // «*Quaternary International*», 2016, № 420, p. 4 – 14.

Baranskaya A.V., Khan N.S., Romanenko F.A., Roy K., Peltier W.R., Horton B.P. A postglacial relative sea-level database for the Russian Arctic coast // *Quaternary Science Reviews*, 2018, № 199, p. 188-205, <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.033>

Benn D.I. Till fabric analysis. In: *Encyclopedia of Quaternary Science. Glacial Landforms, Sediments*. 2nd Ed. Elsevier, 2013, p. 76–80. <https://doi.org/10.1016/b978-0-444-53643-3.00087-x>

Boyes B.M., Linch L.D., Pearce D.M. et al. The Kola Peninsula and Russian Lapland: A review of Late Weichselian glaciation. *Quaternary Science Reviews*, 2021, № 267, p. 1-29. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107087>

Creel R.C., Austermann J., Khan N.S., D'Andrea W.J., Balascio N., Dyer B., Ashe E., Menke W. Postglacial relative sea level change in Norway // *Quaternary Science Reviews*. 2022. № 282. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107422>

Demidov I. N., Houmark-Nielsen M., Kjær K. H., Larsen E. The last Scandinavian Ice Sheet in northwestern Russia ice flow patterns and decay dynamics // *Boreas*, 2006, № 35 (3), p. 1-19.

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, v. 342, № 6250, p. 637-642.

Forman S. L., Pierson J., Lepper K. Luminescence geochronology // *Quaternary geochronology: Methods and applications*, 2000, № 4, p. 157-176.

Fredin O., Rubensdotter L., van Welden A., Larsen E., Lyså A. Distribution of ice marginal moraines in NW Russia // *Journal of Maps*, 2012, v. 8, № 3, p. 236-241

Funder S., Demidov I., Yelovicheva Ya. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea - North Sea seaway in the Eemian // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 2002, № 184, p. 275-304.

Grimm, E.C. TILIA 2.0 Version b.4 (Computer Software). Illinois State Museum, Research and Collections Center. Springfield. 1993.

Grimm, E.C. TGView. Illinois State Museum, Research and Collections Center. Springfield. 2004.

Grøsfjeld K., Funder S., Seidenkrantz M.-S., Glaister C. Last Interglacial marine environments in the White Sea region, northwestern Russia // *Boreas*, 2006, № 35, p. 493-520.

Heggen, H.P., Svendsen, J.I., Mangerud, J., Lohne, O.S. A new palaeoenvironmental model for the evolution of the Byzovaya Palaeolithic site, northern Russia // *Boreas*, 2012, № 41, p. 527-545. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00259.x>

Helmens K. F. The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe // *Quaternary Science Reviews*, 2014, №. 86, p. 115-143.

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A. S., Paus A., Svendsen J. Intriguing climatic shifts in a 90 kyr old lake record from northern Russia // *Boreas*, 2008, № 37, p. 20–37.

Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland // *Geological Survey of Finland Bulletin*, 1991, v. 354. Espoo: Geologian Tutkimuskeskus, 123 p.

Hughes, A. L. C., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø. S., Mangerud, J., Svendsen, J. I. The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, 2016, v. 45, p. 1–45.

Jensen, M., Larsen, E., Demidov, I.N., Funder, S., Kjær, K.H., 2006. Depositional environments and sea-level changes deduced from Middle Weichselian tidally influenced sediments, Arkhangelsk region, northwestern Russia // *Boreas*, v. 35, № 3, p. 521-538. <https://doi.org/10.1080/03009480600781941>

Korsakova O.P. Formal stratigraphy of the Neopleistocene (Middle and Upper/Late Pleistocene) in the Kola region, NW Russia // *Quaternary International*, 2019, v. 534, p. 42–59. doi: 10.1016/j.quaint.2019.03.007

Korsakova O.P., Molodkov A.N., Zaretskaya N.E., Grigoriev V.A. Sedimentologic successions and chronology of the late Pleistocene deposits on the southern Kola Peninsula, northern Europe // *Quaternary Research*, 2024, doi:10.1017/qua.2024.24

Kjær, K.H., Demidov, I.N., Larsen, E., Murray, A., Nielsen, J.K. Mezen Bay – a key area for understanding Weichselian glaciations in northern Russia // *Journal of Quaternary Sciences*, 2003, № 18, p. 73–93. <https://doi.org/10.1002/jqs.700>

Koster, E.A. Recent Advances in Luminescence Dating of Late Pleistocene (Cold-Climate) Aeolian Sand and Loess Deposits in Western Europe // *Permafrost and Periglacial Process*, 2005 № 16, p. 131–143. <https://doi.org/10.1002/ppp.512>

Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K.H., Larsen E., Möller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // *Boreas*, 2006, v. 35, № 3, p. 539–575. <https://doi.org/10.1080/03009480600>

Larsen E., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Lyså A., Subetto D. Subglacial sediment, proglacial lake-level and topographic controls on ice extent and lobe geometries during the Last Glacial Maximum in NW Russia // *Quaternary Science Reviews*, 2014, v. 92, pp. 369-387

Larsen E., Kjær K., Demidov I., Funder S., Grøsfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A. Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia // *Boreas*, 2006, v. 35, p. 394-424.

Lunkka J.P., Kaparulina E., Putkinen N., Saarnisto M. Late Pleistocene palaeoenvironments and the last deglaciation on the Kola Peninsula, Russia // *Arktos*, 2018, v. 4, p. 2–18. <https://doi.org/10.1007/s41063-018-0053-z>

Lyså A., Jensen M., Larsen E., Fredin O., Demidov I. Ice-distal landscape and sediment signatures evidencing damming and drainage of large proglacial lakes, NW Russia // *Boreas*, 2011, v. 40, № 3, p. 481-497.

Lyså A., Larsen E., Buylaert J.-P., Fredin O., Jensen M., Kuznetsov D., Murray A.S., Subetto D.A., Van Welden A. Late Pleistocene stratigraphy and sedimentary environments of the Severnaya Dvina-Vycheгда region in northwestern Russia // *Boreas*, 2014, DOI 10.1111/bor.12080

Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H., Astakhov V., Clarke G.K.C., Henriksen M., Hjort C., Krinner G., Lunkka J.-P., Mller P., Murray A., Nikolskaya O., Saarnisto M., Svendsen J.I. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2004, № 23, p. 1313 – 1332.

McCulloch M.T., Esat T. The coral record of last interglacial sea levels and sea surface temperatures // *Chem. Geol.*, 2000, v. 169, p. 107-129. DOI: 10.1016/S0009-2541(00)00260-6

Molodkov A.N. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence // *Quaternary International*, 2020, v. 556, p. 180–197. doi: 10.1016/j.quaint.2019.05.031

Molodkov, A. & Bolikhovskaya, N. Palaeoenvironmental changes and their chronology during the latter half of MIS 5 on the south-eastern coast of the Gulf of Finland // *Quaternary International*, 2022, v. 616, p. 40–54. Available at <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.10.016>

Murray A. et al. Optically stimulated luminescence dating using quartz // *Nature Reviews Methods Primers*, 2021, v. 1, № 1, p. 1-31.

Neal J., Hawker L. FABDEM V1-2, 2023, <https://doi.org/10.5523/bris.s5hqmjcdj8yo2ibzi9b4ew3sn>

Panin AV, Astakhov VI, Lotsari E, et al. Middle and Late Quaternary glacial lake-outburst floods, drainage diversions and reorganization of fluvial systems in northwestern Eurasia. *Earth Science Reviews*, 2020, v. 201, p. 1–29. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.103069>.

Panin A.V., Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Utkina A.O., Kurbanov R.N. Architecture of the lower Vycheгда River valley, northern European Russia: insights into the Late Pleistocene glacial and proglacial dynamics at the eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // *Earth Surface Processes and Landforms*, 2025, in press.

Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S. L., Clausen H. B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S. J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J. J., Pedro J. B., Popp T., Seierstad I. K., Steffensen J. P., Svensson A. M., Vallelonga P., Vinther B. M., Walker M. J.C., Wheatley J.J., Winstrup M. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy // *Quaternary Science Reviews*, 2014a, v.106, p. 14–28.

Rasmussen T.L., Thomsen E., Nielsen T. Water mass exchange between the Nordic seas and the Arctic Ocean on millennial timescale during MIS 4–MIS 2 // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2014b, v. 15, № 3, p. 530-544, doi: 10.1002/2013GC005020

Reimer P.J., Austin W.E.N., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T.P., Hajdas I., Heaton T.J., Hogg A.G., Hughen K.A., Kromer B., Manning S.W., Muscheler R., Palmer J.G., Pearson C., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Turney C.S., van der Plicht J., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S.M., Fogtman-Schmidt V.M., Schulz A., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen, J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo, S. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 cal kBP) // *Radiocarbon*, 2020, v. 62, p. 725–757. <http://dx.doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

Ruchkin M.V., Nosevich E.S., Sheetov M.V., Brill D. Stratigraphy and OSL chronology of the Middle–Upper Pleistocene sedimentary sequence and vegetation history during Late MIS6–MIS5e in the Neva Lowland (St. Petersburg region, Russia) // *Journal of Quaternary Science*, 2024, DOI: 10.1002/jqs.3618

Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, Ch., Meischner, D., Schmelzer, I., Smeed, D.A. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle // *Nature*, 2003, v. 423, p. 853–858. <https://doi.org/10.1038/nature01690>

Sidorchuk A., Borisova O. and Panin A. Fluvial response to the late Valdai/Holocene environmental change on the East European Plain // *Global and Planetary Change*, 2001a, v. 28 p. 303-318

Sidorchuk, A.Y., Borisova, O.K., Panin, A.V., Elias, S.A. Syvitski, J.P. Channel morphology and river flow in the northern Russian Plain in the Late Glacial and Holocene // *Int. J. Earth Sciences*, 2000, v. 89, p. 541-549.

Sidorchuk, A., Panin A., Borisova O., Kovalyukh N. Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the lower Vychegda River, western Russia // in: *River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change*. D.Maddy, M.G.Macklin&J.C.Woodward (eds). A.A.Balkema Publishers, 2001b, p. 265-295.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingólfsson Ó., Jakobsson M., Kjær Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Möller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of eastern Eurasia // *Quat. Sci. Rev.*, 2004, v. 23, p. 1229-1271.

Taldenkova E., Ovsepyan Ya., Rudenko O., Stepanova A., Bauch H.A. Boreal (Eemian) transgression in the Northeastern White Sea Region: Multiproxy Evidence from Bychye-2 Section // *Quaternary*, 2024, v. 7, № 3. <https://doi.org/10.3390/quat7010003>

Utkina, A.O., Panin, A.V., Kurbanov, R.N., Murray, A.S. Unexpectedly old luminescence ages as an indicator of the origin of the Upper Volga River valley sediments // *Quaternary Geochronology*, 2022, v. 73, p. 81-101.

Waelbroeck C., Frank N., Jouzel J., Parrenin F., Masson-Delmotte V., Genty D. Transferring Radiometric Dating of the Last Interglacial Sea Level High Stand to Marine and Ice Core Records // *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, v. 265, № 1–2, p. 183–194.

Zaretskaya N.E., Baranov D.V., Panin A.V., Utkina A.O. Proglacial lakes at the periphery of the southeastern LGM limit: configuration, chronology, degradation // *Limnology and Freshwater Biology*, 2022a, № 4, p. 1620-1622 DOI:10.31951/2658-3518-2022-A-4-1620

Zaretskaya, N.E., Hartz, S., Terberger, T., Savchenko, S.N., Zhilin, M.G. Radiocarbon chronology of the Shigir and Gorbunovo archaeological bog sites, Middle Urals, Russia // *Radiocarbon*, 2012, v. 54, № 3, p. 783-794. <https://doi.org/10.1017/S0033822200047433>

Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A., Ruchkin M., Baranov D., Rybalko A., Lugovoy N., Merkuliev A. Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*, 2022b, v. 632, p. 65-78, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Karpukhina N.V. The SIS limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data // *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2018, v. 90, p. 301 – 313.

Zaretskaya N.E., Panin A.V., Molodkov A.N., Simakova A.N., Trofimova S.S., Baranov D.V. Pleistocene stratigraphy of the Vychegda river basin, European north-east // *Quaternary International*, 2020, v. 546, p. 185-195. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.020>

Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. Aeolian sedimentation in the Vychegda River valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 // *Quaternary International*, 2024a, v. 686-687, p. 83-98, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>

Zaretskaya, N.E., Ponomareva, V.V., Sulerzhitsky, L.D. Radiocarbon dating of large Holocene volcanic events within South Kamchatka (Russian Far East) // *Radiocarbon*, 2007, v. 49, № 2, p. 1065–1078. <https://doi.org/10.1017/S0033822200042922>

Zaretskaya, N.E., Ponomareva, V.V., Sulerzhitsky, L.D., Zhilin, M.G. Radiocarbon studies of peat bogs: an investigation of South Kamchatka volcanoes and Upper Volga archeological sites // *Radiocarbon*, 2001, v. 43 № 2, p.138-147. <https://doi.org/10.1017/S0033822200041229>

Zaretskaya, N.E., Rybalko, A.E., Repkina, T.Yu., Shilova, O.S., Krylov, A.V. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*, 2021, v. 605-606, p. 126-141, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>

Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // *Journal of Quaternary Science*, 2024b, v. 39, № 1, p. 82-101, DOI:10.1002/jqs.3570

Zaretskaya N.E., Vashkov A.A., Baranov D.V., Lugovoy N.N. Glaciolacustrine sedimentary pattern of the Eastern White Sea area during the MIS 2 // *Limnology and Freshwater Biology* 2024c (4): 741-746 DOI:10.31951/2658-3518-2024-A-4-741

Zastrozhnov A., Danukalova G., Shick S., van Kolfshoten T. State of stratigraphic knowledge of Quaternary deposits in European Russia: Unresolved issues and challenges for further research // *Quaternary International*, 2018, v. 478, p. 4 – 26.

Список публикаций, в которых изложены основные научные результаты диссертации (2015-2024)

1. Шевченко В.П., Кузнецов О.Л., Политова Н.В., Зарецкая Н.Е., Кутенков С.А., акад. Лисицын А.П., Покровский О.С. Поступление микроэлементов из атмосферы, зарегистрированное в природном архиве (на примере Иласского верхового болота, водосбор Белого моря) // Доклады Академии Наук, 2015, т. 465, № 5, стр. 587-592 DOI: 10.7868/S0869565215350200
- 1a. Shevchenko V.P., Kusnetsov O.L., Politova N.V., Zaretskaya N.E., Lisitzin A.P., Kutenkov S.A., Pokrovsky O.S. The supply of trace elements from the atmosphere recorded in a natural archive by the example of the Ilas ombrotrophic bog in the White Sea drainage basin // Doklady Earth Sciences. 2015. v. 465. № 2. p. 1272-1277. DOI: 10.1134/S1028334X15120132
2. Максимов Ф.Е., Зарецкая Н.Е., Шеботинов В.В., Кузнецов В.Ю., Успенская О.Н., Григорьев В.А., Кукса К.А. Новые возможности радиоизотопного датирования погребенных органических отложений (на примере разреза Курьядор, долина верхней Вычегды) // Доклады Академии Наук, 2015, серия геология, т. 462, № 6, с. 681-685. DOI: 10.7868/S0869565215180176
- 2a. Maksimov F.E., Zaretskaya N.E., Shebotinov V.V., Kuznetsov V.Y., Uspenskaya O.N., Grigoryev V.A., Kuksa K.A. A new approach to isotope dating of buried organic-rich deposits with an example from the Koryador section, Upper Vychegda valley // Doklady Earth Sciences. 2015. T. 462. № 2. С. 570-574. DOI: 10.1134/S1028334X15060185
3. Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Панин А.В. Река Вычегда в позднеледниковье и голоцене // Известия Русского Географического Общества, 2015, № 147 (5), стр. 27-49 EDN: [UMGNKD](https://umgnkd.ru/); <https://izv.rgo.ru/jour/article/view/471>
4. Kuosmanen, N.; Seppä, H.; Reitalu, T.; Alenius, T.; Bradshaw, R.H.W.; Clear, J.L.; Filimonova, L.; Kuznetsov, O.; Zaretskaya, N. Long-term Forest composition and its drivers in taiga forest in NW Russia. Vegetation History and Archaeobotany, v. 25, 2016, p. 221–236, DOI:10.1007/s00334-015-0542-y.
5. Карманов В.Н., Макаров А.С., Зарецкая Н.Е. Новые данные по хронологии чужьяельской культуры (крайний северо-восток Европы) //Российская Археология, 2017. Изд-во: Наука «Интерпериодика», № 2. С. 55–62. EDN: [YPZRGR](https://ra.jes.su/s0869-60630000339-5-1-ru-4/); <https://ra.jes.su/s0869-60630000339-5-1-ru-4/>
6. Волокитин А.В., Панин А.В., Зарецкая Н.Е. Начальное заселение долины верхней Вычегды в связи с геоморфологическими условиями в позднеледниковье – раннем голоцене: мезолитические стоянки Парч 1 и 2 // Известия Иркутского ун-та. Серия Геоархеология. Этнология. Антропология., 2017, т. 19, с. 42–57; <https://izvestiageoarh.isu.ru/ru/article?id=177>
7. Лаптева Е.Г., Зарецкая Н.Е., Косинцев П.А., Лычагина Е.Л., Чернов А.В. Первые данные о динамике растительности Верхнего Прикамья в среднем и позднем голоцене // Экология, 2017, № 4, с. 267–276, DOI: [10.7868/S0367059717040096](https://doi.org/10.7868/S0367059717040096)
- 7a. Lapteva E.G., Zaretskaya N.E., Kosintsev P.A., Lychagina E.L., Chernov A.V. First data on the Middle to Late Holocene dynamics of vegetation in the Upper Kama region // Russian Journal of Ecology. 2017. T. 48. № 4. С. 326-334. DOI: [10.1134/S1067413617040099](https://doi.org/10.1134/S1067413617040099)
8. Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Субетто Д.А., Потахин М.С., Кунгаа М.Ч., Новикова А.В., Леонтьев П.А. Морфодинамика берегов северо-запада Онежского полуострова Белого

- моря в голоцене. Губа Конюхова // Труды Карельского научного центра РАН, 2017, № 8. с. 1–19. DOI: [10.17076/bg717](https://doi.org/10.17076/bg717)
9. [Zaretskaya N.E.](#), [Panin A.V.](#), [Karpukhina N.V.](#) The sis limits and related proglacial events in the Severnaya Dvina basin, northwestern Russia: review and new data // *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2018, v. 90, p. 301–313. DOI: [10.17741/bgsf/90.2.012](https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.012)
10. [Subetto D.A.](#), [Shvarev S.V.](#), [Nikonov A.A.](#), [Zaretskaya N.E.](#), [Poleshuk A.V.](#) New evidence of the Vuoksi river origin by geodynamic cataclysm // *Bulletin of the Geological Society of Finland*, 2018, v. 90. p. 275–289. DOI: [10.17741/bgsf/90.2.010](https://doi.org/10.17741/bgsf/90.2.010)
11. [Зарецкая Н.Е.](#), [Гаврилов К.Н.](#), [Панин А.В.](#), [Нечушкин Р.И.](#) Геохронологические данные и археологические представления о времени существования опорных памятников восточного граветта на Русской равнине // *Российская археология*, 2018, № 1, с. 3–16. EDN: [VTHXYT](https://vtnxyt.ru/); <https://istina.msu.ru/publications/article/108886810/>
12. [Зарецкая Н.Е.](#) Голоценовая история дельты р. Северной Двины // *Геоморфология*, 2018, № 1, с. 3–17. DOI: [10.7868/S0435428118010017](https://doi.org/10.7868/S0435428118010017)
13. [Репкина Т.Ю.](#), [Зарецкая Н.Е.](#), [Шилова О.С.](#) Двинский залив Белого моря в позднеледниковье – раннем голоцене // *Геоморфология*, 2018, № 2, с. 71–87. DOI: [10.7868/S0435428118020062](https://doi.org/10.7868/S0435428118020062)
14. [Колька В.В.](#), [Корсакова О.П.](#), [Лаврова Н.Б.](#), [Толстобров Д.В.](#), [Зарецкая Н.Е.](#) Стратиграфия донных осадков малых озёр и палеогеография западного берега Онежского залива Белого моря в позднеледниковье и голоцене // *Геоморфология*, 2018, № 2, с. 48–59. DOI: [10.7868/s0435428118020049](https://doi.org/10.7868/s0435428118020049)
15. [Гимранов Д.О.](#), [Котов В.](#), [Румянцев М.](#), [Силаев В.](#), [Яковлев А.Г.](#), [Яковлева Т.И.](#), [Зеленков Н.](#), [Сотникова М.](#), [Девяшин М.](#), [Пластеева Н.А.](#), [Зарецкая Н.](#), [Нурмухаметов И.](#), [Смирнов Н.Г.](#), [Косинцев П.А.](#) Крупнейшее в Евразии захоронение ископаемых львов (carnivora, Felidae, Panthera (leo) ex gr. Fossilis-spelaea) // *Доклады Академии наук*, 2018, т. 482, № 2, с. 231–234. DOI: [10.31857/S086956520003216-0](https://doi.org/10.31857/S086956520003216-0)
- 15a. [Gimranov D.O.](#), [Devyashin M.M.](#), [Plasteeva N.A.](#), [Smirnov N.G.](#), [Kosintsev P.A.](#), [Kotov V.G.](#), [Rumyantsev M.M.](#), [Silaev V.I.](#), [Yakovlev A.G.](#), [Zaretskaya N.E.](#), [Yakovleva T.I.](#), [Zelenkov N.V.](#), [Sotnikova M.V.](#), [Nurmukhametov I.M.](#) A mass burial of fossil lions (carnivora, Felidae, Panthera (leo) ex gr. Fossilis-spelaea) // *Doklady Biological Sciences*. 2018. v. 482. № 1. p. 191–193. DOI: [10.1134/S0012496618050046](https://doi.org/10.1134/S0012496618050046)
16. [Зарецкая Н.Е.](#), [Корсакова О.П.](#), [Панин А.В.](#) Морская изотопная стадия 3 на северо-востоке Европы: геохронология и событийность // *Геология и геофизика*, 2019, т. 60, № 8, с. 1153–1170. DOI: [10.15372/GiG2019056](https://doi.org/10.15372/GiG2019056)
- 16a. [Zaretskaya N.E.](#), [Korsakova O.P.](#), [Panin A.V.](#) Marine isotope stage 3 in Northeastern Europe: geochronology and events // *Russian Geology and Geophysics*. 2019. T. 60. № 8. С. 911–925. DOI: [10.15372/RGG2019056](https://doi.org/10.15372/RGG2019056)
17. [Трофимова С.С.](#), [Зарецкая Н.Е.](#), [Лаптева Е.Г.](#), [Лычагина Е.Л.](#), [Чернов А.В.](#) Опыт использования методов палеоэкологических исследований для реконструкции природной среды голоцена // *Экология*, 2019, № 6, с. 438–445. DOI: [10.1134/S036705971906012X](https://doi.org/10.1134/S036705971906012X)
- 17a. [Trofimova, S.S.](#), [Zaretskaya, N.E.](#), [Lapteva, E.G.](#), [Lychagina, E.L.](#), [Chernov, A.V.](#), 2019. Methods of Paleoecological Investigations: A Case Study of the Holocene Environmental Reconstruction. *Russian Journal of Ecology*, 50 (6), pp. 543–550. <https://doi.org/10.1134/S1067413619060122>
18. [Шилова О.С.](#), [Зарецкая Н.Е.](#), [Репкина Т.Ю.](#) Голоценовые отложения Юго-Восточного побережья Горла Белого моря: новые данные диатомового и радиоуглеродного анализов //

Доклады Академии наук, 2019, т. 488, № 6, с. 661-666. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-56524886661-666>

18a. Shilova O.S., Zaretskaya N.E., Repkina T.Y. Holocene deposits of the southeastern coast of the Gorlo strait (white sea): New data of diatom and radiocarbon analyses // Doklady Earth Sciences, 2019, v. 488, no. 2, p. 1259–1263. DOI: [10.1134/S1028334X19100258](https://doi.org/10.1134/S1028334X19100258)

19. Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б., Шелехова Т.С., Зарецкая Н.Е. Литология, биостратиграфия и геохронология позднеплейстоцен-голоценовых осадков на побережье Онежского залива Белого моря // Доклады Академии наук, 2019, т. 485, № 2, с. 221-225. DOI: [10.31857/S0869-56524852221-225](https://doi.org/10.31857/S0869-56524852221-225)

19a. Kolka V.V., Korsakova O.P., Lavrova N.B., Shelekhova T.S., Zaretskaya N.E. Lithology, biostratigraphy and geochronology of the Late Pleistocene – Holocene sediments on the coast of Onega Bay of the White Sea // Doklady Earth Sciences. 2019. v. 485. № 1. p. 312-316. DOI: [10.1134/S1028334X19030115](https://doi.org/10.1134/S1028334X19030115)

20. Syrovatko A.S., Panin A.V., Troshina A.A., Zaretskaya N.E. Magnitude and chronology of extreme floods in the last 2 ka based on the stratigraphy of a riverine archeological site (Schurovo settlement, middle Oka River, central European Russia) // Quaternary International, 2019, vol. 516, p. 83–97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.10.002>

21. Otcherednoy A., Voskresenskaya E., Stepanova K., Vishnyatsky L., Nohoroshev P., Kolesnik A., Zaretskaya N., Larionova A., Blochin E. Études géoarchéologiques pluridisciplinaires des sites du paléolithique moyen de la plaine russe // L'Anthropologie, 2019, vol. 123, no. 2, p. 310–318. DOI: [10.1016/j.anthro.2019.06.005](https://doi.org/10.1016/j.anthro.2019.06.005)

22. Баранов Д.В., Панин А.В., Антонов С.И., Беляев В.Р., Большов С.И., Еременко Е.А., Зарецкая Н.Е. Влияние гляциоизостатических движений земной коры в приледниковой зоне на развитие верховий р. Волги // Вестник Московского университета. Серия 5: География, 2019, № 6, с. 90-101. EDN: [AWMTEX](https://vestnik5.geogr.msu.ru/jour/article/view/598/515);
<https://vestnik5.geogr.msu.ru/jour/article/view/598/515>

23. Мурашева В.В., Панин А.В., Шевцов А.О., Малышева Н.Н., Зазовская Э.П., Зарецкая Н.Е. Время возникновения поселения Гнёздовского археологического комплекса по данным радиоуглеродного датирования // Российская археология, 2020, № 4, с. 70–86. DOI: [10.31857/S086960630012627-8](https://doi.org/10.31857/S086960630012627-8)

24. Zaretskaya N.E., Panin A.V., Molod'kov A.N., Simakova A.N., Trofimova S.S., Baranov D.V. Pleistocene stratigraphy of the Vychehda River basin, European north-east // Quaternary International, 2020, v. 546, p. 185-195. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.09.020>

25. Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Шварев С.В., Кузнецов Д.Д., Кутенков С.А. Палеосейсмогенные тектонические рвы – уникальные архивы истории Белого моря в голоцене // Геоморфология, 2020, № 4, стр. 45-57. DOI: [10.31857/S0435428120040112](https://doi.org/10.31857/S0435428120040112)

26. Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Чернов А.В. Пойма Камы: реконструкция среды обитания древних и средневековых сообществ Среднего Предуралья// Российская Археология, 2020, №1, с. 44-59. <https://doi.org/10.31857/S086960630008253-7>

27. Репкина Т.Ю., Романенко Ф.А., Лудикова А.В., Зарецкая Н.Е. Северо-западные берега Онежского полуострова Белого моря в голоцене: условия развития, динамика, хронология. // Известия РАН. Серия географическая, 2020, т. 84, № 6, с. 888-904. DOI: [10.31857/S2587556620060096](https://doi.org/10.31857/S2587556620060096)

28. Zheltova M.N., Burova N.D., Zaretskaya N.E., Zaitseva G.I., Sementsov A.A. “Hare Tracks” in the Upper Palaeolithic in the centre of the East-European Plain (an overview) // Quaternary International, 2021, v. 587-588, p. 310–325, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.017>

29. Karmanov V.N., Zaretskaya N.E. Radiocarbon dating of Holocene archaeological sites in the Far Northeast of Europe: scopes and limits of a supraregional database // *Documenta Praehistorica*, 2021, XLVIII, p. 142-165, DOI: 10.4312/dp.48.23
30. Лычагина Е.Л., Демаков Д.А., Чернов А.В., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С. Среда обитания древнего человека в бассейне Верхней Камы: опыт реконструкции // *Вестник археологии, антропологии и этнографии*, 2021, № 1 (52), стр. 5-20, <https://doi.org/10.20874/2071-0437-2021-52-1-1>
31. Шварёв С.В., Зарецкая Н.Е., Ручкин М.В., Луговой Н.Н., Зазовская Э.П., Субетто Д.А. Перекрестное OSL и 14C-датирование молодых субаэриальных отложений Самбийского (Калининградского) полуострова // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле*. 2021, том 499, № 2, с. 47–51, DOI:10.31857/S2686739721080156
- 31a. Shvarev S.V., Zaretskaya N.E., Lugovoi N.N., Zazovskaya E.P., Ruchkin M.V., Subetto D.A. Cross OSL and 14C dating of young subaerial deposits in the Sambia (Kaliningrad) peninsula *Doklady Earth Sciences*. 2021. T. 499. № 2. С. 639-642.
DOI: [10.1134/s1028334x21080158](https://doi.org/10.1134/s1028334x21080158)
32. Карманов В.Н., Зарецкая Н.Е. Радиоуглеродная хронология памятников неолита-энеолита крайнего Северо-востока Европы: критический анализ данных // *Российская Археология*, 2021, № 1, с. 31–46, DOI: 10.31857/S086960630013702-1
33. Карманов В.Н., Зарецкая Н.Е. Радиоуглеродная хронология чужьяёльской культуры // *Поволжская Археология*, № 3 (37) 2021, <https://doi.org/10.24852/pa2021.3.37.55.69>
34. Шварёв С.В., Субетто Д.А., Зарецкая Н.Е., Молодьков А.Н. Возраст, генезис и сейсмогенные деформации террас реки Вуокса на Карельском перешейке, северо-запад России // *Геология и геофизика*, 2021, т. 62, № 11, с. 1592—1615, DOI: 10.15372/GiG2020192
- 34a. Shvarev S.V., Subetto D.A., Zaretskaya N.E., Molodkov A.N. Age, genesis, and seismogenic deformations of the Vuoksa river terraces on the Karelian isthmus (Northwestern Russia) // *Russian Geology and Geophysics*, 2021, v. 62, no. 11, p. 1308–1329.
DOI: [10.2113/RGG20204229](https://doi.org/10.2113/RGG20204229)
35. Zaretskaya N.E., Rybalko, A.E., Repkina, T.Yu., Shilova, O.S., Krylov, A.V. Late Pleistocene in the southeastern White Sea and adjacent areas (Arkhangelsk region, Russia): stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*, 2021. v. 605-606. p. 126-141, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.10.057>
36. Kuzmin Y.V., Burova N.D., Zazovskaya E.P., Zaretskaya N.E., Savinetsky A.B., Khasanov V.F. The beginning and early years of radiocarbon dating in Russia: Laboratories and personalities // *Radiocarbon*. 2022. v. 64. № 3. P. 589-605.
DOI: <https://doi.org/10.1017/RDC.2021.71>
37. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Ручкин М.В., Луговой Н.Н. Побережье Белого моря в пределах Русской плиты в позднем неоплейстоцене // *Известия РАН. Серия географическая*, 2022, т. 86, № 6, с. 898-913, DOI: 10.31857/S2587556622060164
38. Леонтьев П.А., Субетто Д.А., Репкина Т.Ю., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Кублицкий Ю.А., Сапелко Т.В., Зарецкая Н.Е., Фирсенкова В.М., Потахин М.С., Сырых Л.С., Толстобров Д.С. Реконструкция относительного перемещения уровня моря в голоцене на северо-западе Онежского полуострова (губа Конюхова, Белое море) на основе палеолимнологических исследований // *Известия РАН. Серия географическая*, 2022, т. 86, № 6, с. 933-945, DOI: 10.31857/S2587556622060097
39. Рыбалко А.Е., Репкина Т.Ю., Старовойтов А.В., Зарецкая Н.Е., Корсакова О.П., Субетто Д.А., Токарев М.Ю., Беляев П.Ю. Основные этапы изучения геологии

четвертичных отложений Белого моря и дискуссионные проблемы его палеогеографии в позднем неоплейстоцене – голоцене // Известия РАН. Серия географическая, 2022, т. 86, № 6, с. 848-869, DOI: 10.31857/S2587556622060152

40. Зарецкая Н.Е., Баранов Д.В., Луговой Н.Н., Панин А.В. Разрез Курьядор — исчезнувшее геологическое наследие Республики Коми // *Вестник геонаук*, 2022, № 11 (335), с. 47–49. <https://geo.komisc.ru/vestnik/contents-of-the-journal/2022/1026-335-ru>
41. Zaretskaya N., Korsakova O., Molodkov A., Ruchkin M., Baranov D., Rybalko A., Lugovoy N., Merkuliev A. Early Middle Weichselian in the White Sea and adjacent areas: Chronology, stratigraphy and palaeoenvironments // *Quaternary International*, 2022, v. 632, p. 65-78, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.05.007>
42. Vasileva K., Zaretskaya N., Ershova V., Maximov F., Chernyshova I., Panikorovsky T., Vereshchagin O., Rogov M., Stockli L.D., Stockli D., Khaitov V., Soloshenko N., Frishman N. New model for seasonal ikaite precipitation: Evidence from White Sea glendonites // *Marine Geology*, 2022, v. 449, p. 1-13, DOI: [10.1016/j.margeo.2022.106820](https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106820)
43. Demakov D.A., Lychagina E.L., Zaretskaya N.E., Kopytov S.V., Chernov A.V., Lapteva E.G., Trofimova S.S., Kosintsev P.A. Kosa Mesolithic sites in the context of the palaeoenvironmental history of the upper kama basin in the late glacial and early holocene // *Doklady Earth Sciences*, 2022, Vol. 507, no. 1, p. 92–103. DOI: [10.1134/S1028334](https://doi.org/10.1134/S1028334)
44. Zaretskaya N.E., Ludikova A.V., Shvarev S.V., Kuznetsov D.D., Kutenkov S.A. Paleoseismic fault trenches as unique archives of the white sea holocene history // *Doklady Earth Sciences*, 2022, Vol. 507, no. Suppl.1, p. S61–S68. DOI: [10.1134/S1028334X22601249](https://doi.org/10.1134/S1028334X22601249)
45. Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е., Копытов С.В., Чернов А.В., Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Косинцев П.А. Косинские мезолитические стоянки в контексте истории природной среды Верхнего Прикамья в позднеледниковье и раннем голоцене // *Геоморфология и палеогеография*. 2023. Т. 54. № 1. С. 74-89., DOI: [10.31857/S2949178923010048](https://doi.org/10.31857/S2949178923010048)
46. Зарецкая Н.Е., Талденкова Е.Е., Овсепян Я.С., Ручкин М.В., Баранов Д.В., Руденко О.В., Степанова А.Ю. Первые данные о палеогеографических обстановках и хронологии последнего межледниковья на Зимнем берегу Белого моря // *Доклады РАН. Науки о Земле*, 2023а, т. 512, № 2, с. 313-319, DOI: 10.31857/S2686739723601308, EDN: DWFTVY
- 46а. Zaretskaya N.E., Taldenkova E.E., Ovsepyan Y.S., Ruchkin M.V., Baranov D.V., Rudenko O.V., Stepanova A.Yu. First data on the paleogeographical settings and chronology of the last interglacial on the Zimnii coast of the White Sea // *Doklady Earth Sciences*, 2023, Vol. 512, no. 2, p. 1059–1064. DOI: [10.1134/S1028334X23601360](https://doi.org/10.1134/S1028334X23601360)
47. Зарецкая Н.Е., Лудикова А.В., Кузнецов Д.Д., Луговой Н.Н., Успенская О.Н., Фролов П.Д. Природные обстановки позднеледниковья и развитие приледниковых водоёмов на северном побережье Самбийского (Калининградского) полуострова // *Геоморфология и палеогеография*, 2023, т. 54, № 4, с. 7-25. DOI: 10.31857/S2949178923040163
48. Lapteva E.G., Zaretskaya N.E., Lychagina E.L., Trofimova S.S., Demakov D.A., Kopytov S.V., Chernov A.V. 2023. Holocene vegetation dynamics, river valley evolution and human settlement of the upper Kama valley, Ural region, Russia. *Vegetation History and Archaeobotany*. Vol. 32. P. 361–385. <https://doi.org/10.1007/s00334-023-00913-5>
49. Kublitskiy Y., Repkina T., Leontiev P., Shilova O., Zaretskaya N., Gurinov A., Lugovoy N., Subetto D., Yakovleva A., Nam Seung II, Jun-Hyun K., Jeong-Ju S., Peretruxhina A. Reconstruction of relative sea-level changes based on a multiproxy study of isolated basins on the Onega peninsula (White Sea, Northwestern Russia) // *Quaternary International*. 2023. v. 644-645, P. 79–95. DOI: [10.1016/j.quaint.2022.04.016](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2022.04.016)

50. Repkina T.Y., Zaretskaya N.E., Shvarev S.V., Lugovoy N.N., Alyautdinov A.R., Shilova O.S. Morphodynamics and Morphotectonics of the Mouth Area of the Varzuga River in the Late Glacial and Holocene (Terskii Coast of the White Sea) // *Doklady Earth Sciences*, 2023, Vol. 513, no. Suppl.1, p. s24–s46. [DOI 10.1134/S1028334X2360250X](https://doi.org/10.1134/S1028334X2360250X).
51. Zaretskaya N., Panin A., Utkina A., Baranov D. Aeolian sedimentation in the Vychegda River valley, north-eastern Europe, during MIS 2–1 // *Quaternary International*, 2024, v. 686-687, p. 83-98, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2023.05.022>
52. Zaretskaya N., Utkina A., Baranov D., Panin A., Trofimova S., Simakova A., Kurbanov R. Limited extension of the MIS 2 proglacial lake in the Severnaya Dvina valley, south-eastern margin of the last Scandinavian Ice Sheet // *Journal of Quaternary Science*, 2024, v. 39 (1), p. 82-101, DOI:10.1002/jqs.3570
53. Копытов С.В., Чернов А.В., Демаков Д.А., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е. Верхняя Кама и ее притоки в позднем плейстоцене и голоцене: реконструкция природных условий и освоение человеком // *Гидросфера. Опасные процессы и явления*, 2023, Т. 5, Вып. 2, с. 191-201. [DOI 10.34753/HS.2023.5.2.191](https://doi.org/10.34753/HS.2023.5.2.191). [EDN WJXFYM](https://doi.org/10.34753/HS.2023.5.2.191).
54. Рыбалко А.Е., Щербаков В.А., Токарев М.Ю., Кудинов А.А., Беляев П.Ю., Репкина Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Терехина Я.Е., Иванова В.В., Сличенков В.И. Роль современных геодинамических процессов в формировании рельефа дна и побережья Белого моря // *Геотектоника*, (1):71–87, 2024, DOI: 10.31857/s0016853x24010044
- 54а. A. E. Rybalko, V. A. Shcherbakov, M. Yu Tokarev, A. A. Kudinov, P. Yu Belyaev, T. Yu Repkina, N. E. Zaretskaya, Ya E. Terekhina, V. V. Ivanova, and V. I. Slichenkov. Influence of modern geodynamic processes on the formation of the coastal relief and seabed of the white sea. *Geotectonics*, 58(1):41–55, 2024, DOI: [10.1134/S0016852124700031](https://doi.org/10.1134/S0016852124700031)
55. Utkina, A., Choi, J.-H., Murray, A., Panin, A., Zaretskaya, N., Kurbanov, R., and Buylaert, J.-P. Luminescence ages of sediments from the margin of the penultimate glaciation in the north-eastern east European plain. *Quaternary Geochronology*, v. 83, 2024, p. 1-11, DOI: 10.1016/j.quageo.2024.101578
56. Репкина, Т. Ю., Зарецкая, Н. Е., Шварев, С. В., Луговой, Н. Н., Аляутдинов, А. Р., and Шилова, О. С. Морфодинамика и морфотектоника района устья р. Варзуги (Терский берег Белого моря) в позднеледниковье и голоцене. *Геоморфология и палеогеография*, т. 55, № 1, 2024, с. 93–129, DOI: 10.31857/s2949178924010079
57. Копытов S.V., Zaretskaya N.E., Konstantinov E.A., Lapteva E.G., Sannikov P.Yu., Sychev N.V. and Mekhonoshina E.A. Palaeoenvironment of the Upper Kama Region during the Late Glacial and Early Holocene (Novozhilovo Lake Sediments Case Study) // *Doklady Earth Sciences*. 2024. Vol. 519. Part 2. P. 2208–2216. doi: 10.1134/S1028334X24603341
58. Korsakova O.P., Molodkov A.N., Zaretskaya N.E., Grigoriev V.A. Sedimentologic successions and chronology of the late Pleistocene deposits on the southern Kola Peninsula, northern Europe // *Quaternary Research*, 2024, doi:10.1017/qua.2024.24
59. Карманов В.Н., Лычагина Е.Л., Зарецкая Н.Е. Энеолит и эпоха бронзы лесной зоны Восточной Европы: дисгармония археологической периодизации // *Поволжская Археология*, 2024, № 3 (49), с. 94-114, <https://doi.org/10.24852/pa2024.3.49.94.113>
60. Лаптева Е.Г., Трофимова С.С., Зарецкая Н.Е., Лычагина Е.Л. Динамика природной среды Верхнего Прикамья в голоцене по материалам изучения болот // *Труды Карельского научного центра РАН*. 2024. № 3. С. 5–19, DOI: 10.17076/eco1821
61. Zaretskaya N.E., Vashkov A.A., Baranov D.V., Lugovoy N.N. Glaciolacustrine sedimentary pattern of the Eastern White Sea area during the MIS 2 // *Limnology and Freshwater Biology* 2024c (4): 741-746 DOI:[10.31951/2658-3518-2024-A-4-741](https://doi.org/10.31951/2658-3518-2024-A-4-741)