

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Уральское отделение
Коми научный центр
Институт геологии

Л.Н. Андреичева, Т.И. Марченко-Вагапова,
М.Н. Буравская, Ю.В. Голубева

ПРИРОДНАЯ СРЕДА
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА
НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

Ответственный редактор
Ю.А. Лаврушин

Москва
ГЕОС
2015

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.

ISBN 978-5-89118-713-9

Обобщены результаты 40-летних детальных исследований разных генетических типов отложений неоплейстоцена на северо-востоке Европейской России. Исследованы спорово-пыльцевые спектры межледниковых четвертичных отложений из скважин и береговых обнажений, вещественный состав тиллов и микротериофауна из перигляциальных осадков. Это позволило провести стратиграфическое расчленение разрезов неоплейстоцена и голоцена и воссоздать природно-климатические условия формирования межледниковых отложений. В разрезе квартера на территории исследований выделены шесть циклов осадконакопления. Сделан вывод о тенденции к похолоданию климата на Европейском Северо-Востоке России.

Книга рассчитана на широкий круг исследователей, занимающихся проблемами геологии и палеогеографии неоплейстоцена и голоцена.

Подготовка рукописи осуществлялась при финансовой поддержке Программы инициативных фундаментальных исследований УрО РАН (Проекты № 12-У-5-1016, № 15-18-5-41) и Программы междисциплинарных проектов фундаментальных исследований УрО РАН (Проект № 12-М-56-2037).

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук **Ю.А. Лаврушин**

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук **А.И. Антошкина**
доктор географических наук **Н.Г. Судакова**

На обложке: р. Лая, Большеземельская тундра, фото Л.Н. Андреичевой

THE RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
Ural Branch
Komi Science Center
Institute of Geology

Andreicheva L.N., Marchenko-Vagapova T.I.,
Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V.

NEOPLEISTOCENE AND HOLOCENE
NATURAL ENVIRONMENT
OF EUROPEAN NORTH-EAST OF RUSSIA

Editor
Dr. of Geology Yu.A. Lavrushin

Moscow
GEOS
2015

Andreicheva L.N., Marchenko-Vagapova T.I., Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V.
Neopleistocene and Holocene natural environment in European North-East of Russia. M.: GEOS Press, 2015. 224 p.

ISBN 978-5-89118-713-9

Here we present the summarized results of 40 years detailed researches of the Neopleistocene deposits of different genetic types in the north-east of European Russia. We studied the spore-pollen spectra of interglacial Quaternary sediments from boreholes and river sections, the material composition of tills and microtheriofauna from periglacial sediments. This allowed us to carry out stratigraphic division of Neopleistocene and Holocene sections and recreate the climatic conditions for formation of interglacial deposits. Six sedimentary cycles have been determined in the Quaternary section of the research territory. It is concluded that now there is a trend towards climate cooling in the European north-east of Russia.

This book will find welcome researchers dealing with various problems of geology and palaeogeography of the Neopleistocene and Holocene.



Preparation of the manuscript was carried out with the financial support from Program of initiative Fundamental Research UB of the RAS (Projects № 12-U-5-1016, № 15-18-5-41) and Program of interdisciplinary Fundamental Research (Project UB of the RAS № 12-M-56-2037).

Editor-in-Chief
Dr. of Geology **Yu.A. Lavrushin**

Reviewers:
Dr. of Geology **A.I. Antoshkina**
Dr. of Geography **N.G. Sudakova**

ВВЕДЕНИЕ

Отложения неоплейстоцена и голоцена на Европейском Северо-Востоке России (Тимано-Печоро-Вычегодский регион) развиты повсеместно, плащеобразно перекрывая породы палеозоя и мезозоя. Они представлены сложным комплексом осадков ледникового и флювиального генезиса мощностью от нескольких метров на Урале и Тимане до 200–250 м в пределах Печорской низменности. В разрезе неоплейстоцена наблюдается четкая ритмика: горизонты регионально выдержанных тиллов, представленных плотными неслоистыми серыми или темно-серыми с буроватым и сизым оттенками суглинками, реже супесями и глинами, переслаиваются со сложно построенными толщами сортированных флювиальных осадков. Тиллы содержат обломочный материал различного гранулометрического состава, разной формы и степени окатанности (преимущественно неокатанный) и переотложенные палеонтологические остатки.

Цель настоящих исследований состоит в реконструкции палеогеографических обстановок формирования осадков в неоплейстоцене и голоцене и корректном прогнозировании развития природной среды и климата на основе изучения и ревизии всех имеющихся в распоряжении авторов результатов аналитических исследований на Европейском Северо-Востоке России. Комплексное изучение неоплейстоценовых отложений было направлено на обоснование стратиграфической приуроченности межледниковых и ледниковых горизонтов неоплейстоцена, а также на воссоздание климатических условий формирования осадков.

Понимание современной природной обстановки невозможно без оценки ее динамики прежде всего в неоплейстоцене, так как именно в это время формировались окончательные черты рельефа и гидрографической сети, современное состояние фауны и флоры. Тогда же происходило формирование человеческого общества. Исключительно динамичная природная среда на Европейском Северо-Востоке России в четвертичное время делает Тимано-Печоро-Вычегодский регион самым удачным полигоном для реализации поставленной цели.

Согласно геологическим данным, климаты недалекого прошлого (теплые эпохи неогена и межледниковья неоплейстоцена) были значительно теплее современных. Реконструкция климатов прошлого на основе независимого подхода к оценке климатических условий будущего является в настоящее время важной проблемой палеогеографии и палеоэкологии. Палеоклиматические исследования, интенсивно развивающиеся в последние годы, приобретают особую актуальность в связи с широким распространением противоречивых катастрофических прогнозов – от пред-

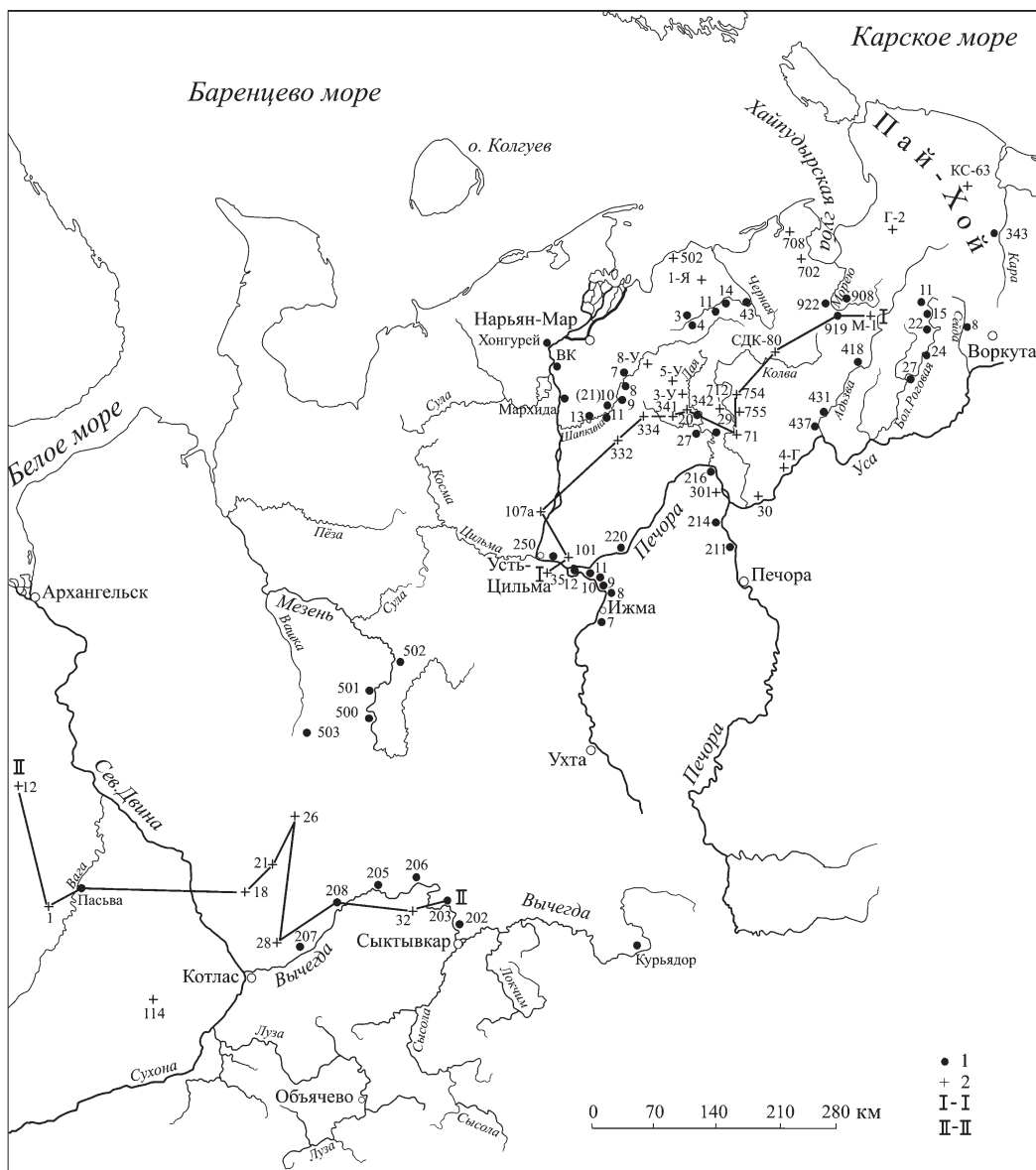


Рис. 1. Схема расположения обнажений и скважин неоплейстоцена.

1 – обнажения; 2 – скважины, I-I – линия профиля, приведенного на рис. 3; II-II – линия профиля, приведенного на рис. 4

стоящего глобального потепления климата Земли до наступления нового ледникового периода. Климат – важнейший фактор природной среды, влияющий на экзогенные геологические процессы и формирующий органический мир планеты. Мониторинг природной среды и климата, выявление их флуктуаций в недавнем геологическом прошлом и знание закономерностей общего хода эволюции Земли являются основой для установления этапов нестабильности природных процессов и их последствий.

Было проведено изучение отложений неоплейстоцена и голоцена в разрезах береговых обнажений и скважин (рис. 1, 2). В целях установления возрастных и территориальных особенностей отложений разных генетических типов, воссоздания палеогеографических обстановок их формирования использован широкий комплекс методов исследования четвертичных отложений и получена комплексная характеристика их состава. На рассматриваемой территории детально изучены веществен-

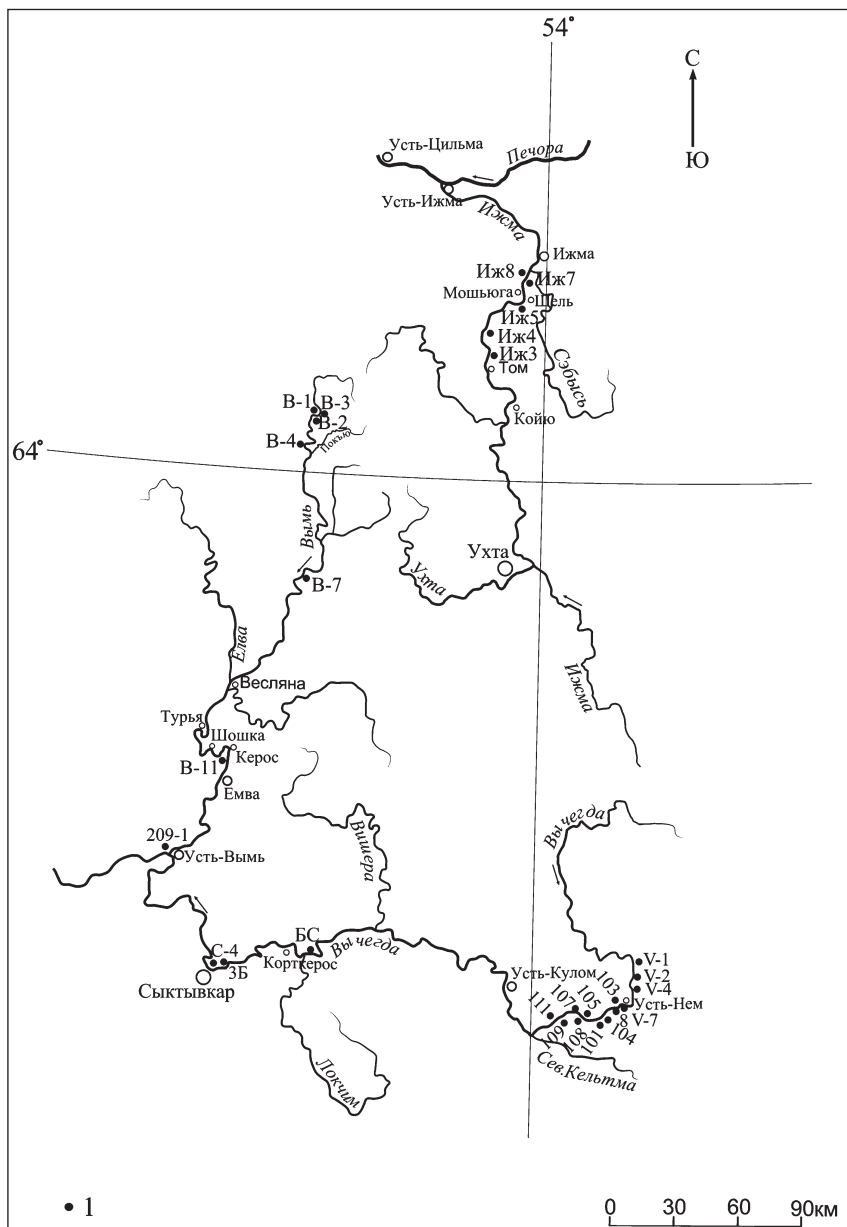


Рис. 2. Схема расположения обнажений голоцена.

1 – обнажения

ный состав образований неоплейстоцена и голоцена и их структурные особенности. Гранулометрический состав определен более чем у 6000 образцов, выполнено более 1500 минералогических анализов, просмотрено около 3500 шлифов тиллов, изучен петрографический состав 900 валунных проб из горизонтов валунных суглинков и замерена ориентировка заключенных в них обломков (более 40 000 замеров). Исследовались заключенные в четвертичных отложениях палинологические и палеонтологические остатки, в частности фауна мелких млекопитающих из перигляциальных осадков. Одним из наиболее эффективных методов при воссоздании палеогеографических обстановок осадконакопления и решении спорных вопросов стратиграфии квартера является палинологический. Палинологическое изучение отложений неоплейстоцена в разные годы проводилось Д.А. Дурягиной, Л.А. Коноваленко и Т.И. Марченко-Вагаповой, спорово-пыльцевые спектры голоценовых отложений изучали Ю.В. Голубева (Братущак) и Н.А. Мариева, палеомикротиерологический анализ был выполнен В.А. Кочевым, диатомовый – Т.И. Марченко-Вагаповой. Литологические исследования неоплейстоценовых образований проводились Л.Н. Андреичевой, осадков голоцена – М.Н. Буравской. Радиоуглеродное датирование отложений выполнено в Институте географии РАН (зав. лабораторией О.А. Чичагова), в ГИН РАН Н.Е. Зарецкой, в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ К.А. Груздовым.

Публикация монографии осуществлена при финансовой поддержке д-ра геол.-мин.наук, главного научного сотрудника Института геологии Коми НЦ УрО РАН В.Л. Андреичева, за что авторы ему глубоко признательны.

ГЛАВА 1

ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОЕ, ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

Четвертичные отложения в регионе развиты повсеместно, залегая на палеозойских и мезозойских породах. Мощность их варьирует от нескольких метров на Урале и Тимане до 200–250 м на равнинной территории. В разрезе регионально выдержанные горизонты ледниковых отложений – тиллов, переслаиваются с осадками водного генезиса: флювиогляциальными, озерно-ледниковыми, озерными, аллювиальными, а в северных районах – морскими, заполняющими эрозионные врезы и другие пониженные участки палеорельефа (рис. 3, 4). Реже отмечаются золовые и солифлюкционные отложения.

В результате изучения четвертичных отложений и обобщения материалов по геологическому строению и палеогеографии северо-восточных районов Европейской России в истории осадконакопления в квартере установлены шесть этапов: 1) позднеплиоцен-раннеплейстоценовый, 2) помусовско-чирвинский (окско-лихвинский), 3) печоро-родионовский (днепровско-шкловский), 4) вычегодско-сулинский (московско-микулинский), 5) лайско-бызовской (подпорожско-ленинградский) и 6) полярно-голоценовый (осташковско-голоценовый). В разрезе им соответствуют шесть седиментационных циклов, выделение которых обусловлено изменениями климата в регионе, когда продолжительные похолодания (оледенения) чередовались с непродолжительными потеплениями (межледниковьями). Это привело к ритмичному строению верхнекайнозойской толщи вследствие смены седиментационных обстановок в последовательности оледенение – дегляциация – межледниковье.

Вопрос о числе оледенений до настоящего времени остается дискуссионным. Долгое время считали, что в четвертичном периоде было не менее четырех крупных покровных оледенений, оставивших следы в отложениях и в рельефе северного полушария, иногда достаточно условно число оледенений доводили до пяти. Позже в работах Н.И. Кригера (1967) и у литовских исследователей появились факты для обособления в нижнем плейстоцене трех самостоятельных оледенений. Эти пред-

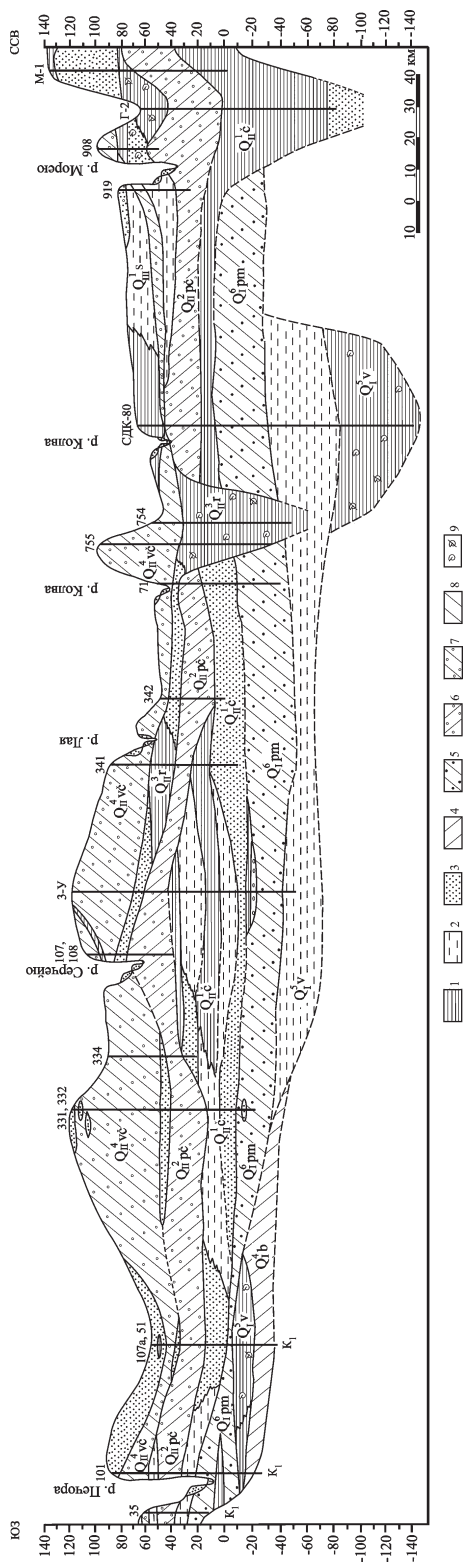


Рис. 3. Схематический геологический разрез неоплейстоценовых отложений Печорской низменности.

1 – глина; 2 – алевролит; 3 – песок; 4–8 – тиллы разного возраста: 4 – березовский (донской); 5 – помусовский (окский); 6 – печорский (днепровский); 7 – вычегодский (московский); 8 – полярный (осташковский); 9 – раковины и обломки раковин моллюсков, фораминифер

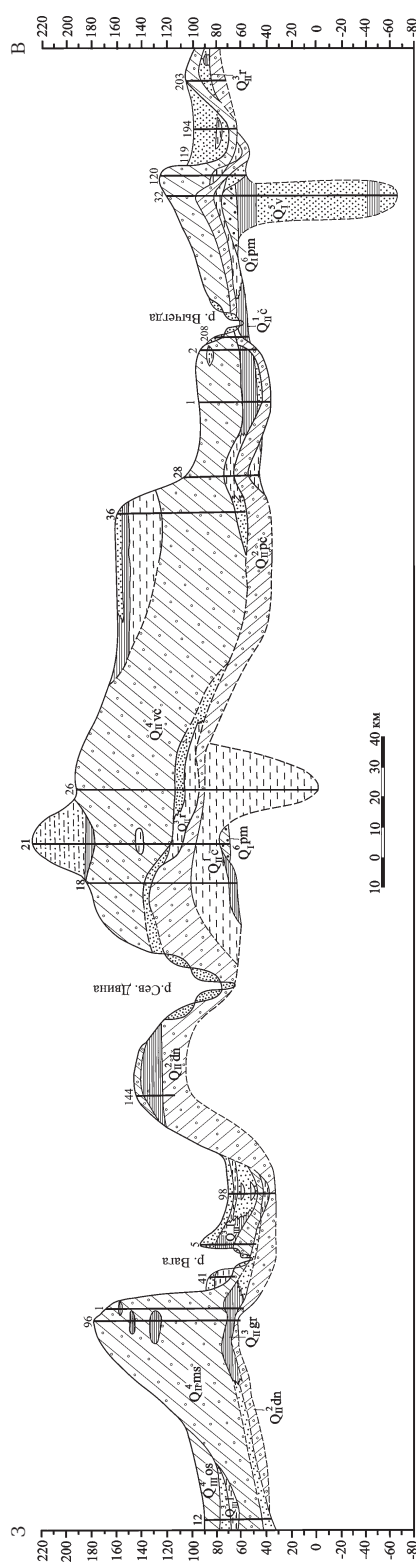


Рис. 4. Схематический геологический разрез неоплейстоценовых отложений южной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона

Усл. обозначения на рис. 3

ставления увязываются и с полигляциалистической концепцией С.А. Яковлева (1956), который признавал древнейшее ледниковье, I и II древнеледниковья, считая последнее аналогом окского оледенения. Плейстоценовые морены на территории Европейского Северо-Востока России формировались за счет терригенного материала из различных питающих ледниковых провинций, что известно еще со времен С.А. Яковлева. Так, II древнеледниковье (окское), по его мнению (Яковлев, 1956), связано с Новой Землей, хотя в Польше в этой морене преобладают валуны кристаллических пород из Фенноскандинавии. По данным А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005), морены D и D₁, сформированные в эпоху древнеоплейстоценового оледенения, содержат комплекс валунов, близкий комплексу морен Скандинавского центра оледенения. По материалам наших исследований (Андреичева, 2002), движение окского ледника (помусовского по региональной схеме Тимано-Печоро-Вычегодского региона) происходило из Северо-Западной терригенно-минералогической питающей провинции. Это подтверждается как ориентировкой удлиненных обломков в тилле с северо-запада на юго-восток, так и присутствием в нем на всей территории региона, включая верховье р. Печоры, обломков пород северо-западного сноса: гранитов и гранитогнейсов, нефелиновых сиенитов, агатов с Северного Тимана. Помусовское оледенение проникало далеко на юг за пределы рассматриваемой территории, вплоть до бассейна р. Оки.

В работе использована региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Тимано-Печоро-Вычегодского региона (табл. 1), принятая МСК в качестве рабочей (Решение..., 1986). Стратиграфическое положение и возраст отложений межморенных горизонтов были установлены на основе анализа содержащихся в них остатков палеомикротирифауны и спор и пыльцы. Однако в результате повторного изучения палеонтологической коллекции по методике, разработанной Н.Г. Смирновым, и построения им модели развития зубной системы копытных леммингов (Смирнов, Андреичева, 1998) в ряде случаев появилось несоответствие между возрастом межморенных отложений, определенным по палеомикротирифауне, и межледниковых осадков, возраст которых был установлен палинологическим методом, в сторону омоложения первых. Проблема эта, безусловно, требует обсуждения, в ближайшей перспективе планируется сопоставить новые результаты с палинологическими и литологическими данными изучения четвертичных отложений в ряде опорных разрезов региона. Предполагается уточнить их стратиграфическую приуроченность и разобраться со стратиграфическим значением остатков мелких млекопитающих. Пока же наши стратиграфические построения мы проводим в соответствии с «Решением...» (1986).

Сложное строение покрова плейстоценовых континентальных отложений, резкая изменчивость на площади их состава и мощностей делают весьма затруднительным проведение литолого-фациального анализа, что чрезвычайно важно для установления их генетической и стратиграфической приуроченности.

При отнесении конкретного типа осадка к определенному генетическому типу отложений важно учитывать как его структурно-текстурные характеристики и особенности вещественного состава, так и положение в определенном парагенетическом ряду, т.е. генезис отложений устанавливается на основе анализа всех членов парагенеза. Для каждого генетического типа характерны особые условия залегания отложений, пространственные и генетические связи с определенными формами и

Таблица 1

Сопоставление региональных стратиграфических схем с межрегиональной стратиграфической схемой четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы (Решение..., 1986)

Раздел	Звено	Региональная стратиграфическая схема Печоро-Вычегодского региона		Региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Севера и Северо-Запада Восточно-Европейской платформы		Межрегиональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы	
		Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт	Надгоризонт	Горизонт
Неоплейстоцен	Q_{IV}		Голоценовый		Голоценовый		Голоценовый
	Верхнее Q_{III}	Ненецкий	Полярный Бызовской Лайский	Валдайский	Осташковский (верхневалдайский) Ленинградский (средневалдайский) Подпорожский (нижневалдайский)	Валдайский	Осташковский Ленинградский Подпорожский
	Среднее Q_{II}		Сулинский		Микулинский		Микулинский
		Тимано-уральский	Вычегодский Родионовский Печорский	Среднерусский	Московский (бабушкинский) Горьковский Днепровский (вологодский)	Среднерусский	Московский (сожский) Шкловский Днепровский
	Нижнее Q_I		Чирвинский		Лихвинский (трубайский)		Лихвинский
		Коми-пермский	Помусовский Вишерский Березовский		Окский (пичугский) Свирский	Белорусский	Окский (березинский) Беловежский (мучапский) Донской (дзукийский)
					Пайский Прионежский		
			Тумский Камский				Ильинский Покровский Михайловский (петропавловский)



Рис. 5. Строение аллювиальных отложений первой надпойменной террасы р. Вычегды (обн. Черный Яр)



Рис. 6. Горизонтальная слоистость в озерных отложениях (обн. 207-Рябово, р. Вычегда)

элементами рельефа и стадиями их развития, а также специфические особенности фациально-литологической изменчивости отложений в разрезе и на площади. Так, в гляциальном ряду отложений наряду с основной мореной, например, выделяются связанные с гляциальным процессом абляционные и краевые морены, флювиогляциальные и лимногляциальные отложения. Парагенетический ряд аллювия составляют собственно русловые, а также пойменные и старичные осадки, формирующие комплекс образований речной долины. Литологическое исследование их показало достаточно четкие различия разных фаций по комплексу основных признаков: текстурным, структурным и особенностям вещественного состава. Для разрезов аллювия характерна определенная последовательность отложений (рис. 5), представляющая собой так называемую циклотему, в которой наблюдается изменение гранулометрического состава осадков снизу вверх по разрезу от относительно грубых до мелко- и тонкозернистых (Allen, 1965) и которая является уникальным образованием именно аллювиальной обстановки седиментации. Озерные отложения, не обладая какими-либо ярко выраженными диагностическими признаками, тем не менее имеют ряд характерных особенностей, позволяющих идентифицировать их в разрезах. Озерные осадки и прежде всего те, которые сформировались ниже уровня действия волн, определяются большой латеральной протяженностью и выдержанностью пластов (Седиментология, 1980). Для них типична тонкая горизонтальная слоистость (рис. 6). Характерной для озерной обстановки седиментации является

регрессивная последовательность осадков в разрезе: постепенный переход от субаквальных глин и алевритов, отложенных в глубокой части озера и лежащих в основании озерного цикла, к прибрежным, более грубым по гранулометрическому составу пескам и галечно-гравийным отложениям. Одним из указаний на озерный генезис осадков может быть присутствие в них многочисленного растительного детрита.

На рассматриваемой территории, для которой характерны условия полярного и холодного гумидного климата с подавленным хемогенным и органогенным осадко-накоплением, морские отложения представлены преимущественно терригенными образованиями (Методическое руководство..., 1987). Указанием на морской генезис является, в первую очередь, совместное нахождение отложений в разрезе и на площади. При идентификации морских фаций необходимо выявление фациальной зональности осадков, обусловленной характером волновых процессов. В разрезах неоплейстоцена установлен практически весь комплекс морских терригенных фаций: выделены осадки трех подзон литорали, включая фацию песчаных баров (рис. 7), приливно-отливных равнин, приливно-отливных каналов и лагун, а также отложения переходной зоны и мелководного шельфа (рис. 8). Отложения пляжа и



Рис. 7. Косая слоистость и мелкомасштабная рябь течения в отложениях песчаного бара (обн. 13, р. Шапкина)



Рис. 8. Глина мелководного шельфа с раковинами моллюсков (обн. 6, р. Куя)

песчаных баров представлены хорошо сортированными промытыми мелкозернистыми песками с редкими гравием и галькой. Для них типичны косая слоистость, симметричные и асимметричные знаки ряби волнения и слабого течения. Характерны скопления темноцветных минералов, обломки угля, обрывки растительных тканей по плоскостям напластования, как правило, параллельным, особенно в отложениях предфронтальной зоны пляжа.

Осадки области приливо-отливной равнины сортированы значительно хуже, чем отложения пляжа и песчаных баров. Представлены они, главным образом, мелкозернистыми песками, иногда глинистыми алевритами, накопление которых, по всей вероятности, связано с каналами-руслами, где снижение уровня воды происходит очень медленно и практически без ее горизонтального перемещения, приводя к формированию глинисто-алевритовых отложений (Фролов, 1984). Типична косая бимодальная (елочная), а также волнистая и линзовидная слоистость глинисто-алевритовых и песчаных, равномерно переслаивающихся отложений, что является характерной особенностью осадков приливо-отливных равнин (Рейнек, Сингх, 1981).

Наиболее слабо сортированы отложения переходной зоны и мелководного шельфа, представленные темноокрашенными глинами и алевритами, часто с обломками и целыми створками раковин моллюсков, иногда отмечается слабовыраженное горизонтальное переслаивание осадков, как правило, несколько различных по гранулометрическому составу, хотя в целом слоистость для них не характерна.

1.1. Генетические критерии выделения тиллов

Плейстоценовые оледенения привели к образованию сложных полигенетических комплексов континентальных осадков разнообразного литологического состава, объединяемых в генетический ряд гляциальных отложений. Е.В. Шанцером (1980) в этом ряду были выделены две генетические группы гляциальных отложений: собственно ледниковая (ортогляциальная) и водно-ледниковая (парагляциальная). В первую группу входят осадки, сформированные в процессе аккумуляющей деятельности самого движущегося ледника и представленные валуноносодержащими глинистыми породами (диамиктонами), во вторую – включены отложения, созданные талыми ледниковыми водами. Водно-ледниковая группа подразделена на две подгруппы: флювиогляциальную и лимногляциальную.

Основная часть разреза обычно сложена валуноносодержащими глинистыми породами, обладающими целым рядом признаков, характерных как для отложений континентальных ледниковых покровов, так и для бассейновых образований. Именно поэтому у исследователей до сих пор нет единого мнения во взглядах на их происхождение. Детальное комплексное литологическое изучение валунных суглинков дает основание рассматривать их как ледниковые образования – тиллы (морены). Они широко распространены, а образуемые ими пластообразные тела простираются на сотни километров. Кроме того, тиллы наиболее часто наблюдаются в разрезах, слагая большую часть гляциоседиментационных циклов.

Проблема их генезиса является одной из наиболее дискуссионных в изучении четвертичной геологии арктического палеошельфа, а вопросы диагностики, несмотря на значительные усилия исследователей в этом направлении, все еще недостаточно разработаны. Вместе с тем дискуссия между сторонниками гляциальной и маринистской гипотез и нерешенность этой проблемы привели исследователей к принципиальным расхождениям по поводу возраста покрова рыхлых отложений, что делает чрезвычайно сложным проведение геолого-съёмочных работ, снижая качество карт четвертичных отложений. Кроме того, дискуссионность генетической интерпретации тиллов существенно осложняет и геолого-поисковые работы, зачастую дезориентируя направление поисков полезных ископаемых, связанных с отложениями квартера. Все это вызывает повышенный интерес к исследованию тиллов: выяснению их строения, условий залегания и литологического состава. В пределах Тимано-Печоро-Вычегодского региона тиллы распространены чрезвычайно широко. С учетом закономерностей их формирования в процессе движения ледникового покрова, местоположения региона, северная часть которого представляет арктический палеошельф, а также геологического строения рассматриваемой территории важнейшими критериями генетической диагностики тиллов являются:

1. Значительное их распространение на площади и в разрезе в виде тел пластообразной формы, сложенных диамиктоном.
2. Выдержанная в региональном плане и в пределах разновозрастных горизонтов закономерная ориентировка удлиненных обломков пород всего гранулометрического спектра, залегающих преимущественно горизонтально и субгоризонтально.
3. Особенности гранулометрического состава, заключающиеся в крайне низкой степени сортированности мелкозема тиллов.
4. Низкая степень окатанности обломочного материала, часто в форме ледогранников.
5. Шлифованная и штрихованная поверхность крупных обломков пород.
6. Экзарационные контакты с подстилающими породами, часто осложненные гляциодинамическими текстурами.
7. Для зон контактов и кровли субстрата характерны текстуры, которые хорошо сохраняются в отложениях материковых оледенений: а) затаскивание пород субстрата в толщи тилла; б) приконтактные складки волочения; в) протрузии пород субстрата в литому; г) внедрение пород литомы в субстрат в виде наклонных клиньев; д) наличие зон милонитизации в кровле пород субстрата; е) дизъюнктивные и пликативные дислокации в подстилающих отложениях; ж) затухание дислокаций в породах субстрата с глубиной, свидетельствующее об их явно экзотектонической природе.
8. Наличие отторженцев преимущественно деформированных пород, как литифицированных, так и рыхлых.
9. Массивная, плитчатая и сланцеватая текстуры отложений.
10. Присыпки песчано-алевритового материала на поверхности отдельности тиллов, а на поверхности плитчатой отдельности – зеркала скольжения.
11. Текстуры обтекания крупных обломков пород и оторочки песчано-алевритового материала вокруг обломков.
12. Высокое содержание неустойчивых к выветриванию минералов.
13. Унаследованность вещественного состава тиллов от пород ледникового ложа.

В ряде обнажений, расположенных на быстро отступающих термоабразионных берегах, наблюдаются погребенные глетчерные льды.

Часть приведенных признаков тиллов, если их рассматривать по отдельности, характерна для отложений, сформированных в иных седиментационных обстановках. Так, закономерная ориентировка крупнообломочного материала отмечается в осадках, образованных сильными морскими (Рухин, 1962, 1969; Гайгалас, 1982; Boggs, 1995) и речными потоками (Рухин, 1962, 1969; Обстановки осадконакопления..., 1990; Boggs, 1995; и др.). Известно, однако, что длинные оси обломков в речных потоках чаще всего наклонены против течения и располагаются как вдоль течения, в случае перемещения обломков во взвешенном состоянии, так и поперек его, если обломки перемещаются путем перекатывания по дну потока (Рухин, 1969). Ряд исследователей полагают, что в аллювиальных отложениях вытянутые гальки крупнее 2–3 см обычно ориентированы поперек течения. Закономерная ориентировка частиц песчаной и алевритовой размерности типична также для аллювиальных, эоловых, морских и других отложений. Валун и гальки со штрихованной поверхностью отмечаются в аллювиальных осадках, а также в диамиктонах селевых и грязевых потоков. Однако характер штриховки, созданной ледником и, например, речным льдом, совершенно различен. В первом случае штриховка параллельная и глубокая, переходит в заломы и выбоины на одном из концов валуна или гальки, как правило, утюгообразной формы (рис. 9). Во втором – на поверхности обломков наблюдается беспорядочная мелкая затертая штриховка (рис. 10). Приконтактные складки волочения встречаются во флювиогляциальных, оползневых, эоловых и других генетических типах отложений. Механизм их образования установлен при лабораторном моделировании Н.М. Чумаковым (1978) и сводится к процессу формирования складок поверхностным волочением и в результате гравитационного скольжения по наклонной поверхности осаждения.

Понятно, что принадлежность характерных диагностических признаков тиллов осадкам некоторых других седиментационных обстановок весьма осложняет процедуру его диагностики. Однако лишь в ледниковой обстановке перечисленные выше признаки наблюдаются в комплексе и являются ведущими в отличие от



Рис. 9. Валун с ледниковой штриховкой на р. Вычегде



Рис. 10. Валун с мелкой беспорядочной штриховкой, образованной речным льдом (обн. 220-Кипиево, р. Печора)

других обстановок, где они характеризуют второстепенные признаки осадка. Таким образом, в основе диагностики тиллов лежит, во-первых, выделение группы характерных для них признаков, а затем выявление их парагенетической связи, т.е. сопроисхождения.

Характерной особенностью тиллов является весьма четко выраженная ориентировка удлинённых обломков валунно-галечного материала. В толщах тиллов в направлении движения ледника ориентированы длинные оси обломков всего гранулометрического спектра, включая глинистые частицы.

Одной из наиболее важных характеристик основной морены как любой другой осадочной породы является гранулометрический состав, обусловленный свойствами пород ледникового ложа и формирующийся в процессе дробления, истирания и смешивания переносимого ледником материала при его транспортировке и отложении. Особенно существенно влияние пород субстрата при формировании гранулометрического состава локальных морен. Определяющим фактором в образовании гранулометрического, как, впрочем, и минерального состава тиллов, является смешивание местного и дальнепринесенного материала в процессе ледниковой транспортировки. Гранулометрический состав тиллов Европейского северо-востока России характеризуется относительным постоянством и значительным сходством с составом основных морен центральных районов Русской равнины. Обобщение результатов около 4500 гранулометрических анализов тиллов в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе показало, что это типичные смешанные, практически несортированные породы с близкими содержаниями глинистой, алевритовой и песчаной фракций, представляющие собой валунные суглинки, реже супеси и глины. Однако состав местных подстилающих пород весьма значительно влияет на формирование литологических особенностей тиллов. В частности, установлено, что в региональном плане с севера на юг в пределах разновозрастных горизонтов тиллов увеличивается средний диаметр зерен (табл. 2), что находится в прямой зависимости от состава пород субстрата: на севере региона преимущественно глинистых отложений мела и юры, а также озерных, аллювиальных и морских плейстоценовых осадков, а на юге региона песчаников и гравелитов перми и триаса, часто крупно- и грубозернистых с прослоями и линзами конгломератов и гравелитов.

Таблица 2

**Гранулометрические показатели средних размеров зерен (d_{cp})
и коэффициентов сортировки (S_c) неоплейстоценовых тиллов**

Местонахождение изученных разрезов	Количество разрезов	Индекс горизонта	d_{cp} , мм	S_c
Побережье Баренцева моря	2	$Q_{III}^4 p$	0,010	0,22
р. Черная	1	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,009	0,20
	13	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,019	0,20
	6	$Q_{III}^4 p$	0,020	0,21
р. Куя	5	$Q_{III}^4 p$	0,036	0,19
Бассейн р. Лаи	8	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,019	0,16
	6	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,014	0,16
	3	$Q_I^6 pm$	0,027	0,14
Нижняя Печора	10	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,024	0,15
	12	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,017	0,17
	10	$Q_{III}^4 p$	0,019	0,22
р. Шапкина	1	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,012	0,18
	18	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,020	0,20
	9	$Q_{III}^4 p$	0,018	0,19
р. Колва	1	$Q_I^6 pm$	0,031	0,16
	1	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,008	0,21
	1	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,014	0,15
р. Ижма	5	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,019	0,18
	3	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,032	0,21
Междуречье Мезени и Вашки	2	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,070	0,19
	3	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,035	0,16
р. Адзъва	2	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,014	0,16
	5	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,021	0,11
	4	$Q_{III}^4 p$	0,015	0,12
р. Большая Роговая	12	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,023	0,16
	2	$Q_{III}^4 p$	0,019	0,16
р. Сейда	1	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,038	0,10
	1	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,021	0,10
Средняя Печора	11	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,036	0,14
	5	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,030	0,15
р. Вычегда	5	$Q_{II}^2 p\check{c}$	0,031	0,13
	6	$Q_{II}^4 v\check{c}$	0,027	0,11

Содержание обломков пород размером крупнее 1 см в толщах основных морен не превышает 5%. Это объясняется отсутствием источников пополнения тиллов местным грубообломочным материалом, связанным с рыхлым или слаболитифицированным субстратом практически на всем пути следования ледников из центров оледенений. Кластический материал имеет разную степень окатанности, но подавляющее количество обломков окатаны очень слабо, либо не окатаны вовсе. Средняя окатанность валунно-галечного материала из толщ тиллов Тимано-Печоро-Вычегодского региона, по нашим данным, колеблется от 0,5 до 1,5 баллов. Часть валунов несет следы ледниковой обработки: характерную утюгообразную форму, глубокую параллельную штриховку, фасетки, борозды, шрамы на притертых плоскостях обломков. Однако встречаются единичные гальки с окатанностью 3–4 балла, ассимилированные, вероятно, из подстилающих, возможно пляжевых, отложений. Согласно исследованиям О.Г. Эпштейна (1986), на крайнем севере европейской части России обломочный материал характеризуется еще более слабой окатанностью: 0,22–0,77 балла.



Рис. 11. Экзарационный контакт плитчатой морены с песками, разбитыми системой трещин (обн. Вастьянский Конь (ВК), р. Печора)



Рис. 12. Экзарационный контакт печорского тилла плитчатой текстуры с развальцованными, растащенными, перетертыми плотными подстилающими песками и супесями с включениями моренного материала (обн. 16, р. Лая)

На основе текстурно-структурных особенностей основных морен в регионе выделены четыре их разновидности, в целом укладывающиеся в рамки динамических фаций Ю.А. Лаврушина (1980): *плитчатая*, *массивная* и *сланцеватая* – в группе фаций монолитных морен, и фация *чешуйчатой* морены.

Наиболее распространена в регионе фация *плитчатой* морены. На поверхности плитчатой отдельности часто наблюдаются песчано-алевритовые присыпки, реже микроштриховка. Характерной особенностью плитчатого тилла является весьма четко выраженная ориентировка удлиненных обломков пород. Контакты с подстилающими породами, как правило, экзарационные (рис. 11), а подморенные отложения часто дислоцированы, разбиты разрывными нарушениями со смещением по ним блоков пород, перетерты и развальцованы (рис. 12). В приконтактной зоне широко развиты гляциодинамические текстуры, наиболее часто встречаются текстуры захвата подстилающих пород (рис. 13). Для плитчатой морены характерны текстуры внедрения в виде гляциодаек и гляциодиапиров, а также отторженцы рыхлых пород размером до нескольких метров или, как их предлагают называть

Рис. 13. Экзарационный контакт вычегодского тилла с деформированными родионовскими песками. Видны текстуры захвата подстилающих отложений по оперяющим надвигам (обн. 431, р. Адзьева)

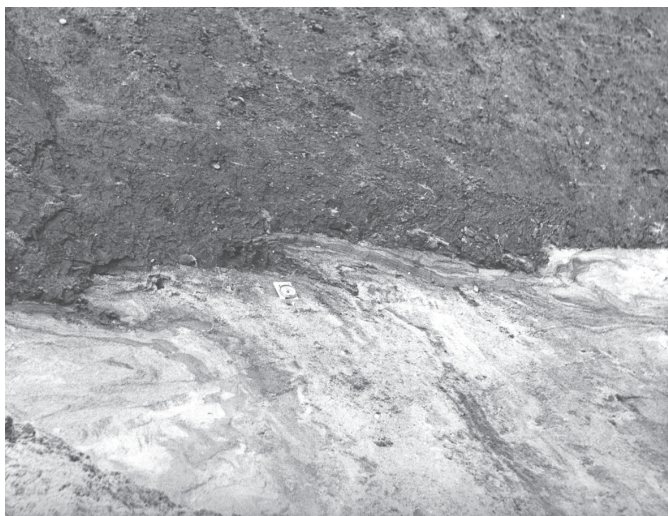
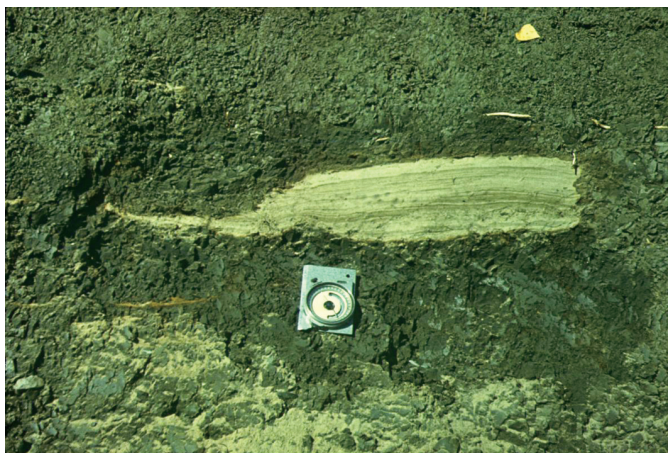


Рис. 14. Ксенокласты песков в печорском тилле (р. Лая)





А

Рис. 15. «Торпедоструктуры» в плитчатой морене (обн. Вастьянский Конь (ВК), р. Печора)



Б

Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (1993), – блоки или ксенокласты (рис. 14). Кроме того, в толще плитчатого тилла часто наблюдаются текстуры обтекания валунов (рис. 15, А, Б), так называемые торпедоструктуры (Berthelsen, 1978).

Довольно широко в регионе представлена динамическая фация *массивной* морены, для которой текстуры послойно-пластического течения отчетливо не выражены. Но иногда в массивном тилле все же можно наблюдать некое подобие слабой полосчатости, возникшей, по-видимому, за счет режеляционных процессов. Для массивной морены характерна оскольчатая отдельность. Гляциодинамические текстуры захвата нетипичны, но часто между подстилающими породами и тиллом фиксируются зоны милонитизации мощностью 20–30 см, а лежащие ниже осадки разбиты системой трещин на блоки, сдвинутые относительно друг друга (рис. 16). В массивной морене также часто отмечаются торпедоструктуры. Ф.А. Каплянская и В.Д. Тарноградский (1993) связывают наличие таких текстур с тиллом вытаявания (melt-outtill), который образуется в результате постепенного протаивания неподвижного мореносодержащего льда.

Рис. 16. Нижний контакт печорской массивной морены. Под мореной перетертые отложения гравия с галькой, ниже дислоцированные пески (р. Печора, 2,5 км ниже дер. Гаревое, фото Б.И. Гуслицера)



Меньшим распространением в регионе пользуется *сланцеватая* морена, в которой иногда отмечаются текстуры обтекания валунов, но изгибы слоев супесчаного материала выражены здесь существенно слабее, чем в плитчатых и массивных моренах. Нередко сланцеватый тилл подстилается или перекрывается массивным либо плитчатым, но переходы одной фации в другую достаточно постепенны, без деформаций.

В верховьях северных рек, входящих в бассейн р. Печоры, а также в обнажениях самой р. Печоры, наблюдается группа фаций *чешуйчатых* морен, не образующих однородных плащеобразно залегающих пластов, в отличие от монолитных. Они имеют сложное деформированное строение чешуй тилла, чередующихся в разрезе с не менее сложно построенными толщами подстилающих пород ледникового ложа. Мощности чешуйчатых тиллов весьма значительны и достигают 100 м и более.

Еще одной особенностью тиллов региона является наличие в них отторженцев, сложенных как четвертичными, так и дочетвертичными породами. Исследования показали, что отторженцы в одинаковой степени характерны для всех динамических фаций основных морен. Многочисленные отторженцы мезозойских песков и песчаников размерами от первых до десятков и сотен метров наблюдались и изучены нами в береговых обнажениях многих северных рек: Печоры, Вычегды, Шапкиной, Адзвы, Бол. Роговой, Лаи, Серчейю (рис. 17). Почти повсеместно в телах отторженцев наблюдаются пликативные либо дизъюнктивные дислокации, сопровождающиеся ротацией блоков пород. Дочетвертичный возраст отложений, слагающих отторженцы, и отсутствие на контактах с вмещающим тиллом базальных горизонтов размыва позволяют связывать их образование с экзарационной деятельностью покровных континентальных ледников.

Минералы, содержащиеся в тиллах, характеризуются различной степенью устойчивости к химическому выветриванию. Наряду с устойчивыми и весьма



Рис. 17. Отторженец мезозойских песчаников и глин в печорском тилле. Размеры отторженца 20 x 70 м (обн. 115, р. Серчейю)

устойчивыми, такими как кварц, циркон, рутил, турмалин, корунд, анатаз, магнетит, лейкоксен, титанит, гранаты, в толщах тиллов значительны содержания неустойчивых и умеренно устойчивых к выветриванию минералов: полевых шпатов, эпидота, цоизита, амфиболов, пироксенов, слюд, пирита, апатита. Всего же в составе тяжелой фракции мелкозема тиллов, содержание которой составляет в среднем около 1% от массы породы, установлено свыше 40 минералов. В основных моренах по сравнению с разделяющими их флювиальными отложениями повышено количество неустойчивых к выветриванию минералов. Эта особенность, а также присутствие свежих невыветрелых минеральных зерен, наблюдающихся в шлихах и в петрографических шлифах тиллов, свидетельствуют как о близости питающих провинций, так и об обстановке осадконакопления с подавленными в значительной степени процессами химического выветривания и слабым механическим истиранием осадка, что характерно для ледникового седиментогенеза. Исследования минерального состава тяжелой фракции тиллов и отложений других генетических типов, проведенные по общепринятой среди литологов-четвертичников методике (проанализировано более 1500 образцов), делают возможным использование результатов изучения минерального состава для расчленения разрезов и установления закономерностей ледникового литогенеза, а также для корреляций горизонтов основных морен.

Кроме рассмотренных выше признаков в северной части региона тиллы обладают рядом специфических особенностей, не характерных для аналогичных образований в ледниковых районах Восточно-Европейской равнины. К ним относятся: 1) на-

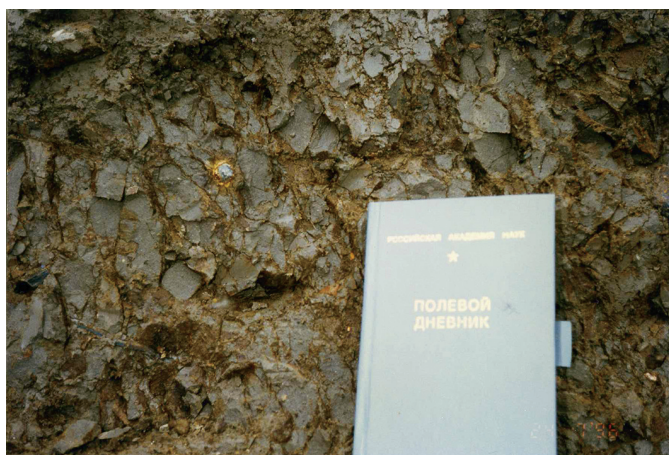
личие в тиллах кайнозойской макро- и микрофауны; 2) повышенная засоленность отложений; 3) присутствие пиритовых конкреций; 4) слоистость основных морен.

В распределении макро- и микрофоссилий на площади и в разрезе, а также в выявленных особенностях ионно-солевого комплекса тиллов находит отражение общая закономерная тенденция формирования их вещественного состава, а именно ослабление связи всех компонентов состава основных морен с породами субстрата снизу вверх по стратиграфическому разрезу, что является характерной особенностью ледникового седиментогенеза. Микрофауна при этом рассматривается как обычный терригенный материал соответствующей мелкопесчаной и крупноалевритовой размерности.

Желтовато-бурые конкреционные образования пирита в виде рассеянных включений в толщах тиллов встречаются постоянно (рис. 18). На их происхождение существуют две взаимно исключающие точки зрения. Одни исследователи (Данилов, 1978, 1983) полагают, что пиритовые конкреции являются аутигенными и образовались в ходе диагенеза осадков, а их присутствие однозначно указывает на ледово-морской генезис вмещающих валунных суглинков. Согласно другой точке зрения (Симонов, 1973, 1980; Андреичева, Симонов, 1985), конкреции эти попали в тилл путем переотложения их ледником из подстилающих мезозойских пород. Существенные различия структуры и вещественного состава кластического материала конкреционных образований и вмещающих отложений позволяют считать конкреции чужеродным материалом. Присутствие же их в тиллах обусловлено захватом и ассимиляцией ледником нижнемеловых и верхнеюрских пород, обогащенных подобными конкрециями.

Что касается слоистости основных морен, то в большинстве своем они все же не слоисты. Однако иногда в них наблюдается хорошо выраженная полосчатая текстура, связанная с чередованием полос песка и алеврита различной мощности и прослоев тилла. Особенно типична такая слоистость для приконтактной зоны тилла и подстилающих рыхлых отложений, часто ее можно наблюдать вблизи отторженцев нелитифицированных пород. Генетически она не имеет ничего общего с обычной седиментационной слоистостью водно-осадочных образований, в отличие от которых она фрагментарна. На некотором расстоянии от контакта прослои рых-

Рис. 18. Пиритовая конкреция в толще тилла (обн. 12, р. Шапкина)



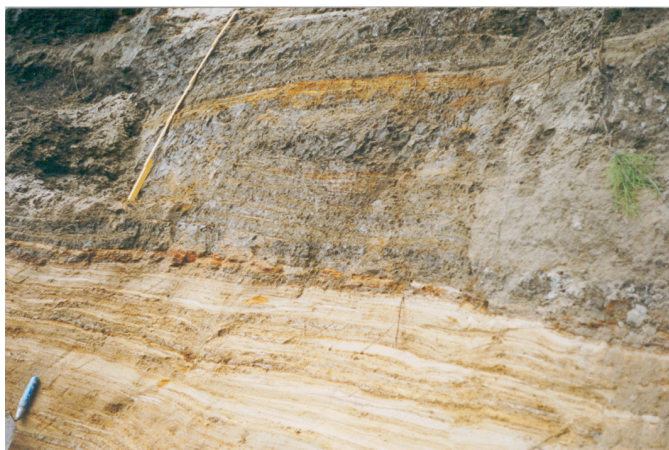


Рис. 19. Растащенные в основании полярного тилла подстилающие аллювиальные пески, имитирующие слоистость (обн. Хонгурей, р. Печора)



Рис. 20. Складка волочения, образованная в кровле песков по пологому гляционадвигу. Движение ледника слева направо по аз. 300–310° (обн. Хонгурей, р. Печора)

лого материала в тилле становятся тоньше, превращаются в линзы, а затем вообще исчезают (рис. 19). Часто за слоистость принимаются шлировидные текстуры режеляционного генезиса. Сходные текстуры наблюдались Ю.А. Лаврушиным (1969) в современных ледниках Шпицбергена. Иногда в разрезах можно видеть следы захвата, смятия и внедрения пород субстрата в толщу тилла по зонам пологих внутренних сколов и надвигов. При этом в кровле рыхлых отложений образуются складки волочения (рис. 20), которые затаскиваются в приподошвенную часть тилла, имитируя слоистость. Как показывают результаты наших исследований, складки волочения в зоне сочленения тиллов и нелитифицированных пород субстрата для Тимано-Печоро-Вычегодского региона довольно обычны. В литературе же отмечается, что нарушения типа складок волочения встречаются относительно редко: например, на территории Белоруссии Э.А. Левковым (1980) они установлены лишь в четырех разрезах.

Таким образом, проведенное детальное литологическое исследование широко распространенных на Европейском Северо-Востоке России отложений валуносо-

держащих глинистых пород (диамиктонов) однозначно свидетельствует о генетической принадлежности их к ледниковым образованиям – тиллам.

1.2. Литостратиграфические критерии подразделения отложений неоплейстоцена

Вещественный состав отложений и их текстурно-структурные особенности изучались для выяснения условий седиментации и возможности использования литологических данных для стратиграфического расчленения и корреляции горизонтов неоплейстоцена, а также для установления местоположения источников сноса терригенного материала при формировании отложений разных генетических типов. При проведении стратиграфического расчленения разреза четвертичных отложений чрезвычайно важно выделение самостоятельных циклов седиментации, что повышает достоверность литостратиграфических данных. В разрезе квартера на территории исследований, как уже отмечалось, выделены шесть циклов осадконакопления. Как правило, седиментационный цикл имеет двучленное строение. Основная (нижняя) часть каждого цикла представлена комплексом гляциальных образований, которые являются ведущим и обязательным его элементом. Они включают водно-ледниковые осадки стадии наступания ледника, собственно тилл и водно-ледниковые отложения стадии деградации ледникового щита. Верхняя часть цикла представлена полифациальным комплексом межледниковых отложений: аллювиальных, озерных, морских, озерно-болотных, солифлюкционных.

Разнообразие факторов осадконакопления и их сложное взаимодействие обусловили необходимость комплексного подхода к изучению четвертичной толщи для обеспечения биостратиграфического контроля при стратиграфических построениях и палеогеографических реконструкциях. Поскольку палинологические остатки и палеомикротирифофауна встречаются нечасто, литостратиграфические критерии тиллов разрабатывались нами на опорных разрезах, где возраст межморенных горизонтов достаточно надежно обоснован спорово-пыльцевым и палеомикротиринологическим методами.

Результаты изучения вещественного состава отложений неоплейстоцена получены в процессе исследований на обширной и неоднородной в геологическом отношении территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона. Поскольку особенности состава тиллов определяются целым рядом основных факторов: составом пород центров оледенений, отложений областей транзита и местных подстилающих пород, а также рельефом доледникового ложа, естественно, в региональном плане наблюдается изменчивость литолого-минералогических показателей тиллов, что ограничивает их использование для широких пространственных корреляций. Однако литологические особенности тиллов с учетом факторов гляциоседиментогенеза позволяют достаточно уверенно устанавливать стратиграфическую приуроченность горизонтов тиллов и проводить их внутрирайонные и межрайонные корреляции. Выполнение этих задач возможно лишь на основе использования особых методических подходов, разработанных Н.Г. Судаковой (1990, 1991). В качестве конструктивного решения проблемы корреляции тиллов – важной комплексной

палеогеографической задачи неоплейстоцена, она предложила районировать территорию древнего материкового оледенения по типу ледникового питания. Такое районирование необходимо для целостного представления о формировании вещественного состава ледниковых отложений как единой литосистемы, а также для понимания закономерностей его пространственной изменчивости. Карта литолого-палеогеографического районирования составлена нами для Тимано-Печоро-Вычегодского региона (рис. 21).

Отложения каждого гляциоседиментационного цикла обладают специфическим набором литологических признаков, обусловленных сбалансированным влиянием питающих провинций трех типов: удаленных, транзитных и местных. Наиболее важными для литостратиграфических корреляций являются эрратические и транзитные компоненты вещественного состава тиллов. Изучение литологического

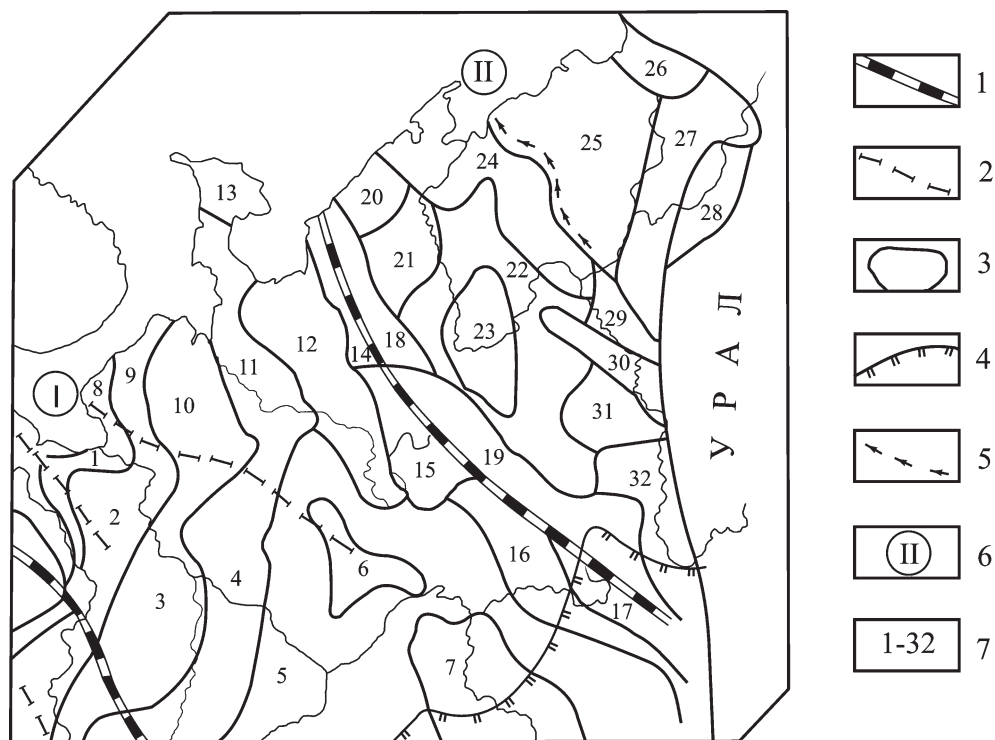


Рис. 21. Литорайоны Европейского Севера России.

1-2 – границы ледоразделов: 1 – первого порядка, 2 – второго порядка; 3 – границы литорайонов; 4 – граница вычегодского оледенения; 5 – предполагаемая зона сочленения вычегодских ледников; 6 – номер литосектора: I – Беломорский, II – Поморский; 7 – номера литорайонов: 1 – Архангельский, 2 – Онего-Северодвинский, 3 – Вага-Северодвинский, 4 – Устьинско-Северодвинский, 5 – Сухоно-Вычегодский, 6 – Яренский, 7 – Верхневиледский, 8 – Беломорско-Зимнебережный, 9 – Верхнесоянский, 10 – Кулойский, 11 – Вашка-Мезенский, 12 – Чеша-Верхнемезенский, 13 – Канинский, 14 – Пеша-Северотиманский, 15 – Среднетиманский, 16 – Южнотиманский, 17 – Верхневычегодский, 18 – Цильма-Северотиманский, 19 – Восточнотиманский, 20 – Верхнесойминский, 21 – Сулинский, 22 – Лая-Шапкинский, 23 – Печоро-Ижемский, 24 – Нижнепечорско-Лайский, 25 – Мореюский, 26 – Коротаихинский, 27 – Нерцета-Харутинский, 28 – Косью-Роговской, 29 – Сынинский, 30 – Щугорский, 31 – Лемьюский, 32 – Печоро-Илычский

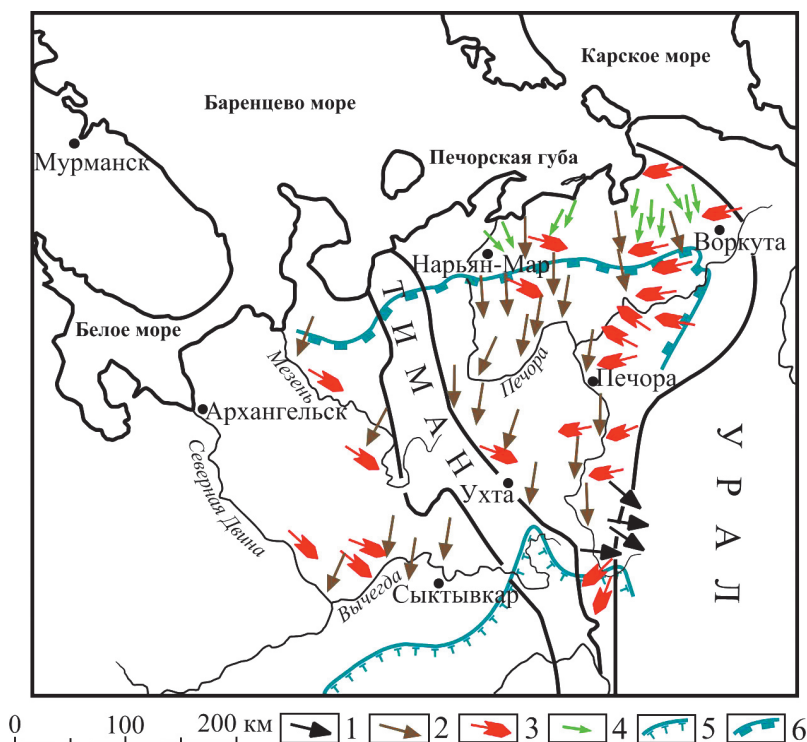


Рис. 22. Направления перемещения покровных ледников в разные эпохи неоплейстоцена на Европейском Северо-Востоке России.

1 – помуровский, 2 – печорский, 3 – вычегодский, 4 – полярный, 5 – граница максимального распространения вычегодского покровного ледника, 6 – граница максимального распространения полярного покровного ледника

состава разновозрастных горизонтов тиллов показало, что они характеризуются качественным сходством и количественной изменчивостью заключенного в них обломочного материала, что делает возможным проведение литостратиграфических построений в рамках литорайонов. В пределах локальных участков различия в литологическом составе тиллов обусловлены различными гляциодинамическими обстановками и направлениями перемещения покровных ледников в разные эпохи неоплейстоцена (рис. 22), определяемыми ориентировкой удлиненных обломков пород. Формирование тиллов разного возраста в регионе связано с различными ледниковыми провинциями: Северо-Восточной (Пайхой-Уральско-Новоземельской) и Северо-Западной (Фенноскандинавской). На большом фактическом материале подтверждена высокая перспективность использования данных петрографического состава крупнообломочного материала и соотношения дальнеприносных и местных компонентов в тиллах для их расчленения и корреляции (рис. 23).

Так, на основе детального литологического анализа установлена связь нижнеплейстоценового **помуровского (окского) тилла** (Q_1^{6pm}) с Северо-Западной терригенно-минералогической питающей провинцией. На это указывает как ориентировка удлиненных обломков в выходах помуровского тилла с северо-запада на

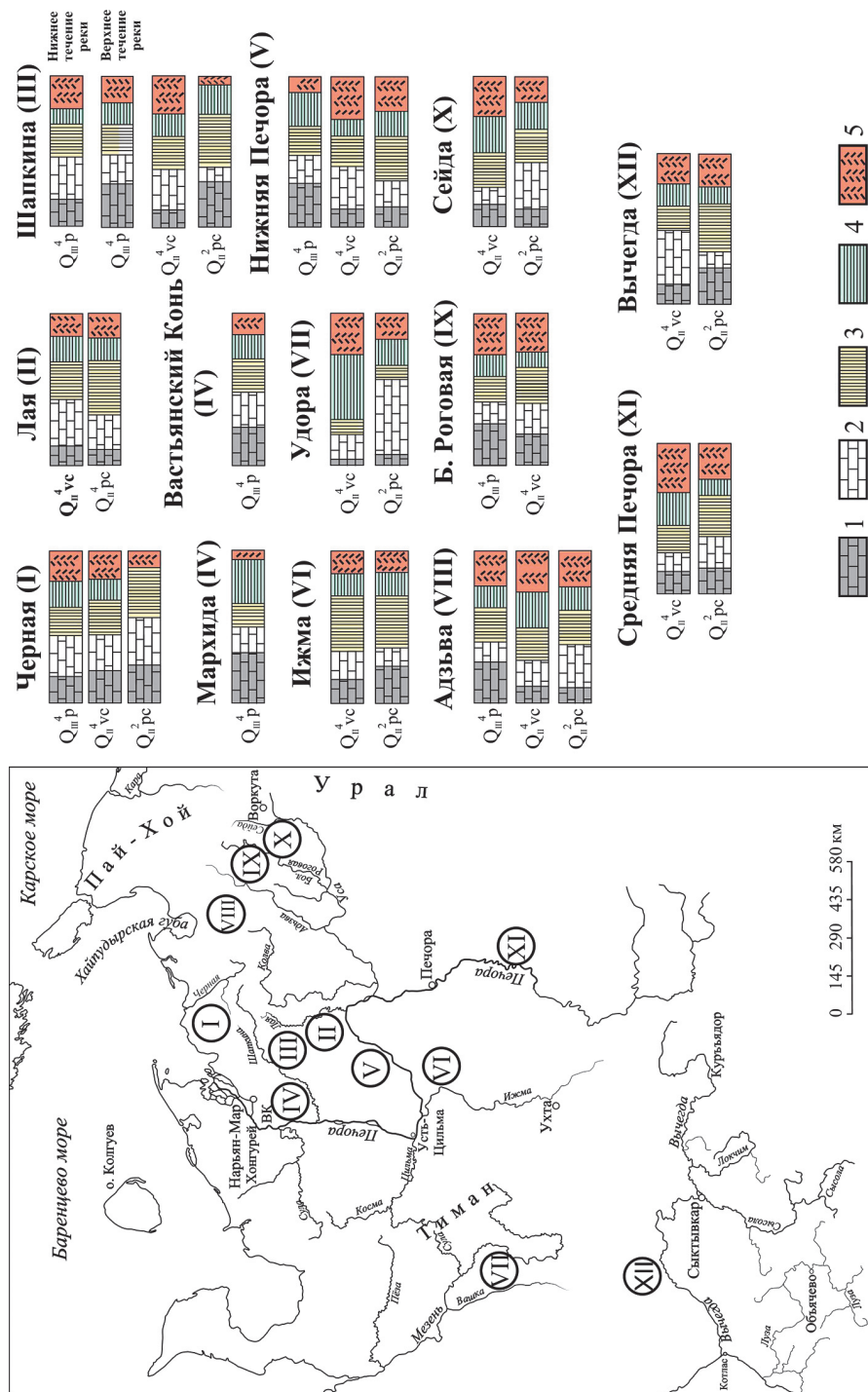


Рис. 23. Петрографический состав обломков пород в тиллах северо-востока Европейской России.
1 – палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты; 2 – палеозойские светло-серые и белые известняки; 3 – юрские и нижнемеловые терригенные породы; 4 – терригенные породы перми и триаса; 5 – магматические и метаморфические породы

юго-восток, так и присутствие в нем обломков пород северо-западного сноса: гранитов, гранитогнейсов, нефелиновых сиенитов, тиманских агатов, а из минералов – самородного серебра в знаковых содержаниях из месторождения цветных металлов (меди, золота и серебра), расположенного к северо-западу от с. Усть-Цильма.

Важной особенностью **печорского (днепровского) оледенения** ($Q_{II}^2p\check{c}$) в регионе является довольно устойчивое юго-западное направление движения льда, согласующееся с особенностями вещественного состава тилла. Покровный ледник продвигался из Пайхой-Новоземельского центра оледенения. Это делает возможным считать тилл первого среднелепестового оледенения, формирование которого на большей части рассматриваемой территории связано с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией, надежным геологическим репером при расчленении отложений плейстоцена на основе литологических данных (Государственная геологическая..., 1999). Тилл характеризуется довольно устойчивой пирит (10%)-гранат (15%)-сидерит (16%)-эпидотовой (30%) ассоциацией тяжелых минералов. Содержание эпидота, доминируя в целом, в разных разрезах варьирует от 11 до 37%, количество граната колеблется от 11 до 21%. Содержание амфибола составляет в среднем 9%, ильменита – 7%. Особенностью печорского горизонта тилла является постоянное присутствие пирита и сидерита, причем сидерита всегда больше, чем пирита. Петрографический состав обломков характеризуется повышенным содержанием в группе карбонатных пород, доля которых в составе крупнообломочного материала значительна (до 47–50%), темно-серых и черных, иногда битуминозных известняков и доломитов. Другой особенностью печорского тилла является то, что примерно треть всех обломков, заключенных в нем, приходится на продукты ассимиляции местных подстилающих терригенных пород. К выходам этого тилла приурочены находки обломков криноидно-мшанковых мраморовидных известняков характерной розовой окраски. Полоса распространения этих валунов известняков вытянута в юго-западном направлении от Новой Земли, где имеются их коренные выходы, до нижней Вычегды (Средневерхнеплейстоценовые отложения..., 1987). Поскольку в коренном залегании подобные известняки в пределах Тимано-Уральской области неизвестны, их присутствие однозначно свидетельствует о связи этого тилла с Новоземельской питающей провинцией.

Формирование **вычегодского (московского) тилла** ($Q_{II}^4v\check{c}$), имеющего наиболее широкое развитие в регионе, происходило при участии различных питающих провинций. На подавляющей части изученной территории, включая северо-западный и южный районы региона, образование этого тилла связано с Фенноскандинавской питающей провинцией. В морене установлена достаточно выдержанная на площади ориентировка обломков пород, указывающая на юго-восточный азимут движения. Исключением являются восточные районы (бассейны рек Адзвы, Бол. Роговой, Сейды и верхней Печоры), где обломки ориентированы в западно-юго-западном направлении, а терригенный материал для формирования тилла поставлялся с Полярного и Приполярного Урала. На наличие в это время двух центров оледенения указывает и А.С. Лавров (Государственная геологическая..., 1999), но в качестве второго центра, синхронного Скандинавскому, он выделяет Новоземельский. Присутствие новоземельской морены отмечено А.С. Лавровым только в пределах восточных склонов Тиманского кряжа – в районе г. Ухты

и в долине р. Ижмы. Значительная же часть Печорской низменности в вычегодское время перекрывалась Скандинавским ледниковым покровом, достигавшим ее центральных районов.

Существование в западной и восточной частях региона ледниковых покровов различных центров является особенностью палеогеографии вычегодского оледенения. Формирование тиллов за счет материала разных питающих провинций подтверждается изменением их литологического состава по всему гранулометрическому спектру: от грубообломочной до глинистой составляющей. Особенно показательны в этом отношении различия в петрографических ассоциациях горизонтов тиллов. Среди карбонатных пород, общее содержание которых в западной и центральной частях региона несколько ниже или равно таковому в печорском тилле, доминирующая роль принадлежит светлоокрашенным разностям карбонатных пород. Количество их в 2–3 раза превышает содержание темноокрашенных известняков, а иногда они составляют половину всех обломков пород, содержащихся в тилле. Значительно содержание руководящих фенноскандинавских и северотиманских пород, представленных нефелиновыми сиенитами и агатсодержащими базальтами, а также гранитами и гранитогнейсами. Северотиманские базальты с агатами иногда составляют 24–26% от числа всех обломков. Вычегодский горизонт тилла отличается пониженным содержанием в составе крупнообломочного материала обломков местных терригенных пород. Связь этого тилла с Фенноскандинавским центром оледенения подтверждается и юго-юго-восточной ориентировкой удлиненных обломков пород.

Тяжелые минералы в этом моренном горизонте составляют гранат (17%)-амфибол (18%)-эпидотовую (25%) минеральную ассоциацию. Содержания амфиболов изменчивы, достигают иногда 43% тяжелой фракции. Пирит составляет в среднем 5%, сидерит – 9%. В восточной части территории исследований в петрографическом спектре обломков из вычегодского тилла существенна доля уральских пород и темноокрашенных разностей карбонатных пород. Тяжелая фракция вычегодского тилла в восточных районах Тимано-Печоро-Вычегодского региона характеризуется ильменит (10%)-сидерит (10%)-гранат (13%)-эпидотовой (31%) минеральной ассоциацией.

В настоящее время среди исследователей плейстоцена нет единого мнения о ранге московского (по региональной схеме вычегодского) оледенения. С.М. Шик (2014) признает в среднем неоплейстоцене лишь одно оледенение, а московский (вычегодский) – второй средненеоплейстоценовый покров, считает стадией днепровского (печорского) оледенения. Другие (Величко, 2012; и др.) над лихвинским межледниковьем выделяют в среднем неоплейстоцене два оледенения, причем верхнее, соответствующее днепровскому, разбивают на две стадии. Ряд исследователей (Судакова, 2012; Лавров, Потапенко, 2005; и др.), включая авторов, придерживаются иной точки зрения: они полагают, что днепровское и московское оледенения были самостоятельными и разделены они шкловским (родионовским) межледниковьем. При этом противоречивость и несопоставимость существующих точек зрения обусловлена отсутствием единства методических подходов и комплексности при исследовании четвертичной толщи. В основу ее расчленения в ряде случаев положен только один – палинологический метод, который нельзя считать основополагающим при расчленении четвертичных отложений.

Полученные нами результаты изучения отложений среднего неоплейстоцена комплексом методов: палеомикротириологическим, литологическим и палинологическим, свидетельствуют о двукратном покровном оледенении территории Европейского Северо-Востока России. Установлены определенные тенденции территориальной и возрастной изменчивости тиллов, основанные на необратимой во времени перестройке их минералогического спектра. Выявленные различия в минеральном составе основных морен печорского и вычегодского горизонтов указывают на формирование их в условиях резкой смены питающих провинций, еще раз подтверждая самостоятельность материковых покровных ледников и двукратное оледенение в среднем неоплейстоцене.

Во время формирования полярного тилла в пределах распространения поздневалдайского оледенения на территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона (Андреичева, 2002) материал поступал из районов Пай-Хоя – Новой Земли и, вероятно, шельфов Баренцева и Карского морей. На западе региона – в нижнем течении р. Шапкиной, терригенный материал для образования полярного тилла поставлялся из Фенноскандинавской питающей провинции, на что указывают и литологические особенности этого тилла.

В **полярном (осташковском) тилле (Q_{sh}^4p)** Тимано-Печоро-Вычегодского региона повышено содержание карбонатных пород, составляющих до половины всех обломков. При этом преобладают темно-серые и черные палеозойские известняки и доломиты. Специфической особенностью полярного тилла является присутствие в петрографическом составе крупнообломочного материала валунов криноидно-мшанковых известняков Новоземельской области сноса. Связь с Пайхой-Новоземельским центром оледенения и, возможно, с шельфами Баренцева и Карского морей подтверждается, кроме того, направлением ориентировки обломочного материала с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Основную минеральную ассоциацию составляют эпидот (22%), сидерит (14%), гранат (16%) и амфибол (11%). Среднее содержание пирита 9%, ильменита 6%. Содержания пирита и сидерита и их соотношения изменчивы, но доминирующая роль сидерита сохраняется в большинстве разрезов полярного тилла.

В качестве одного из критериев возрастного расчленения горизонтов тиллов может использоваться направленная эволюция их минерало-петрографического состава (повсеместное увеличение вверх по стратиграфическому разрезу доли эвратического материала), что обусловлено постепенным ослаблением влияния местных питающих провинций в более молодых тиллах. На обширной территории установлены общие тенденции пространственной и возрастной изменчивости состава разновозрастных тиллов. Для отдельных, наиболее детально изученных районов Тимано-Печоро-Вычегодского региона составлены таблицы литологических критериев расчленения и корреляции неоплейстоценовых тиллов (табл. 3).

Что касается использования минералогических данных для целей литостратиграфии, то ни один из горизонтов тиллов не обладает специфичностью минерального состава, позволяющей уверенно фиксировать присутствие в разрезах именно этого горизонта. Это в общем понятно, поскольку особенности минерального состава тиллов, отложенных ледниками из различных питающих провинций, нивелируются при движении мореносодержащего льда по обширной территории Печорской низменности, где широким развитием пользуются однообразные в мине-

**Литологические критерии расчленения и корреляции неоплейстоценовых тиллов
на Европейском Северо-Востоке России**

Район (река)	Индекс гор-та	*) Петрографический состав, %					Руководящие валуны, другие характерные породы	Ориен- тировка обломков	**) Характерные минеральные ассо- циации и минералы, %	$d_{\text{ср}}$ мм	S_c
		Группы пород									
		I	II	III	IV	V					
Черная	$Q_{\text{II}}^2 \text{рѳ}$	25,4	30,8	33,5		10,5	Розовые мраморовидные криноидно-мшанковые известняки с Новой Земли. Преобладают тем- ноокрашенные известняки и местные породы	ССВ 40–60°	$C_{27} \text{П}_{19} \text{Э}_{14} \Gamma_{11} A_8 \text{И}_3$	0,009	0,20
	$Q_{\text{II}}^4 \text{вѳ}$	22,5	22	23,5	13,2	18,7	Изверженные породы Фенно-скандинавии и Северного Тимана	ЗСЗ 270–360°	$C_{22} \text{Э}_{21} \Gamma_{15} A_{11} \text{П}_{10} \text{И}_4$	0,019	0,20
	$Q_{\text{III}}^4 \text{р}$	17,7	26,3	20	17,2	18,7	Розовые криноидно-мшанковые мраморовид- ные известняки с Новой Земли	ССВ 25–45°	$C_{24} \text{Э}_{19} \Gamma_{14} \text{П}_{12} A_{11} \text{И}_4$	0,017	0,18
Лая	$Q_{\text{II}}^2 \text{рѳ}$	13,3	20,7	35,7	13,6	16,7	Розовые криноидно-мшанковые известняки с Новой Земли. Преобладают местные мезозой- ские породы	ССВ 20–40°	$\text{Э}_{34} \Gamma_{18} A_{11} C_8 \text{И}_7 \text{П}_4$	0,019	0,16
	$Q_{\text{II}}^4 \text{вѳ}$	14,4	31,2	23,8	15,9	14,5	Северотиманские базальты с агатами. Преобла- дают светлоокрашенные известняки	ЗСЗ 320–330°	$\text{Э}_{30} \Gamma_{19} A_{13} \text{И}_8 C_6 \text{П}_4$	0,014	0,16
Нижняя Печора	$Q_{\text{II}}^2 \text{рѳ}$	13,8	16,8	28,8	17,7	22,9	Преобладают местные породы	ССВ 0–45°	$\text{Э}_{31} \Gamma_{16} C_{15} A_9 \text{И}_7 \text{П}_6$	0,024	0,15
	$Q_{\text{II}}^4 \text{вѳ}$	12,1	28,8	20,1	11,3	27,7	Кристаллические породы Фенноскандинавии и базальты с агатами с Северного Тимана	ЗСЗ 310–320°	$\text{Э}_{32} \Gamma_{16} A_{15} C_9 \text{П}_6 \text{И}_5$	0,018	0,17
	$Q_{\text{III}}^4 \text{р}$	29,1	19,4	19,2	22	10,3	Розовые криноидно-мшанковые мраморовид- ные известняки с Новой Земли	ССВ 20–35°	$\text{Э}_{25} \Gamma_{20} A_{14} C_8 \text{И}_7 \text{П}_5$	0,021	0,24
Шапки- на	$Q_{\text{II}}^2 \text{рѳ}$	29,7	8,8	36,2	19,8	5,5	Розовые новоземельские криноидно-мшанковые известняки. Преобладают темно-окрашенные известняки, доло-миты и местные породы	ССВ 40–50°	$\text{Э}_{29} \Gamma_{21} C_{10} A_9 \text{И}_7 \text{П}_3$	0,012	0,18

Район (река)	Индекс гор-га	*) Петрографический состав, %					Руководящие валуны, другие характерные породы	Ориен- тировка обломков	**) Характерные минеральные ассо- циации и минералы, %	$d_{\text{ср}}$ мм	S_c
		Группы пород									
		I	II	III	IV	V					
Шапки- на	$Q_{\text{п}}^{4\text{v}\check{c}}$	11,3	27,6	20,3	15,4	25,4	Кристаллические породы Фенноскандинавии, тиманские базальты с агагами, мергели, опоки, оранжевые песчаники перми. Преобладают светло-окрашенные известняки	ЗСЗ 270–350°	$\mathcal{E}_{25} C_{17} \Gamma_{14} A_{11} \Pi_{10} И_8$	0,014	0,20
	$Q_{\text{п}}^{4\text{p}}$ Верхнее течение реки	28	18,8	18,7	13	18,7	Розовые криноидно-мшанковые известняки. Преобладают темноокрашенные известняки и доломиты	ССЗ-ВСВ 350–60°	$\mathcal{E}_{24} \Gamma_{17} C_{16} A_{11} \Pi_6 И_4$	0,017	0,18
	$Q_{\text{п}}^{4\text{p}}$ Нижнее течение реки	18	27,9	21,7	9,9	21,7	Северотиманские базальты с агагами. Преобладают светлоокрашенные известняки	ЗСЗ 270–320°	$\mathcal{E}_{22} \Gamma_{15} C_{13} A_{13} \Pi_{10} И_4$	0,019	0,19
	$Q_{\text{п}}^{2\text{p}\check{c}}$	24	9,2	36,8	15,5	14,9	Преобладают мезозойские терригенные породы	ССВ 0–45°	$\Gamma_{20} \mathcal{E}_{19} A_{15} C_{10} \Pi_9 И_8$	0,020	0,18
Ижма	$Q_{\text{п}}^{4\text{v}\check{c}}$	14,7	19,1	37,1	13,6	15,7	Преобладают мезозойские терригенные породы	ЗСЗ 270–320°	$\Gamma_{25} \mathcal{E}_{24} A_{18} И_9$	0,029	0,20
	$Q_{\text{п}}^{2\text{p}\check{c}}$	6,2	50	8,5	17,1	18,2	Преобладают светлоокрашенные карбонатные породы	ССВ 0–40°	$C_{24} \Gamma_{13} \mathcal{E}_{11} \Pi_{11} A_7 И_6$	0,070	0,19
Удора	$Q_{\text{п}}^{4\text{v}\check{c}}$	3,6	16,6	8,7	43,2	27,9	Изверженные породы Фенноскандии. Преобладают мезозойские терригенные породы	ЗСЗ 280–340°	$\Gamma_{17} A_{16} \mathcal{E}_{15} \Pi_9 И_8 C_6$	0,035	0,16
	$Q_{\text{п}}^{2\text{p}\check{c}}$	10,1	27,9	22,5	15,6	23,9	Розовые криноидно-мшанко-вые известняки. Преобладают светлоокрашенные известняки с гряды Чернышева	ССЗ-ССВ 340–10°	$\mathcal{E}_{27} \Gamma_{14} A_{11} C_{10} И_{10} \Pi_6 \text{Л}_6$	0,014	0,16
Адзьва	$Q_{\text{п}}^{4\text{v}\check{c}}$	11,4	16,1	21,6	24,1	27	Кристаллические породы осевой зоны Полярного и Приполярного Урала	ВСВ-ВЮВ 80–105°	$\mathcal{E}_{32} \Gamma_{16} C_{13} И_{10} A_8 \text{Л}_7$	0,021	0,11

Район (река)	Индекс гор-та	*) Петрографический состав, %					Руководящие валуны, другие характерные породы	Ориен- тировка обломков	**) Характерные минеральные ассо- циации и минералы, %	$d_{\text{ср}}$ мм	S_c
		Группы пород									
		I	II	III	IV	V					
Адзья	$Q_{III}^4 p$	27,8	12,8	21,7	14,1	23,7	Преобладают темноокрашенные разности кар- бонатных пород	ССЗ-ССВ 350–20°	$\mathcal{E}_{21} C_{18} \Pi_{15} \Gamma_{12} A_9 \text{Л}_8 \text{И}_5$	0,015	0,12
	$Q_{II}^{4v\check{c}}$	21	19,5	24	9,4	26,1	Кристаллические породы Полярного и Припо- лярного Урала	ВСВ 45–90°	$\mathcal{E}_{28} \Pi_{13} A_{12} \Gamma_{10} C_9 \text{Л}_8 \text{И}_8$	0,023	0,16
Бол. Роговая	$Q_{III}^4 p$	27,6	14,6	16,1	14,8	27	Преобладают темноокрашен-ные известняки и доломиты	ССЗ 330–350°	$\mathcal{E}_{19} \Pi_{15} \Gamma_{15} \text{И}_{15} C_{13} A_{10}$	0,019	0,16
	$Q_{II}^2 p\check{c}$	12,1	29	23,4	17,7	17,8	Преобладают местные светло-окрашенные карбонатные породы	ССВ 0–60°	$\Pi_{27} \mathcal{E}_{26} C_{22} \text{И}_6 \Gamma_5 A_3$	0,038	0,10
Сейда	$Q_{II}^{4v\check{c}}$	14,7	11	23,3	22,8	27,9	Кристаллические породы Полярного и Припо- лярного Урала	ССВ 40–60°	$\mathcal{E}_{19} \Pi_{15} \Gamma_{15} \text{И}_{15} C_{13} A_{10}$	0,019	0,16
	$Q_{II}^2 p\check{c}$	18,2	19,4	26,9	11,2	24,5		ССВ 0–40°	$\mathcal{E}_{37} C_{19} \Gamma_{13} \text{И}_8 A_6 \Pi_5$	0,039	0,15
Сред- няя Печора	$Q_{II}^{4v\check{c}}$	14,4	12,8	18,6	21,8	32,4	Магматические и метаморфи-ческие породы осевой зоны Полярного и Приполярного Урала	ССВ 40–60°	$\mathcal{E}_{36} A_{17} \Gamma_{13} C_7 \Pi_4 \text{И}_4$	0,030	0,11
	$Q_{II}^2 p\check{c}$	23,4	11,5	32	11,1	21,7	Розовые криноидно-мшанко-вые известняки с Новой Земли. Преобладают темноокрашен-ные известняки и местные мезозойские породы	ССВ 20–60°	$\mathcal{E}_{21} C_{17} \Gamma_{15} A_{14} \Pi_9 \text{И}_6$	0,031	0,13
Выгеч- да	$Q_{II}^{4v\check{c}}$	12,6	35,4	15,7	15,4	20,3	Фенноскандинавские породы, в т.ч. нефели- новые сиениты. Северотиманские базальты с агагами. Преобладают светлоокрашенные известняки	ЗСЗ 285–330°	$A_{43} \Gamma_{20} \mathcal{E}_{17} \text{И}_3 \Pi_2 C_2$	0,027	0,11

*) I – палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты; II – палеозойские светло-серые и белые известняки; III – юрские и нижнемеловые терригенные породы; IV – терригенные породы перми и триаса; V – магматические и метаморфические породы.

**) Э – эпидиот; Г – гранат; А – амфибол; И – ильменит; П – пирит; С – сидерит; Л – лейкоксен

ралоогическом отношении апт-альбские отложения нижнего мела. Анализ большого количества результатов изучения минерального состава тиллов, свидетельствует о том, что чем севернее, тем минералогия работает хуже, а далее к югу Тимано-Печоро-Вычегодского региона, где петрофонд дочетвертичного ложа более пестрый, эти различия разновозрастных тиллов по минеральному составу становятся более четкими.

1.3. Возрастные критерии расчленения и корреляции межледниковых отложений по палинологическим данным

Как известно, особенностью отложений неоплейстоцена является неоднократное чередование в разрезах ледниковых и межледниковых слоев разного происхождения и возраста, вызванное колебаниями климата. Климатические факторы существенно влияют на состав растительности. Имеющиеся палеоботанические материалы позволяют говорить только об истории флоры межледниковых эпох, так как данных по флорам ледниковых эпох недостаточно. Для спектров ледниковых отложений характерны плохая сохранность пыльцы и спор, смешанный характер пыльцы, разнообразный состав спектров, не отражающий закономерную смену фаз растительности. Флоры ледниковых эпох изучены слабо, так что палеоботанические критерии для установления их возраста отсутствуют, и возраст оледенения может быть установлен по соотношению их с межледниковыми отложениями.

Межледниковые осадки охарактеризованы огромным палеоботаническим материалом. Межледниковья между собой различаются флористическими особенностями, специфическими чертами в процессе формирования растительного покрова, которые хорошо отражаются в спорово-пыльцевых диаграммах. В работе В.П. Гричука (1969) установлены критерии для выделения межледниковых эпох, сводящиеся к сходству признаков физико-географических обстановок древних эпох с современными условиями и наличию климатического оптимума. Признаком оптимума является появление умеренно-бореальных видов: березы, ели, сосны, ольхи, лесных видов плаунов, термофильных пород. Для средних широт Европы характерны спорово-пыльцевые диаграммы с четко выраженным климатическим оптимумом и резко различным составом пыльцы и спор в осадках ледниковых и межледниковых эпох. На спорово-пыльцевых диаграммах отложений крайнего севера Европейской России, где даже в самые теплые эпохи сохранялись элементы тундровой флоры, климатический оптимум выражен не так отчетливо. При установлении стратиграфического положения межледниковых осадков одним из ведущих признаков В.П. Гричук (1989) считает видовой состав межледниковых флор и отмечает две тенденции: с одной стороны, постепенное уменьшение роли североамериканского, восточноазиатского и балкано-колхидского элементов флоры, а также суммы термофильных экзотических видов; а с другой – прогрессирующее нарастание значения европейского и сибирского элементов (табл. 4). Так, только в самой древней группе флор имеются древесные породы североамериканского и восточноазиатского элементов.

Таблица 4

**Сводный список родов дендрофлоры неоплейстоцена
северо-востока европейской части России
(по: Дурягина, Коноваленко, 1993 с дополнениями)**

Род	Горизонт				
	* v	č	r	s	bz
I. Панголарктическая группа					
Abies	+	+	+	+	+
Alnus	+	+	+	+	+
Alnaster	+	+	+	+	+
Betula	+	+	+	+	+
Juniperus	–	–	+	+	–
Larix	+	+	+	+	+
Picea	+	+	+	+	+
Pinus	+	+	+	+	+
Salix	+	+	+	+	+
Общее число родов	8	8	9	9	8
II. Американско-евроазиатская группа					
Carpinus	+	+	+	+	–
Corylus	+	+	+	+	+
Иlex	+	–	–	–	–
Quercus	+	+	+	+	–
Tilia	+	+	+	+	+
Ulmus	+	+	+	+	+
Общее число родов	6	5	5	5	3
III. Американско-средиземноморско-азиатская группа					
Lequidambar	+	–	–	–	–
Pterocarya	+	–	–	–	–
Общее число родов	2	0	0	0	0
IV. Американско-восточно-азиатская группа					
Tsuga	+	–	–	–	–
Общее число родов	1	0	0	0	0
Всего	17	13	14	14	11

* v – вишерский горизонт; č – чирвинский горизонт; r – родионовский горизонт; s – сулинский горизонт; bz – бызовской горизонт.

Таким образом, определенная закономерность в смене растительности, состав дендрофлоры межледниковий и количество климатических оптимумов явились основными критериями определения стратиграфического положения отложений, содержащих пыльцу и споры.

1.3.1. Нижний неоплейстоцен (Q_I)

Вишерские (беловежские) отложения (Q_I^{5v}) палинологически изучены на крайнем северо-востоке региона и в бассейне нижней Вычегды (рис. 1). На Пай-Хое, в бассейне р. Морею (Лосева, Дурягина, 1990), охарактеризованы следующие растительные фазы:

1. Господство березовых лесов с заметной долей пыльцы кустарниковой березы, небольшим участием пыльцы ольхи, ели, широколиственных пород (лещины, граба).

2. Доминирование елово-березовых лесов с примесью пихты, широколиственных пород и реликтов (*Pterocarya* sp., *Ilex* sp., *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*), экзотических папоротников (*Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*), и обильной растительностью в прибрежных частях водоемов.

В скв. М-1 на левом берегу Морею по материалам ПГО «Полярноуралгеология» описан спорово-пыльцевой комплекс (Лосева, Дурягина, 1990), характеризующий распространение темнохвойных еловых лесов с участием березы, ольхи, широколиственных (граба, вяза, лещины), ели sect. *Omorica*, *Pterocarya* sp., водного папоротника *Azolla* sp. в умеренно-влажных теплых условиях.

В скв. 32-Кочмас в бассейне нижней Вычегды (Дурягина, Коноваленко, 1993) выделены палинологические комплексы, которые отражают восемь фаз развития растительности. Таежные типы растительности чередуются с лесостепными. В первых господствует пыльца древесных пород, в лесостепных доминирует пыльца трав. Четко выраженный климатический оптимум отсутствует. Наличие в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы американо-евроазиатской, американо-средиземноморско-азиатской, американо-восточноазиатской групп (*Pinus* sect. *Strobus*, *Picea* sect. *Omorica*, *Pterocarya* sp., *Ilex* sp., *Tsuga* sp., спор *Osmunda claytoniana* и *O. cinnamomea*) указывает на формирование отложений в скв. 32 в раннеплейстоценовое время.

Таким образом, для вишерских отложений были установлены следующие критерии определения возраста: 1) смена восьми растительных фаз; 2) отсутствие четко выраженного климатического оптимума; 3) присутствие в спектрах пыльцы *Tsuga* sp., *Betula* sect. *Costatae*, *Liquidambar* sp., *Pterocarya* sp., *Pinus* sect. *Strobus*, *Picea* sect. *Omorica*, спор *Osmunda claytoniana* и *Azolla* sp.

1.3.2. Средний неоплейстоцен (Q_{II})

На Европейском Северо-Востоке России **чирвинский (лихвинский) горизонт ($Q_{II}^{1\epsilon}$)** изучен достаточно хорошо. Г.Н. Бердовская (1971) для района нижней Печоры выделила пять палинологических зон, сменяющих друг друга и характеризующих

лихвинский период. I. Зона березы (конец окского похолодания). Наряду с лесными элементами в составе растительности отмечены тундровые и лесотундровые растения: кустарниковая береза, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium boreale*. II. Зона сосны, березы и ели с небольшим участием широколиственных пород. III. Зона ели (до 50%), сосны и березы с грабом (2–3%) и другими широколиственными породами, наличием *Osmunda claytoniana*. Зона свидетельствует о климатическом оптимуме межледникового. Климатические условия были мягкими и теплыми. IV. Зона березы, сосны и пихты с небольшим участием широколиственных пород. V. Зона березы с сосной без широколиственных пород. Увеличивается количество кустарниковой березы. Появляется ольховник, отмечаются тундровые виды плаунов – *Lycopodium pungens*.

Д.А. Дурягиной и Л.А. Коноваленко (1993) были исследованы чирвинские отложения в районах Хайпудырской губы, Пай-Хоя, в бассейне Вычегды. После обобщения полученных данных ими выделены пять растительных фаз и девять подфаз. Отмечены два четко выраженных климатических оптимума: $\check{C}_{II}$ и $\check{C}_{IV}$, характеризующиеся распространением лесов из ели с сосной, ели с пихтой, березой, сосной и ели с широколиственными (дубом, вязом, липой, грабом, лещиной) и экзотическими породами (*Pinus* sect. *Strobus*, *Picea* sect. *Omorica*, *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*). Более холодные фазы ($\check{C}_I$, $\check{C}_{III}$, $\check{C}_V$) отражают распространение березы кустарниковой и древовидной с ксерофитными элементами, ели с сосной березой, березы с сосной и елью, березы кустарниковой и карликовой, ольховника, трав.

Наши исследования позволили проследить следующую последовательность изменения растительных фаз в чирвинское межледниковье (обн. 208-Слободчиково на р. Вычегде).

$\check{C}_I$ – фаза развития разреженных лесных сообществ: березовых, сосново-березовых редколесий и разнообразных кустарниковых группировок из *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnaster* sp. Значительное развитие получили сфагновые болота и сообщества из папоротников сем. Polypodiaceae. Комплекс отражает достаточно холодные климатические условия тундровой зоны.

$\check{C}_{II}^1$ – фаза распространения еловых, сосновых лесов с постоянным присутствием *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp. с ксерофитными сообществами и травянистыми ассоциациями. Среди споровых растений доминировали сфагновые мхи и папоротники сем. Polypodiaceae. Комплекс характеризует прохладные условия.

$\check{C}_{II}^2$ – фаза развития березовых, сосново-березовых лесных сообществ с участием ели и разнообразных кустарниковых группировок. Значительное развитие получили травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья, болотные формации. Комплекс отражает достаточно прохладные климатические условия.

$\check{C}_{II}^3$ – фаза соответствует распространению хвойных лесов, где доминировали *Pinus sylvestris* и *Picea* sp., постоянно присутствовали березы, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., Caprifoliaceae, единично отмечены широколиственные породы (*Tilia* sp.). В составе пыльцы травянистых растений господствующее положение занимала пыльца разнотравья и водных растений. Среди споровых растений преобладал *Sphagnum* sp. Климат становится более благоприятным.

$\check{C}_{III}$ – фаза отражает формирование на данной территории сосновых, сосново-елово-березовых, березовых лесов. Широколиственные породы не отмечены. Фаза характеризует временное похолодание.

$\check{C}_{IV}^1$ – фаза развития лесов, где доминировали представители хвойных растений, велико участие березы. Единично отмечена *Picea sect. Omorica*. Широко развивались травянистые сообщества. Среди споровых господствовали сфагновые мхи.

$\check{C}_{IV}^2$ – фаза распространения темнохвойных лесов с господством ели и сосны, с участием берез, с единичными широколиственными породами (*Carpinus* sp.). Условия среды довольно благоприятны.

$\check{C}_V$ – фаза отражает произрастание сосновых, сосново-березовых, березовых лесов, в которых береза представлена в основном кустарниковыми формами.

Выделяются два четких климатических оптимума: фазы $\check{C}_{II}$ и $\check{C}_{IV}$, когда происходило распространение темнохвойных лесов с участием *Picea sect. Omorica* и единичными широколиственными породами.

Сходные растительные фазы были выделены В.И. Хомутовой (1970) для отложений лихвинского возраста на территории Вологодской и на севере Ярославской областей. 1. Фаза приледниковой растительности. Характерной особенностью являлось сочетание растений различных географических зон, типов растительности и экологических групп (отмечена пыльца лесной зоны, тундры и лесотундры, степной и полупустынной зоны, пыльца водных и прибрежно-водных местообитаний). 2. Фаза сосново-еловых лесов. 3. Фаза еловых лесов с небольшим участием сосны и широколиственных пород. 4. Фаза пихтово-еловых лесов с участием широколиственных пород. 5. Фаза сосново-еловых лесов с небольшой примесью пихты и широколиственных пород. 6. Фаза березово-сосновых лесов с участием ели. 7. Фаза березовых лесов с участием сосны. Большую площадь занимали территории, занятые травянистой и травяно-кустарниковой растительностью. Особенностью палинологических диаграмм этого региона является невысокий процент пыльцы широколиственных пород в фазу климатического оптимума, отсутствие пыльцы липы, высокая степень участия пыльцы хвойных пород (особенно ели), наличие пыльцы экзотов (*Azolla filiculoides*, *Pinus sect. Strobus*, *Picea sect. Omorica*, *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*).

На северо-западе европейской части России Э.С. Плешивцевой с коллегами (2011) изучены отложения лихвинского (чирвинского) возраста. Были выделены шесть палинозон (L_1 – L_6), отражающих полный цикл развития растительности: L_1 – зона распространения разреженных березовых и сосново-березовых лесов, с травянистым покровом и широким распространением тундровых и кустарниковых формаций; L_2 – зона хвойных, еловых лесов, с пихтой, грабом; L_3 – зона хвойно-широколиственных лесов, соответствующая климатическому оптимуму межледниковья. В первой половине климатического оптимума, это еловые, сосново-еловые леса, с грабом, пихтой, кедром, во второй – сосновые, елово-пихтовые леса, с участием граба, дуба, вяза и кедра. Единично присутствие *Pinus sect. Strobus*, *Picea sect. Omorica*, *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*; L_4 – зона господства сосны, увеличение участия кедра, с единичными *Pinus sect. Strobus*, *Picea sect. Omorica*, доля пихты и широколиственных пород снижается; L_5 – зона темнохвойной тайги с пихтой, кедром; L_6 – зона сосны и березы, возрастает роль тундровых видов.

Таким образом, анализ проведенных исследований подтверждает установленные палинологические критерии (Дурыгина, Коноваленко, 1993) для чирвинского горизонта: 1) смена пяти фаз (девяти подфаз) развития растительности; наличие двух климатических оптимумов, которые отмечены не во всех разрезах; 2) господство

в спектрах климатических оптимумов пыльцы древесных пород со значительным количеством пыльцы пихты и ели; 3) постоянное присутствие *Pinus* sect. *Strobus*, *Picea* sect. *Omorica*, спор *Osmunda claytoniana*, участие (до 10%) пыльцы широколиственных пород (*Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp.); 4) большая роль в спектрах нижнего климатического оптимума пыльцы ели, пихты и широколиственных пород.

Палинологические исследования **родионовского (шкловского) горизонта** (Q_{II}^{3r}) в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе позволили выделить пять растительных зон, из которых две соответствуют климатическим оптимумам: нижний – зоне сосны и ели, ели и сосны, верхний – зоне ели и сосны с пихтой. Характерно присутствие экзотических и широколиственных пород (Дурагина, Коноваленко, 1987; Лосева, Дурагина, 1989).

В обн. 10 на р. Шапкиной Т.И. Марченко-Вагапова выделила пять растительных фаз. 1. Фаза березово-сосновых и березово-еловых лесов с примесью сибирского кедра, широколиственных пород (дуба, вяза, граба). 2. Фаза развития редколесий, образованных березой с участием сосны и ели, большим распространением кустарниковых и болотных ассоциаций. Увеличение роли гипоарктических элементов. 3. Фаза формирования березово-еловых лесов с примесью сосны, ели sect. *Omorica* и неморальных *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp. 4. Фаза березово-еловых редколесий, кустарниковых группировок и болот. 5. Фаза развития редколесий, образованных березой. Возрастание роли гипоарктических элементов. Большое распространение болотно-тундровых формаций.

Д.А. Дурагина (Андреичева, Дурагина, 1999) в родионовских отложениях обн. 8-Сейда проследила следующую смену растительных фаз: 1) фаза тундровых и лесотундровых формаций, 2) фаза зарастания территории лесом – и указывает на развитие тайги с единичными широколиственными породами (вязом, грабом, орешником). Пыльца маревых и полыни составляет 20–25%; 3) фаза распространения лесотундры с участками леса; 4) фаза тайги типа южной. Возрастает роль пыльцы ели, сосны обыкновенной, ольхи. В состав лесов входят ель сибирская, ель sect. *Omorica*, сосна обыкновенная и сибирская, древовидные березы (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*), вяз, граб, орешник; 5) фаза деградации лесов. Снижается роль ели, возрастает роль кустарниковой и карликовой берез, исчезает пыльца экзота – *Picea* sect. *Omorica*, широколиственных пород.

Л.А. Коноваленко (Дурагина, Коноваленко, 1993) в родионовских отложениях обн. 205-Усть-Пожег отметила следующие растительные фазы. 1. Фаза распространения сосновых лесов с участием ели, пихты, единичных экзотических (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda claytoniana*) и широколиственных пород (*Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). 2. Фаза распространения лесотундровых ассоциаций. 3. Фаза произрастания еловых лесов с пихтой, экзотическими (*Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda claytoniana*, *O. cinnatomea*) и широколиственными породами (*Carpinus* sp. (2–8%), *Corylus* sp. (2–10%) и единично пыльца *Quercus* sp., *Tilia* sp.). 4. Фаза распространения еловых и березовых редколесий. 5. Фаза распространения лесотундровых формаций.

Л.А. Коноваленко (Дурагина, Коноваленко, 1993) был изучен опорный разрез в нижнем течении средней Печоры у д. Родионово и выделены пять растительных фаз. 1. Фаза березы кустарниковой и ольховника. 2. Фаза березовых лесов. 3. Фаза

отражает господство лесных сообществ тайги с участием пихты и широколиственных пород и участием единичных *Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*. 4. Фаза указывает на произрастание березовых лесов, из состава которых исчезли экзотические и широколиственные породы. 5. Фаза березово-еловых лесов с участием экзотических (*Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*) и широколиственных пород.

В дендрофлоре родионовского межледниковья выявлено 14 родовых таксонов (табл. 4), она представлена двумя географическими группами родов: панголарктической и американо-евроазиатской. Географические элементы, которые чужды современной флоре региона, представлены *Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*.

Родионовский горизонт по смене фаз развития растительности, количеству климатических оптимумов коррелирует со стратотипическими разрезами Беларуси (Еловичева, 1979; Гричук, Зеликсон, 1982). Отличия заключаются в бедности флористического состава, господстве пыльцы хвойных пород в периоды климатических оптимумов при меньшем участии пыльцы экзотических и широколиственных пород.

На основе полученных результатов для родионовского горизонта были установлены следующие критерии: 1) определенная смена пяти фаз развития растительности (березы кустарниковой и ольховника; сосны и ели, либо ели и сосны с широколиственными видами березы кустарниковой и ольховника); 2) наличие двух климатических оптимумов, большое участие в нижнем климатическом оптимуме пыльцы *Pinus sylvestris* с единичным присутствием пыльцы *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и широколиственных пород (*Carpinus* sp., *Corylus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Ulmus* sp.); 3) возрастание роли пыльцы березы в верхнем климатическом оптимуме. Родионовская флора отличается от чирвинской более ксерофильным обликом: меньшим участием пихты и ели и большим – сосны, полыни и маревых.

1.3.3. Верхний неоплейстоцен (Q_{III})

Сулинские (микулинские) отложения (Q_{III}^1 s) изучались многими исследователями. Г.Н. Бердовская (1976) для района нижней Печоры выделила шесть палинологических зон, сменяющих друг друга и характеризующих микулинский период: M_1 – зона максимума хвойных пород (нижний максимум); M_2 – зона березы и сосны; M_3 – зона березы, иногда березы и ели с незначительным участием широколиственных пород (дуба, вяза, липы); M_4 – зона березы без участия широколиственных пород; M_5 – зона максимума хвойных пород (верхний максимум ели); M_6 – зона березы со значительным участием кустарниковой березы.

Д.А. Дурягиной (Лосева, Дурягина, 1987) проведен палинологический анализ отложений микулинского возраста на побережье Хайпудырской губы. Спорово-пыльцевые спектры отражают три фазы развития растительности, которые характеризуют середину и вторую половину межледниковья. 1. Фаза распространения березовых лесов с небольшим участием широколиственных пород (вяз, липы). 2. Фаза еловых лесов. 3. Фаза березовых лесов. Выделенные комплексы сопоставимы с общепринятыми зонами для микулинского межледниковья (Гричук, 1961): 1 – с зоной M_{3-4} , 2 – с зоной M_5 и 3 – с зоной M_6 .

В Северо-Западном Притиманье в отложениях скв. 502 были выделены спорово-пыльцевые спектры, характеризующие вторую половину сулинского межледникового (Лосева, Дурягина, 1989). 1. Фаза сосновых лесов с елью и березой, примесью лиственницы и широколиственных пород (граба и лещины). 2. Фаза сосново-еловых лесов с примесью лиственницы и лещины. Ее сопоставляют с зоной М₇ (верхний максимум ели).

В бассейне р. Шапкиной в обн. 13 изучены отложения, отвечающие конечной фазе накопления отложений микулинского времени. По результатам палинологического анализа, проведенного Л.А. Коноваленко в 1981 г., выделены следующие растительные фазы: 1) фаза распространения тундровой растительности; 2) фаза распространения растительности типа северной тайги, где преобладала древовидная береза с примесью ели и сосны и единичным участием лещины, ольхи; 3) фаза развития растительности лесотундры, где доминировали ель, карликовая и кустарниковая березы. Данные фазы сопоставляются с концом микулинского межледникового.

В соседнем регионе для микулинского горизонта, который сопоставляется с сулинским, Э.И. Девятовой (1982) в разрезе Пасьва в бассейне Северной Двины было выделено девять палинологических зон: 1) КА₁ (mk₁) – нижнего максимума ели; 2) КА₂ (mk₂) – максимума березы с сосной и елью; 3) КА₃ (mk₃) – максимума сосны с примесью березы и подчиненной ролью ели; 4) КА₄ (mk_{4a}) – максимума дуба с примесью вяза и лещины; 5) КА₅ (mk_{4b}) – максимума дуба и вяза, первая половина максимума лещины; 6) КА₆ (mk₅) – максимума дуба, вяза, вторая половина максимума лещины и наличия липы; 7) КА₇ (mk₆) – максимума граба с участием дуба, вяза, лещины, ели, липы; 8) КА₈ (mk₇) – верхнего максимума ели; 9) КА₉ (mk₈) – максимума сосны, березы, ели. Зоны с КА₄ по КА₇ характеризуют климатический оптимум.

В разрезе Бычье (бассейн р. Мезень) Т.И. Марченко-Вагаповой выделены четыре палинологических зоны.

Палинологическая зона I соотносится с пыльцевыми зонами КА₁ и КА₂ Э.И. Девятовой (1982). Зона разреженных лесных сообществ – березовых, сосново-березовых редколесий и разнообразных кустарниковых группировок. Наряду с болотными и луговыми формациями участвовали и ксерофитные перигляциальные сообщества. Климат был холодным.

Палинологическая зона II согласуется с пыльцевыми зонами КА₃ и КА₄. В связи с общим потеплением и увлажнением климата на территории широкое развитие получили лесные группировки, состоящие из сосны, ели, велико участие березы. Высокое содержание пыльцы сосны, характерное для этой зоны, позволяет выделить нижний максимум хвойных пород. Открытые пространства были заняты луговыми ценозами.

Палинологическая зона III соответствует пыльцевым зонам КА₅ и КА₆. В это время лесная растительность занимала господствующее положение. Широкое развитие получили темнохвойные леса с преобладанием ели и ольхи (*Alnus glutinosa* доминирует), со значительным участием берез и примесью сосны. Единично отмечены представители широколиственных пород *Quercus* sp., *Carpinus* sp. и *Corylus* sp. Развита травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья. Ксерофитные перигляциальные элементы отсутствуют. Климат континентально-бореальный.

Палинологическая зона IV отвечает пыльцевым зонам КА₇ и КА₈. Данный спорово-пыльцевой спектр отражает очередной этап улучшения окружающей обстановки, формирование елово-сосновых, сосновых, елово-березовых, березовых лесов. Для зоны характерно большое участие сосны и ели, что позволяет выделить верхний максимум хвойных пород.

Таким образом, в течение микулинского межледниковья климат и растительность менялись неоднократно. Во время климатического оптимума растительность приобретала темнохвойно-таежный облик. Развивались леса с господством ели и ольхи, со значительным участием берез, примесью сосны и единичным присутствием широколиственных пород. В холодное время в состав флоры входили арктические, арктоальпийские и степные ксерофильные элементы.

В.И. Хомутова (1970) на территории Вологодской области выделила восемь этапов в развитии растительного покрова: 1) развитие растительности приледникового типа; 2) расселение лесной растительности с господством хвойных пород; 3) этап березово-сосновых лесов с примесью ели; 4) развитие сосново-еловых, еловых, березово-сосновых лесов, но с постоянным присутствием широколиственных пород (дуба, вяза); 5) развитие широколиственных лесов, вязово-дубовых, дубово-вязовых с подлеском из лещины; 6) развитие смешанно-широколиственных и хвойно-широколиственных (из ели, сосны, дуба, вяза) лесов; 7) распространение еловых лесов с единичным присутствием дуба и вяза; 8) этап сосново-березовых лесов. Выделяется один климатический период (5 этап). Во флоре полностью отсутствуют виды американо-средиземно-азиатского и балкано-колхидского происхождения. Восточноазиатские элементы представлены только *Osmunda cinnamomea*.

На основе проведенных исследований выделяются следующие критерии определения возраста сулинских отложений: 1) наличие девяти растительных фаз; 2) один климатический оптимум; 3) последовательная смена пыльцы широколиственных пород в спектрах климатического оптимума для южных регионов (пыльцы дуба, вяза, лещины, липы, граба), и участие пыльцы широколиственных пород в спектрах северных регионов; 4) наличие двух максимумов хвойных пород; 5) отсутствие в спектрах пыльцы экзотических пород, за исключением спор *Osmunda cinnamomea*.

Бызовские (ленинградские) отложения (Q_{III}³bz) в регионе распространены достаточно широко, их палинология изучалась многими исследователями.

На нижней Печоре Г.Н. Бердовская (1971) в молодого-шекснинском (бызовском) горизонте выделила следующие растительные зоны: 1) зона кустарниковой березы с элементами перигляциальной флоры; 2) зона березы с единичным присутствием лещины и *Osmunda cinnamomea*; 3) зона березы и ели; 4) зона кустарниковой березы.

Д.А. Дурягиной, Л.А. Коноваленко (1993) для отложений бызовского возраста на юге Республики Коми выделены семь растительных фаз. 1. (Bz_I) – фаза берез карликовой, кустарниковой с ксерофитами; 2. (Bz_{II}) – фаза ели и сосны; 3. (Bz_{III}) – фаза березы кустарниковой и трав с елью; 4. (Bz_{IV}) – фаза ели с сосной и березой; 5. (Bz_V) – фаза берез кустарниковой и карликовой; 6. (Bz_{VI}) – фаза ели с сосной травами; 7. (Bz_{VII}) – фаза берез кустарниковой, карликовой, ольховника. Климатические оптимумы отсутствуют, но выделяются три периода потепления – II, IV и VI.

Т.И. Марченко-Вагаповой проведено изучение ряда южных и северных разрезов в регионе. На основе полученных из отложений спорово-пыльцевых комплексов

были также выделены семь растительных фаз. Они последовательно сменяют друг друга и отражают изменения климатических условий в среднем валдае от более холодных к более теплым и опять к холодным (табл. 5).

Таблица 5

**Схема сопоставления растительных фаз бызовского межстадиала
севера и юга Тимано-Печоро-Вычегодского региона**

Юг региона	Север региона	Фаза
Березовые редколесья и кустарниковые группировки, гигрофильные травянистые ассоциации	Березовые редколесья, луговые сообщества из злаков и разнотравья	bz _{vii}
Березовые, сосновые и еловые редколесья с участием ольхи, травянистые ассоциации, с преобладанием полыней, возрастает роль злаков и осок, единична <i>Osmunda cinnatomea</i>	Березово-еловые, березово-сосновые редколесья	bz _{vi}
Разреженные березово-сосновые сообщества с участием ели, болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами	Березовые редколесья, кустарничковые и полинно-травянистые ассоциации, болотно-тундровые формации	bz _v
Березовые и сосновые лесные формации, темнохвойные еловые леса с участием ольхи, <i>Osmunda cinnatomea</i>	Елово-березовые, елово-сосново-березовые редколесья	bz _{iv}
Редколесья, образованные березой, реже сосной, кустарничковые и травянистые ассоциации из полыней	Редколесья, образованные березой с участием сосны и ели, травянистые ассоциации из полыней, маревых, злаков	bz _{iii}
Темнохвойные леса из ели, единичные широколиственные породы (липа, вяз, орешник), <i>Osmunda cinnatomea</i>	Елово-березовые, елово-сосновые, березовые лесные сообщества	bz _{ii}
Березовые редколесья, кустарничковые, полинно-травянистые ассоциации		bz _i

Начальная фаза (Bz_i) характеризует начальный этап в развитии растительности средневалдайского интервала. В этот период существовали разреженные редколесья, образованные, в первую очередь, кустарниковой и кустарничковой березой, где сосна и ель занимают подчиненное положение. Встречена пыльца ивы *Salix* sp., ольхи *Alnus* sp., ольховника *Alnaster* sp. Развита травянистые ассоциации, образованные маревыми, злаковыми, полынями, встречена *Ephedra* sp.

В фазу раннего потепления (Bz_{ii}) состав спорово-пыльцевых спектров характеризует более широкое развитие елово-березовых, елово-сосновых, березовых лесных группировок. Участие хвойных пород *Pinus sylvestris* и *Piceae* sp. возрастает, причем доля ели увеличивается в северо-восточном направлении. В спектрах

южных разрезов изредка в виде единичных пыльцевых зерен отмечаются широколиственные *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Открытые участки заняты разнотравными луговыми ценозами и травянистыми ассоциациями из полыней, маревых и злаков. Из споровых преобладают зеленые, сфагновые мхи, папоротники. Единично присутствуют лесные виды *Lycopodium clavatum*, *Equisetum* sp., *Botrychium* sp. и редко – *Osmunda cinnamomea*. Флора, сформированная в эту эпоху, включала в себя как бореальные, так и гипоарктические и ксерофитные перигляциальные элементы.

В **фазу раннего похолодания** (Bz_{III}) лесные группировки утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные березой. Участие пыльцы ели и сосны в комплексе постепенно уменьшается и на севере территории они отмечены единично. Значительно развиты кустарничковые и травянистые ассоциации открытых мест обитаний. Большее распространение получили также болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами, образованными полынями, маревыми и злаками. Климат был достаточно холодным и влажным.

Во **время среднего потепления** (Bz_{IV}) широкое развитие получили лесные группировки, наряду с березой было велико участие ели и сосны. Встречена редкая пыльца широколиственных пород: вяза и липы, лещины. Состав пыльцы травянистых растений на юге территории достаточно однороден. Преобладает пыльца мезофильного разнотравья. Полыни, маревые и осоки представлены в незначительном количестве, тогда как к северу элементов ксерофитной перигляциальной флоры становится больше. Значительную роль играли болота. Климат был достаточно влажным и бореальным. Среди спор встречена *Osmunda cinnamomea*.

Фаза позднего похолодания (Bz_V). Участие пыльцы древесных снижается до 13% на юге территории. На севере участие древесных форм сильно уменьшается: они либо отсутствуют в составе комплекса, либо отмечены в незначительных количествах. Основными компонентами растительного покрова были, по-видимому, разреженные лесные сообщества, состоящие из березово-сосновых компонентов с участием ели, разнообразны кустарничковые группировки. Большое распространение имели болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами. Климат был холодным, но достаточно влажным.

В **фазу позднего потепления** (Bz_{VI}) основным компонентом растительного покрова, по-видимому, были разнообразные разреженные лесные группировки: березовые, березово-еловые, березово-сосновые на юге изучаемой территории и березовые, сосновые и еловые редколесья – на севере. Открытые площади были заняты луговыми ценозами, что отражается в составе пыльцы травянистых растений (встречено много пыльцы злаков и разнотравья). Комплекс характеризует менее холодные климатические условия.

Конечная фаза (Bz_{VII}) вновь характеризуется резким похолоданием. Состав флоры этого периода свидетельствует о том, что основным компонентом растительного покрова были березовые редколесья и разнообразные кустарничковые группировки. Практически отсутствуют представители ксерофитных форм (полыней, маревых), преобладают злаки. Значительное развитие получили гигрофильные травянистые ассоциации, что близко зоне лесотундры и тундры. Такие спектры связаны с концом раннего и среднего валдая и приурочены к отложениям, предшествующим максимумам оледенений (Спиридонова, 1989).

В родовом составе дендрофлоры установлено одиннадцать родовых таксонов (табл. 4), относящихся к американско-азиатской и панголарктической географическим группам родов. В отличие от состава дендрофлоры микулинского горизонта здесь уменьшается число родов американско-азиатской группы.

Растительные фазы бызовского горизонта сопоставляются с растительными зонами, выделенными Е.А. Спиридоновой (1983) для средневалдайского мегаинтерстадиала на северо-западе европейской части России: 1) зона берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры; 2) зона сосны и ели; 3) зона берез с элементами перигляциальной флоры; 4) зона ели и сосны, максимум ольхи и широколиственных пород; 5) зона берез с элементами ксерофитной перигляциальной флоры; 6) зона сосны и ели, иногда со значительным присутствием берез; 7) зона берез с элементами перигляциальной флоры.

Таким образом, проведенные исследования подтверждают критерии определения возраста, выделенные для бызовского горизонта: 1) наличие семи фаз изменения растительности; 2) отсутствие климатических оптимумов; 3) наличие трех периодов потепления; 4) преобладание в спектрах в периоды потеплений пыльцы ели, сосны и древовидных берез и единичное участие широколиственных пород (вяза, липы, орешника); 5) отсутствие в спектрах пыльцы экзотических пород, за исключением *Osmunda cinnamomea*.

1.3.4. Позднеледниковье и голоцен (Q_{IV})

Палинологические исследования голоцена на Европейском Северо-Востоке России ведутся с 30-х годов XX в. Первоначально палеоботанические и палеоклиматические реконструкции, биостратиграфическое расчленение голоцена проводились в основном по данным анализа только древесной части спектров без учета пыльцы трав и кустарников, а выделенные периоды трактовались как единые, однотипные в палеогеографическом отношении, отрезки времени.

Сведения по единичным образцам из торфяников Европейского Севера появились в работах В.Н. Сукачева (1938). Начало систематическому изучению голоценовых отложений на этой территории положено М.И. Нейштадтом (1957), А.П. Жузе (1939) и Н.И. Пьявченко (1949, 1954). Ю.А. Ливеровский (1933, 1934) предложил палеогеографическую схему для Малоземельской и Большеземельской тундр от бореального периода до настоящего времени, во многом согласующуюся со схемой Блитта-Сернандера. Исследования бугристых торфяников в восточной области Большеземельской тундры и низовье Печоры позволили Н.И. Пьявченко (1949, 1955) выявить в голоцене основные этапы изменения растительного покрова и условия торфообразования в этом районе. В результате изучения болот выявлены основные этапы изменения растительности в голоцене в Сысольском районе Республики Коми (Гетманов, 1957), по палинологическим и археологическим данным – в районе Синдорского озера (Буров, 1967).

Более детальные исследования состава спорово-пыльцевых спектров голоценовых отложений с анализом как пыльцы древесных пород, так и недревесной части спектров, связаны с работами Т.И. Смирновой, Э.И. Девятовой, Э.С. Плешивцевой и др. Т.И. Смирнова (1966) изучила голоценовые отложения в восточной части

Большеземельской тундры, выделив по составу спорово-пыльцевых спектров семь фаз в развитии растительности. Э.И. Девятовой (1969) впервые для юго-западной части Архангельской области осуществлен детальный палинологический анализ мощной (до 28 м) озерной толщи, слагающей Иксинскую депрессию. На полученной ею диаграмме выделяются четырнадцать спорово-пыльцевых зон, соответствующих следующим периодам позднеледниковья и голоцена: XIIc-DR-1; XIIb-BO; XIIa-DR-2; XI-AL; X-DR-3; IX и VIII-PB; VII-BO; VI, V и IV-AT; III-SB; II и I-SA. Э.С. Плешивцевой (1970, 1973) изучены голоценовые отложения в бассейне Северной Двины, где установлены двенадцать палинологических зон, соотнесенных со схемами Поста и климатическими периодами Блитта-Сернандера.

На этом этапе исследования голоцена для западной части территории появились палеогеографические схемы, основанные на детальном палинологическом изучении отложений с использованием видовых определений. На этих схемах выявляется разнородность периодов голоцена. Однако отсутствие их строгой привязки к радиоуглеродной хронологии не позволяет точно датировать выделенные фазы в развитии растительности.

Использование радиоуглеродного метода для датирования органогенных осадков позднеледниковья и голоцена способствовало созданию палеогеографических схем на твердой хронологической основе и синхронизации их с сопредельными территориями. Впервые радиоуглеродные датировки поздне- и послеледниковых отложений в бассейнах Северной Двины, Мезени и Печоры встречаются в работах сотрудников ПГО «Аэрогеология» (Потапенко, 1975; Никифорова и др., 1975; Арсланов и др., 1981; О палеогеографии..., 1975). Интересные материалы получены для Полярного Урала (Сузова, Троицкий, 1971; Сузова и др., 1975). Поздне-послеледниковый рубеж на Полярном Урале датирован примерно в интервале 10 300–10 400 л.н. и проведено подразделение атлантического периода на три разнородные фазы. Появились первые сведения по истории растительности и хронологии голоцена в верхнем и среднем течениях Печоры (Старостина, Розанов, 1976; Немкова, 1976; Радиоуглеродные даты..., 1974).

Большой интерес представляют результаты Л.Д. Никифоровой (1980) в бассейнах Северной Двины, Мезени, Печоры, до тех пор остававшихся малоизученными, и других районах северо-востока европейской части России. На основе палинологических и радиоуглеродных данных послеледниковое время этой территории подразделяется на 14 зон.

За более чем полувековую историю изучения голоцена Европейского Северо-Востока предложено несколько схем его расчленения (Нейштадт, Гуделис, 1961; Никифорова, 1982; Нейштадт, 1983; Хотинский, 1987, 1989). Наиболее детальными из них являются палеогеографическая схема деления голоцена северо-востока европейской части России, разработанная Л.Д. Никифоровой, и хронологический эталон голоцена тундровой и лесной зон Северной Евразии Н.А. Хотинского. Эти схемы различаются как в подразделении голоцена на периоды и фазы, так и в положении их хронологических рамок. Н.А. Хотинский разделит голоцен Северной Евразии следующим образом: пребореальный период на две фазы, а в рамках бореального, атлантического, суббореального и субатлантического периодов им выделены по три фазы. На северо-востоке европейской части России Л.Д. Никифоровой послеледниковье подразделяется на четырнадцать фаз. В пребореаль-

ном и бореальном периодах она выделяет по две фазы, внутри атлантического и суббореального – по три фазы, а субатлантический подразделяет на четыре фазы. Кроме того, раннесуббореальную фазу Л.Д. Никифорова делит на три подфазы, а последнюю фазу субатлантического периода – на две.

Из обзора опубликованных материалов видно, что позднеледниковые и голоценовые отложения северо-востока европейской части России являлись объектами интенсивного изучения. Несмотря на это, сведения по палиоистратиграфии Тимано-Печоро-Вычегодского региона оставались недостаточно полными. Новые данные сотрудников лаборатории геологии кайнозоя Института геологии Коми НЦ УрО РАН по палинологическому изучению береговых разрезов в бассейнах рек Вычегды, Ижмы, Выми и болотных осадков в бассейнах Вычегды, Сысолы, Мезени, Лузы, а также на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы позволили восполнить имеющиеся пробелы. В долине р. Вычегды впервые проведено расчленение толщи, сформированной в начальный период деградации последнего оледенения, палинологически охарактеризованы начальные этапы бореального и субатлантического периодов для зоны средней тайги в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе. В зоне северной тайги, где имелись сведения лишь по одному разрезу, в котором расчленение отложений на периоды проводилось без их разделения на палинозоны (Немкова, 1976), выделены бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический периоды голоцена. Обобщение и анализ палинологических данных, сопровождающихся радиоуглеродными датировками, позволили выявить палинологические критерии расчленения толщи, сформированной на протяжении заключительного этапа поздневалдайской ледниковой эпохи и голоцена.

Наиболее древние отложения, соответствующие на северо-западе Восточно-Европейской равнины раунисским осадкам, изучены в бассейне р. Вычегды. Для них Н.Е. Зарецкой была получена ^{14}C дата по разрезу Биостанция – 13890 ± 50 л.н., ГИН-14192 (Седиментационные обстановки..., 2014). Спорово-пыльцевые комплексы этого времени характеризуются примерно равным количеством пыльцы древесных пород и трав (по 40%), споровые составляют 20%. В группе древесных пород доминирует пыльца тундрового кустарничка *Betula nana* (55%), встречается пыльца березы, ели, ивы, единичные пыльцевые зерна ольховника. Среди трав преобладает пыльца осок (25%), злаков (19%), отмечена пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp. – 17%; *Chenopodiaceae* – 15%; *Linum* sp. – единично). Присутствует пыльца водных и прибрежно-водных растений, *Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton* sp., *Typha* cf., *Nuphar lutea*. В составе спор наряду с папоротниками, сфагновыми мхами и таежными видами плаунов *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum* определены северотаежно-лесотундровый вид *Selaginella selaginoides* и тундровые аркто-альпийские виды – *Lycopodium appressum*, *L. alpinum*.

Образования раннего дриаса вскрыты также в разрезе Биостанция. Спорово-пыльцевые спектры отличаются сокращением количества пыльцы древесных до 23% при увеличении содержания пыльцы трав до 65%. На долю споровых приходится 10–26%. Среди пыльцы древесных содержание пыльцы хвойных пород – *Picea* sp. и *Pinus sylvestris*, уменьшается до единичных зерен, ивы – увеличивается. В группе травянистых растений значительно возрастает роль пыльцы злаков (70%), сокращается участие пыльцы полыней, маревых, осок. Видовое разнообразие гид-

рофитов становится беднее. В составе спор по-прежнему доминируют зеленые мхи, встречены споры *Sphagnum* sp., Polypodiaceae и *Selaginella selaginoides*.

Следует обратить внимание на то, что в работе наряду с термином «голоцен» используется термин «позднеледниковье», под которым понимается временной промежуток 12 700–10 000 л.н. Он содержит следующие периоды: бёллинг, средний дриас, аллерёд и поздний дриас.

Отложения, отнесенные к бёллингу (BÖ), исследованы в бассейнах Печоры (контакт BÖ и DR-2 датируется в 12360 ± 170 ^{14}C л.н., ЛУ-390; Никифорова, 1979), Вычегды (^{14}C дата по разрезу Биостанция 12560 ± 80 л.н., ГИН-14190; Седиментационные обстановки..., 2014) и Лузы (^{14}C дата по разрезу Занулье-4 13000 ± 490 л.н., RGI-97 ЦИИ ВСЕГЕИ; Марченко-Вагапова, 2014). В спорово-пыльцевых комплексах этого времени велико участие пыльцы древесных пород. На севере, в бассейне р. Печоры, она составляет 44–60% всех отмеченных форм и представлена преимущественно березами (*Betula* sect. *Albae* – 44%; *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana* – 30–48%). На юге, в бассейне р. Вычегды, палинозона, соответствующая бёллингу, выделена на основании следующих изменений в составе спорово-пыльцевых комплексов. По сравнению со спектрами предыдущего периода увеличивается количество пыльцы древесных пород (от 25 до 36%) и уменьшается – пыльцы трав (от 65 до 47%). Среди пыльцы древесных содержание пыльцы *Picea* sp. становится бóльшим (6–10%). В группе трав наблюдается сокращение участия пыльцы злаков при увеличении доли пыльцы осок. Еще южнее, в бассейне р. Лузы, пыльца древесных пород составляет 94%. Доминирующее значение имеет пыльца берез *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae* и *Betula nana*, единично участие *Pinus sylvestris*.

Среднедриасовый (DR-2), аллерёдский (AL) и позднедриасовый (DR-3) периоды выделены в бассейнах Печоры (Никифорова, 1979) и Вычегды (Седиментационные обстановки..., 2014).

Спектры DR-2 характеризуются преобладанием пыльцы трав (45–65%), в которой доминирует пыльца злаков и полыней, много пыльцы осок и маревых. В составе группы пыльцы деревьев и кустарников господствуют кустарниковые виды берез (до 75%), в заметных количествах отмечена пыльца ивы и ольховника. Пыльца ели из состава спектров исчезает, либо ее содержание уменьшается до единичных зерен.

Отличительной особенностью AL является максимальное количество пыльцы ели. Этот пик пыльцы ели можно соотнести с «нижним максимумом ели» М.И. Нейштадта, установленным для аллерёда как во многих регионах Европы (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1987; и др.), так и непосредственно в данном районе (Никифорова, 1979; Голубева, Марченко-Вагапова, 2010; Седиментационные обстановки..., 2014).

В бассейне р. Печоры DR-3 выделен на основании повторного увеличения в составе спектров пыльцы кустарниковых берез, злаков, осок и полыней. На юге, в бассейне р. Вычегды ^{14}C даты по разрезу Биостанция 10530 ± 80 л.н., ГИН-14189 и 10480 ± 130 л.н., ГИН-14188 (Седиментационные обстановки..., 2014). Спектры также характеризуются преобладанием в группе древесных пыльцы тундровых кустарников – *Betula nana* (66–90%) и *Salix* sp. (7–19%), встречена пыльца *Salix reticulata*, *S. phylicifolia*. Отличительной особенностью спектров позднего дриаса является пик пыльцы Роасеae. Среди пыльцы трав наряду со злаками преобладают

Суперасеae и ксерофиты (определена пыльца *Artemisia* sp., Chenopodiaceae и *Ephedra distachya*). Среди пыльцы разнотравья, составляющей 8–16%, встречена пыльца аркто-альпийских видов *Valeriana capitata*, *Draba* sp. и *Thalictrum alpinum*. В составе спор присутствует аркто-альпийский вид *Lycopodium alpinum*.

Позднеледниково-последледниковый рубеж (10 300 л.н.) выражен значительным изменением составов спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующим о переходе от почти безлесных ландшафтов в DR-3 к лесным формациям в голоцене.

Голоценовый горизонт согласно решению, принятому Комиссией по голоцену в 1969 г. на VIII конгрессе ИНКВА, охватывает около 10000 последних лет. Голоцен подразделяется на пять периодов (PB, BO, AT, SB, SA) и 13 зон (PB-1, PB-2, BO-1, BO-2, AT-1, AT-2, AT-3, SB-1, SB-2, SB-3, SA-1, SA-2, SA-3). Палинологическое обоснование их выделения приводится ниже.

В пребореальном периоде (9300–10300 л.н.) выделяются две зоны. Зона PB-1 характеризуется увеличением количества пыльцы древесных растений и резким сокращением пыльцы трав. В бассейне р. Печоры в спорово-пыльцевых спектрах среди пыльцы древесных преобладает пыльца ели (до 33%) и березы, в бассейне р. Вычегды – сосны. Состав группы трав тоже значительно меняется: пыльца полыней, маревых и злаков практически исчезает, доминирует пыльца разнотравья (Никифорова, 1979). В зоне PB-2 отмечено увеличение участия пыльцы кустарниковой березы (до 70% на севере и до 35% на юге). В спектрах разреза болота Каля (бассейн р. Вычегды) среди пыльцы трав господствует пыльца злаков, маревых, полыней (в сумме 40%) и разнотравья. Кроме того, в значительном количестве содержится пыльца Суперасеae. Присутствуют споры холодолюбивых видов *Lycopodium appressum*, *L. pungens*, *L. alpinum* и *Selaginella selaginoides* (Никифорова, 1979; Голубева, 2010).

Временной интервал BO-SA изучен детальнее. Палинологические данные в комплексе с радиоуглеродным датированием представлены в работах Л.Д. Никифоровой (1979; разрезы Гам, Синдор, Мелентьево, Мархида, Карпушовка), Н.А. Мариевой (2001; разрез 209-Вычегда), Ю.В. Голубевой (2010; разрезы Седкыркеш, Каля, Синдорский, Ижма), Т.И. Марченко-Вагаповой (2014; разрезы Занулье-4, Вотча-1, Очь-13, Ягвож-14, Чернутьево-15, Пижма-6).

Бореальный период (8000–9300 л.н.) расчленяется на две зоны и фиксируется в разрезах Мелентьево, Мархида (Никифорова, 1979), Синдорский, Каля (Голубева, 2010), а также в бассейне Выми и на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы (Марченко-Вагапова, 2014). Для отложений, вскрытых в разрезах Каля и Синдорский, получены две ^{14}C даты – 8550 ± 40 л.н., ГИН РАН-14038 (Новые данные..., 2007) и 8320 ± 120 л.н., ГИН РАН-13354; Reconstruction..., 2011). С началом периода (BO-1) на юге, в бассейне р. Вычегды, связано резкое увеличение содержания пыльцы древесных (до 70%). Снижается роль пыльцы карликовой березы. В группе травянистых растений существенно сокращается количество пыльцы степных видов. Севернее, в бассейне Выми, BO-1 характеризуется господством пыльцы ели (52%). На диаграммах южных разрезов (Каля и Синдорский) вторая половина периода (BO-2) отличается от предыдущей увеличением количества пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 70 %) и сокращением – *Pinus sylvestris* и *Picea* sp. В бассейнах рек Сысолы и Выми зона BO-2 выражена сокращением участия ели, возрастанием доли сосны и ольхи, увеличением роли древовидной и кустарниковой берез. В спектрах

в разрезах к северу региона, на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы, также уменьшилось количество пыльцы ели и сосны.

Атлантический период (4600–8000 л.н.) подразделяется на три зоны и выделен в разрезах как на юге (оз. Синдорское, в бассейнах рек Сысолы и Выми), так и на севере региона – в долине Ижмы, на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы. В общем составе спектров раннеатлантического времени (АТ-1) продолжает доминировать пыльца древесных растений (до 94%). Среди пыльцы древесных пород резко возрастает содержание пыльцы *Picea* sp. (до 46% на юге, до 36% на севере). В спектрах южных разрезов отмечена пыльца неморальной флоры: *Ulmus* sp. – около 4%, *Quercus* sp. и *Tilia* sp. по 1%. Середина атлантика (АТ-2) характеризуется снижением роли пыльцы ели, отсутствием пыльцы широколиственных пород и кедра. Количество пыльцы березы, напротив, увеличивается. Вновь преобладает пыльца злаков, осок и разнотравья, присутствует пыльца маревых. В спектрах северных разрезов (^{14}C дата в обн. Пижма-6 6720 ± 180 л.н., RGI-87 ЦИИ ВСЕГЕИ; Марченко-Вагапова, 2014) значительно участие пыльцы карликовой березки. Позднеатлантическое потепление (АТ-3) хорошо фиксируется в бассейнах Вычегды (^{14}C дата по разрезу Синдорский 5740 ± 50 л.н., ГИН РАН-13353; Karmanov et al., 2011), Сысолы, Выми, Ижмы (^{14}C дата 5370 ± 70 л.н., ИГ РАН-2751; Голубева, 2010), на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы (^{14}C дата по разрезу Пижма-6 5750 ± 180 л.н., RGI-88 ЦИИ ВСЕГЕИ; Марченко-Вагапова, 2014). На диаграммах зона АТ-3 определяется ростом кривой пыльцы ели (37% на севере, 25% на юге), появлением пыльцы пихты и кедра. Отличительной особенностью является максимальное содержание пыльцы широколиственных пород (в сумме достигающее 2% на севере и 14% на юге): вяза *Ulmus* sp., липы *Tilia* sp., дуба *Quercus* sp. и граба *Carpinus* sp.

Суббореальный период (2500–4600 л.н.) делят на три зоны (SB-1, SB-2, SB-3). На юге региона (оз. Синдорское в бассейне р. Сысолы, разрез Мелентьево на р. Мезень, ^{14}C дата по разрезу Вотча-1 4750 ± 120 л.н., RGI-80 ЦИИ ВСЕГЕИ; Марченко-Вагапова, 2014) SB-1 выявляется по увеличению количества пыльцы древовидной березы за счет сокращения роли пыльцы хвойных пород (ели и сосны) и исчезновению пыльцы широколиственных пород. Севернее, в долине Ижмы (^{14}C дата 4440 ± 40 л.н., ИГ РАН-2753; Голубева, 2010) в составе спектров палинозоны наряду с вышеуказанными изменениями, вызванными раннесуббореальным похолоданием, отмечено повышенное содержание пыльцы ольхи (до 75%). Еще севернее (разрез Мархида в низовье Печоры), SB-1 отличается господством пыльцы кустарниковой березы и ольховника.

В составе спектров палинозоны SB-2 произошли следующие перераспределения, обусловленные среднесуббореальным потеплением. В бассейнах Вычегды и Сысолы (^{14}C даты по разрезам ЗБ-Седкыркеш 3160 ± 140 л.н., ИГ РАН-3348; Голубева, 2010; Каля 3970 ± 40 л.н., ГИН РАН-14038; Новые данные..., 2007; Вотча-1 3180 ± 180 л.н., RGI-81 ЦИИ ВСЕГЕИ; Марченко-Вагапова, 2014) SB-2 выражена увеличением доли пыльцы ели и сосны, а также появлением пыльцы широколиственных пород (*Ulmus* sp. до 4%, *Tilia* sp. и *Quercus* sp., *Corylus* sp. единично), кедра (*Pinus sibirica*) и пихты (*Abies*). Значительны участие и флористическое разнообразие водных растений (*Lytracaeae*, *Menyanthaceae*, *Sparganium* sp., *Polygonum amphibium*, *Nuphar lutea*, *Alisma* sp. и др.). На севере региона, в бассейнах Мезени (^{14}C дата по разрезу Чернутаево-15 3500 ± 180 л.н., RGI-85 ЦИИ ВСЕГЕИ;

Марченко-Вагапова, 2014) и Ижмы (4280±40 л.н., ИГ РАН-2754; Голубева, 2010), на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы с палинозоной связаны резкое увеличение количества пыльцы *Picea* sp. (до 65%) и присутствие пыльцы широколиственных пород (липы, вяза, орешника, дуба), в сумме составляющей 2%. Пыльцевая зона SB-3 на юге региона (бассейн Вычегды) характеризуется уменьшением содержания широколиственных пород. Среди трав преобладает разнотравье, встречаются единичные зерна *Artemisia* sp. и *Ephedra* sp. В составе спор вновь появляется холодолюбивый плаун *Lycopodium appressum*. В бассейне р. Ижмы (¹⁴C дата 2500±30 л.н., ИГ РАН-2749; Голубева, 2010) в спектрах преобладают *Pinus sylvestris* и *Picea* sp. при постепенном исчезновении пыльцы широколиственных пород, в бассейне р. Печоры увеличивается значение пыльцы кустарников (ивы и ольховника).

Граница между SB и SA проведена на уровне исчезновения в спектрах пыльцы широколиственных пород, чему способствовало похолодание.

В рамках субатлантического периода (2500 л.н. – по настоящее время) выделяют тоже три палинозоны. Наиболее детально отложения этого периода изучены в долинах Вычегды (разрез Каля; Голубева, 2010) и Печоры (разрез Карпушовка; Никифорова, 1979). Отличительной особенностью пыльцевой зоны SA-1 в голоценовых слоях на юге региона является отсутствие пыльцы широколиственных пород, а на севере – господство пыльцы березы и значительное количество пыльцы папоротников. Середина периода (SA-2) на диаграммах определяется доминированием среди пыльцы древесных пород пыльцы сосны и ели. Вследствие наступившего потепления (так называемого малого климатического оптимума) на юге, в долинах рек Вычегды и Сысолы, в спектрах палинозоны вновь появляется пыльца широколиственных пород (орешника, дуба, вяза и липы) и водных растений (*Potamogeton* sp.). Пыльцевая зона SA-3 фиксирует похолодание, сопоставляемое с «малой ледниковой эпохой» XVI–XIX вв., и выражена в бассейне р. Вычегды сокращением доли пыльцы *Picea* sp. (до 10%), уменьшением количества пыльцы широколиственных пород наряду с появлением пыльцы карликовой березки. Среди трав чаще встречается пыльца злаков, полыни и маревых. В долине р. Печоры зона является по увеличению содержания пыльцы кустарниковой березы, ольховника и папоротников.

ГЛАВА 2

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ

2.1. Нижний неоплейстоцен

В раннем неоплейстоцене, который продолжался около 420 тыс. лет, Тимано-Печоро-Вычегодский регион трижды перекрывался покровными ледниками: камским (покровским), березовским (донским) и помусовским (окским). Провести четкое расчленение нижненеоплейстоценовых отложений в регионе не представляется возможным, поскольку два нижних ледниковых горизонта отчетливо выражены лишь в стратотипических разрезах Печоро-Камского междуречья. Формирование морской колвинской свиты, широко развитой на севере, произошло преимущественно в раннеплейстоценовое время (Решение..., 1986). В ряде разрезов в ее основании вскрываются отложения предположительно березовского (донского) возраста: плотные неслоистые песчано-глинистые алевроиты темно-серого цвета с мелкой галькой, гравием, обломками моллюсков. Наиболее древние нижнеплейстоценовые осадки практически не изучены, поскольку вскрыты в регионе лишь скважинами на значительных глубинах и распространены весьма ограниченно. По этой причине характеристика нижненеоплейстоценовых отложений приведена для вишерского (беловежского) межледникового и помусовского (окского) ледникового горизонтов.

2.1.1. Вишерские (беловежские) межледниковые отложения (Q_1^{5v})

Отложения вишерского возраста палинологически изучены лишь на крайнем северо-востоке региона – на Пай-Хое и в бассейне р. Морею (Лосева, Дулягина, 1990), а также на юге Республики Коми в скв. 32, где представлены толщей алеври-

товых глин, супесей и песков, слагающих погребенную долину р. Кочмас – левого притока р. Вычегды (рис. 4).

В лаборатории спорово-пыльцевого анализа Института географии РАН в 1967 г. было выполнено палеоботаническое изучение образцов керн из этой скважины. Отложения оказались бедными пылью и спорами, но все же для подморенной части разреза была получена характеристика флоры. На основании этих данных соответствующие горизонты разреза отнесены к одной из межледниковых эпох раннего плейстоцена. З.П. Губонина и Е.А. Мальгина (Генезис и возраст..., 1968) сопоставили озерную толщу Кочмасской ложбины с соликамской, а, возможно, и с венедской свитами нижнего плейстоцена, выделенными Г.И. Горецким (1964) в верховьях Камы.

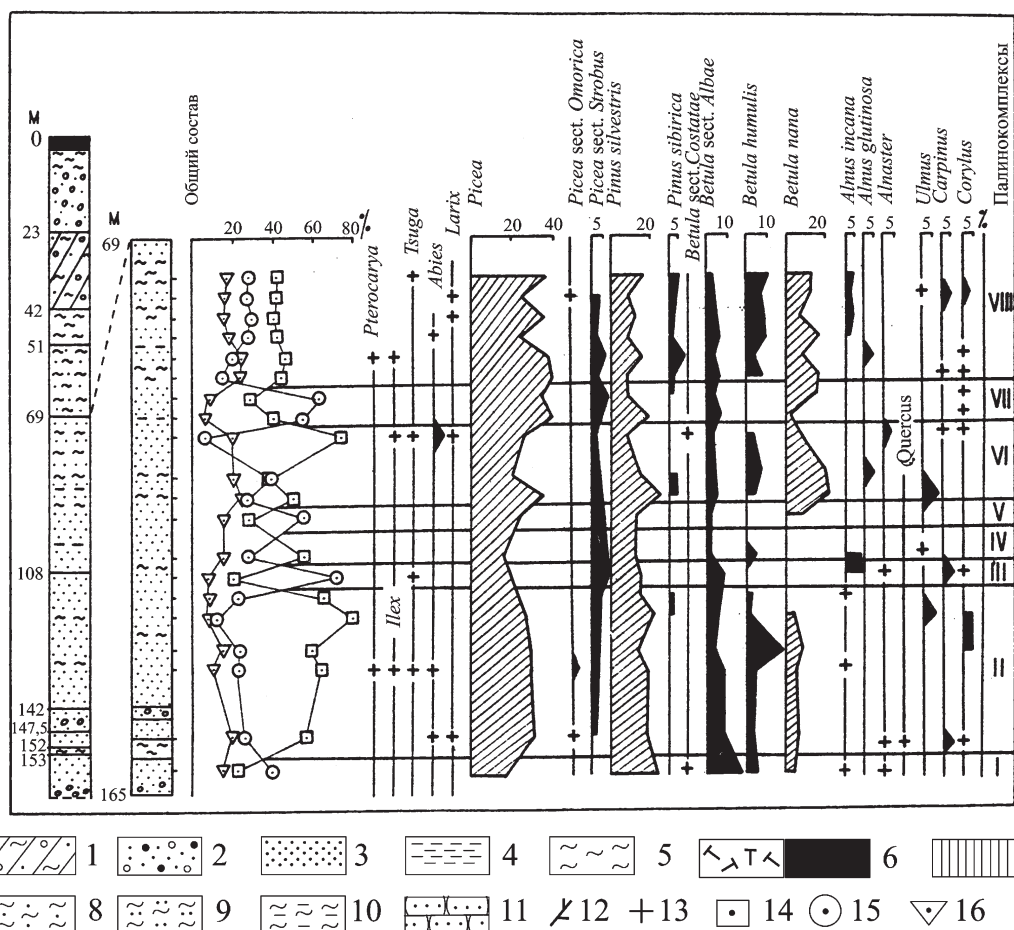


Рис. 24. Спорово-пыльцевая диаграмма вишерских отложений в скв. 32-Кочмас (составила Л.А. Коноваленко).

1 – тилл, 2 – галечник, 3 – песок, 4 – алевроит, 5 – глина, 6 – торф, 7 – лёссовидные породы, 8 – суглинок, 9 – супесь, 10 – алевроит глинистый, 11 – песчаник, 12 – растительный детрит, 13 – содержание пыльцы и спор в спектре менее 1%, 14 – сумма пыльцы древесных пород, 15 – сумма пыльцы травянистых пород, 16 – сумма спор высших споровых растений

В 1987 г. В.П. Гричук любезно предоставил Л.А. Коноваленко керн из скв. 32-Кочмас для повторного изучения палинологическим методом. Краткое строение разреза и результаты спорово-пыльцевого анализа приведены в работе Д.А. Дурягиной и Л.А. Коноваленко (1993). В интервале глубин 161–84 м, в толще переслаивания песков коричневатого-серых глинистых и глин, Л.А. Коноваленко выделила восемь спорово-пыльцевых комплексов (рис. 24).

I комплекс (инт. глубин 161–153 м). В общем составе преобладает пыльца трав (46%), пыльца древесных пород составляет 38%, споры – 16%. В составе древесных форм встречена пыльца *Picea* sp. (22%), *Pinus sylvestris* (28%), *Betula* sect. *Albae* (20%), в небольшом количестве представлена пыльца *B. humilis* и *B. nana*. Пыльца *Alnus incana*, *Alnaster fruticosus* единична. Среди травянистых доминирует пыльца Сугерасеае (56%), Роасеае составляет 28%, разнотравье – 10%, *Artemisia* sp. – 2%. Пыльца *Ephedra distachya* единична. В составе спор преобладают папоротники Polypodiaceae (54%), *Sphagnum* sp. отмечен в количестве 26%, *Equisetum* sp. – 6%. Встречены *Diphasium complanatum*, *Selaginella selaginoides*.

II комплекс (инт. глубин 153–122,5 м). По сравнению с комплексом I здесь преобладает пыльца древесных пород (58–78%), сокращается участие трав (10–30%). Споры составляют 8–16%. Среди древесных пород наблюдаются примерно равные содержания пыльцы *Picea* sp. и *Pinus sylvestris* – по 20–30%. В значительном количестве присутствует пыльца *Pinus* sect. *Strobus* (4–6%), *Picea* sect. *Omorica*, участие *Abies* sp. (0–6%) невелико. Обнаружена единичная пыльца *Tsuga* sp., *Plerocarya* sp., *Ilex* sp. Встречены *Betula* sect. *Albae* (6–12%), *B. humilis* (2–24%), *B. nana* (6–16%), *Alnus incana* (0–8%), *A. glutinosa* (0–4%). Во всех спектрах присутствует пыльца широколиственных пород: *Ulmus* sp. (до 6%), *Carpinus* sp. (до 8%), *Corylus* sp. (до 6%). *Quercus* sp. (единично). В составе травянистой пыльцы доминирует Сугерасеае (22–78%). Содержание пыльцы Роасеае составляет 10–30%, встречены *Artemisia* sp. (до 10%), Chenopodiaceae (до 6%). В отдельных спектрах значительно участие пыльцы Plantaginaceae, Polygonaceae, Liliaceae, Onagraceae, Asteraceae, Caryophyllaceae, Ranunculaceae, Lamiaceae. Споры представлены в основном Polypodiaceae (24–60%) и *Equisetum* sp. (20–50%). *Sphagnum* sp. составляет 0–24%, *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, *Ophioglossum* sp. – 0–10%.

В III комплексе (инт. глубин 122,5–119,8 м) резко сокращается (до 20%) участие пыльцы древесных пород при увеличении содержания пыльцы травянистых (до 73%). Среди пыльцы древесных, как и в I комплексе, присутствует пыльца *Tsuga* sp. Количество пыльцы *Pinus* sect. *Strobus* возрастает до 15%. Содержание *Pinus sylvestris* близко таковому в предыдущем комплексе. Участие пыльцы *Picea* sp. сокращается до 30%. Возрастает роль пыльцы *Alnus incana* (10%). Из состава пыльцы травянистых исчезает пыльца *Varia*. Среди спор продолжает доминировать Polypodiaceae. Обнаружены *Lycopodium lagopus* (до 8%).

IV комплекс (инт. глубин 119,8–117 м). Преобладает пыльца древесных пород (до 50%), среди которой доминируют *Picea* sp. и *Pinus sylvestris*. Отмечена пыльца *Pinus* sect. *Strobus*. Содержание пыльцы *Betula nana* составляет 22%. Единично присутствует пыльца *Ulmus* sp. Среди травянистых пыльца Роасеае и Сугерасеае содержится в равных количествах (по 50%). Возрастает участие спор *Sphagnum* sp.

V комплекс (инт. глубин 117–115 м). В общем составе преобладают споры (до 56%). Состав пыльцы древесных пород близок составу предыдущего комплекса.

Среди пыльцы травянистых возрастает участие пыльцы Роасеае (до 80%). Продолжают господствовать споры *Sphagnum* sp. (до 55%) при уменьшении участия спор Polypodiaceae.

VI комплекс (инт. глубин 115–103,5 м). Преобладает пыльца древесных пород (до 70%). Отмечена пыльца *Ilex* sp., *Tsuga* sp., *Abies* sp., *Larix* sp., *Betula* sect. *Costatae*, *Carpinus* sp., *Corylus* sp. Из состава травянистых растений исчезает пыльца *Artemisia* sp. Среди спор преобладает *Sphagnum* sp., значительно участие *Equisetum* sp. и Polypodiaceae. Присутствуют споры *Osmunda claytoniana*, *O. cinnatomea*, *Lycopodium lagopus*, *L. dubium*.

VII комплекс (инт. глубин 103,5–100 м). Общий состав, а также состав пыльцы древесных пород аналогичен составу V комплекса. Среди пыльцы травянистых резко сокращается доля пыльцы Роасеае при господстве Сурегасеае и возрастании роли *Varia*. Споры представлены примерно в равных количествах спор *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Equisetum* sp.

VIII комплекс (инт. глубин 100–84 м). В общем составе преобладает пыльца древесных пород (40–48%), травы составляют 18–32%, споры – 18–28%. Среди древесных отмечены *Pterocarya* sp., *Tsuga* sp., *Ilex* sp., *Abies* sp., в равных количествах *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, *Equisetum* sp. Содержание спор *Diphazium complanatum* составляет до 15%.

Larix sp. и пыльца *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp. Сумма пыльцы широколиственных пород составляет 25%. Среди спор преобладают Polypodiaceae, *Sphagnum* sp. при резком сокращении участия *Equisetum* sp. Отмечены споры *Lycopodium lagopus* (до 6%), *Diphazium complanatum* (до 6%), *D. tristachyum* (до 4%). Единично присутствуют *Osmunda claytoniana* и *O. cinnatomea*.

Проведенный спорово-пыльцевой анализ показывает смену комплексов с господством в общем составе пыльцы древесных пород (II, IV, VI, VIII комплексы) комплексами, в которых доминирует пыльца трав. Полученные результаты свидетельствуют о чередовании таежных и лесостепных типов растительности. По мнению Л.А. Коноваленко, присутствие в составе спорово-пыльцевых спектров пыльцы *Pterocarya* sp., *Ilex* sp., *Tsuga* sp. указывает на формирование отложений в скв. 32 в раннеокеановое время (Дурягина, Коноваленко, 1993).

2.1.2. Помусовские (окские) ледниковые отложения (Q₁⁶pm)

Помусовский (окский) ледниковый горизонт имеет достаточно широкое распространение (рис. 3). Он вскрыт скважинами на побережье Хайпудырской губы (скв. 702), на Пай-Хое (скв. КС-18), в бассейне р. Шапкиной (скв. 331, 332, 8-У), на правобережье р. Лаи (скв. 3-У, 5-У), на р. Колве (скв. 71, СДК-80), на нижней Печоре (скв. 101-Гарево, скв. 182 и 183-Щельяюр, скв. 105 и 105а-Кипиево, скв. 301-Кушшор), на междуречье Пинеги и Илеша (скв. 21) и др. Максимальные мощности помусовского горизонта установлены на севере региона: в скважинах Хайпудырской губы – 100 м, Колвы – до 90 м, нижней Печоры – до 55 м. Изредка помусовский горизонт выступает в основании береговых разрезов: на реках Унье и Елме в верховье р. Печоры и на нижней Печоре в обн. 250-Опытное поле. Видимая мощность

его в береговых разрезах не превышает 10–12 м. В южной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона помусовский тилл мощностью 19 м вскрыт в скв. 32-Кочмас.

Геологический возраст помусовского ледникового горизонта определяется залеганием его на вишерских отложениях под мощной сложно построенной толщей континентальных осадков, датированных в ряде скважин чирвинским временем, а также особенностями литологического состава тилла, представленного темно-серыми, часто с сизым оттенком, валунными суглинками, либо супесями с включениями мелких, преимущественно неокатанных обломков пород. Помусовский тилл имеет довольно грубый гранулометрический состав. Процентные соотношения фракций мелкозема (гравийно-песчаной, алевроитовой и глинистой) определяются следующими средними показателями: в скв. 3-У в бассейне р. Лаи 36 : 33 : 31 ($d_{cp} = 0,026$ мм, $S_c = 0,12$); в скв. 71 в долине р. Колвы 29 : 45 : 26 ($d_{cp} = 0,031$ мм, $S_c = 0,16$); в скв. 301-Кушшор на левобережье р. Печоры 34 : 33 : 33 ($d_{cp} = 0,025$ мм, $S_c = 0,15$). Характерны экзарационные контакты тилла с подстилающими отложениями, часто осложненные гляциодинамическими текстурами с затаскиванием пород субстрата в толщу тилла и внедрением клиньев тилла в породы ледникового ложа.

Формирование вещественного состава тиллов, включая его минеральную составляющую, происходит в процессе экзарационно-аккумулятивной деятельности покровного ледника и контролируется особенностями состава пород центров оледенений, областей транзита и локальными особенностями подстилающих пород. В результате, литологический состав основных морен обусловлен суммарным влиянием этих провинций и мелкозем их представляет собой как бы среднюю пробу пород на всем пути движения ледника. Характерной его чертой является сложное и изменчивое сочетание местного и дальнеприносного материала различного гранулометрического и вещественного состава, зависящее от ряда факторов: динамики ледникового покрова, рельефа подстилающих отложений и др. Особенности минерального состава пород, слагающих питающие ледниковые провинции (удаленные, транзитные и местные), детально рассмотрены в статье Л.Н. Андреичевой (1994).

В тяжелой фракции помусовского тилла из обн. 250-Опытное поле доминируют два минерала: эпидот, на долю которого приходится 40,5% от массы тяжелой фракции, и гранат, составляющий 14,5%. Амфиболы содержатся в количестве 9,6%, ильменит – 4,3%. Концентрация минералов, объединенных в группу титановых (рутил, титанит, лейкоксен), составляет 6,2%. Остальные минералы, включая пирит и сидерит (по 2,8%), содержатся в подчиненных количествах. Выход тяжелых минералов не превышает 0,4%, среди которых в знаковых содержаниях отмечается самородное серебро, что может являться подтверждением юго-восточного направления движения помусовского покровного ледника. В 70–80 км северо-западнее с. Усть-Цильма находится месторождение цветных металлов (меди, золота и серебра), известное еще со времен Ивана Грозного. Очевидно, что серебро в помусовский тилл поступало из этого месторождения.

Для помусовского тилла в бассейне р. Лаи (скв. 3-У) характерна весьма сходная минеральная ассоциация при еще более низком содержании тяжелой фракции – 0,26%. Доминирующее значение здесь имеют минералы группы эпидота с примесью цоизита, составляя в среднем 40,7%. Амфиболы и гранаты содержатся в равных количествах: по 11,6%. На долю титановых минералов приходится 6,6%. Отличие состоит лишь в присутствии здесь магнетита (4,8%) и в большем количестве сидерита (8,7%).

В скв. 71 и 301, находящихся восточнее рассмотренных разрезов, выход тяжелой фракции в помусовском тилле существенно выше и составляет соответственно 0,8 и 1,16%, но сокращаются содержания эпидота (соответственно до 25,7 и 29,8%) и амфиболов (до 6,5 и 5,2%). В тяжелой фракции тилла из скв. 71 резко возрастает суммарная концентрация пирита и сидерита – до 36,9%, тогда как в скв. 301-Кушшор в помусовском тилле увеличивается количество гранатов (23,2%) и повышается роль группы титановых минералов (11,2%).

Известно, что в наибольшей степени на вещественный состав нижних горизонтов тиллов, особенно при усилении экзарационной деятельности материкового льда, влияют породы ледникового ложа. Поэтому уменьшение содержания амфиболов в помусовском тилле к востоку лишь закономерно отражает его связь на большей части изученной территории с подстилающими породами апта и альба, которые характеризуются эпидот-амфиболовой минеральной ассоциацией с отчетливым понижением содержания амфиболов с запада на восток (Андреичева, 1992). Обогащение тяжелой фракции помусовского тилла пиритом и сидеритом в скв. 71 связано, возможно, с усилением динамической активности ледника, обусловившей ассимиляцию этих минералов из мезозойских отложений.

Грубообломочный материал, содержащийся в помусовском тилле, состоит преимущественно из осадочных пород с незначительной примесью практически неокатанных обломков кристаллических пород из Северо-Западной терригенно-минералогической провинции (Батурин, 1947), представленных гранитами, гранитогнейсами, нефелиновыми сиенитами, а также базальтами с агатами с Северного Тимана. На это указывает и ориентировка удлиненных обломков пород в редких выходах тилла в береговых обнажениях с северо-запада на юго-восток. В верховье р. Печоры обломочный материал представлен мелким щебнем местных пород и слабоокатанными обломками пород северо-западного происхождения: известняками с юрскими ауцеллами, рострами белемнитов, принесенными в увалистую полосу Урала с Печорской низменности (Гуслицер, Лосева, 1979). Несмотря на близость осевой зоны Урала, породы восточного происхождения встречаются крайне редко.

Таким образом, минерально-петрографические и структурно-текстурные особенности помусовского ледникового горизонта свидетельствуют о формировании помусовского тилла в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе за счет поступления материала из Фенноскандии и с Северного Тимана.

2.2. Средний неоплейстоцен

По вопросу количества оледенений в среднем неоплейстоцене продолжается многолетняя дискуссия, и наряду с достаточно обоснованной концепцией о самостоятельности двух среднеплейстоценовых оледенений: печорского (днепровского) и вычегодского (московского), развиваются представления о том, что московское оледенение было лишь одной из стадий убывания днепроовского оледенения. По результатам наших исследований (Андреичева и др., 1997; Андреичева, Судакова, 2014), на Европейском Северо-Востоке России в среднем неоплейстоцене выделяются отложения двух теплых межледниковых эпох и двух холодных – ледниковых (рис. 25). В стратиграфической последовательности выделяются следующие

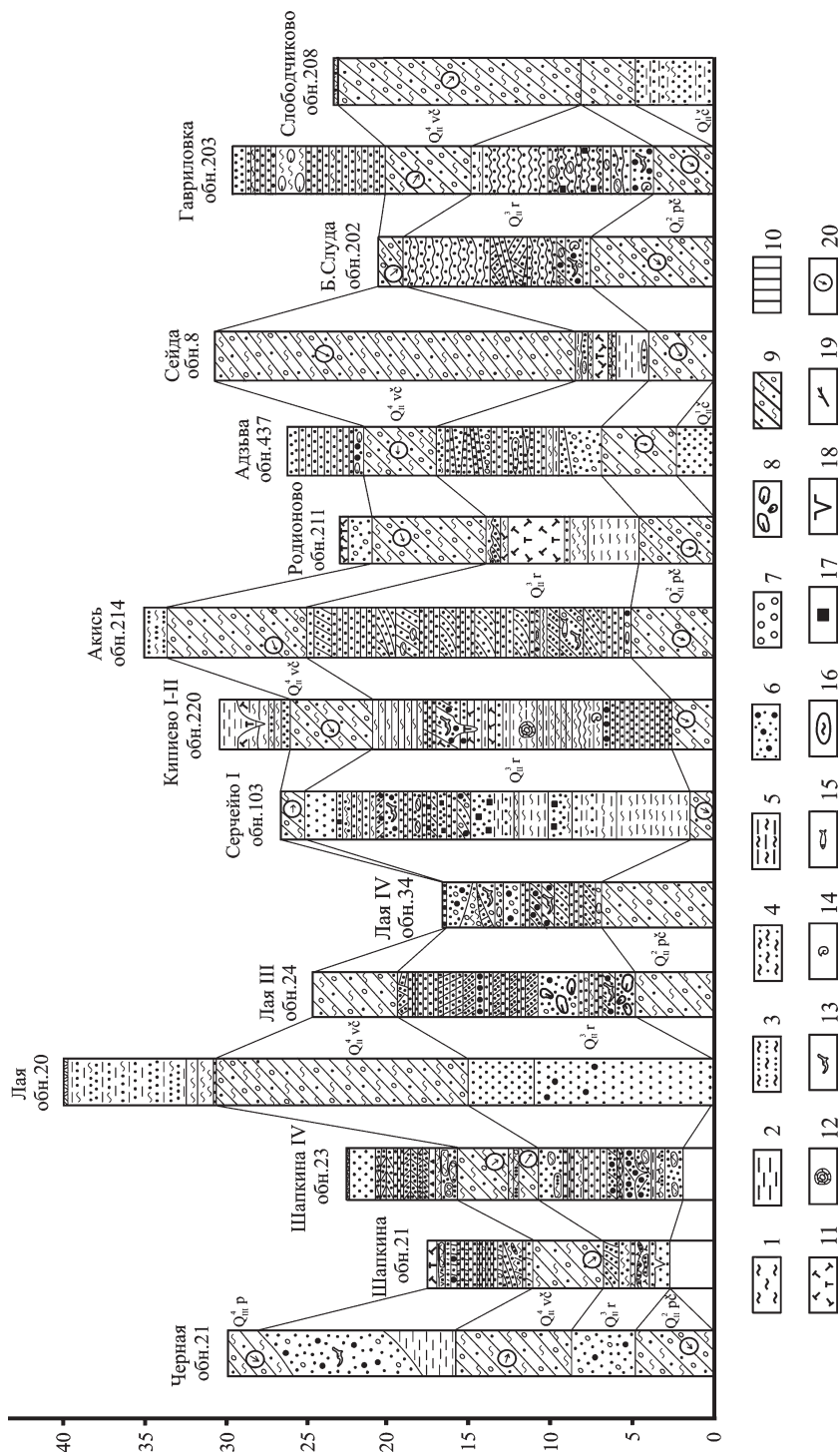


Рис. 25. Корреляция ледниковых комплексов в опорных разрезах среднего неоплейстоцена Европейского Северо-Востока России.

1 – глина, 2 – алевроит, 3 – супесь, 4 – суглинок, 5 – алевроит глинистый, 6 – песок с гравием, 7 – галька, 8 – валуны, 9 – тилл, 10 – лессовидные породы, 11 – торф, 12 – ожелезнение, 13 – фауна мелких млекопитающих, 14 – раковины и обломки раковин моллюсков, 15 – кости рыб, 16 – окатыши глин, 17 – обломки каменного угля, 18 – псевдоморфозы по морозобойным клинциям, 19 – растительный детрит, 20 – ориентировка удлиненных обломков пород

горизонты: межледниковый чирвинский (лихвинский), ледниковый печорский (днепровский), межледниковый родионовский (шкловский) и ледниковый вычегодский (московский).

В печорское (днепровское) время в эпоху «максимального» оледенения Тимано-Печоро-Вычегодский регион перекрывался ледниками Пай-Хой-Новоземельского (Яковлев, 1956; Лавров, 1973; Андреичева, 1992, 2002; Лавров, Потапенко, 2005) и в меньшей степени Полярноуральского (Кузнецова, 1971) центров. Формирование днепровского тилла на правобережье Северной Двины связано с Северо-Восточной терригенно-минералогической провинцией. На левобережье реки петрографо-минералогические особенности этого тилла указывают на то, что поставщиком терригенного материала в днепровское время была Фенноскандинавская питающая провинция (Андреичева, 2013).

Вычегодский (московский) тилл образовался во время «постмаксимального» оледенения. Особенностью вычегодского оледенения является существование ледниковых покровов, связанных с различными центрами оледенений в западной и восточной частях региона. Северо-западная и центральная части Тимано-Печоро-Вычегодского региона: бассейны рек Черной, Лаи, Серчейю, Шапкиной, Ижмы, нижней Печоры, а также долина р. Вычегды, были ареной развития ледника Фенноскандинавского центра, что подтверждает широко известные представления С.А. Яковлева (1956) и других исследователей. В тилле установлена достаточно выдержанная на площади ориентировка обломков пород, указывающая на юго-юго-восточный азимут движения (рис. 22). На территорию крайнего северо-востока Европейской России (долины рек Адзьвы, Бол. Роговой и Сейды) и в восточную часть Печорской низменности (средняя Печора, ее меридиональный отрезок южнее г. Печоры), где обломки пород ориентированы в запад-юго-западном направлении, терригенный материал поставлялся с Полярного и Приполярного Урала (Кузнецова, 1971; Андреичева, 1987, 1992, 2002, 2012; Андреичева, Дурагина, 1999).

2.2.1. Чирвинские (лихвинские) межледниковые отложения ($Q_{II}^{1\epsilon}$)

В основании среднего неоплейстоцена лежит чирвинский (лихвинский) межледниковый горизонт, сложенный преимущественно континентальными осадками (аллювиальными и озерными). Они приурочены к погребенным палеодолинам и заполняют эрозионные врезы в помусовских (окских) и более древних отложениях. На большей части рассматриваемой территории чирвинский межледниковый горизонт вскрыт скважинами. Мощность его изменяется от 10 до 64 м, достигая максимальных значений в бассейне Лаи, а на крайнем северо-востоке региона в скв. Г-2 она составляет 90 м (рис. 3). Незначительные мощности (до 14 м) чирвинские отложения имеют на Пай-Хое, а минимальные мощности (11 м) фиксируются на нижней Печоре в скв. 301-Кушшор. В береговых обнажениях чирвинские осадки выходят крайне редко, и видимая мощность их не превышает 1–5 м.

Выделенные на территории исследований отложения чирвинского межледниковья свидетельствуют о преимущественно континентальном развитии региона. Однако в последние годы Ю.А. Лаврушиным с коллегами (Строение..., 1989) по-

лучены данные, свидетельствующие о существовании в начале чирвинского межледниковья на севере региона морских условий, связанных, вероятно, с трансгрессией моря после освобождения территории от покровного помусовского ледника. По данным этих исследователей, на севере (скв. 701, 702 и 708) межморенная толща подразделяется на две генетически различные части: нижнюю – морскую и верхнюю – озерную. В морских осадках О.Ф. Барановская выделила богатый комплекс бореальных и аркто-бореальных видов фораминифер, а также чисто морскую фауну моллюсков, представленную *Ciliatocardium ciliatum* (Fabricius), *Bivalvia* in det., *Balanus* sp. (Барановская, Слободин, 1970). В южном направлении морские отложения выклиниваются и замещаются континентальными: аллювиальными и озерными осадками.

Аллювиальные отложения на изученной территории представлены довольно хорошо сортированными песками: $S_c = 0,47–0,79$. Минеральный состав их изучен в обн. 437 на р. Адзье в 10 км выше ее устья и в обн. 208-Слободчиково на р. Вычегде (рис. 25, табл. 6). Тяжелая фракция чирвинского аллювия в обн. 437, где выход ее составляет 0,65%, характеризуется преобладанием эпидота (40,7%) и гранатов (15,5%), на ильменит приходится 8%, количество амфиболов понижено (5,3%). До 11,9% повышены содержания титановых минералов (рутил, титанит, лейкоксен), 5,5% составляют минералы группы метаморфических пород (кианит, ставролит, силлиманит). Тяжелая фракция чирвинского аллювия в обн. 208 на р. Вычегде, содержание которой 0,69%, представлена эпидот(18,7%)-амфибол(26,7%)-гранатовой(28,6%) минеральной ассоциацией. Отмечается повышенная концентрация метаморфогенных минералов – 8,9% за счет высокой доли кианита (6,3%).

Озерные осадки сортированы значительно хуже аллювиальных: $S_c = 0,22–0,45$. Самой высокой степенью сортированности мелкозема характеризуются алевроиты на правом берегу р. Лаи в обн. 27, расположенном в 1,5 км ниже метеостанции Мишвань, а самой низкой – алевроитовые глины в скв. 3-У, которая находится также в бассейне р. Лаи.

Возможность изучения минерального состава тяжелой фракции озерных отложений ограничивается незначительным содержанием в осадках мелкопесчаной составляющей (фр. 0,25–0,1 мм), используемой для минералогического анализа. Выход тяжелой фракции озерных отложений, вскрытых в скв. 301-Кушшор на Печоре, составляет 1,02%, и определяется она амфибол(10,2%)-сидерит(10,9%)-гранат(12%)-эпидотовой(32,7%) минеральной ассоциацией со значительными содержаниями ильменита (8,9%) и пирита (9,1%). Характерны довольно высокие концентрации титановых минералов (8,7%), суммарное содержание метаморфогенных минералов 5%. В скв. 712 на р. Колве выход тяжелой фракции существенно ниже, в среднем 0,43%. Сложена она гранат(13,5%)-сидерит(15,7%)-эпидотовой(29%) ассоциацией тяжелых минералов с низкими содержаниями амфиболов (5%) и ильменита (4,2%). Почти в равных количествах присутствуют минералы группы титановых (5,1%) и метаморфогенных (5,4%), апатит составляет 4,4%. Характерно аномально высокое содержание магнетита – 3,4%. Выход тяжелой фракции озерных отложений в обн. 208-Слободчиково составляет 0,32%, что вдвое ниже, чем аллювиальных в этом же разрезе. Тяжелые минералы слагают гранат(18,1%)-амфибол(19,6%)-эпидотовую(28,3%) минеральную ассоциацию с еще более вы-

соким содержанием метаморфогенных минералов – 10,1%. Наблюдается полное отсутствие пирита и сидерита и в аллювиальных, и в озерных осадках, тогда как в тяжелой фракции межморенных чирвинских отложений на севере они содержатся в значительных количествах.

Таблица 6

Минеральный состав тяжелой фракции чирвинских отложений

Район (река)	нижняя Печора		Адзъва	Вычегда	
№ обн., скв.	301	712	437	208	208
Генетический тип	*1	*1	**al	*1	**al
ВТФ, %	1,02	0,43	0,65	0,32	0,69
Гематит		0,6	0,2	0,3	0,03
Ильменит	8,9	4,2	8	5,6	3,5
Эпидот	32,7	29	40,7	28,3	18,7
Амфибол	10,2	5	5,3	19,6	26,7
Гранат	12	13,5	15,5	18,1	28,6
Пирит	9,1	7,9	0,3		
Сидерит	10,9	15,7	0,5		
Циркон	0,6	1,2	1,4	1,4	0,8
Рутил	0,4	0,2	0,9	0,8	0,6
Титанит	4,2	1,5	1,7	1,8	1,2
Лейкоксен	4,1	3,4	9,3	3,8	2,5
Гр. титановых минералов	8,7	5,1	11,9	6,4	4,3
Кианит	1,4	1,6	2	8	6,3
Ставролит	1,2	3,8	3,2	1,9	2,3
Силлиманит	2,4		0,3	0,2	0,3
Гр. метаморфных минералов	5	5,4	5,5	10,1	8,9
Турмалин	1,1	0,9	2,5	1,2	1,8
Апатит	1,1	4,4	1,3	3,3	1,7
Пироксен	0,1	0,6	0,7	5,1	4,1
Лимонит		0,02	5,1	0,5	6

* 1 – озерные отложения; **al – аллювиальные отложения.

В ряде разрезов скважин и в береговых обнажениях основание среднееоплейстоценового комплекса слагают межледниковые осадки, в которых выделены спорово-пыльцевые спектры лихвинского типа, обусловившие принадлежность отложений к чирвинскому горизонту. Палинологическим методом чирвинский возраст отложений установлен в разрезах нижней Печоры и Вычегды (Дурагина, Коноваленко, 1993), Колвы (Лосева и др., 1992), на побережье Хайпудырской губы

(Лосева, Дурягина, 1987), на Пай-Хое (Дурягина, 1985). В единичных случаях, например в обн. 248 в районе с. Усть-Цильмы, межледниковые отложения отнесены к чирвинскому горизонту на основании согласного залегания на них нижнепечорского перигляциального аллювия, датированного костными остатками мелких млекопитающих. Кроме того, в торфяниках, подстилающих печорский горизонт, содержатся эндокарпии рдеста красноватого, характерного для лихвинских флор (Гуслицер, Лосева, 1979).

Детальное описание разрезов и характеристика палинологических спектров чирвинских отложений приведены в указанных работах и в серии фондовых отчетов лаборатории геологии кайнозоя начиная с 1971 г., частично материалы рассмотрены в монографии Д.А. Дурягиной и Л.А. Коноваленко (1993). Поэтому в качестве примеров приведены характерные спорово-пыльцевые диаграммы чирвинских отложений из наиболее полных их разрезов, а также полученные в последние годы.

Скважина 8-У расположена на левобережье р. Шапкиной между устьями руч. Сонар-ю и Пендечка-ю (рис. 1). Абс. отметка устья скважины 85 м, глубина 184,6 м (рис. 26). В разрезе выделяются два моренных горизонта: мощный верхний

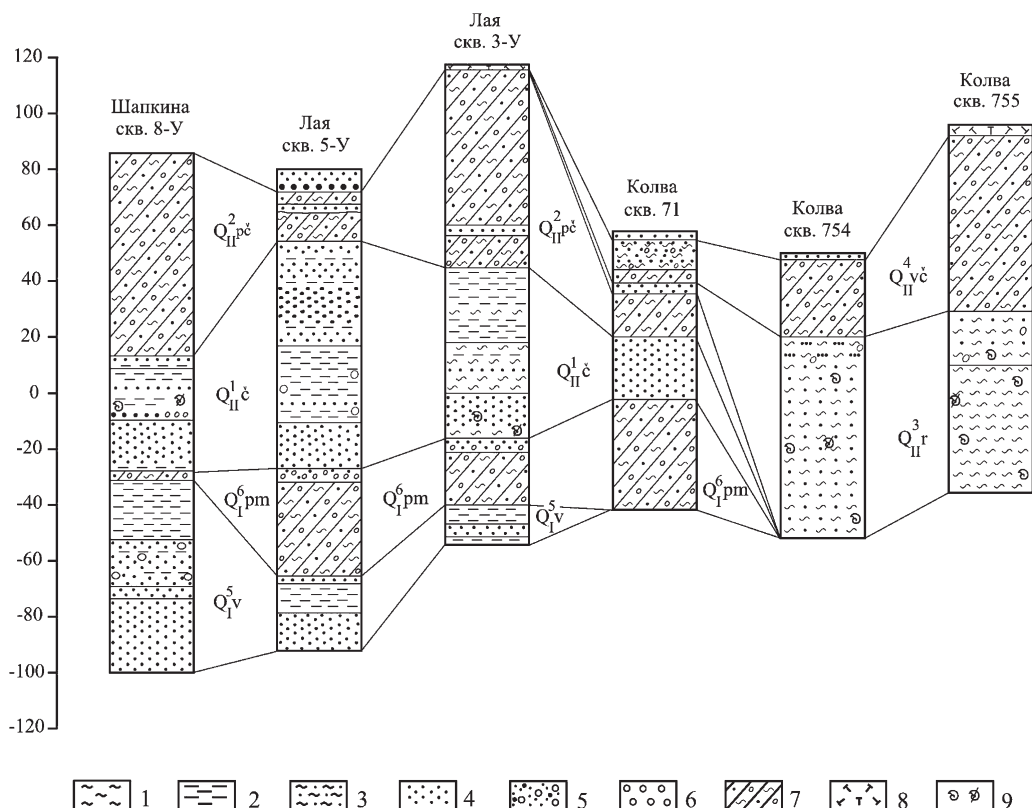


Рис. 26. Сопоставление разрезов скважин (Усинская площадь).

1 – глина, 2 – алеврит, 3 – суглинок, 4 – песок, 5 – песок с гравием и галькой, 6 – галька, 7 – тилл, 8 – торф, 9 – раковины и обломки раковин моллюсков, фораминифер

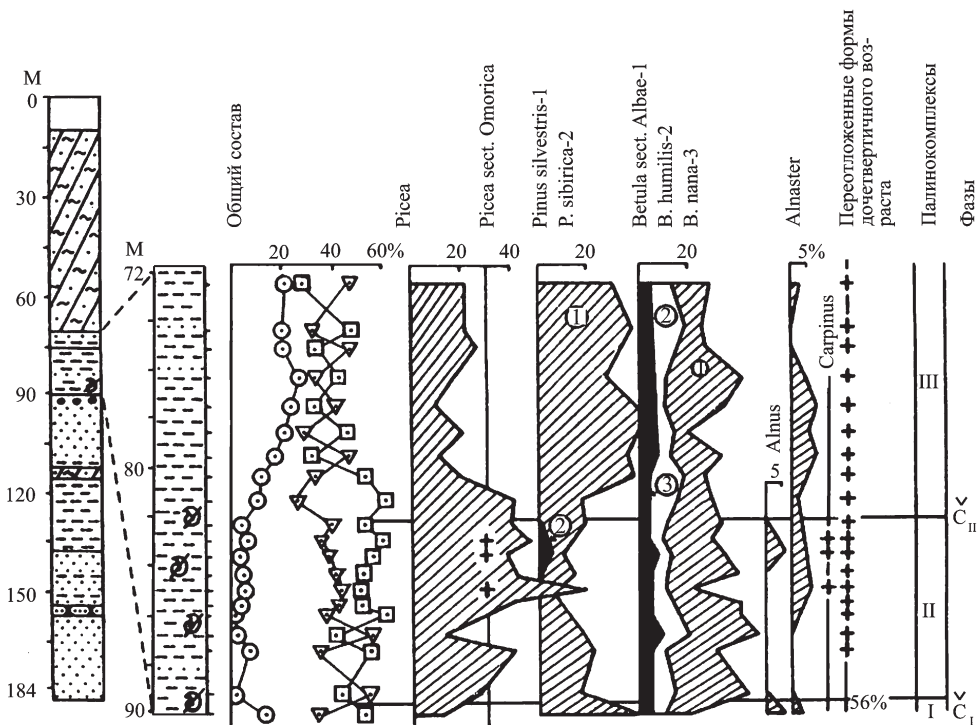


Рис. 27. Спорово-пыльцевая диаграмма чирвинских отложений в скв. 8-У (составила Д.А. Дурягина).

Усл. обозначения на рис. 24

(0–71,4 м) и маломощный нижний (112,9–116,4 м), который подстилается и перекрывается алевритами, песками и галечно-гравийными отложениями. Глубже 155 м залегают дочетвертичные породы.

Между двумя горизонтами тиллов в инт. глубин 112,9–71,4 м вскрыта толща водных осадков, сложенная переслаиванием серых крупно-среднезернистых песков, серых плотных алевритов с включениями органики и пачек песков и галечно-гравийных отложений в грубозернистом заполнителе. Д.А. Дурягиной проведено палинологическое изучение алевритов, вероятно, озерного генезиса (в инт. глубин 90–72,7 м) и выделены три спорово-пыльцевых комплекса (рис. 27), последовательно сменяющих друг друга (Лосева и др., 1992).

Комплекс I (глуб. 90 м) отражает развитие хвойных елово-сосновых лесов, где основную часть (41,5%) составляет пыльца сосны обыкновенной, значительна доля пыльцы берез, ольхи серой, в небольшом количестве присутствует пыльца ели и ольховника. При дальнейшем улучшении климата произошло распространение темнохвойной тайги.

В комплексе II (инт. глубин 89,6–82,4 м) доминируют ель и береза sect. *Albae* с единичной пылью ели sect. *Omorica* и граба.

Комплекс III (инт. глубин 81,4–72,7 м) отражает формирование березово-сосновых и сосново-березовых лесов без участия широколиственных пород. По заключению Д.А. Дурягиной, наличие пыльцы ели sect. *Omorica* свидетельствует

о том, что возраст вмещающих отложений не моложе среднего неоплейстоцена. Ранненеоплейстоценовый возраст осадков исключается по причине отсутствия плиоценовых экзотов и малого их разнообразия в составе флоры. Установленная смена растительных обстановок и менее ксерофильный облик, чем у родионовской (шкловской) флоры, дают основание полагать, что эти алевриты были сформированы во время чирвинского межледниковья.

Скважина 5-У находится на правом берегу руч. Лая-Вож. Абс. отметка устья 80 м, глубина 172,8 м. Толща тилла в инт. глубин 144,4–111,5 м перекрыта мощной пачкой (до глубины 25 м) переслаивающихся песков и алевритов, выше вскрывается еще одна толща тилла. Чирвинский горизонт выделен в инт. глубин 89,1–25,5 м и представлен песком мелко- и среднезернистым серого и светло-серого цвета (мощность 37,5 м) с прослоями алеврита и мощной (25,1 м) пачкой плотного серого и светло-коричневого алеврита. В инт. глубин 82,5–43 м Д.А. Дурягиной (Лосева и др., 1992) выделены четыре палинологических комплекса (рис. 28).

В комплексе I (инт. глубин 82,5–79 м) содержание пыльцы ели сибирской и европейской достигало 58%, *Abies sibirica* – 8% с единичными широколиственными породами: *Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp. В незначительном количестве отмечена сосна обыкновенная и сибирская, береза. Кроме того, единично встречены пыльца *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и споры тепло- и влаголюбивых папоротников *Osmunda claytoniana*. Комплекс характеризует широкое развитие еловых и пихтово-еловых лесов в условиях первого (нижнего) климатического оптимума. Последующее похолодание привело к изменению в зональном составе лесов.

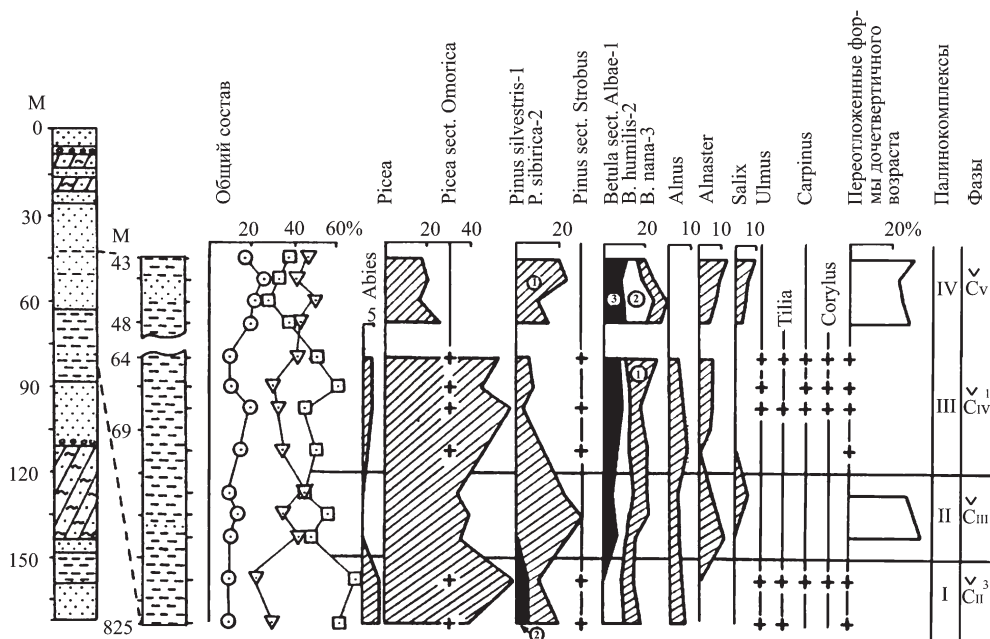


Рис. 28. Спорово-пыльцевая диаграмма чирвинских отложений в скв. 5-У (составила Д.А. Дурягина).

Усл. обозначения на рис. 24

Комплекс II (инт. глубин 79–74 м). Происходит снижение доли пыльцы ели (более 30%), а сосны и березы древовидной возрастает. Исчезли пыльца пихты, ели sect. *Omorica*, сосны sect. *Strobus*, широколиственных пород. Распространились еловые, сосновые и березовые леса. Далее наступило новое потепление.

Комплекс III (инт. глубин 74–64 м) близок по составу комплексу I, отличаясь меньшим участием пыльцы пихты (4%). Появилась пыльца термофильных широколиственных пород, экзотических видов ели, сосны, а также споры папоротника *Osmunda* sp. Состав растительности отражает развитие темнохвойных (пихтово-еловых) лесов в условиях второго климатического оптимума.

Комплекс IV (инт. глубин 48–43 м) свидетельствует о значительном повышении доли пыльцы берез, осоковых, спор зеленых мхов и исчезновении пыльцы пихты, экзотов и термофильных растений. Наступило похолодание.

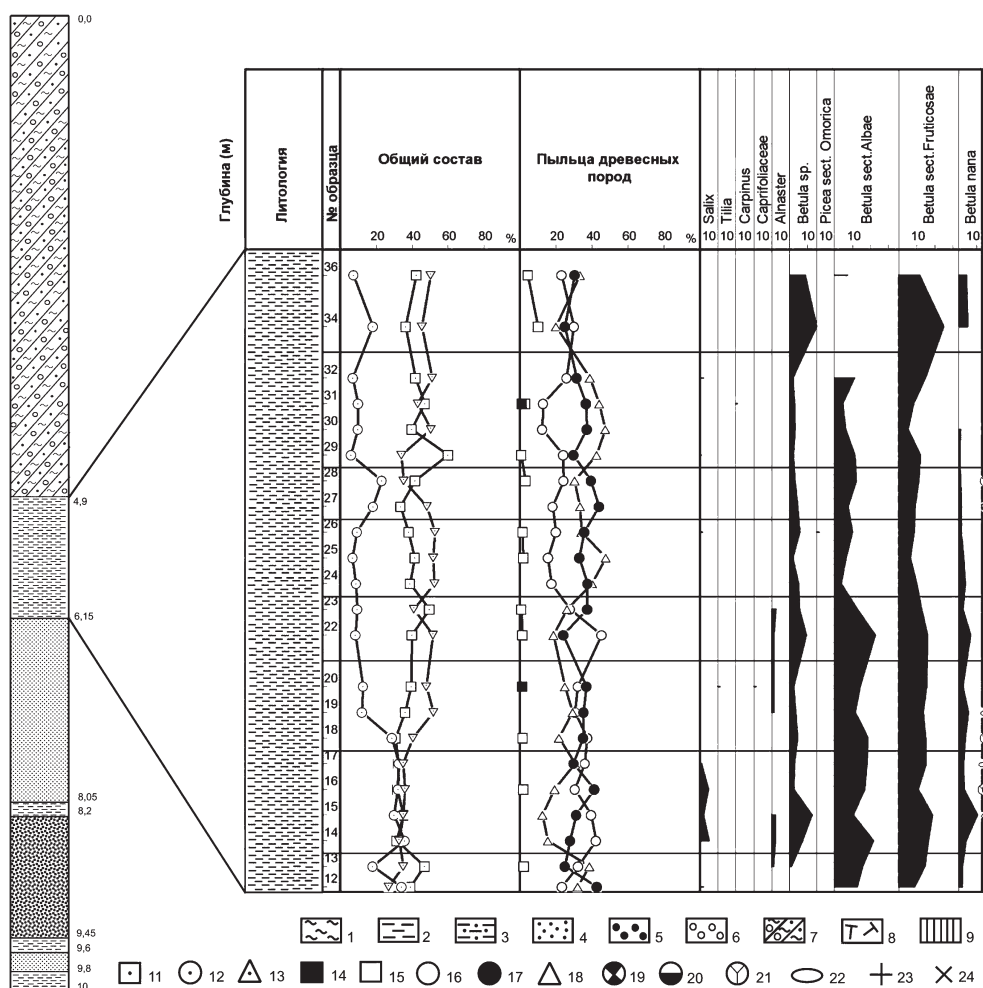
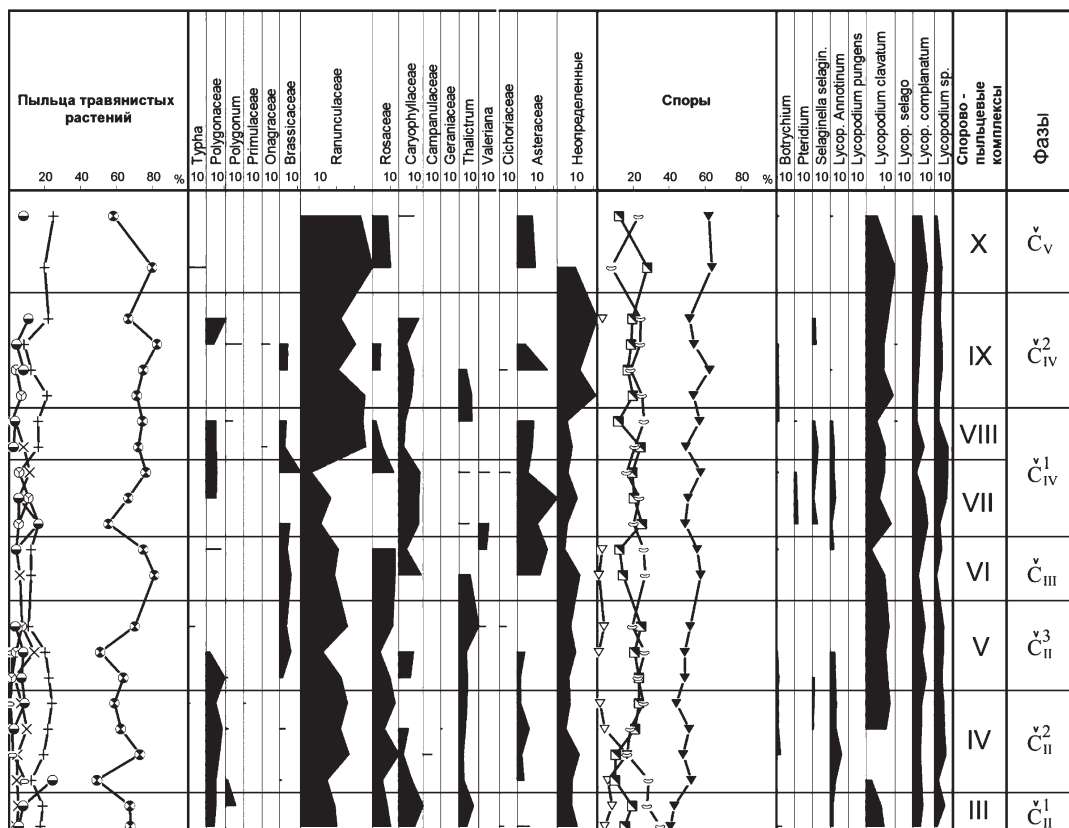


Рис. 29. Спорово-пыльцевая диаграмма чирвинских отложений в обн. 208-Слободчиково.

1 – глина, 2 – алевроит, 3 – песок, 4 – тилл, 5 – галечник, 6 – торф, 7 – песчаный алевроит, 8 – сумма пыльцы древесных пород, 9 – сумма пыльцы травянистых пород, 10 – сумма спор высших споро-

На юге Тимано-Печоро-Вычегодского региона на правом берегу р. Вычегды около с. Слободчиково изучены отложения в обн. 208 (рис. 25). Здесь в основании берегового обрыва высотой 10 м вскрыта толща голубовато-серых алевроитов мощностью 2 м, в них на глубине 9,8–9,6 м лежит 20-сантиметровый прослой песка мелкозернистого серого. Выше залегает песок желто-серый мелкозернистый (инт. глубин 8,05–6,15 м), перекрытый темно-серым алевроитом с растительным детритом мощностью 1,25 м и прослоем (10–15 см) торфа в основании. Еще выше вскрыта 5-метровая толща суглинка валунного. Комплексы III–X, отнесенные к чирвинскому горизонту (инт. глубин 6,15–4,9 м), выделены в пачке алевроита с прослоем торфа и растительным детритом (рис. 29).

Комплекс III (инт. глубин 6,15–6,1 м). В спектре преобладают древесные растения, составляя 39–47%. Немного меньше встречено пыльцы травянистых расте-



10

25 26 27 28

вых растений, 11 – сумма пыльцы широколиственных пород, 12 – ольха, 13 – береза, 14 – сосна, 15 – ель, 16 – сумма пыльцы разнотравья, 17 – злаки, 18 – вересковые, 19 – осоки, 20 – полины, 21 – маревые, 22 – плауны, 23 – папоротники, 24 – зеленые мхи, 25 – сфагновые мхи

ний и спор (до 34 и 35% соответственно). Среди пыльцы древесных господствует сосна *Pinus sylvestris* (до 43%), то ель *Picea* sp. (около 39%). Постоянно присутствуют *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp. В составе травянистых растений отмечена пыльца *Roaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* sp. (до 19%), *Chenopodiaceae*. Мезофильное разнотравье довольно разнообразно и представлено семействами *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*. Среди споровых растений доминируют сфагновые мхи и папоротники семейства *Polypodiaceae*. Отмечены *Lycopodium* sp., *Botrychium* sp. и зеленые мхи.

Комплекс IV (инт. глубин 6,05–5,9 м). В общем составе спектра количества пыльцы древесных, травянистых и споровых растений примерно равны, составляя по 30–36%. Пыльца сосны *Pinus sylvestris* по-прежнему преобладает (около 41%), а участие *Picea* sp. снижается до 15%. Значительна доля *Betula* sect. *Albae* (в среднем 22%), несколько меньше *Betula* sect. *Fruticosae* (около 19%), *Betula nana* составляет более 10%. Отмечены *Alnaster* sp., *Salix* sp. Среди травянистых растений велико участие злаков, постоянно присутствуют полыни, маревые, *Ericaceae*, *Cyperaceae*. Разнотравье представлено *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Campanulaceae*, *Geraniaceae* и *Asteraceae*. Среди споровых господствуют сфагновые мхи, достаточно большое участие папоротников сем. *Polypodiaceae*. Содержание других компонентов невелико.

Комплекс V (инт. глубин 5,85–5,75 м). Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца представителей хвойных, в основном за счет пыльцы *Pinus sylvestris* (до 37%), участие *Picea* sp. постепенно возрастает и составляет около 29%. Представители мелколиственных пород (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Alnaster* sp.) встречаются в меньшем количестве. Единична пыльца широколиственных пород (*Tilia* sp.). Отмечены жимолостные *Caprifoliaceae*. В составе пыльцы травянистых растений отмечены *Ericaceae*, *Roaceae*, *Cyperaceae*, пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp., *Chenopodiaceae*). Мезофильное разнотравье довольно разнообразно и представлено семействами *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae* и др. В небольшом количестве встречена пыльца *Typha* sp. (рогоз) – растения, живущего в озерах или образующего прибрежные заросли. Среди споровых растений господствует *Sphagnum* sp. (до 52%). Отмечены папоротники сем. *Polypodiaceae*, плауны: *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*, а также единичные *Botrychium* sp. и *Selaginella selaginoides*.

Комплекс VI (инт. глубин 5,65–5,6 м). В комплексе присутствует пыльца сосны *Pinus sylvestris* (более 37%), ели *Picea* sp. (около 26%), берез: *Betula* sect. *Albae* (около 23%), *Betula* sect. *Fruticosae* (16%). Участие *Betula nana*, *Alnaster* sp., *Alnus* sp. единично. В группе травянистых растений состав сохраняется. Среди споровых господствуют сфагновые мхи, папоротники сем. *Polypodiaceae*.

Комплекс VII (инт. глубин 5,55–5,45 м). В составе пыльцы древесных доминируют представители хвойных растений. Количество пыльцы *Picea* sp. достигает в среднем 40%, достаточно велико участие *Pinus sylvestris* – около 33%. Единично отмечена *Picea* sect. *Omorica*. Участие пыльцы *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Salix* sp. незначительно. Среди травянистых растений доля злаков, полыней, маревых, вересковых *Ericaceae* невелика. Состав мезофильного разнотравья сохраняется и близок таковому в комплексе VI. Среди

споровых господствуют сфагновые мхи (до 58%). Достаточно велико по сравнению с другими спорами присутствие папоротников сем. Polypodiaceae. Разнообразен состав плаунов *Lycopodium* sp.: *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*. Споры *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*, *Pteridium* sp. единичны.

Комплекс VIII (инт. глубин 5,4–5,35 м). В общем составе спектра преобладает то пыльца древесных растений, то споры. Содержание трав возрастает до 23%. Среди древесных форм доминируют представители хвойных растений. Доля сосны *Pinus sylvestris* достигает почти 41%, ели *Picea* sp. – около 31%. Пыльцы *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae* значительно меньше. Установлено присутствие единичных *Betula nana*, *Alnus* sp. Состав травянистых растений сохраняет свой видовой состав. Среди споровых по-прежнему господствуют сфагновые мхи, папоротники сем. Polypodiaceae.

Комплекс IX (инт. глубин 5,3–5,15 м). В палинологическом спектре преобладают то древесные (до 60%), то споровые растения (до 51%). Участие трав в комплексе невелико. Среди пыльцы древесных растений по-прежнему доминируют представители хвойных. Представители сем. Betulaceae встречены в значительно меньшем количестве. Широколиственные породы представлены единичной пылью *Carpinus* sp. В составе пыльцы травянистых растений отмечены Ericaceae, Poaceae, пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp., Chenopodiaceae). Мезофильное разнотравье довольно разнообразно. Среди споровых растений господствует *Sphagnum* sp., составляя до 63%. Достаточно велико содержание папоротников из сем. Polypodiaceae. В небольших количествах присутствуют плауны, *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Комплекс X (инт. глубин 5,05–4,95 м). В составе спектра преобладают споровые растения (около 50%), несколько меньше отмечается пыльцы древесных пород (около 42%). Участие трав возрастает до 18%.

Таким образом, комплексы отражают флору лесного типа в межледниковых условиях. Выделяются два климатических оптимума: в нижнем оптимуме (комплекс V) распространились хвойные леса с большим участием пыльцы *Pinus sylvestris*; в верхнем климатическом оптимуме (комплексы VII–IX) развивались темнохвойные леса с преобладанием пыльцы *Picea* sp., *Pinus sylvestris*, единичной *Picea* sect. *Omorica*. Для обоих оптимумов характерно присутствие единичной пыльцы широколиственных пород

2.2.2. Печорские (днепровские) ледниковые отложения ($Q_{п}^{2р\epsilon}$)

Прогрессирующее похолодание климата привело к развитию печорского оледенения на рассматриваемой территории, а в максимальную стадию распространения печорский ледниковый покров проникал за пределы Тимано-Печоро-Вычегодского региона далеко на юг. Печорским ледником была сформирована мощная толща, представленная тиллом и генетически связанными с ним отложениями. Печорский тилл вскрыт многочисленными скважинами на Печоре, в бассейнах Лаи и Колвы, а также выступает в цоколях береговых разрезов Печоры, Лаи, Ижмы, Сейды, Вычегды (рис. 25). На крайнем севере региона, в бассейнах рек Черной, Шапки-

ной, Адзвы, печорский горизонт лишь изредка вскрывается в разрезах береговых обнажений, обычно он залегает ниже урезов рек (рис. 30–32). Видимая мощность печорского тилла в регионе не превышает 5–10 м. К югу она увеличивается и на широтном отрезке р. Печоры составляет 10–20 м, в отдельных случаях 40 м. В скважинах подошва печорского горизонта находится на абс. отметках плюс 15 – минус 60 м, а мощность изменяется от 10 до 75 м.

В основании печорского горизонта лежат водно-ледниковые и перигляциально-аллювиальные осадки, центральная часть сложена собственно тиллом, перекрытым перигляциально-аллювиальными отложениями, содержащими зубы копытных леммингов с отрицательными значениями показателя эволюционного уровня (ПЭУ) (Кочев, 1984). На средней Печоре в обн. 214-Акись ПЭУ равен минус 4,5, на нижней Вычегде в обн. 202-Большая Слуда – минус 4,4 и в обн. 203-Гавриловка – минус 4,8, т.е. чуть выше, чем ПЭУ копытных леммингов из нижнеднепровских отложений лихвинского разреза у г. Чекалин (минус 5). Возраст печорских осадков определяется их стратиграфическим положением: залеганием между чирвинским и родионовским горизонтами с детальными палинологическими характеристиками (рис. 25). Кроме того, собственно тиллу присущ комплекс литологических признаков (минералогических и петрографических), позволяющих относить его к среднечорскому подгоризнту (Андреичева, 1992, 2002).

Наиболее полно литология печорского тилла изучена в береговых обнажениях и скважинах рек Черной, Лаи, Серчейю, Шапкиной, Печоры, Адзвы, Сейды, Ижмы и Вычегды.

Для мелкозема печорского тилла Тимано-Печоро-Вычегодского региона характерны низкая степень сортированности ($S_c = 0,10–0,21$) и изменчивость гранулометрического состава ($d_{cp} = 0,008–0,039$ мм). Гранулометрические показатели: средние

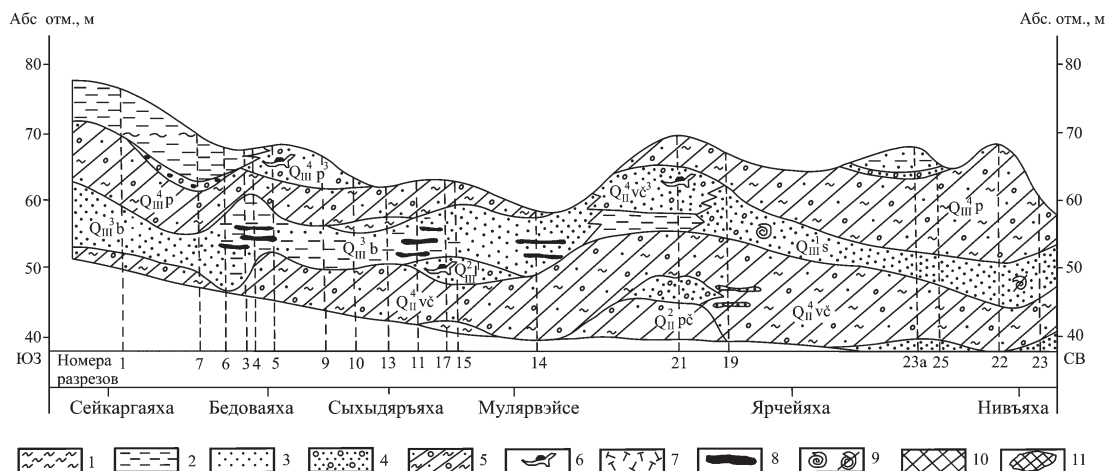


Рис. 30. Схематический геологический разрез неоплейстоценовых отложений долины р. Черной.

1 – глина, 2 – алевроит, 3 – песок, 4 – гравий с галькой, 5 – тилл, 6 – фауна мелких млекопитающих, 7, 8 – торф, 9 – раковины и обломки раковин моллюсков, фораминиферы, 10 – выходы полимиктовых песчаников пермского возраста, 11 – отторженцы дочетвертичных (юрских и меловых) пород

диаметры и коэффициенты сортированности основных тиллов всей изученной территории приведены в табл. 2.

На крайнем севере региона – в бассейне р. Черной, где печорский тилл вскрыт лишь в одном береговом обнажении Ч-22 в ее нижнем течении (рис. 30), он сложен глиной с $d_{\text{ср.}}$ равным 0,009 мм, и с довольно низким коэффициентом сортированности мелкозема ($S_c = 0,20$). Очень высоко в тилле содержание пелитовой фракции – 55,1%, алевроитовая и гравийно-песчаная фракции представлены в равных соотношениях: 22,4 и 22,5%.

В центре Печорской низменности печорский тилл выступает в береговых обнажениях Лаи и Серчейю и на широтном отрезке нижней Печоры и вскрывается скважинами (3-У, 71, 4-Г, 712, 301). Гранулометрический состав его несколько изменяется в пределах этого участка. В бассейне р. Лаи печорский тилл представлен суглинками, на 36,4% сложенными глинистой фракцией, на 37,4% – алевритовой, количество гравийно-песчаной фракции ниже – 26,2%. Среднее значение коэффициента сортированности (S_c) невысоко и составляет 0,16, а $d_{cp} = 0,019$ мм. На нижней Печоре тилл еще менее сортирован ($S_c = 0,15$), $d_{cp} = 0,024$ мм. К северо-востоку в долине р. Колвы (скв. 71) печорский тилл характеризуется самым тонким на Европейском северо-востоке России гранулометрическим составом. Представлен глиной со средним диаметром зерен, составляющим 0,008 мм, и с S_c , равным 0,21. Содержание пелитовой фракции в среднем составляет 52,5%, алевритовой – 37,4%, намного меньше количество гравия и песка – 10,1%.

К юго-западу от долины р. Черной – в разрезах р. Шапкиной (рис. 31), печорский тилл сложен слабосортированной глиной ($S_c = 0,18$) с d_{cp} , равным 0,012 мм. Содержание глинистой фракции в нем составляет 46,3%, алевритовой – 34,2%, суммарное количество песка и гравия невелико – 19,5%.

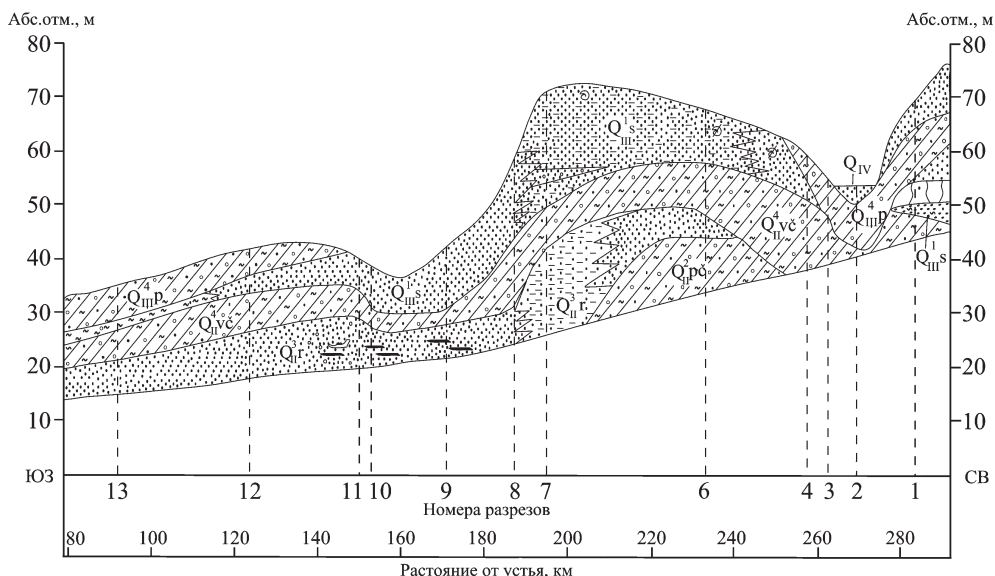


Рис. 31. Схематический геологический разрез неоплейстоценовых отложений долины р. Шапкиной.

Усл. обозначения на рис. 30

Еще западнее – на междуречье Мезени и Вашки (Удорский район Республики Коми), печорский тилл сложен слабосортированной валунной супесью ($S_c = 0,19$) грубого гранулометрического состава с d_{cp} равным 0,070 мм. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, невысоко – 4,3%.

[illegible]

Усл. обозначения на рис. 30

распространение в качестве подстилающих пород. На это указывает и наличие в основаниях береговых обнажений в нижнем течении реки многочисленных отторженцев песчано-глинистых мезозойских образований, а также унаследованная от келловейских глин чрезвычайно темная, почти черная окраска печорского тилла в ряде изученных разрезов. С другой стороны, высокое содержание глинистой составляющей в тилле, возможно, связано с формированием его в значительной степени за счет песчано-глинистых мезозойских образований, широко развитых на территории Большеземельской тундры и являющихся породами близкого транзита.

А еще восточнее – на р. Сейде, печорский тилл сложен супесью плотной, несортированной ($S_c = 0,10$) с d_{cp} , равным 0,038 мм. При этом содержание обломков гравийно-мелкогалечной размерности аномально высоко – 11,5%, песчаная фракция составляет 22,8%, алевритовая – 38,4%, на глинистую фракцию приходится 27,3%. Очень высокая плотность тилла связана, скорее всего, с весьма высокой суммарной карбонатностью, составляющей в среднем 12,7%, а в отдельных образцах доходящей до 17,5%. Отложения неоплейстоцена в бассейне Сейды залегают на грубозернистых песчаниках и гравелитах нижней перми, что, видимо, определяет здесь гранулометрический состав печорского тилла.

Наиболее грубый в регионе гранулометрический состав печорский тилл имеет в береговых обнажениях средней Печоры (на ее меридиональном отрезке). Здесь он представлен слабосортированными ($S_c = 0,14$) валунными супесями с d_{cp} зерен, равным 0,036 мм (табл. 2). Надо отметить четко выраженную связь состава тилла с породами субстрата, различными по гранулометрии. В нижнем течении средней Печоры неоплейстоценовые отложения подстилаются песчаниками и алевролитами средней юры, тогда как южнее – более грубыми по составу пермо-триасовыми терригенными образованиями. В южном направлении средний диаметр зерен печорского тилла закономерно возрастает: в нижнем течении средней Печоры (в обнажениях у сел Акись, Родионово) он равен 0,030 мм, в районе г. Печоры и несколько южнее (в обнажениях у сел Усть-Щугор, Усть-Воя) – 0,040 мм, а в верхнем течении средней Печоры (обнажения у сел Дутово, Пашня, Покча) увеличивается до 0,046 мм.

На крайнем юге региона – в бассейне р. Вычегды, печорский тилл также характеризуется грубым гранулометрическим составом. Сложен он валунной супесью с низкой степенью сортированности материала ($S_c = 0,13$). Средний диаметр зерен $d_{cp} = 0,031$ мм, что обусловлено довольно высоким средним содержанием гравия и песка в составе мелкозема – 41,2%, алевритовая и глинистая фракции соответственно составляют 27,1 и 31,7%. А на междуречье Пинеги и Илеши в скв. 21 печорский тилл сложен очень слабосортированными суглинками ($S_c = 0,08$) с d_{cp} , равным 0,019 мм.

В целом на территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона гранулометрический состав печорского тилла характеризуется изменчивостью, обусловленной четкой унаследованностью его от различных по структурным особенностям подстилающих пород (табл. 2).

Состав тяжелых минералов печорского ледникового горизонта в береговых обнажениях и в скважинах также меняется на площади, отражая особенности минерального состава пород питающих провинций: удаленных, транзитных и местных. Минимальным средним выходом тяжелой фракции в регионе характеризуется

Минеральный состав тяжелой фракции печорского тилла

Район (река)	Черная	Лая	Шапкина	нижняя Печора	Колва, скв. 71	Ижма	Удора	Адзья	Сейда	средняя Печора	Вычегда, скв. 21
ВТФ, %	0,65	0,46	0,58	0,89	0,56	0,57	0,71	0,41	0,86	0,33	0,78
Магнетит	ед.зн.	0,4	1,4	0,2		0,4	0,8	0,2	0,3	0,2	0,6
Гематит	1,5	0,3	0,4	0,1	2,7		0,7	0,1	0,5		0,7
Ильменит	2,6	7	6,9	7,3	5,8	8	6,3	10	5,8	7,5	7
Эпидот	14	33,5	28,7	31,1	32,8	18,7	11,1	27,1	26,3	36,6	23,6
Амфибол	8,2	11	9,4	8,9	13,5	14,9	7,3	10,9	3,2	6	16,7
Гранат	11,4	18,3	21	15,8	7,5	20,2	13,4	13,9	5,1	12,5	16,6
Пирит	19,4	4,3	3,1	6,4	13,8	9,1	10,6	6,2	27,3	4,8	7,6
Сидерит	27,3	8,1	10	14,9	15,5	10,2	24,3	10,3	22,4	18,6	12,1
Циркон	0,1	1	3,1	0,9	0,7	3,5	0,9	1,1	2,3	0,8	1
Рутил	0,1	0,6	0,4	0,3	0,4	0,8	1,1	0,7	0,6	0,2	0,7
Титанит	2,7	3,3	1	2,4	2,8	2	1,9	2,2	0,9	1,4	2,4
Лейкоксен	3,5	4,1	2,9	3,5	2,1	2,2	2,1	6	2,8	4	2,4
Гр. титановых минералов	6,3	8	4,3	6,2	5,3	5	5,1	8,9	4,3	5,6	5,5
Кланит	0,4	0,9	1,2	1,7		2,6	5,4	1,3	0,7	1,2	3,8
Ставролит	0,3	1,2	0,3	1,2		1,1	2,8	1,8	0,1	0,9	1,5
Силлиманит	0,2	0,2		0,2		0,2		0,3		0,1	0,1
Гр. метаморфных минералов	0,9	2,3	1,4	3,1		3,9	8,2	3,4	0,8	2,2	5,4
Турмалин	ед.зн.	1,1	0,7	1	0,3	1,1	1,6	0,8	0,5	1,1	0,9
Апатит	2	1,7	0,9	1,5	1,9	2,9	5,7	0,6	0,4	1,6	1,6
Пироксен	1,3	0,5	1,4			1,2	1	0,3	0,6		0,7
Лимонит	4	1	5,7	2,2		2,1	2,3	3	0,2	2,4	1,2

печорский тилл в береговых обнажениях средней Печоры – 0,33%, максимальным – 0,86 и 0,89% – печорский тилл на р. Сейде и на нижней Печоре соответственно. Основная минеральная ассоциация тилла представлена эпидотом, гранатами, амфиболами, пиритом, сидеритом и ильменитом. На отдельных участках региона возрастает роль титановых минералов – рутила, титанита и лейкоксена, чаще всего за счет увеличения количества лейкоксена, иногда повышено суммарное содержание минералов группы метаморфогенных – кианита, ставролита, силлиманита (табл. 7).

В бассейне р. Черной выход тяжелой фракции печорского тилла составляет 0,65% от веса породы. Представлена она гранат(11,4%)-эпидот(14%)-пирит(19,4%)-сидеритовой(27,3%) минеральной ассоциацией с подчиненными содержаниями других минералов, среди которых на долю амфиболов приходится 8,2%, на титановые минералы – 6,3%. Все остальные минералы – ильменит, гематит, пироксен, апатит, лимонит, присутствуют в количествах, не превышающих первых процентов, либо составляют менее 1% (рутил, ставролит, кианит, силлиманит, франколит, гетит).

Тяжелая фракция печорского тилла в береговых обнажениях и в скважинах бассейна р. Лаи, содержание которой в среднем составляет 0,46%, представлена довольно устойчивой амфибол(11%)-гранат(18,3%)-эпидотовой(33,5%) ассоциацией минералов с концентрацией сидерита 8,1%, титановых минералов – 8%, ильменита – 7%, пирит содержится в небольшом количестве – 4,3%.

В разрезах р. Шапкиной печорский тилл характеризуется сидерит(10%)-гранат(21%)-эпидотовой(28,7%) ассоциацией тяжелых минералов, составляющих 0,58%. Повышены содержания амфиболов (9,4%) и ильменита (6,9%), а пирит присутствует в небольшом количестве – 3,1%.

Выход тяжелой фракции в печорском тилле нижней Печоры, как уже отмечалось, высокий и составляет 0,89%. Определяется она сходной с Шапкиной сидерит(14,9%)-гранат(15,8%)-эпидотовой(31,1%) минеральной ассоциацией. Содержания амфиболов составляют 8,9%, ильменита – 7,3%, пирита – 6,4%.

Тяжелая фракция печорского тилла в бассейне р. Колвы (скв. 71) составляет 0,56%. Сложена она амфибол(13,5%)-пирит(13,8%)-сидерит(15,5%)-эпидотовой(32,8%) ассоциацией минералов с довольно низкими концентрациями гранатов (7,5%) и ильменита (5,8%). Суммарное содержание титановых минералов составляет 5,3%. А еще восточнее – в низовье р. Усы (скв. 4-Г), для тяжелой фракции печорского тилла характерна совершенно иная минеральная ассоциация: гранат(10%)-сидерит(10%)-пирит(17,1%)-эпидотовая(18,7%) с повышенными суммарными содержаниями титановых минералов (8,9%) за счет высокой концентрации лейкоксена – 8,5%, и крайне низкими – амфиболов (0,6%). В данной конкретной ситуации минеральный состав печорского тилла довольно четко отражает особенности минералогии подстилающих тилл мезозойских пород, сводящиеся к низким содержаниям гранатов и высоким – пирита, сидерита и лейкоксена, который определил повышенную концентрацию минералов группы титановых. Аномально низкие содержания амфиболов объясняются полным отсутствием их в подстилающих породах мезозоя.

В береговых обнажениях р. Ижмы тяжелая фракция печорского тилла представлена сидерит(10,2%)-амфибол(14,9%)-эпидот(18,7%)-гранатовой(20,2%) минеральной ассоциацией. Содержание сидерита в отдельных пробах достигает 22,6%.

Пирит и ильменит присутствуют соответственно в количестве 9,1 и 8%, иногда концентрации их повышаются до 16,1 и 17%. Выход тяжелой фракции в печорском тилле составляет в среднем 0,57%.

На междуречье Мезени и Вашки печорский тилл содержит 0,71% тяжелых минералов, слагающих пирит(10,6%)-эпидот(11,1%)-гранат(13,4%)-сидеритовую(24,3%) минеральную ассоциацию с аномально высокими для тилла содержаниями апатита (5,7%) и кианита (5,4%).

В бассейне р. Адзвы минеральный состав тяжелой фракции печорского тилла, выход которой составляет 0,41%, характеризуется изменчивостью. В одних случаях тяжелая фракция представлена ильменит(10,6%)-амфибол(11,1%)-гранат(18,7%)-эпидотовой(33,5%) ассоциацией с высоким суммарным содержанием титановых минералов – 9,5%. В других – тяжелые минералы образуют амфибол(10,6%)-пирит(11,2%)-сидерит(18,5%)-эпидотовую(20,6%) ассоциацию с повышенными значениями ильменита (9,4%) и гранатов (9,1%), а также минералов группы титановых (8%). Эти различия в минеральном составе печорского тилла, вероятно, связаны с особенностями минерального состава как местных подстилающих юрских пород, так и развитых северо-восточнее, на пути следования ледника, триасовых гравийно-песчаных отложений, и свидетельствуют о динамической активности печорского ледника. В тяжелой фракции и тех, и других пород субстрата преобладают минералы группы эпидота-цоизита, довольно обычны повышенные содержания пирита и сидерита. Об активности печорского ледника свидетельствует и наличие в тилле многочисленных крупных и мелких отторженцев мезозойских и четвертичных пород.

На р. Сейде печорский тилл определяется сидерит(22,4%)-эпидот(26,3%)-пиритовой(27,3%) ассоциацией тяжелых минералов с пониженными содержаниями гранатов (5,1%) и амфиболов (3,2%). Очень высокая суммарная концентрация пирита и сидерита в тилле указывает скорее всего на активную экзарацию и ассимиляцию мезозойских пород, развитых к северу от бассейна р. Сейды. Выход тяжелой фракции высок и составляет 0,86% от веса породы.

На средней Печоре тяжелая фракция печорского тилла, выход которой составляет лишь 0,33%, характеризуется гранат(12,5%)-сидерит(18,6%)-эпидотовой(36,6%) минеральной ассоциацией. Содержания амфиболов, ильменита и пирита понижены и составляют в среднем соответственно 6, 7,5 и 4,8%, суммарное количество титановых минералов также невысоко – 5,6%.

В береговых обнажениях р. Вычегды и на междуречье Пинеги и Илеши (скв. 21) выход тяжелой фракции печорского тилла довольно высок и составляет 0,78%, представлена она сидерит(12,1%)-гранат(16,6%)-амфибол(16,7%)-эпидотовой(23,6%) ассоциацией минералов. Пирита в среднем содержится 7,6%, ильменита – 7%. Концентрация минералов группы титановых составляет 5,4%, метаморфогенных – 5,5%. На Вычегде в печорском тилле постоянно присутствуют пирит и сидерит, причем, как и в северных разрезах, пирита практически всегда меньше сидерита.

Таким образом, доминирующим минералом тяжелой фракции печорского тилла является эпидот, количество которого меняется от 14 до 36,6%. Максимальные его концентрации фиксируются в разрезах средней Печоры, самые низкие содержания эпидота – на р. Черной. Максимальное количество гранатов (21%)

отмечено в печорском тилле из береговых обнажений Шапкиной, минимальное (5,1%) – в долине р. Сейды. Содержания амфиболов невелики: самая высокая его концентрация (16,7%) отмечена на р. Вычегде, а самая низкая – на правобережье р. Усы в скв. 4-Г, где она ничтожно мала и составляет лишь 0,6%, что объясняется полным отсутствием амфиболов в подстилающих породах мезозоя. Количество пирита в печорском тилле также сильно изменяется: максимальное среднее его содержание характерно для разрезов р. Сейды – 27,3%, минимальное (3,1%) – для бассейна р. Шапкиной. Сидерита в целом содержится больше: от 8,1% на р. Лае до 27,3% в разрезах р. Черной. Постоянное присутствие пирита и сидерита является особенностью печорского тилла в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе. Суммарные концентрации этих минералов различны, но наблюдается их устойчивое соотношение: почти во всех разрезах сохраняется тенденция доминирующей роли сидерита над пиритом. Кроме того, в петрографических шлифах печорского тилла в значительных количествах (до 60 зерен на стандартный петрографический шлиф) наблюдается глауконит, представленный шаровидными зёрнами с почковидной поверхностью. Цвет минерала – от изумрудно-зеленого до зеленовато-бурого. Пирит, сидерит, а в легкой фракции – глауконит, характерны для местных мезозойских пород. Состав минералов тяжелой фракции свидетельствует о значительном участии в формировании минерального спектра этого тилла образований триаса, юры и мела и отложений колвинской свиты нижнего неоплейстоцена (Андреичева, Никитенко, 1989), подстилающих отложения квартера практически на всей территории исследований.

Особенности петрографического состава валунно-галечного материала в разновозрастных тиллах можно видеть на рис. 23. Они, как известно, определяются тремя факторами: 1) составом пород центров оледенений; 2) составом отложений областей транзита; 3) составом подстилающих местных пород. Их суммарное влияние формирует соотношение эрратических, транзитных и местных компонентов в составе крупнообломочного материала, что зависит от динамики ледникового покрова и рельефа коренного ложа. Соотношения эти закономерны и обычно проявляются в территориальных и возрастных особенностях тиллов, что делает петрографический состав крупнообломочного материала устойчивым литостратиграфическим критерием. Наиболее надежными и регионально выдержанными параметрами являются наличие руководящих валунов, ориентировка удлинённых обломков пород, а также изотопные датировки по валунам, содержащимся в тиллах. Для сопоставления горизонтов тиллов по петрографическому составу все породы подразделены на пять крупных петрогенетических групп: I – палеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты; II – палеозойские светло-серые и белые известняки; III – юрские и нижнемеловые терригенные породы; IV – терригенные породы перми и триаса; V – магматические и метаморфические породы (дальнеприносные). Породы, слагающие III и IV группы, в зависимости от геологического строения дочетвертичного ложа на разных участках региона являются либо местными, либо транзитными. В местах повышенной динамической активности покровного ледника, приводящей к усиленной экзарации подстилающих пород, тиллы обогащаются местным материалом. Породы остальных групп – дальнеприносные, кроме известняков группы II, которые в ряде случаев относятся к породам близкого транзита.

Для Северо-Восточной (Пайхой-Уральско-Новоземельской) питающей провинции, с которой связано формирование печорского тилла на территории исследований, характерен комплекс палеозойских терригенных и карбонатных осадочных пород. Типичны темноокрашенные (до черных) битуминозные силурийские известняки с фауной кораллов и туфогенные песчаники. Широко представлены кристаллические сланцы, кварциты, перемежающиеся с кислыми и основными эффузивными и туфогенными образованиями, а также зеленые сланцы. В южной части Северного острова Новой Земли имеются выходы мраморовидных криноидно-мшанковых розовых известняков ордовикского, возможно, раннесилурийского возраста (заключение Л.В. Нехорошевой). Весьма характерный внешний облик и узколокальное распространение позволяют квалифицировать эти породы как руководящие валуны для тиллов Северо-Восточной области сноса. Обломки этих известняков встречаются в печорском и полярном (осташковском) горизонтах тиллов, а в печорской морене они отмечаются повсеместно, вплоть до нижней Вычегды. В пределах Полярного и Приполярного Урала широко развиты магматические породы, представленные перидотитами, габбро, диоритами, амфиболитами, огнейсованными гранитами и различными порфиритами.

На севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона содержание крупнообломочного материала в тиллах ниже, чем в его южной части, что обусловлено скорее всего особенностями состава подстилающих пород. На значительной части Печорской низменности, включая широтный отрезок р. Печоры, нижнее течение средней Печоры и бассейн р. Ижмы, доледниковый субстрат представлен слаболитифицированными осадками нижнего мела и юры: различными песчаниками, глинистыми и слюдистыми песками, глауконитовыми глинами с конкрециями фосфорита, алевролитами и аргиллитами с глинисто-карбонатными, пиритовыми и сидеритовыми конкрециями, обломками каменного угля, раковинами аммонитов и рострами белемнитов, не способствующими обогащению тиллов обломочным материалом. На средней Печоре, к югу от г. Печоры, отложения неоплейстоцена контактируют с пермо-триасовыми песчаниками, пестроцветными мергелями и глинами красного цвета, иногда карбонатными породами. Верхняя часть разреза триаса сложена красноцветными глинами, песками, галечниками, нижняя – зеленовато-серыми песками, песчаниками и конгломератами. На крайнем северо-востоке Европейской части России, в долине р. Адзвы, дочетвертичные отложения представлены разнообразным по составу комплексом палеозойских и мезозойских пород, слагающих гряды Чернышева. На реках Бол. Роговой и Сейде отложения неоплейстоцена подстилаются преимущественно верхнепермскими песчаниками, алевролитами и аргиллитами, глинистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами. Породы перми, триаса и юры развиты и в бассейне р. Вычегды.

В долине р. Черной в петрографическом спектре обломков из печорского тилла доминируют известняки и доломиты, составляющие 56,2%, на темноокрашенные разности приходится чуть меньше половины. Значительно количество местных мезозойских пород (33,5%). Лишь 10,5% составляют чуждые для района исследований изверженные (различные порфириты, габброиды, диориты) и метаморфические породы, представленные палеозойскими кварцитопесчаниками и кварцитами, кристаллическими и эпидот-хлоритовыми сланцами, амфиболитами. В печорском тилле встречаются единичные обломки руководящих розовых мраморовидных

криноидно-мшанковых известняков с Новой Земли. Длинные оси обломков пород ориентированы с северо-северо-востока ($40\text{--}60^\circ$), что также указывает на движение потока льда при формировании этой толщи из Северо-Восточной терригенно-минералогической провинции (рис. 22).

В бассейне р. Лаи в петрографическом составе обломочного материала местные мезозойские породы составляют в среднем 35,7%. На карбонатные породы приходится 34%, но от разреза к разрезу их содержания варьируют от 28 до 39%. Внутри этой группы 13,3% составляют темно-серые (до черных), нередко битуминозные нижнепалеозойские известняки и доломиты. Существенная часть карбонатных пород представлена светло-серыми и белыми известняками, слагающими гряды Чернышева. Крепкие горчичные, зеленовато-серые и серые полимиктовые песчаники перми и триаса, различные кремнистые породы, содержание которых в сумме колеблется от 10 до 20% (в среднем 13,6%), развиты на северо-востоке региона и являются чуждыми для бассейна р. Лаи. Метаморфические и изверженные породы, также экзотические для Печорской низменности, составляют 16,7% от суммы всех обломков, заключенных в печорском тилле. Треть всех обломков в печорской морене (30,3%) составляют дальнеприносные породы: терригенные, метаморфические и магматические. Встречен обломок розового криноидно-мшанкового известняка новоземельского происхождения. Удлиненные обломки пород, заключенных в печорском тилле, ориентированы по азимуту $20\text{--}40^\circ$, что в совокупности с результатами калий-аргонового изотопного датирования (Андреичева, Андреичев, 2013) указывает на формирование тилла за счет материала, поступавшего с северо-северо-востока.

В бассейне нижней Печоры печорский тилл имеет сходный с долиной р. Лаи петрографический состав обломочного материала. Обломки карбонатных пород составляют 20,9–38% (в среднем 30,6%) от суммы всех валунов, при этом соотношение темноокрашенных нижнепалеозойских известняков и доломитов и их светлоокрашенных разностей примерно одинаково. Почти равную с карбонатными породами долю (28,8%) имеют обломки местных мезозойских терригенных пород, в составе которых кроме песчаников, алевролитов и аргиллитов постоянно присутствуют пиритовые и сидеритовые конкреции, содержание которых иногда достигает 8%, обломки каменного угля, ростры белемнитов и раковины аммонитов. Количество дальнеприносных осадочных пород – полимиктовых зеленовато-серых и серых песчаников перми и триаса, кремнистых пород, колеблется от 13 до 22%, в среднем составляя 17,7%. Несколько повышено по сравнению с р. Лаей (23,1 против 16,7%) содержание обломков дальнеприносных метаморфических и магматических образований: кварцитовидных песчаников, сланцев, кварцитов, эффузивных и интрузивных пород среднего и основного составов. В целом же дальнеприносные для рассматриваемого района породы (изверженные, метаморфические и осадочные) достигают 41%. Однако кварцитовидные песчаники и карбонатно-кремнистые сланцы, составляющие значительную часть обломков в этой группе, не являются в данном случае столь уж дальнеприносными породами, поскольку достаточно широко распространены на Печорской гряде, которая, простираясь параллельно Тиману, пересекает нижнюю Печору у с. Мутный Материк. Формирование печорского тилла здесь также связано с северо-восточным источником сноса: удлиненные валуны ориентированы в секторе северо-северо-восток $0\text{--}45^\circ$.

К западу от р. Лаи – в бассейне р. Шапкиной, состав обломков в печорском тилле на 38,5% представлен карбонатными породами, из которых три четверти приходится на долю темноокрашенных разностей известняков и доломитов. Местные юрские и нижнемеловые осадочные образования составляют 36,2%. Отмечаются также пиритовые конкреции. Обломки остальных пород – дальнеприносных для бассейна Шапкиной, распределились следующим образом: терригенные породы перми и триаса составляют 19,8%, количество магматических и метаморфических пород, которых существенно меньше, чем в более молодых горизонтах тиллов, составляет лишь 5,5%. Удлиненные обломки характеризуются выдержанной в одном направлении ориентировкой с северо-северо-востока в секторе 40–50°. Продвижение ледника в юго-западном направлении подтверждается и постоянным присутствием в печорском тилле единичных руководящих валунов – розовых криноидно-мшанковых новоземельских известняков.

В бассейне р. Ижмы в петрографическом составе валунно-галечного материала содержание карбонатных пород в печорском тилле значительно варьирует: от 22 до 54%. Доминируют темно-серые и черные известняки и доломиты – 24%, содержание светлоокрашенных разностей составляет 9,2%. Количество обломков местных мезозойских и пермских пород также изменчиво – 25,7–41,9%. Обломков дальнеприносных пород, представленных изверженными и метаморфическими породами, немного – 14,9%. На бечевнике встречаются обломки пород в форме ледогранников с ледниковой штриховкой. Ориентировка удлиненных обломков направлена с северо-востока на юго-запад по азимуту 0–45°.

К западу от бассейна р. Ижмы – на междуречье Мезени и Вашки, ориентировка обломков пород в печорском тилле такая же: 0–40°. В петрографическом составе преобладают известняки и доломиты (56,2%), представленные преимущественно палеозойскими светлоокрашенными карбонатными породами, составляющими 50% от количества всех обломков. Подчиненное значение имеют мезозойские терригенные породы (песчаники с растительным детритом и углем, алевролиты и аргиллиты, конкреции пирита) – 8,5%. Местные образования представлены полимиктовыми песчаниками, пермскими опоками, мергелями, кремнистыми и другими породами (17,1%). Дальнеприносные магматические и метаморфизованные породы составляют 18,2%.

В бассейне р. Адзвы в составе крупнообломочного материала повышено содержание карбонатных пород (в среднем 38%), на долю местных светло-серых и белых известняков девона и карбона, слагающих гряду Чернышева, приходится две трети обломков. Содержание крепких зеленовато-серых и серых песчаников, гравелитов и конгломератов артинского яруса нижней перми и триаса, обломков базальтов, выходы которых имеются в районе горы Тальбей на гряде Чернышева, составляет 15,6%. На долю обломков транзитных терригенных мезозойских образований приходится 22,5%. Породы дальнего сноса, представленные пайхой-уральским комплексом: изверженными, а также метаморфическими породами, в том числе различными девонскими и нижнеордовикскими кварцитами и кварцитопесчаниками, содержатся в количестве 23,9%. Единичны руководящие валуны розовых криноидно-мшанковых новоземельских известняков, а также чуждые для района фиолетовые и розовые кварцитопесчаники и кварциты девона и ордовика, кремнистые породы лемвинской зоны. Редко отмечаются валуны изверженных

пород: микроклиновые и огнейсованные граниты, гранодиориты, пироксениты, перидотиты, габбро, диабазы, кварцевые порфиры. Длинные оси обломков пород в печорском тилле ориентированы с севера на юг в секторе 340–10°.

В долине р. Сейды в составе крупнообломочного материала преобладают карбонатные породы, содержание которых достигает 41%, а в этой группе, как и на р. Адзьве, доминируют местные светлоокрашенные разности (29%). Терригенные образования перми и триаса, также являющиеся здесь местными, составляют 17,7% от суммы всех обломков, содержащихся в толще тилла. Количество дальнеприносных юрских и нижнемеловых терригенных пород, представленных обломками темно-серых и бурых песчаников с аммонитами и белемнитами, светло-серых и зеленовато-серых глауконитовых песчаников, а также галечников с хорошо окатанной галькой, достигает 23,4%. Группа магматических и метаморфических образований, включающая чуждые бассейну р. Сейды породы основного и среднего состава: базальты, габбро, диабазы, диориты, а также различные сланцы, кварциты и кварцитопесчаники, составляет 17,8%. Удлиненные обломки пород в печорском тилле ориентированы в секторе северо-северо-восток 0–60°.

На средней Печоре в петрографическом составе крупнообломочного материала несколько выше по сравнению с разрезами рек Лаи и нижней Печоры содержание карбонатных пород. Их количество варьирует от 35 до 40%, в среднем составляя 37,6%. Почти половина обломков – 18,2%, приходится на долю нижнепалеозойских темно-серых и черных, иногда битуминозных известняков и доломитов. Породы близкого транзита: мезозойские песчаники, алевролиты и аргиллиты, составляют 26–30% от количества всех изученных обломков (в среднем 26,9%). На пермотриасовые осадочные образования, выступающие в качестве подстилающих, а также различные кремнистые породы приходится лишь 11,2%, тогда как экзотические для средней Печоры магматические и метаморфизованные породы составляют в среднем 24,3%. Длинные оси обломков пород в печорском тилле ориентированы с северо-северо-востока в секторе 0–40°.

В бассейне р. Вычегды, удлиненные обломки характеризуются выдержанной в одном направлении ориентировкой с северо-северо-востока на юго-юго-запад по азимуту 20–60°. Экзотические для этого района породы – известняки, преимущественно темноокрашенные, кремнестые карбонатные породы, мергели палеозоя, доломиты, содержатся в количестве 34,9%. Суммарное содержание обломков мезозойских пород – песчаников, алевролитов и аргиллитов с обломками угля и пиритовыми конкрециями, составляет 32%. Концентрация терригенных пород верхней перми и триаса, представленных полимиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами, мергелями, кремнистыми породами, не превышает 11%. Магматические и метаморфические породы присутствуют в количестве 21,7%. В составе обломков отмечаются новоземельские розовые известняки.

Таким образом, важной особенностью печорского оледенения в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе является довольно устойчивое юго-западное направление движения льда, согласующееся с особенностями вещественного состава тилла. В печорском тилле постоянно фиксируются обломки руководящих мраморовидных криноидно-мшанковых известняков с Новой Земли. Полоса распространения – траектория разноса валунов этих известняков вытянута по направлению перемещения печорского ледника от Новой Земли, где имеются их коренные выходы, на юго-

юго-запад, вплоть до нижней Вычегды. Влияние местных пород на формирование минерального состава печорского тилла выражается в повсеместном присутствии эпидота и ильменита – минералов, характерных для Северо-Восточной питающей провинции, а также в высоком суммарном содержании в тяжелой фракции пирита и сидерита, составляющих в сумме до 20%, а в легкой фракции тиллов – глауконита. Основываясь на полученных данных, можно заключить, что покровный ледник в печорское время продвигался из Пайхой-Уральско-Новоземельского центра оледенения.

В заключительную стадию печорского оледенения накапливались флювиогляциальные, лимногляциальные и перигляциальные отложения, содержащие палеомикротериофауну, представленную на 98% леммингами, что свидетельствует о суровых условиях арктической тундры, приуроченной к перигляциальной зоне печорского покровного ледника. На юге региона, в местонахождениях р. Вычегды, в составе палеомикротериофауны существенно содержание серых полевок. В целом состав сходен с таковым в современной Большеземельской тундре (Кочев, 1993), и это позволяет предположить, что во время накопления осадков господствовали ландшафты типа кустарниковой тундры, а граница таежной зоны проходила значительно южнее.

2.2.3. Родионовские (шкловские) межледниковые отложения (Q_{II}^3r)

В родионовскую межледниковую эпоху в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе формировались аллювиальные и озерные отложения, распространенные повсеместно, тогда как родионовские морские осадки мощностью до 40 м установлены лишь в северных районах изученной территории. Морская трансгрессия проникала на юг в Притиманье до широты р. Пезы, а в Большеземельской тундре доходила до среднего течения рек Лаи и Шапкиной. Родионовские межморенные осадки практически повсеместно перекрывают печорский тилл и из всех межморенных горизонтов изучены наиболее детально. Формирование этих отложений связано с родионовским временем, что подтверждается залеганием их между верхнепечорским и нижневычегодским перигляциальным аллювием, датированным по остаткам мелких млекопитающих а также весьма характерными спорово-пыльцевыми спектрами (рис. 33). Стратотипом этого межледниковья является обн. 211-Родионово на средней Печоре (Лосева, Дурыгина, 1973; Коноваленко, 1985).

Мощность родионовских межледниковых отложений составляет до 30 м, за исключением скв. 754 и 755 (рис. 1), где горизонт сложен комплексом морских осадков мощностью около 70 м. Морские отложения родионовского возраста, кроме того, вскрыты в низовье Печоры в обн. 6-Хонгурей, в береговых разрезах рек Черной и Шапкиной, в скв. 341 на междуречье Серчейю и Юрьяхи и в береговых обнажениях рек Бол. Роговой и Сулы. Подошва родионовских пресноводных осадков в пределах Печорской низменности лежит на абс. отметках 40–85 м, морских – до минус 50 м.

Палинологическим методом родионовские межледниковые отложения в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе выделены и изучены в 14 разрезах. Кроме

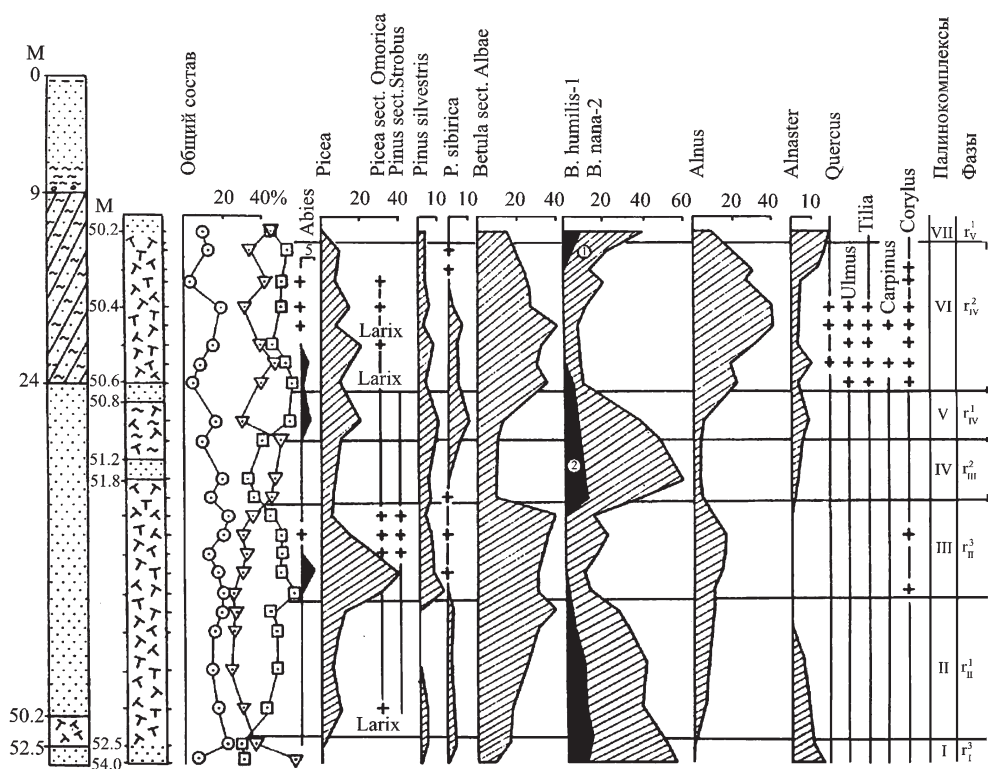


Рис. 33. Спорово-пыльцевая диаграмма родионовских отложений в обн. 20-Лая (составила Д.А. Дурягина).

Усл. обозначения на рис. 24

обн. 211-Родионово на средней Печоре, они установлены в скв. 341 на междуречье рек Лаи и Юрьяхи в центре Большеземельской тундры (Лосева, Дурягина, 1980), в обн. 21 в среднем течении р. Шапкиной (Гуслицер, Дурягина, Кочев, 1985), в скв. 21 на водоразделе рек Пинеги и Илеши (Андреичева, Коноваленко, 1989), в обн. 20 на правом берегу Лаи в ее среднем течении, в обн. 437 на р. Адзье близ ее устья, в скв. 611 в бассейне р. Колвы, в обн. 205-Усть-Пожег на нижней Вычегде (Дурягина, Коноваленко, 1993), в обн. 8 на р. Сейде (Андреичева, Дурягина, 1999), в северо-западном Притиманье в скв. 502 и 3 (Лосева, Дурягина, 1989), в скв. 754 и 755 (Лосева, Дурягина, Андреичева, 1992), на р. Морею в обн. 908.

Как отмечалось выше, родионовский горизонт сложен аллювиальными, озерными и морскими отложениями.

Аллювиальные отложения – преимущественно осадки прирусловой отмели фации русла, представлены мелко-среднезернистыми преимущественно хорошо сортированными песками (S_c варьирует от 0,43 до 0,82). Средний диаметр зерен изменяется тоже существенно: $d_{cp} = 0,030-0,390$ мм, самый тонкий состав имеет родионовский русловой аллювий в обн. 216 на нижней Печоре: $d_{cp} = 0,130$ мм, $S_c = 0,70$. Степень сортированности алевритов пойменной фации составляет 0,44–0,51, средний диаметр колеблется от 0,030 до 0,085 мм (табл. 8).

Средний гранулометрический состав рудоносовых отложений

Район (река)	№ обн., скв.	Индекс гор-га	Генетический тип	Карбонат- ность, %	Содержание фракций, %, размер, мм				Ср. диаметр, $d_{ср}$, мм	Коэф. сорти- ровки, S_c
					>1,0	1,0–0,1	0,1–0,01	<0,01		
Хонгурей	X-1	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	0,6		88,1	10,1	1,9	0,134	0,82
Лая	107	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,1	0,2	36,3	47,7	16	0,051	0,44
Шапкина	11, р.1	$Q_{п}^3 \Gamma$	авандельта	4,6		19,8	67,9	12,4	0,054	0,52
Шапкина	7, р.2	$Q_{п}^3 \Gamma$	дельта	3,1	0,1	55,4	38,1	6,4	0,096	0,57
Печора	256	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	1,8	1,1	68,8	25,1	5,1	0,188	0,50
	250	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,7	0,1	4,7	88	7,3	0,030	0,46
	246а	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	0,3	2,7	94,3	1,8	1,3	0,290	0,58
	216	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	0,8		87,3	9,3	3,3	0,130	0,70
Колва	71	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	4,3		58,9	35,1	6	0,085	0,51
Алзья	437	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	0,6	11,1	83,4	5,4		0,368	0,55
Бол. Роговая	27	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,5		72,7	20,5	6,9	0,095	0,63
Ижма	7	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,1		86,1	7,1	6,8	0,116	0,57
	8	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	1,6	12,4	80,4	5,5	1,7	0,390	0,43
	9	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,1	9,4	85,6	3,2	1,9	0,306	0,55
Вычегда	203	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	2,6	0	50,9	42,6	6,5	0,088	0,65
	205	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	0,8	1,6	85,1	11,1	2,2	0,192	0,60
	207	$Q_{п}^3 \Gamma$	аллювий	1,7	0,1	68,7	25	6,3	0,116	0,61

Окончание табл. 8

Район (река)	№ обн., скв.	Индекс гор-та	Генетический тип	Карбонатность, %	Содержание фракций, %, размер, мм				Ср. диаметр, $d_{ср}$ мм	Коэф. сортировки, S_c
					>1,0	1,0-0,1	0,1-0,01	<0,01		
Печора	301	$Q_{п}^3 Г$	озерный	3,8	0,4	10,4	30,2	59	0,006	0,27
Колва	712	$Q_{п}^3 Г$	озерный	3,1	0,7	32,7	53,1	13,5	0,055	0,28
Лая	29	$Q_{п}^3 Г$	озерный	2,2		40,4	54,3	5,3	0,072	0,51
Уса	4-Г	$Q_{п}^3 Г$	озерный	3,1	2,2	9	37,9	5,1	0,014	0,18
Сейда	8	$Q_{п}^3 Г$	озерный	10,8	0,3	1	75,5	23,2	0,024	0,33
Ижма	12	$Q_{п}^3 Г$	озерный	3,6		63,6	31,1	5,4	0,098	0,59
Вычегда	205	$Q_{п}^3 Г$	озерный	2,9	0,1	8,6	56,7	34,6	0,015	0,23
Хонгурей	X-6	$Q_{п}^3 Г$	прил.-отливая равнина	6,7		2,1	66,2	31,8	0,024	0,41
Шапкина	6	$Q_{п}^3 Г$	прил.-отливая равнина	5,1	4,7	79,9	11,5	3,9	0,163	0,52
	13, p.1	$Q_{п}^3 Г$	песчаный бар	1,3		79,9	17,3	2,8	0,126	0,71
	13, p.3	$Q_{п}^3 Г$	песчаный бар	2,4	0,6	90,8	5	3,6	0,203	0,55
Черная	Ч-17	$Q_{п}^3 Г$	мелководный шельф	6,2	0,4	7,1	44,4	48,1	0,012	0,21
Лая	341	$Q_{п}^3 Г$	мелководный шельф	3,6		5	44,1	50,9	0,010	0,26

Выход тяжелой фракции в родионовском аллювии тоже изменяется от 0,52% на крайнем севере в низовье р. Печоры (разрез Хонгурей) до 1,68% в южной части региона в обнажениях р. Вычегды (табл. 9). Особенностью родионовского аллювия являются существенные вариации в составе тяжелых минералов. Так, самые высокие содержания эпидота (43,8%) зафиксированы в бассейне р. Шапкиной, минимальное его количество отмечено в разрезах Вычегды (18%). Содержание амфиболов изменяется от 6,3 до 27,7%, гранатов – от 4,1 до 26,3%. В отдельных разрезах средней Печоры (обн. 214-Акись) отмечаются аномально высокие концентрации ильменита (22,6%) и циркона (10,5%), связанные, возможно, с тонким гранулометрическим составом исследованных осадков. На крайнем северо-востоке региона тяжелая фракция аллювия характеризуется доминирующей ролью эпидота – 36,2–39,1% и повышенными концентрациями ильменита (8,6–11,4%) и титановых минералов (11,6–14,1%). Но, как и в тиллах этого района, здесь понижены содержания амфиболов (6,3–7,1%). А на юге в долине р. Вычегды тяжелая фракция аллювия, выход которой достигает 1,68%, представлена эпидот(18%)-амфибол(24%)-гранатовой(26,2%) минеральной ассоциацией с довольно высокими содержаниями титановых (12,9%), метаморфогенных минералов (8,1%) и ильменита (7,2%).

Озерные отложения, родионовский возраст которых практически во всех разрезах определен палинологическим методом, по гранулометрическому составу весьма разнообразны и представлены глинами, алевролитами, суглинками, песками мелко- и среднезернистыми, иногда разномзернистыми с незначительной примесью гравийного материала ($d_{cp} = 0,006–0,098$ мм). Преобладают отложения темно-серой окраски с синеватым либо буровато-желтоватым оттенками. Осадки от слабо- до среднесортированных ($S_c = 0,28–0,59$) с низкой суммарной карбонатностью. Однако для озерных отложений, вскрытых в обн. 8 на р. Сейде, характерно высокое содержание карбонатного материала (в среднем 10,8%), что, по-видимому, связано с подстилающим их печорским тиллом, суммарная карбонатность которого достигает 17,5%.

Содержание тяжелых минералов в озерных отложениях родионовского возраста на севере Печорской низменности весьма изменчиво: от мизерных 0,03–0,08% (в скв. 301-Кушшор и в обн. 8-Сейда) до 1,01% (в скв. 4-Г на правом берегу р. Усы). Меняется на площади и состав минеральных спектров, но основу их везде составляет эпидот – 30–42%, причем его максимальные концентрации приурочены к центру Большеземельской тундры – бассейну р. Лаи. В береговых обнажениях р. Лаи на эпидот приходится 42% тяжелой фракции, на титановые минералы (рутил, титанит, лейкоксен) – 13,6%, близкие значения имеют амфиболы (12,3%) и гранаты (10,2%). Концентрация гранатов в регионе варьирует от 10,2% в долине Лаи до 35% в озерных осадках скв. 4-Г. В бассейне р. Ижмы выход тяжелой фракции понижен – 0,29%, характеризуется она гранат(21,7%)-эпидот(22,3%)-амфиболовой(33,4%) минеральной ассоциацией. Еще южнее, в разрезах р. Вычегды, тяжелая фракция, содержание которой составляет 0,63%, представлена в почти равных соотношениях гранатами (21,3%), эпидотом (22,7%) и амфиболами (22,9%). Общим для озерных отложений Ижмы и Вычегды является полное отсутствие пирита и сидерита и равные повышенные содержания ильменита (8,1%).

Минеральный состав тяжелой фракции рудоионовских отложений

Район (река)	Чер- ная	Хонгу- рей	Лая	Шапкина				нижняя Печора		Ижма		Адзь- ва	Бол. Рого- вая	Сей- да	сред- няя Печора	Вычегда	
				7/1	7/2	6	13/1	301	4-Г	7, 9, 12	12					205	205
Генетический тип	*al	*al	**1	аван- дельта	собств. дельта	***m	***m	**1	**1	*al	**1	*al	*al	**1	*al	*al	**1
ВТФ, %	0,70	0,52	0,29	0,35	0,65	0,94	0,94	0,03	1,01	1,27	0,29	0,69	0,65	0,08	0,64	1,7	0,63
Магнетит		0,3	0,7	0,8	0,7	0,5	0,4			0,4	0,5	0,6	0,3	0,03	2,5	0,6	0,7
Гематит	2	1,6		0,1	0,1	4,6	0					0,02		0,02		1,2	0,7
Ильменит	2,1	8,6	3,5	1,2	3,1	5,3	14,8	5,2	5	7,3	8,1	11,4	10,5	8,6	22,6	7,2	8,1
Эпидот	30,8	25,7	42	43,8	34,6	24	38,3	32,9	30	22	21,7	39,1	37,9	36,2	27,2	18	22,7
Амфибол	13,6	17,9	12,3	17,3	17,9	11,9	14,3	12		27,7	33,4	7	7,1	6,3	7	24	22,9
Гранат	9,6	20,7	10,2	4,1	10,4	20,2	10,7	27,3	35	21,6	22,3	15,3	9,1	9,3	17,4	26	21,3
Пирит	14,6		0,3	0,4	1,2	0,1	2,2		3				7,7	1,6			
Сидерит	17	0,1	4,8	10,6	13,8	6,9	3,1	0,7	20			5,2	8,8	11,7	0,7		
Циркон	0,04	1,5	3	3,6	3,8	2,8	2,5	0,4		2	1	1,1	4	6,2	10,5	2,2	2,5
Рутил	0,2	1,1	0,8	0,2	0,6	0,7	0,5	0,6	2	0,9	1,5	0,7	0,7	0,4	2,6	0,8	1,4
Титанит	1,2	3,3	2,6	1,1	2,4	1,7	3	6		2,7	2,2	3	1,5	1,4	2,2	9,7	2,3
Лейкоксен	1	3,1	10,2	3,9	5,6	2,4	4,5	3,2	5	2,6	3,1	10,4	9,4	10,8	4,5	2,4	3,7

Район (река)	Чер- ная	Хонгу- рей	Лая	Шапкина				нижняя Печора		Ижма		Адзь- ва	Бол. Рого- вая	Сей- да	сред- няя Печора	Выгода	
				7/1	7/2	6	13/1	301	4-Г	7, 9, 12	12					205	205
Генетический тип	*al	*al	**1	аван- дельта	собств. дельта	***m	***m	**1	**1	*al	**1	*al	*al	**1	*al	*al	**1
Гр. титановых минералов	2,4	7,5	13,6	5,2	8,6	4,8	8	9,8	7	6,2	6,8	14,1	11,6	12,6	9,3	13	7,4
Кианит	0,6	3,1	2,4	1,4	0,6	2,3	1,5	1,1		2,6	2,1	1	0,7	0,4	0,3	5	3,2
Ставролит	0,1	0,7	0,2		0,1	0,3	0,1	0,7		1,8		1		ед.зн.	0,9	2,9	1,2
Силлиманит	0,04	0,2			0,1			0,2		0,3					ед.зн.	0,2	0,2
Гр. метаморф- ных минералов	0,7	4	2,6	1,4	0,8	2,6	1,6	2		4,7	2,1	2	0,7	0,4	1,2	8,1	4,6
Турмалин	1,1	1,4	0,9	0,7	0,7	1,3	1,3	1,3		1,1	ед.зн.	1,2	1	0,4	0,7	2,3	0,9
Анатит	1,1	3,9	0,5	1,6	0,9	1,1	0,5	2,2		2,6	1,9	1,9	1,1	0,6	0,1	1,3	2
Пироксен	1,1	5,8	0,5	1,1	1,1	2,7	2,1	1		0,8	ед.зн.		0,4	5,6	0,3	2,5	2,4
Лимонит	3,3	0,9	5,6	2,3	0,9	10,7	0,2	5,2		4,5	2,2	1,7			0,5	3	4

*al – аллювиальные отложения; **1 – озерные отложения; ***m – морские отложения.

Морские отложения родионовского возраста выявлены лишь на севере региона: в низовье Печоры в обн. Хонгурей, в долинах рек Черной, Шапкиной и Лаи. Литологическое изучение морских осадков квартера проведено в регионе впервые. Широкий спектр литологических и фациальных типов пород, которыми они представлены, обусловлен многообразием факторов седиментации. В неоплейстоценовых разрезах региона идентифицирован весь комплекс морских терригенных фаций: выделены осадки приливно-отливных равнин и приливно-отливных каналов и лагун, песчаных баров, а также отложения переходной зоны и мелководного шельфа. Родионовские отложения представлены практически всеми этими фациями.

Отложения фации приливно-отливных равнин вскрыты в обн. Хонгурей и в обн. 6 на р. Шапкиной (табл. 8), представлены они образованиями различного гранулометрического состава: доминируют довольно хорошо сортированные мелкозернистые пески ($d_{cp} = 0,163$ мм, $S_c = 0,52$). Наряду с песками встречаются глинистые алевриты, накопление которых, по всей вероятности, связано с каналами-руслами, где снижение уровня воды происходит очень медленно и практически без ее горизонтального перемещения, приводя к формированию глинисто-алевритовых отложений с $d_{cp} = 0,024$ мм и $S_c = 0,41$. Для них характерна косая бимодальная (елочная), а также волнистая и линзовидная слоистость глинисто-алевритовых и песчаных, равномерно переслаивающихся отложений, что является особенностью осадков приливно-отливных равнин (Рейнек, Сингх, 1981; Фролов, 1984). Карбонатность достаточно высока и колеблется от 5,1 до 6,7%, а на востоке региона, в бассейне р. Бол. Роговой, достигает 17,9%. Содержание тяжелой фракции составляет 0,94%. Доминируют эпидот (24%) и гранаты (20,2), амфиболов содержится 11,9%, ильменита – 5,3%, минералов группы титановых – 4,8%. Отмечается необычно высокое содержание гематита – 4,6%.

Отложения песчаных баров довольно однотипны по гранулометрическому составу ($d_{cp} = 0,126–0,203$ мм), промыты и хорошо сортированы ($S_c = 0,55–0,71$), количество материала, растворимого в 10%-ной соляной кислоте, незначительно (1,3–2,4%). Для мелкозернистых песков с редкой галькой, которыми они сложены, типичны косая слоистость, симметричные и асимметричные знаки ряби волнения и слабого течения. В основной минеральной ассоциации преобладает эпидот (38,3%), содержания амфиболов и ильменита практически равны и составляют соответственно 14,3 и 14,8%, гранатов содержится 10,7%, количество титановых минералов 8%. Выход тяжелой фракции, как и в отложениях приливно-отливных равнин, составляет 0,94%.

Осадки мелководного шельфа в долинах Черной и Лаи имеют довольно высокую суммарную карбонатность – 3,6–6,2%, сложены слабосортированными алевритами с $S_c = 0,21–0,26$ и средним диаметром d_{cp} , равным 0,010–0,012 мм.

Палинологически родионовские отложения изучались многими исследователями. Д.А. Дурягиной (Андреичева, Дурягина, 1999) было проведено изучение озерно-болотных отложений в обн. 8-Сейда, где они залегают между двумя горизонтами тиллов – мощным вычегодским (22 м) и печорским видимой мощностью 4 м. В инт. глубин 22,1–26,5 м исследованы 35 образцов. В образце с глубины 26,4 м отмечены единичные зерна березы, осок, спор. Выше по разрезу выделены шесть палинокомплексов (рис. 34).

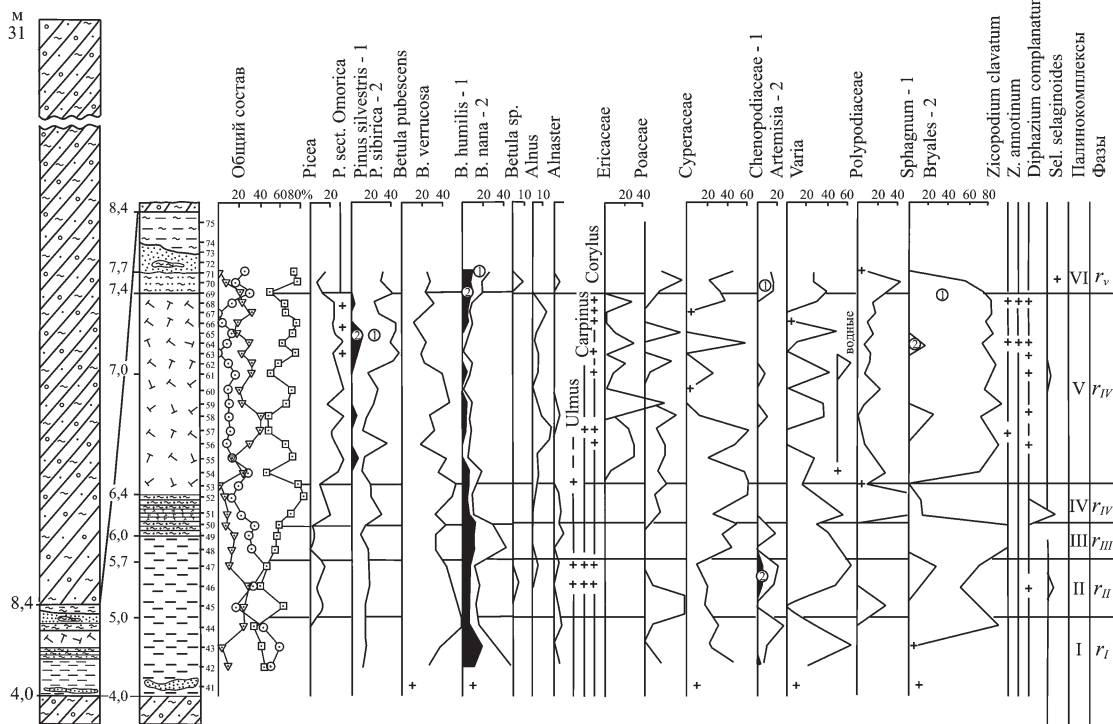


Рис. 34. Спорово-пыльцевая диаграмма радионовских отложений в обн. 8-Сейда (составила Д.А. Дурягина).

Усл. обозначения на рис. 24

В составе **I комплекса** (инт. глубин 26,1–25,5 м) ведущее место занимает пыльца травянистых растений (50–58%), доля пыльцы древесных составляет 35–42%, спор – 5–12%. Среди пыльцы древесных растений доминирует пыльца *Betula* sp. В нижней части интервала преобладает пыльца кустарниковых берез, в верхней – древовидных берез. Отмечена пыльца сосны обыкновенной (10–14%), ольховника (до 8%). Пыльца ели отсутствует. Травянистые растения представлены пыльцой осок, злаков, маревых, разнотравья. Из споровых растений основная роль принадлежит сфагновым мхам. Состав растительности отражает условия начала межледниковья, когда на территории существовали тундровые и лесотундровые палеоландшафты.

Во **II комплексе** (инт. глубин 25,5–24,8 м) возрастает роль пыльцы древесных за счет снижения роли травянистых растений. Среди пыльцы древесных пород преимущество по-прежнему остается за пыльцой *Betula* sp., представленной в основном древовидными формами (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*). Содержание пыльцы сосны обыкновенной составляет как в I комплексе 10–14%. Появляется пыльца ели (8–12%), ольхи (до 4%). Встречены единичные зерна широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp.). В группе травянистых растений в нижней части интервала доминирует пыльца злаков (до 80%), в верхней – пыльца разнотравья. Пыльца маревых и полыни составляет 20–25%. Сре-

ди спор преобладают сфагновые мхи. Комплекс свидетельствует о постепенном распространении в пределах территории лесных ландшафтов, на развитие тайги с единичными широколиственными породами (вязом, грабом, орешником). Произошло улучшение климатической обстановки.

III комплекс (инт. глубин 24,8–24,4 м) отражает снижение роли пыльцы ели, древовидных берез, исчезновение пыльцы ольхи, широколиственных пород и возрастание роли кустарниковых берез, ольховника. Среди пыльцы травянистых растений не отмечается пыльца злаков и полыни. Доминирует пыльца осок и разнотравья, по-прежнему присутствуют маревые. Сфагновые мхи преобладают. Произошло распространение лесотундры с участками леса в ухудшающихся климатических условиях.

IV комплекс (инт. глубин 24,4–24,05 м). Состав пыльцы древесных и их процентные соотношения показывают сходство данного комплекса с комплексом II, отличие состоит лишь в отсутствии пыльцы граба и лещины. В группе травянистых доминирует пыльца осок и разнотравья, вновь появляется пыльца злаков, но исчезает пыльца маревых. Преобладают споры папоротников (до 84%), отмечаются лесные плауны (*Diphazium complanatum*). Комплекс свидетельствует о развитии средней тайги и новом улучшении климатических условий.

V комплекс (инт. глубин 24,05–22,65 м) характеризует возрастание роли пыльцы ели, сосны обыкновенной, ольхи, в ряде образцов снижается роль пыльцы древовидных берез. В состав лесов входят ель сибирская, ель sect. *Omorica*, сосна обыкновенная и сибирская, древовидные березы (*Betula pubescens*, *B. verrucosa*), вяз, граб, орешник. Среди спор преобладают сфагновые мхи, присутствуют лесные плауны: *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*, *Diphazium complanatum*. Произошло распространение тайги типа южной в оптимальных климатических условиях.

VI комплекс (инт. глубин 22,65–22,8 м) отражает снижение роли ели, возрастании роли кустарниковой и карликовой берез, исчезновение пыльцы экзота – *Picea* sect. *Omorica*, широколиственных пород. В составе травянистых почти в равных процентных соотношениях находится пыльца злаков, осок, разнотравья. Начался процесс деградации лесов в связи с ухудшением климатической обстановки.

Таким образом, в разрезе выделены три теплых отрезка (комплексы II, IV и V) и кратковременный период похолодания (комплекс III). Выявленные изменения спорово-пыльцевых спектров отражают закономерную смену растительности межледниковья. Подобная смена растительности и климата с двумя климатическими оптимумами, разделенными периодом похолодания, характерна для чирвинского и родионовского межледниковий. По мнению Д.А. Дурагиной (Андреичева, Дурагина, 1999), эта флора является родионовской, поскольку ей присущ более ксерофильный состав по сравнению с чирвинской. Характерной особенностью родионовских диаграмм является более высокое содержание пыльцы сосны, березы, маревых, полыни по сравнению с диаграммами чирвинского межледниковья.

Палинологически изучены отложения из подморенной толщи (инт. глубин 14,65–10,75 м) в обн. 10 на р. Шапкиной. Здесь на светло-серых песках мощностью 1 м залегают криотурбированные глины (0,7 м) с гнездами песка и включениями гумусированного материала. Их перекрывает глина (0,5 м) с прослоями

торфа. Выше по разрезу залегает глина сизая, постепенно переходящая в плотные супеси с включениями торфа (0,8 м). Еще выше лежит песок бурый глинистый (1 м). На палинологической диаграмме (рис. 35) выделены пять палинокомплексов, отражающих следующую смену растительности.

I комплекс (инт. глубин 14,65–14,5 м) указывает на доминирование пыльцы березы древовидной (73%), значительно участие ели и сосны обыкновенной.

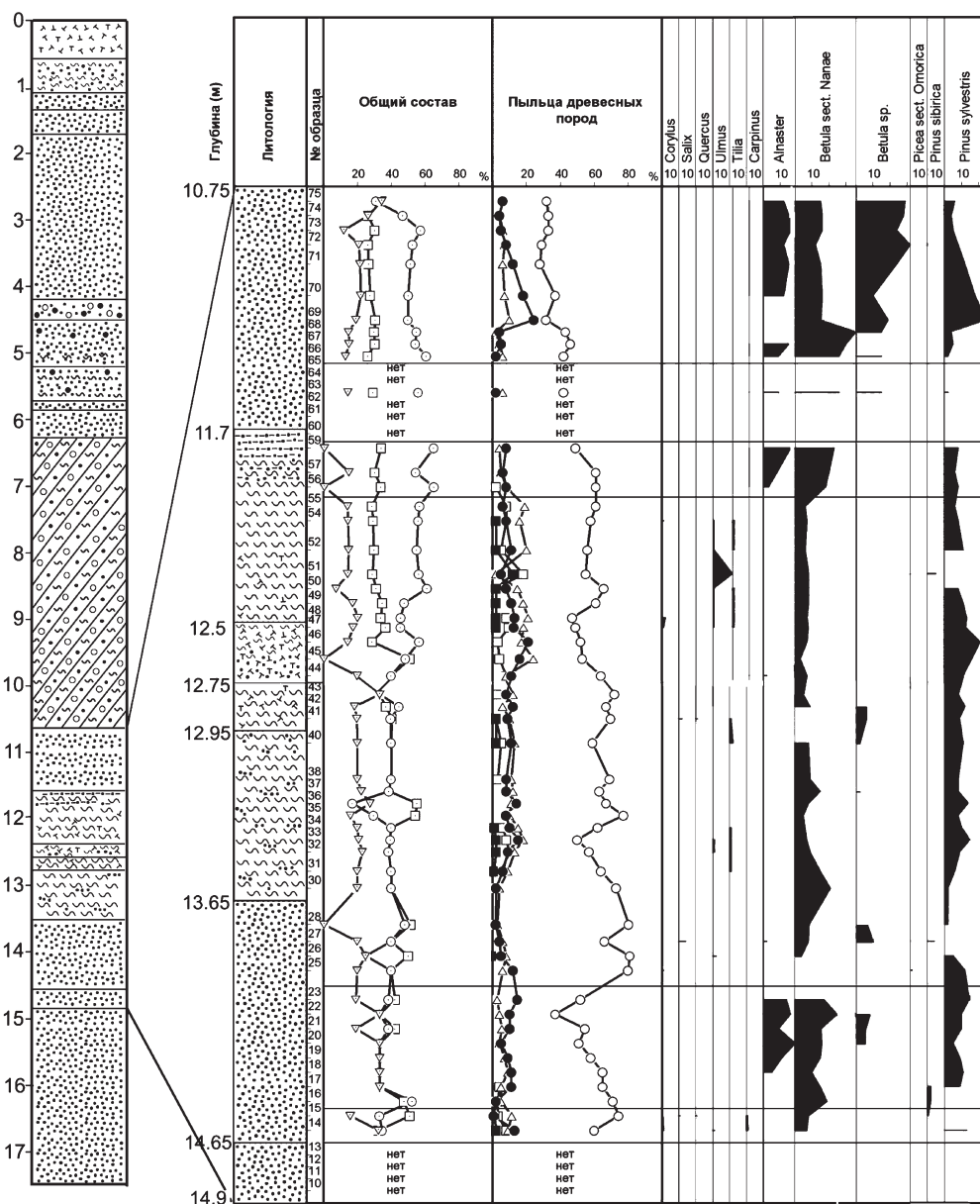


Рис. 35. Спорово-пыльцевая диаграмма родионовских отложений в обн. 10-Шапкина.

II комплекс (инт. глубин 14,5–14 м) отражает увеличение роли гипоарктических элементов: *Betula nana* до 10%, появился *Alnaster fruticosus* (до 16%). Исчезла пыльца широколиственных пород. Произошло обеднение разнообразия травянистых растений. Развивались редколесья, образованные березой с участием сосны и ели, большое распространение получили кустарниковые и болотные ассоциации при общем похолодании климата.

В составе **III комплекса** (инт. глубин 14–12 м) доминирует пыльца древовидной березы (до 80%), возросло участие ели, появилась пыльца ольхи (до 10% в некоторых образцах). Единично встречена ель sect. *Omorica* и неморальные *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp. Состав травянистых растений разнообразен: наряду с ксерофитами (*Chenopodiaceae*, *Artemisia* sp.) отмечены мезофильные и водные растения (сем. *Nymphaea*). Встречены *Osmunda* sp., *Diphazium complanatum*. В это время происходило развитие березово-еловых лесов с примесью сосны и широколиственных пород в довольно теплом и влажном климате.

В **IV комплексе** (инт. глубин 12–11,75 м) роль травянистых растений возросла до 65%. В составе древесной растительности сократилось количество пыльцы древовидной березы, и возросла доля карликовой (до 23%). Снизилось участие ели, сосны, исчезла пыльца *Picea* sect. *Omorica*, широколиственных пород. Вновь появился ольховник. Видовой состав травянистых беден, среди них преобладали *Сурегасеае*, *Роасеае*. Среди спор доминировали сфагновые мхи. Комплекс отражает формирование березово-еловых редколесий, кустарниковых группировок и болот. Происходило общее похолодание климата.

V комплекс (инт. глубин 11,45–10,75 м) отражает развитие редколесий, образованных березой. Увеличивается роль гипоарктических элементов. Широкое распространение имели болотно-тундровые формации. Климат достаточно холодный.

Полученные спорово-пыльцевые комплексы характеризуют в целом растительность межледниковья с двумя климатическими оптимумами (комплексы I и III). Особенности флоры, а также присутствие пыльцы *Picea* sect. *Omorica* свидетельствуют о формировании этой части разреза во время родионовского межледниковья.

Обн. 437-Никифорово Щелье находится на правом берегу р. Адзвы в 8 км выше ее устья. Д.А. Дурягиной (Дурягина, Коноваленко, 1993) проведено палинологическое изучение родионовских алевроитов и глин в инт. глубин 12–7 м (рис. 36).

В **комплексе I** (инт. глубин 12–10,8 м) в группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца древовидных берез (до 48%) при значительном участии пыльцы ели и сосны обыкновенной и сибирской (до 15%). Отмечена *Picea* sect. *Omorica* и небольшая примесь (8%) широколиственных пород: граба, вяза и лещины. В составе пыльцы травянистых растений преобладают осоковые (до 62%), много пыльцы злаков, вересковых, разнотравья. Из водных отмечена пыльца рдеста и кубышки. Среди спор в большом количестве обнаружены зеленые мхи и папоротники, присутствуют споры хвощей, сфагновых мхов и лесных плаунов. Состав растительности указывает на существование сосново-березовых, березово-сосновых лесов с елью, в том числе с участием широколиственных пород.

В **комплексе II** (инт. глубин 10,8–9,2 м) несколько сокращается доля пыльцы древесных растений, повышается – травянистых. В составе древесной пыльцы

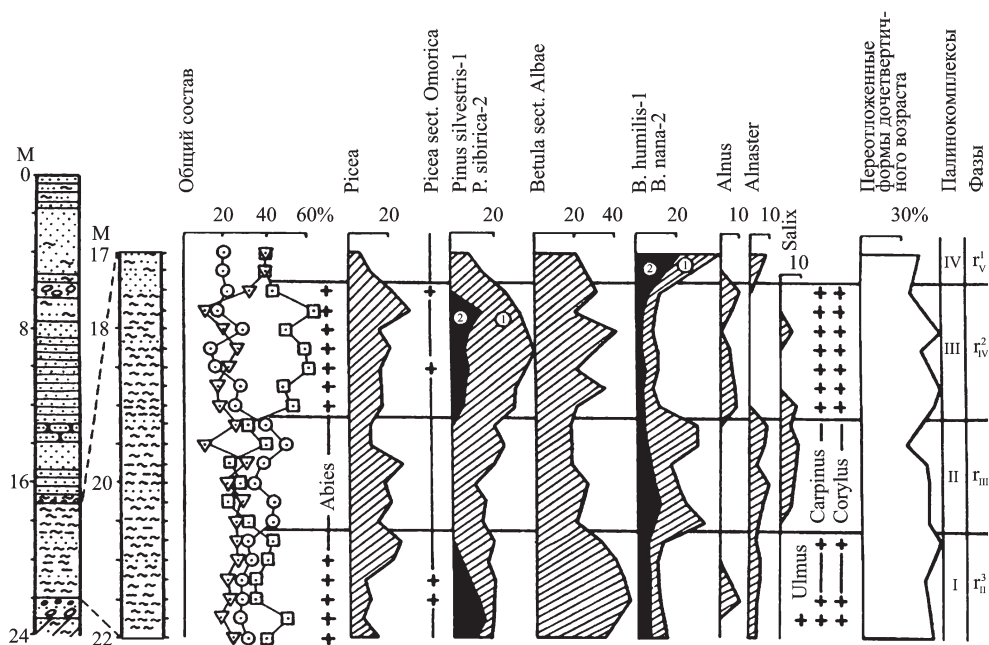


Рис. 36. Спорово-пыльцевая диаграмма родионовских отложений в обн. 437-Адзья (составила Д.А. Дурягина).

Усл. обозначения на рис. 24

снижается роль древовидных берез и возрастает – кустарниковых. Исчезает пыльца пихты, сибирского кедра, ольхи, широколиственных пород, появляется ива. Среди пыльцы травянистых по-прежнему доминируют осоковые, сокращается участие разнотравья, исчезают водные. Как и в комплексе I, в составе спор преобладают споры зеленых мхов и папоротников. Господствуют разреженные леса в холодном климате.

В общем составе **комплекса III** (инт. глубин 9,2–7,4 м) доминирует пыльца древесных растений. Господствует пыльца сосны обыкновенной (до 40%), возрастает участие древовидных берез, сокращается – кустарниковой березы и карликовой; вновь появляется пыльца пихты, сибирского кедра, ольхи, широколиственных пород (граба, лещины), ели sect. *Omorica*. Состав пыльцы травянистых растений схож с составом I комплекса. Отмечаются споры лесных плаунов (до 18%), кроме того, единично присутствуют споры *Osmunda cinnamomea*. Комплекс свидетельствует о существовании березовых, сосновых и еловых лесов с единичными широколиственными породами и елью *Picea* sect. *Omorica* в условиях наступившего второго климатического оптимума.

Комплекс IV (инт. глубин 7,4–7 м). В общем составе доля пыльцы древесных растений и спор составляет по 40%. Снижается роль пыльцы ели, сосны, древовидных берез, а кустарниковых берез возрастает. Началось похолодание климата.

Комплексы I–IV указывают на существование на изученной территории межледникового климата, более теплого, чем в настоящее время. Наличие ели sect.

Omorica позволяет отнести формирование отложений к среднему неоплейстоцену, большее участие в палинологических спектрах пыльцы сосны по сравнению с чирвинским межледниковьем свидетельствует о родионовском возрасте отложений.

Обн. 205-Усть-Пожег расположено на правом берегу Вычегды в 3 км ниже д. Усть-Пожег. Л.А. Коноваленко палинологическим методом изучила озерные отложения в инт. глубин 10,3–3,1 м (Дурягина, Коноваленко, 1993), перекрывающие тилл мощностью около 1,5 м. По результатам спорово-пыльцевого анализа ею выделены пять спорово-пыльцевых комплексов (рис. 37).

I комплекс (инт. глубин 10,3–8,2 м). В общем составе преобладают либо пыльца древесных пород (до 58%), либо споры (64%). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца *Pinus sylvestris* (42–60%). Присутствует единичная пыльца экзотических элементов флоры *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*. Количество пыльцы *Picea* sp. составляет 10–28%, *Betula* sect. *Albae* – 8%, *Betula humilis* – 12%, *B. nana* – 4%. Встречена единичная пыльца широколиственных пород (*Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). Среди травянистых растений доминирует пыльца Сурегасеае (до 66%) при участии пыльцы Роасеае (до 16%). Разнотравье представлено пыльцой Ranunculaceae, Chenopodiaceae. В составе спор преобладают Polypodiaceae и *Sphagnum* sp. (по 40%). Встречены единичные споры *Osmunda*

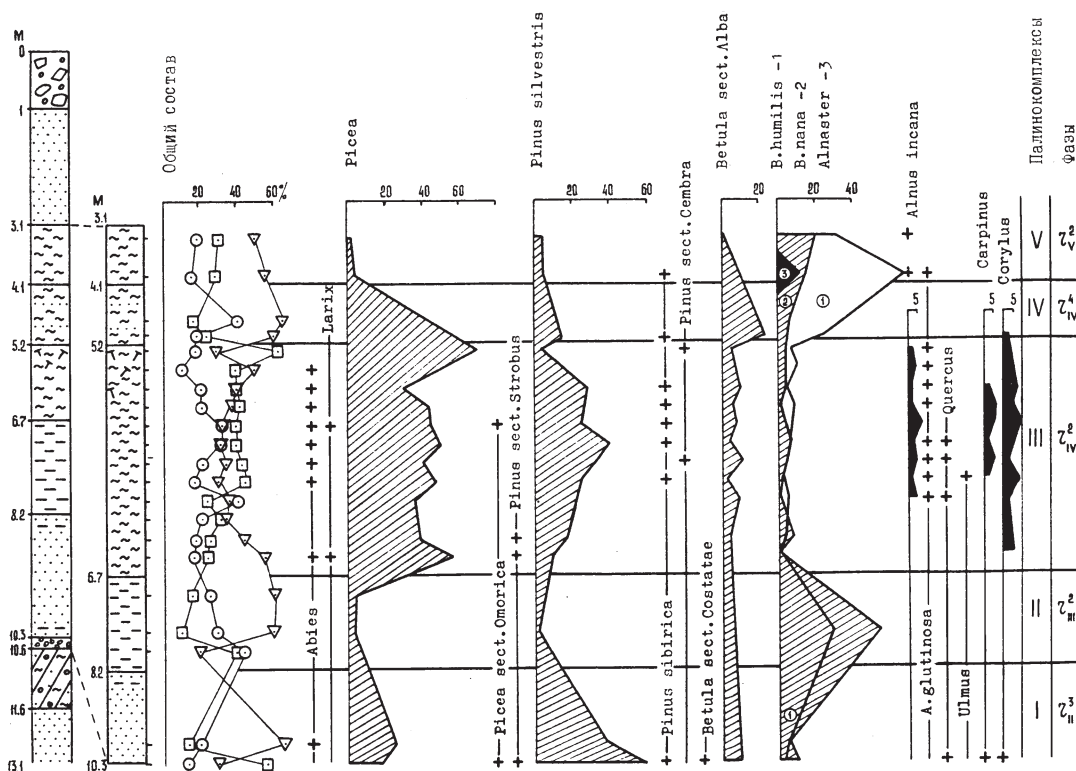


Рис. 37. Спорово-пыльцевая диаграмма родионовских отложений в обн. 205-Усть-Пожег (составила Л.А. Коноваленко).

Усл. обозначения на рис. 24

claytoniana, а также *Lycopodium lagopus* и *Diphazium complanatum*. Комплекс соответствует распространению сосновых лесов с участием ели, пихты, единичных экзотических и широколиственных пород.

II комплекс (инт. глубин 8,2–6,7 м). В общем составе в отличие от I комплекса доминируют споры (до 64%). Количество пыльцы травянистых составляет 30–50%. Среди пыльцы древесных пород в отличие от предыдущего комплекса господствуют *Betula nana* (до 60%) и *Betula humilis* (до 34%). Резко сокращается количество пыльцы *Picea* sp. (до 4%), *Pinus sylvestris* (до 2%), *Betula* sect. *Albae* (до 6%). Пыльца травянистых представлена, главным образом, Cyperaceae и Poaceae (по 40%). Доминируют споры *Sphagnum* sp. (до 76%). В отдельных спорово-пыльцевых спектрах содержание спор *Selaginella selaginoides* достигает 8%. Комплекс характеризует распространение лесотундровых ассоциаций.

В III комплексе (инт. глубин 6,7–5,2 м) среди пыльцы древесных пород в отличие от предыдущих комплексов доминирует пыльца *Picea* sp. (34–70%). Как и в I комплексе, обнаружена единичная пыльца экзотических элементов флоры: *Picea* sect. *Omorica* и *Pinus* sect. *Strobus*. Количество пыльцы *Pinus sylvestris* варьирует от 10 до 42%. В малом количестве и единично присутствует пыльца *Abies* sp., *Larix* sp., *Pinus sibirica*, *P. cembra*, *Betula* sect. *Albae*, *Betula humilis*, *Alnus incana*. Встречена пыльца широколиственных пород: *Carpinus* sp. (2–8%), *Corylus* sp. (2–10%) и единично пыльца *Quercus* sp., *Tilia* sp. Среди пыльцы травянистых доминирует Cyperaceae (52–90%). Пыльца Poaceae составляет 4–24%, разнотравье – 6–22%. В составе спор продолжают господствовать споры *Sphagnum* sp. при значительном участии Polypodiaceae (до 46%). Единично присутствуют споры *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*, *Ophioglossum* sp., *Botrychium boreale*, *Lycopodium lagopus*, *Diphazium complanatum*, *Huperzia selago*. Комплекс свидетельствует о произрастании еловых лесов с пихтой, экзотическими и широколиственными породами.

IV комплекс (инт. глубин 5,2–4,1 м). В общем составе преобладают споры (до 64%). Пыльца древесных пород по сравнению с III комплексом составляет 6–22%. В составе этой группы продолжает доминировать пыльца *Picea* sp. (до 60%). При этом увеличивается содержание пыльцы *Betula* sect. *Albae* (до 22%) и *Betula humilis* (до 40%). Встречена пыльца *Artemisia* sp., Chenopodiaceae. Среди спор продолжают преобладать споры *Sphagnum* sp. Комплекс отражает распространение еловых и березовых редколесий.

V комплекс (инт. глубин 4,1–3,1 м). В общем составе по-прежнему доминируют споры при возрастании роли пыльцы древесных пород до 30%. Однако среди пыльцы древесных пород по сравнению с IV комплексом господствует пыльца *Betula humilis* (до 78%). Участие пыльцы *Betula nana* составляет 20%, а *Alnaster fruticosus* – 16%. Количество пыльцы других древесных пород ничтожно мало. Состав пыльцы трав близок составу двух предыдущих комплексов. Лишь среди спор единично обнаружены споры *Selaginella selaginoides*. V комплекс, как и II, характеризует распространение лесотундровых формаций.

Характеристика комплексов позволяет отнести изученные отложения к родионовскому горизонту. На это указывают наличие двух климатических оптимумов (I и III комплексы), присутствие пыльцы *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и спор *Osmunda claytoniana*.

2.2.4. Вычегодские (московские) ледниковые отложения ($Q_{II}^{4vс}$)

Вычегодский ледниковый горизонт, как правило, залегает на родионовских межледниковых отложениях, часто с экзарационным контактом. На отдельных участках он перекрывает непосредственно печорский тилл, и в этих случаях расчленение горизонтов тиллов и их возрастная принадлежность устанавливаются результатами комплексного литологического изучения. Вычегодский горизонт чрезвычайно широко развит на рассматриваемой территории: он выступает в средних и верхних частях разрезов береговых обнажений, вскрыт многочисленными скважинами, что обусловило достаточно высокую степень литологической изученности этого ледникового комплекса. Мощность вычегодских отложений в береговых обнажениях колеблется от нескольких до 35 м, а в скважинах – до 60 м и более. В пределах Печорской низменности подошва вычегодского тилла лежит на абс. отметках +50–100 м. Вычегодский горизонт, как и печорский, подразделяется на три подгоризонта. Средний подгоризонт, сложенный основной мореной, имеет наибольшую мощность, плащеобразно покрывает территорию и нередко является рельефообразующим. Визуально вычегодский тилл не отличается как от более древних, так и от более молодых моренных толщ.

К пригляцально-аллювиальным отложениям, залегающим непосредственно под тиллом или под генетически связанными с ним озерно-ледниковыми осадками, приурочены местонахождения копытных леммингов с показателем эволюционного уровня ПЭУ, равным 1,4, что свидетельствует о вычегодском возрасте тилла (Кочев, 1984). Микротериологическим методом ранневыхогодский возраст подстилающих осадков определен в обн. 220-Кипиево на нижней Печоре, в обн. 23 (11) на р. Шапкиной, в обнажениях 24 и 34 в бассейне р. Лаи и в обн. 103 на р. Серчейю (рис. 25). На вычегодский возраст тилла указывают и результаты его комплексного литологического изучения.

На севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона в долине р. Черной вычегодский тилл представлен преимущественно суглинками с довольно близкими средними содержаниями глинистой и алевритовой фракций – 37,1 и 45,5% при подчиненном значении гравийно-песчаной, составляющей 17,4%. Отложения слабо сортированы: $S_c = 0,20$, средний диаметр варьирует в широких пределах – 0,010–0,032 мм (среднее значение для горизонта 0,019 мм). Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, повышено и в разных разрезах составляет 5–8,5% (в среднем 6,5%).

В бассейне р. Лаи вычегодский тилл сложен преимущественно суглинками с низкой степенью сортированности мелкозема ($S_c = 0,16$) и $d_{cp} = 0,014$ мм. Гравийно-песчаная фракция составляет 23,4%, алевритовая – 32,5%, количество пелитовой фракции 44,1%.

Вычегодский тилл в долине р. Шапкиной характеризуется слабой степенью сортированности материала ($S_c = 0,20$) и невыдержанным на площади гранулометрическим составом с d_{cp} , варьирующим от 0,012 до 0,034 мм. Но в большинстве изученных разрезов тилл сложен тяжелым суглинком с высоким содержанием глины, в половине береговых обнажений он представлен глинами. Средние содер-

жания гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций соответственно равны 21,2; 41,2 и 37,6%. В вычегодском тилле суммарная карбонатность изменяется от 3,2 до 9,6%, в среднем составляя 5,9%.

На нижней Печоре вычегодский тилл, выступающий в береговых обнажениях и вскрытый многочисленными скважинами, представлен суглинками, глинами и супесями. Для него также характерна изменчивость гранулометрического состава на площади и в разрезе. В гранулометрическом составе тилла в большинстве случаев преобладает пелитовая фракция (40,5%), алевритовая и гравийно-песчаная составляют соответственно 34,1 и 26,4%. Средний диаметр частиц меняется в пределах 0,010–0,032 мм (среднее значение для горизонта 0,017 мм). Степень сортированности отложений низкая, $S_c = 0,17$.

Вычегодский тилл в скважинах на р. Колве имеет еще более глинистый состав: содержание фракции менее 0,01 мм здесь составляет 44%, алевритовой – 38,4%, гравийно-песчаной – 17,6%. Средний диаметр частиц равен 0,014 мм, среднее значение коэффициента сортировки низкое – 0,15.

В береговых обнажениях р. Ижмы вычегодский тилл представлен слабосортированной супесью с $S_c = 0,21$ с $d_{cp} = 0,032$ мм. Средние содержания гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций соответственно составляют 32,4; 40,4 и 27,2%.

На междуречье Мезени и Вашки вычегодский тилл, как и печорский, представлен валунной супесью. Отложения сортированы в еще меньшей степени ($S_c = 0,16$) и имеют в два раза более тонкий $d_{cp} = 0,035$ мм, который уменьшается с севера на юг. Так, более грубый по составу тилл вскрывается в обнажениях на р. Уип, что, по-видимому, связано с гранулометрическим составом подстилающих пермских и триасовых пород.

На северо-востоке региона – в долине р. Адзвы, вычегодский тилл сложен крайне несортированным ($S_c = 0,11$) валунным суглинком, представляющим собой классическую «оптимальную» смесь гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций, соответственно составляющих 30,6; 33,5 и 35,9%, т.е. содержащихся почти в равных количествах. Средний диаметр равен 0,021 мм.

Вычегодский тилл в береговых разрезах р. Бол. Роговой характеризуется изменчивым гранулометрическим составом и представлен отложениями широкого диапазона – от тяжелых несортированных ($S_c = 0,16$) суглинков до супесей с повышенной суммарной карбонатностью, составляющей 7,9%. Средний диаметр соответственно тоже изменяется от 0,012 до 0,042 мм (в среднем 0,023 мм). Песчаная, алевритовая и глинистая фракции составляют 21,4; 44,2 и 34,4%. В долине Бол. Роговой отчетливо проявляется унаследованность состава тиллов и подстилающих отложений. В тиллах, залегающих на аллювиальных и морских осадках квартера, наблюдается высокое содержание гравийно-песчаной фракции, а тиллы, перекрывающие озерные и лимногляциальные осадки, имеют повышенное содержание глинистой фракции и более тонкий состав. Особенно наглядно сходство тилла с породами субстрата в нижних частях моренных горизонтов.

В долине р. Сейды вычегодский тилл имеет существенно меньшую суммарную карбонатность, чем печорский: 6,9% против 12,7%. Этим, вероятно, обусловлена его меньшая плотность. Сложен он суглинками с очень низкой степенью сортировки материала ($S_c = 0,10$) и средним диаметром, равным 0,021 мм, т.е. по сравнению

с печорским тиллом вычегодский имеет более тонкий гранулометрический состав. Гравийно-песчаная фракция составляет в среднем 23,2%, алевритовая – 40% и глинистая – 36,8%.

В разрезах средней Печоры гранулометрический состав слабосортированного ($S_c = 0,15$) вычегодского тилла также меняется от разреза к разрезу: средний диаметр мелкозема колеблется довольно существенно: от 0,015 до 0,044 мм, среднее его значение 0,030 мм. Содержания гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций составляют соответственно 35,5; 33,9 и 30,6%, суммарная карбонатность колеблется от 1,4 до 3,2% (среднее значение 2,4%).

В бассейне р. Вычегды тилл вычегодского возраста также сложен «оптимальной» поликомпонентной смесью с примерно равными содержаниями гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций (33,2; 30,7 и 36,1%), при очень низкой степени сортированности мелкозема $S_c = 0,11$. Средний диаметр зерен равен 0,027 мм. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, существенно: суммарная карбонатность составляет 7,2%, а в отдельных образцах ее значение достигает 9%.

Для тяжелой фракции вычегодского тилла на различных участках центра Печорской низменности характерны сходные минеральные ассоциации (табл. 10). Так, в долине р. Черной она представлена сидеритом (22,3%), эпидотом (20,6%), гранатом (14,9%), амфиболом (11%) и пиритом 9,7%, выход тяжелой фракции составляет 0,66%. В отдельных разрезах суммарное количество пирита и сидерита достигает половины массы тяжелой фракции. По содержанию этих минералов в пределах изученного отрезка р. Черной выделяются два участка (рис. 30). В верхнем по течению отрезке реки между устьями ручьев Сейкаргаяха и Мулярвэйсе (рис. 30, обнажения 1–15) тяжелая фракция тилла характеризуется высокой суммарной концентрацией пирита и сидерита (33,3–50,7%). Исключение составляет обн. 11, где тилл определяется наиболее низким в районе суммарным количеством этих минералов (15%). Ниже устья р. Мулярвэйсе (обнажения 14–22) в вычегодском тилле отмечается резкое возрастание выхода тяжелой фракции (0,81–1,22%) и количества ильменита (до 9,4% против 0,8–0,3% в печорском тилле); общее содержание пирита и сидерита уменьшается в два раза (до 19,5–25,7%) за счет сокращения доли пирита, имеющего здесь резко подчиненное значение по отношению к сидериту и составляющего 3–8% от массы тяжелых минералов. Анализ пространственного распределения выхода тяжелой фракции и отдельных порообразующих минералов показывает, что вычегодский тилл северо-восточной части изученного отрезка реки характеризуется самой высокой суммарной концентрацией тяжелых минералов и обогащен эпидотом и ильменитом по сравнению с юго-западным участком. Содержание пирита и сидерита в северо-восточном направлении, напротив, убывает.

В бассейне р. Лаи тяжелая фракция, выход которой 0,56%, представлена амфибол(13,2%)-гранат(19,2%)-эпидотовой(30,3%) минеральной ассоциацией с почти равными содержаниями ильменита и минералов группы титановых (8,1 и 8,3%).

В береговых обнажениях среднего течения р. Шапкиной тяжелая фракция вычегодского тилла составляет 0,69%. Представлена она весьма сходной с бассейном р. Черной (участок ниже устья руч. Мулярвэйсе) амфибол(10,5%)-гранат(14,4%)-сидерит(16,6%)-эпидотовой(24,6%) минеральной ассоциацией.

Минеральный состав тяжелой фракции вычегодского тилла

Район (река)	Черная	Лая	Шапкина	нижняя Печора	Колва, скв. 71	Ижма	Удора	Адзья	Бол. Роговая	Сейда	средняя Печора	Вычегда, скв. 21
ВТФ, %	0,66	0,56	0,69	0,42	0,83	0,42	0,58	0,60	0,61	0,76	0,48	0,95
Магнетит	0,5	0,6	1,3	0,2	0,1	0,4	0,7	0,4	0,7	0,6	0,5	0,7
Гематит	0,9	0,2	0,3				2,4	0,1		0,4		1,1
Ильменит	3,6	8,1	8	4,5	11,6	8,9	7,6	9,7	7,6	11,1	4,3	2,9
Эпидот	20,6	30,3	24,6	31,5	25,9	24,3	14,5	32,3	28,3	30,3	36,1	15,6
Амфибол	11	13,2	10,5	15,9	9,3	17,8	16,3	8,2	11,6	3,6	17	41
Гранат	14,9	19,2	14,4	16,1	14,4	25,3	16,7	16,2	9,7	7,5	12,5	22,5
Пирит	9,7	3,6	9,9	6	3,6		8,5	1,7	13	15,1	4,1	1,4
Сидерит	22,3	6,2	16,6	8,5	24,9		6	12,8	9,1	14,8	6,7	1,5
Циркон	0,7	1	2,9	0,4		2,1	1,2	1,3	1,8	4,6	0,8	0,8
Рутил	0,3	0,5	0,5	0,4	0,1	0,8	1,4	0,5	0,7	0,9	0,2	0,5
Титанит	2	3,6	2,2	2,7	1,6	2,4	1,7	2,9	1,6	0,9	2,3	1,3
Лейкоксен	1,8	4,2	3,5	3,8	1	3,2	2,5	6,6	8,1	5,9	4,2	1,4
Гр. титановых минералов	4,1	8,3	6,2	6,9	2,7	6,4	5,6	10	10,4	7,7	6,7	3,1
Кианит	2,1	1,2	1,8	1,9		3,3	4,9	1,1	1,6	0,4	1,8	3,3
Ставролит	1	1,2	0,1	1,3		0,9	2,8	1	0,3	0,1	1,9	1,1
Силлиманит	0,2	0,2	0,04	0,5	0,1		0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
Гр. метаморф- ных минералов	3,2	2,6	1,9	3,7	0,1	4,2	7,9	2,2	2	0,6	3,9	4,6
Турмалин	1,1	1,1	0,7	1,1	1,4	1,1	1,3	1,3	1,2	0,6	1,4	0,5
Апатит	1,6	1,7	1,1	2	1,9	2,5	4,1	1	1,9	0,9	1,1	1,1
Пироксен	1,4	0,5	1,1	0,3		1,4	2,7	0,5	1,5	1		1,5
Лимонит	3,7	4,3	0,4	2,2	1	2,7	5,4	1,6		0,4	5,8	1,9

На нижней Печоре в тяжелой фракции вычегодского тилла, содержание которой составляет 0,42%, преобладают амфибол (15,9%), гранат (16,1%) и эпидот (31,5%). Суммарное количество пирита и сидерита и их соотношение в разрезах изменчивы: иногда при ничтожном их содержании в верхних частях разрезов повышена концентрация лимонита, что связано, скорее всего, с окислением пирита и сидерита в зоне гипергенеза. В целом же сидерита в вычегодском тилле меньше, чем в печорском, а пирита примерно столько же. По сравнению с печорским тиллом количество глауконита здесь сокращено в 3–4 раза (до 15–20 зерен на стандартный петрографический шлиф), и имеет он более мелкую размерность.

В скв. 71 (бассейн р. Колвы) для тяжелой фракции вычегодского тилла, содержание которой составляет 0,83%, характерна ильменит(11,6%)-гранат(14,4%)-сидерит(24,9%)-эпидотовая(25,9%) ассоциация тяжелых минералов. Амфиболы содержатся в количестве 9,3%, пирита очень мало – 3,6%.

Восточнее, в скважинах нижнего течения р. Усы, в тяжелой фракции, выход которой невелик (0,43%), преобладают всего два минерала: абсолютно доминирует эпидот – 41,2%, на долю гранатов приходится 17,5%. Содержание сидерита составляет 5,2%, пирита – 1,9%, крайне низкое значение имеют амфиболы – 6,6%.

Тилл вычегодского горизонта в береговых разрезах р. Ижмы характеризуется амфибол(17,8%)-эпидот(24,3%)-гранатовой(25,3%) ассоциацией тяжелых минералов, составляющих 0,42%, повышена концентрация ильменита (8,9%), в отдельных разрезах достигающая 12,2%. Содержание титановых минералов составляет 6,4%, метаморфогенных – 4,2%. В тяжелой фракции не отмечаются ни пирит, ни сидерит.

В вычегодском тилле Удорского района тяжелых минералов содержится 0,58%, минеральная ассоциация представлена эпидотом (14,5%), амфиболом (16,3%), гранатом (16,7%). Как и в печорском тилле, здесь существенны содержания кианита (4,9%) и апатита (4,1%). А амфиболов, гранатов и эпидота в вычегодском тилле больше, чем в печорском (в отдельных образцах амфиболы составляют 27,5%, гранаты – 21,6%), концентрации пирита и сидерита ниже – 8,5 и 6% соответственно.

Еще в большей степени изменчив минеральный состав вычегодского тилла на северо-востоке региона: в береговых обнажениях р. Адзвы, Бол. Роговой и Сейды. В нижнем течении Адзвы для тяжелой фракции тилла характерна амфибол(10,6%)-ильменит(10,8%)-гранат(16,6%)-эпидотовая(36,3%) ассоциация тяжелых минералов, количество которых составляет 0,51%. Иногда отмечаются повышенные содержания титановых минералов (9,8–13%), переотложенных, вероятно, из средне-верхнеюрских отложений, где они фиксируются в значительных количествах. Высокие концентрации эпидота и гранатов связаны с влиянием как метаморфизованных гранатсодержащих уральских пород, так и пермских терригенных отложений, широко развитых к востоку (в бассейнах рек Бол. Роговой и Сейды) и содержащих в тяжелой фракции до 60% минералов группы эпидотационита (Чалышев, Варюхина, 1968). Выше по течению выход тяжелой фракции составляет 0,74%, содержания эпидота и гранатов снижаются соответственно до 25,4 и 14,6% за счет резкого увеличения доли сидерита (в среднем до 28,7%). Не исключено, что это связано с возросшей ролью в процессе ледниковой ассимиляции верхнетриасовых пород близкого транзита, обогащенных сидеритом и сидеритовы-

ми стяжениями. Содержание пирита не превышает первых процентов, отмечается он не во всех пробах.

В тяжелой фракции вычегодского тилла из береговых обнажений р. Бол. Роговой (рис. 38) количество эпидота еще больше возрастает, достигая в отдельных образцах половины массы тяжелой фракции, составляющей 0,61%. Обогащение тилла эпидотом объясняется здесь, как и в разрезах р. Адзвы, вероятно, влиянием пород Урала и терригенных отложений верхней перми, подстилающих четвертичные образования в долине Бол. Роговой. Характерны повышенные концентрации лейкоксена, отчетливо возрастающие вниз по течению реки от 4–5 до 13–17%, среднее содержание лейкоксена в вычегодском тилле бассейна Бол. Роговой 8,1%. Суммарное количество пирита и сидерита составляет в среднем 22,1%.

Еще восточнее, в бассейне р. Сейды, тяжелых минералов в вычегодском тилле содержится 0,76%. Для тилла характерна ильменит(11,1%)-сидерит(14,8%)-пирит(15,1%)-эпидотовая(30,3%) минеральная ассоциация с несколько повышенным содержанием минералов группы титановых – 7,7%.

Тяжелая фракция вычегодского тилла на средней Печоре, выход которой составляет 0,48%, характеризуется гранат(12,5%)-амфибол(17%)-эпидотовой(36,1%) ассоциацией минералов. Содержания пирита и сидерита понижены соответственно до 4,1 и 6,7%, суммарное количество титановых минералов составляет 6,7%.

Самым высоким выходом тяжелых минералов (в среднем 0,95%) характеризуется вычегодский тилл, выступающий в береговых обнажениях р. Вычегды и в скв 21. Тяжелая фракция представлена эпидот(15,6%)-гранат(22,5%)-амфиболовой(41%) минеральной ассоциацией. Средние содержания эпидота в сравнении с печорским тиллом понижены, а амфиболов повышены, иногда амфиболы составляют до 57%

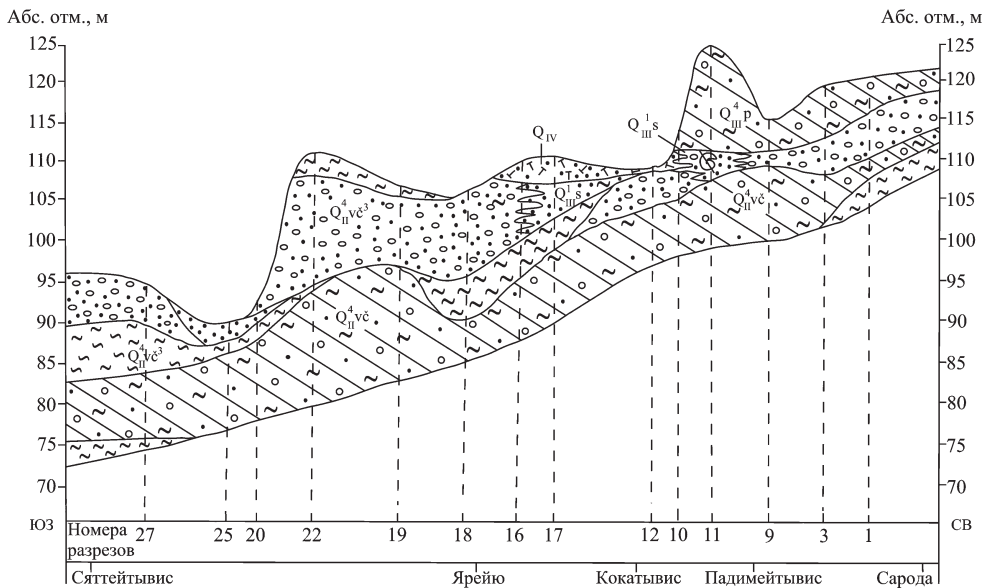


Рис. 38. Схематический геологический разрез неоплейстоценовых отложений долины р. Бол. Роговой.

Усл. обозначения на рис. 30

тяжелой фракции. Пирит и сидерит присутствуют в незначительных количествах, составляя первые проценты от массы тяжелой фракции; исключение составляют некоторые образцы из разрезов в нижнем течении Вычегоды, где их суммарная концентрация достигает 15–25%. Столь высокое содержание этих минералов можно связать с влиянием на формирование минерального состава тилла местных пород триаса и юры, подстилающих здесь неоплейстоцен.

Таким образом, в южных районах Тимано-Печоро-Вычегодского региона разновозрастные тиллы резко отличаются один от другого по составу тяжелых минералов. И поскольку различия эти выдержаны в пределах значительной площади, минеральный состав тяжелой фракции тиллов имеет здесь стратиграфическое и палеогеографическое значение.

Содержание грубообломочного материала в вычегодском тилле значительно выше, он более крупной размерности, чем в печорском тилле. Особенностью этого тилла является то, что формирование его в вычегодское время происходило при участии двух питающих провинций, о чем свидетельствуют ориентировка удлиненных обломков пород (рис. 22) и особенности петрографического состава валунно-галечного материала (рис. 23).

В петрографическом составе крупнообломочного материала из вычегодского тилла на р. Черной количество валунов карбонатных пород варьирует от 27,5 до 56,3%, составляя в среднем в долине реки 44,5%, при этом содержания темно- и светлоокрашенных разностей равны. Содержание обломков местных терригенных юрских и меловых пород 17–27%, в отдельных разрезах повышается до 31–39%. Количество дальнеприносных магматических и метаморфических пород тоже меняется от 6,6 до 18,2%. Особенность вычегодского тилла р. Черной состоит в постоянном присутствии в петрографическом спектре обломков руководящих пород северо-западной питающей провинции: нефелиновых сиенитов, гранитов, гранитогнейсов из Фенноскандии, а также агатсодержащих северотиманских базальтов и аметиста. На северо-западный снос материала указывает и ориентировка обломков: преимущественно с запада-северо-запада на восток-юго-восток в секторе 270–360°.

В береговых разрезах рек Лаи и Серчейю крупные обломки на 41–54% представлены карбонатными породами (в среднем 45,5%), две трети которых составляют светло-серые и белые известняки (31,2%). Обломки местных терригенных юрских и нижнемеловых пород содержатся в количестве 16,7–27,6%, что по сравнению с печорским тиллом этого района заметно ниже, иногда их количество увеличивается до 35%. Дальнеприносные метаморфические и магматические породы, представленные обломками различных сланцев, диабазов, базальтов, порфиритов, гранитов, граносиенитов, гнейсов, амфиболитов, а также кварцитопесчаников и кварцитов, составляют 8,6–23,3%. Содержание чуждых бассейну р. Лаи осадочных образований: крепких зеленовато-серых и серых полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов перми и триаса, кремнистых пород, более стабильно (14,7–20,7%). В среднем течении реки отмечаются редкие крупные обломки северотиманских агатов. Петрографический состав пород в комплексе с многочисленными замерами ориентировки удлиненных обломков, направленной с запада-северо-запада по азимуту 320–330°, указывает на связь вычегодского тилла в бассейне р. Лаи с Фенноскандией и Северным Тиманом. Подтверждается этот вывод «возрастны-

ми метками» мелкозема вычегодского тилла, равными 500–570 млн лет, и калий-аргоновой датировкой 1800 млн лет валуна гранита из этого тилла (Андреичева, Андреичев, 2013), что свидетельствует о формировании его за счет материала из Фенноскандинавии.

Удлиненные обломки пород в вычегодском тилле нижней Печоры также имеют ориентировку 310–320°. В составе крупнообломочного материала доля карбонатных пород составляет 30,7–50% (в среднем 35,7%). В этой группе, как и на р. Лае, две трети всех обломков приходится на светлоокрашенные разности известняков. Содержание обломков местных терригенных пород мезозоя по сравнению с печорским тиллом снижено до 18,5–22,3% (в среднем до 20,1%). Еще ниже содержание пермских и триасовых полимиктовых песчаников, гравелитов и кремнистых пород, чуждых для данного района. Количество их от разреза к разрезу варьирует от 3,5 до 15,5%, составляя в среднем 11,3%. Количество же дальнеприносных магматических и метаморфических пород здесь значительно и составляет 27,7% от числа всех обломков из вычегодского тилла, что выше, чем в разрезах по рекам Лае и Серчейю. Они представлены амфиболитами, гранитами, в том числе рапакиви, гнейсами, базальтами, часто с агатами, что с учетом данных ориентировки обломков пород свидетельствует о поступлении терригенного материала со стороны Фенноскандии-Северного Тимана.

В долине р. Шапкиной петрографический состав гальки и валунов из вычегодского тилла также характеризуется повышенным содержанием обломков карбонатных пород, составляющим от 25 до 48% (в среднем 38,9%). При этом светлоокрашенные палеозойские карбонаты, представленные известняками и доломитами, преобладают над темноокрашенными их разностями, составляя 27,6 и 11,3% соответственно. На долю обломков местных мезозойских терригенных пород приходится 20,3%, транзитных – 15,4%. Концентрация местных пород мезозоя в вычегодском тилле понижена почти в два раза по сравнению с печорским тиллом, где их содержится 36,2%. В большинстве разрезов тилла повышено количество обломков дальнеприносных магматических и метаморфических пород (иногда до 30%), в среднем же они составляют 25,4%. Во всех петрографических пробах зафиксированы характерные для Северотиманской питающей провинции агатсодержащие базальты, причем их содержания иногда достигают 24–26,5% от количества всех обломков. Кроме того, в большинстве проб присутствуют граниты (в том числе рапакиви) и гранитогнейсы, по-видимому, тоже северо-западного происхождения. Данные петрографического состава, свидетельствующие о связи вычегодского тилла с Фенноскандинавской питающей провинцией, подтверждаются довольно выдержанной ориентировкой удлиненных валунов в секторе 270–350°. На вычегодский возраст тилла указывают, кроме того, термолюминесцентные датировки, полученные в процессе совместных работ по российско-норвежскому проекту «ПЕЧОРА». В обн. 7 возраст морских песков, подстилающих тилл, составляет 230±20 тыс. лет, а перекрывающих его озерных песков и алевритов – 130±12 тыс. лет. Залегание тилла между этими датированными толщами вполне однозначно свидетельствует о его вычегодском возрасте. В одном из береговых разрезов (обн. 11) тилл, имеющий все перечисленные выше особенности, отнесен к вычегодскому горизонту еще и на основании данных палинологического и микротериологического анализов, поскольку залегает он между датированными по

грызунам нижневыхгодскими (с ПЭУ = 3,1) и нижневалдайскими (с ПЭУ = 22,8) отложениями (Гуслицер, Дурягина, Кочев, 1985).

В составе крупнообломочного материала из вычегодского тилла в береговых обнажениях р. Ижмы карбонатных пород несколько меньше, чем в разрезах вычегодского тилла более северных территорий, их содержится 33,8%, но преобладают также светлоокрашенные разности известняков и доломитов, на которые приходится 19,1%. Местные подстилающие мезозойские породы составляют 37,1%, содержание обломков пород близкого транзита, представленных различными полимиктовыми песчаниками и кремнистыми породами, 13,6%. Дальнеприносные магматические и метаморфические составляют 15,7%. Удлиненные обломки пород в тилле ориентированы по азимуту запад-северо-запад 270–320°.

На междуречье Мезени и Вашки удлиненные обломки пород в вычегодском тилле ориентированы в секторе 280–340°. Петрографический состав резко отличается от такового в печорском тилле. Доминирующую роль здесь играют терригенные породы перми, включая обломки местных пород, представленных опоками, кремнями, мергелями, их содержания достигают 43,2% против 17,1% в печорском тилле. Карбонатных пород (палеозойских известняков и доломитов), напротив, отмечено лишь 20,2%, что почти втрое меньше, чем в печорском тилле – 56,2%. Дальнеприносных магматических и метаморфических пород, кварцитов и кварцитопесчаников содержится чуть больше, чем в печорском горизонте – 27,8%. Обломки триасовых пород, как и в печорском тилле, не встречены, поскольку подстилающий триас на рассматриваемой территории представлен нелитифицированными разностями. В незначительном количестве присутствуют глинисто-кремнистые (5,4%) и пиритовые (4,3%) конкреции, кварц составляет 7,3%.

В разрезах р. Адзвы на всем ее протяжении петрографический состав обломков в вычегодском тилле характеризуется пониженным средним содержанием карбонатных пород – 27,5%, при преобладании светлоокрашенных известняков, аналогичных развитым на гряде Чернышева. Содержания других пород в вычегодском тилле существенно меняются в долине реки. В верхнем течении реки тилл обогащен обломками мезозойских пород: светло- и буровато-серых песчаников, нередко с включениями растительного детрита, алевролитов и аргиллитов, углисто-глинистых сланцев, среднее содержание которых составляет 38,2%, тогда как в нижнем течении Адзвы мезозойских пород существенно меньше – 10,8%. Количество обломков крепких зеленовато-серых и серых полимиктовых песчаников и гравелитов, кремнистых пород перми и триаса в вычегодском тилле на севере долины Адзвы составляет в среднем 22,1%, на юге оно чуть выше – 30,2%. В верхнем течении Адзвы породы с Полярного и Приполярного Урала: фиолетовые и розовые кварциты и кварцитопесчаники девона и тельпоосской свиты нижнего ордовика, зеленые лавобрекчии, кварц-эпидотовые породы, габбродиабазы, амфиболиты, перидотиты, пироксениты, различные сланцы, в том числе филлиты, содержатся в количестве 13,6%. Ниже по течению количество их существенно возрастает и составляет 29,2%. Ориентировка длинных осей обломков пород в секторе 80–105° указывает на субширотное поступление обломочного материала (с Урала) при формировании тилла в долине р. Адзвы.

В долине р. Бол. Роговой вычегодский тилл, напротив, обогащен обломками карбонатных пород, практически везде составляющими 35–45%. Лишь в несколь-

ких разрезах концентрация их снижается до 26–30%, а в отдельных разрезах увеличивается до 51–58%. Среднее количество обломков карбонатных пород в тилле составляет 40,5%. Что касается соотношения их темно- и светлоокрашенных разновидностей, то в большинстве разрезов первая группа пород явно преобладает над второй, иногда наблюдаются практически равные их соотношения, редко доминируют светло-серые и белые известняки. Местными в долине реки являются пермские полимиктовые песчаники, аргиллиты, алевролиты, а также песчаники горчичного цвета. Количество их в тилле не очень значительно и в среднем составляет 9,4%. Особенность вычегодского тилла – довольно высокая концентрация в нем обломков магматических и метаморфических уральских пород, аналогичных содержащимся в тилле из разрезов р. Адзвы, а также кварцитов и кварцитопесчаников, чуждых бассейну р. Бол. Роговой. Содержание их в ряде разрезов достигает 30–37%, составляя в среднем 26,2%. Ориентировка удлиненных обломков почти в субширотном направлении с востока-северо-востока в секторе 45–90° подтверждает участие пород Урала в формировании вычегодского тилла.

В вычегодском тилле р. Сейды, как и на р. Адзве, понижено содержание карбонатных пород – 25,7%, в этой группе 11% приходится на палеозойские светлоокрашенные известняки. Содержание пород перми и триаса: песчаников зеленовато-серой и горчичной окраски, алевролитов и аргиллитов, гравелитов, глинистых и углисто-глинисто-кремнистых сланцев здесь, напротив, несколько выше (22,8%), чем в печорском тилле. Эти породы можно рассматривать в качестве как местных, так и не очень дальнего транзита, поскольку пермские породы развиты на весьма значительной площади и подстилают отложения неоплейстоцена и к северу, и к востоку от долины р. Сейды. Обломков магматических и метаморфических пород, принадлежащих Уральской питающей провинции, больше, чем в печорском тилле: 27,9% против 17,7%. Длинные оси обломков пород ориентированы с северо-северо-востока по азимуту 40–60°, и это тоже подтверждает поступление, обломочного материала для формирования вычегодского тилла со стороны Урала.

В петрографическом составе крупнообломочного материала из разрезов вычегодского тилла на средней Печоре выдержаны относительно низкие содержания карбонатных пород – 26,7–27,8% (в среднем 27,2%). Из них больше половины (около 15%) приходится на нижнепалеозойские темно-серые и черные известняки и доломиты. Местные подстилающие мезозойские породы составляют тоже очень немного – 18,6%. Чуждые бассейну средней Печоры образования доминируют в составе обломков. Осадочные, преимущественно кремнистые породы, содержатся в количестве 21,8%, метаморфические и изверженные породы осевой части Приполярного и Полярного Урала составляют 30–35% (в среднем 32,4%). Длинные оси обломков пород в вычегодском тилле средней Печоры ориентированы с северо-северо-востока в секторе 40–60°, что указывает на поступление терригенного материала при образовании этого тилла со стороны Полярного и северной части Приполярного Урала.

В долине р. Вычегды в петрографическом составе крупнообломочного материала доля карбонатных пород высока – 48%. Светло-серые и белые известняки в этой группе доминируют, их почти в три раза больше, чем темноокрашенных карбонатных пород. Обломков местных пород – пермских терригенных образований и кремнистых пород, меньше, чем в печорском горизонте – 15,7%. Количество обломков пород близкого транзита – темно-серых и известковистых песчаников,

алевролитов и аргиллитов с рострами белемнитов, обломками угля и пиритовыми конкрециями, составляет 15,4%. Для вычегодского тилла характерно, кроме того, высокое содержание обломков кристаллических пород из Фенноскандии – 20,3%, их концентрация в отдельных разрезах достигает 22,5%. Кроме гранитов, гранито-гнейсов, гранатовых амфиболитов, диабазов, диоритов и габбро, здесь отмечаются валуны крупнокристаллических нефелиновых сиенитов. Связь с Фенноскандинавским центром оледенения подтверждается и ориентировкой удлинённых обломков по азимуту запад-северо-запад 285–330°. О формировании вычегодского тилла за счёт Фенноскандинавского терригенного материала свидетельствуют и «возрастные метки» мелкозема, равные 571–660 млн лет. Калий-аргоновые датировки семи валунов кристаллических пород (гранита, гнейса, плагиогнейса, кристаллического сланца и трёх образцов диорита) в диапазоне 1345–2015 млн лет хорошо согласуются с реконструкциями направления движения ледниковых потоков в юго-юго-восточном направлении со стороны Фенноскандии (Андреичева, Андреичев, 2013).

Таким образом, проведенное комплексное изучение вычегодского тилла позволяет литологически обосновать наличие двух питающих провинций при его формировании. Основная часть Тимано-Печоро-Вычегодского региона, охватывающая нижнюю Печору, включая ее широтный отрезок, бассейны рек Черной, Шапкиной, Лаи, Серчейю, Колвы, Ижмы, Вычегды, перекрывалась во второй половине среднего неоплейстоцена (в вычегодское время) покровным ледником Фенноскандинавского центра. Здесь удлинённые обломки в вычегодском тилле ориентированы с запада-северо-запада по азимуту 270–360°. Район крайнего северо-востока Печорской низменности – долины рек Адзвы, Бол. Роговой, Сейды, а также средняя Печора, были ареной развития ледника, центр которого располагался в районе Полярного и Приполярного Урала. Материал для формирования вычегодского тилла поступал в восток-северо-восток по азимуту 40–90° (Кузнецова, 1971; Андреичева, 1985, 1992, 2002, 2012; Андреичева, Дулягина, 1999). В петрографическом составе валунно-галечного материала довольно высока концентрация магматических и метаморфических уральских пород.

2.3. Верхний неоплейстоцен

Отложения верхнего неоплейстоцена подразделяются на межледниковый сулинский (микулинский), ледниковый лайский (подпорожский), межледниковый бызовской (ленинградский) и ледниковый полярный (осташковский) горизонты. В Тимано-Печоро-Вычегодском регионе лайский, бызовской и полярный горизонты объединены в ненецкий надгоризонт. Разрезы, в которых отложения, начиная с сулинского межледниковья до позднего валдая, формировались бы непрерывно, в регионе неизвестны.

Наиболее дискуссионными в палеогеографии позднего неоплейстоцена являются проблемы, связанные с установлением возраста и границ распространения последнего оледенения Российской Арктики. В настоящее время существуют несколько моделей этого оледенения.

Согласно модели, предложенной А.А. Величко с коллегами (Величко, 1987; Величко и др., 2000; Величко, Фаустова, 1989; Развитие ландшафтов..., 1993; The

palaeogeography of Arctic..., 1988; Faustova, Velichko, 1992; Velichko et al., 1997) и имеющей наибольшее число сторонников, по крайней мере в России оледенение было ограниченным и «наземным» и состояло из разобщенных ледников с центрами на архипелагах Баренцево-Карского шельфа и на Полярном Урале. Карское море было сушей, свободной ото льда. Фрагментарность последнего оледенения на шельфе западно-арктических морей и полное отсутствие следов оледенения на шельфе восточно-арктических морей в своих работах аргументируют Ю.А. Павлидис (1992; Павлидис и др., 1990), Н.Н. Дунаев и др. (1989; О масштабах валдайского..., 1989), А.А. Аксенов и др. (Арктический шельф..., 1987).

Еще одна модель оледенения, основанная на данных аэрофотогоеологического картирования, проведенного А.С. Лавровым с коллегами (Лавров, 1974, 1977а, б; О палеогеографии..., 1975; Новые данные..., 1987; и др.), была разработана М.Г. Гроссвальдом (1988, 1994; Grosswald, 1998). Она пользуется популярностью среди западных исследователей. В соответствии с этой моделью покровное оледенение Арктики было сплошным и «морским» и перекрывало значительную часть Европейского северо-востока России. Центром оледенения было Карское море, причем Карский ледниковый щит возник раньше других ледниковых щитов Евразии, а исчез позже, продолжая существовать до рубежа 8,5 тыс. лет назад, т.е. до стадии «Мархида», а его центр занимал то же положение, что и в последний ледниковый максимум.

Третья модель оформилась в последние годы в процессе российско-норвежских исследований по проекту «PECHORA» (Paleo Environment and Climate History of the Russian Arctic) и координационной программе Европейского научного фонда QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North). По этой модели время кульминации последнего оледенения приходится на ранневалдайский (100–60 тыс. л.н.), а не на поздневалдайский интервал (25–10 тыс. л.н.), в котором крупных ледниковых явлений не было (Астахов и др., 1999; Астахов, 1999; Mangerud et al., 1999; Marginal formations..., 1999). По мнению сторонников этой точки зрения, поздневалдайский ледниковый покров не выдвигался с Баренцева шельфа на современную сушу, и роль этого покровного оледенения в регионе всеми остальными исследователями сильно преувеличена. В ранневалдайское время оледенение имело две самостоятельные стадии: 80–90 и около 60 тыс. л.н. (Астахов и др., 2007). В максимальную фазу развития валдайские ледниковые покровы имели формы материковых ледниковых щитов с центрами аккумуляции льда на осушенных шельфах Карского и Баренцева морей, и основная масса льда поступала с Арктического шельфа, где располагались наиболее высокие ледниковые купола (Marginal formations..., 1999).

На наш взгляд, ни одна из существующих моделей не бесспорна и не ставит точку в решении данной проблемы, несмотря на возросший интерес международного научного сообщества и на интенсивные исследования в этом направлении. Впрочем, авторы последней из рассмотренных моделей (Mangerud et al., 1999) также полагают, что, невзирая на сильные с их точки зрения аргументы в пользу ранневалдайского возраста последнего ледникового покрова в пределах линии Мархида, основанные, главным образом, на сильно варьирующих данных определения возраста оптико-люминесцентным (OSL) и радиоуглеродным методами, не следует исключать вариант его поздневалдайского возраста.

В соответствии с результатами наших многолетних комплексных исследований, включающих литологический, микротериологический, палинологический и геохронологический методы, дешифрирование аэрофотоснимков и заверку их аэровизуальными наблюдениями, кульминационным было поздневалдайское оледенение (25–10,3 тыс. л.н.), граница которого в общих чертах совпадает с внешним поясом краевых ледниковых образований А.С. Лаврова (Структура и динамика..., 1977), т.е. полярное оледенение продвигалось предположительно до центральной части Большеземельской тундры, не доходя до широтного отрезка р. Печоры (рис. 22).

2.3.1. Сулинские (микулинские) межледниковые отложения (Q_{III}^1s)

Сулинские отложения, имеющие повсеместное распространение, изучены в разрезах нижней Печоры (Хонгурей и Вастьянский Конь), в бассейнах рек Лаи, Черной, Куи, Шапкиной и Бол. Роговой. Во время сулинского межледниковья на значительной части региона образование осадков происходило в континентальных (озерных и аллювиальных) обстановках, а на севере формировались морские глины, пески и галечники с обильными скоплениями фауны моллюсков. Материалы Ю.А. Лаврушина (Строение и вещественный..., 1989) и наши наблюдения свидетельствуют о трансгрессивном характере бореального моря и о более широком развитии сулинских морских осадков, чем это принято считать, во всяком случае до широты долины р. Шапкиной и среднего течения р. Бол. Роговой.

Аллювиальные отложения фации русла сулинского горизонта в центральной части Печорской низменности в разной степени сортированы ($S_c = 0,37–0,60$), но сложены разными по крупности песками, имеющими $d_{cp} = 0,095–0,214$ мм. Для осадков пойменной фации аллювия характерен тонкий размер: $d_{cp} = 0,045–0,075$ мм. Наиболее тонкими среднесортированными ($S_c = 0,38$) алевритами с d_{cp} , равным 0,070 мм, сулинский аллювий представлен в долине р. Черной. В обнажениях Хонгурей и Вастьянский Конь аллювий сулинского возраста представлен тонко-мелкозернистыми песками, средний диаметр которых составляет соответственно 0,087 и 0,125 мм, а степень их сортированности существенно выше – $S_c = 0,67$ и 0,77. На территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона суммарная карбонатность аллювия низкая – 0,7–3,2%.

Результаты минерального состава тяжелой фракции сулинских отложений представлены в табл. 11. В низовье Печоры сулинский аллювий содержит соответственно 0,62 и 0,43% тяжелых минералов, которые слагают сходные минеральные ассоциации с преобладанием эпидота (31,4 и 28%), гранатов (19,1 и 19,7%) и амфиболов (17,3 и 18,3%). В обн. Хонгурей минералы группы титановых (рутил, титанит, лейкоксен) составляют 7,5% тяжелой фракции, метаморфогенные минералы (кианит, ставролит, силлиманит) – 4,8%. В обн. Вастьянский Конь количество титановых еще выше (8,9%) и аномально высоко содержание апатита – 8,3%. Минеральный состав сулинского аллювия в долине р. Лаи изучен в нескольких разрезах. Тяжелая фракция, средний выход которой в русловом аллювии составляет 0,67%, характеризуется гранат(16,8%)-эпидотовой(29,8%) минеральной ассоциацией с повышенными содержаниями титановых минералов, составляющими в среднем 11,1%,

Минеральный состав тяжелой фракции сулинских отложений

Район (река)	Куя		Вастьянский Конь		Хонгурей		Лая		Шапкина		Ижма	Бол. Роговая	
Генетический тип	l	m	al	m	al	al	al	l	l	m	al	l	m
ВГФ, %	0,45	0,31	0,62	0,90	0,43		0,67	0,56	0,49	0,81	0,59	0,93	2,87
Магнетит	0,2	0,2	0,3	1	0,4		6,1	8,5	1,4	0,6	0,5	0,3	1,1
Гематит	0,7	0,5	0,1	0,7	1		0,6	2,2	0,3	0,6		0,3	
Ильменит	7	4,8	3,6	6,3	7		8,6	10,7	3,2	6,5	7,3	5,7	17,1
Эпидот	26	27,8	31,4	15,3	28		29,8	29,5	37,7	25	12,8	40,3	24,1
Амфибол	20,4	19,1	17,3	32,6	18,3		9,3	7,4	11,9	13	22,3	7,7	3,3
Гранат	26,6	16	19,1	20,6	19,7		16,8	18,7	7,4	17,4	23,5	10	16,3
Пирит	ед.зн.						0,8	0,2	0,9	8	0,1	3,3	12,3
Сидерит		0,2	3,2	4,3			2,5	0,01	8	10		9,6	6,3
Циркон	1,1	1,3	1,5	ед.зн.	1,4		2,7	2,1	5,2	3,1	2	1,7	2,3
Рутил	0,9	1,3	0,6	1,1	1		0,5	1	0,9	0,8	1,6	0,7	0,7
Титанит	2,5	2,8	5	1	3,3		2,9	3,7	2,9	2	1,5	2,1	1,6
Лейкоксен	2,4	4,1	3,3	2	3,2		7,7	8,6	5,1	3,4	2,3	7,5	6,2
Гр. титановых минералов	5,8	8,2	8,9	4,1	7,5		11,1	13	8,9	6,6	5,4	10,3	8,7
Кианит	2,9	2,9	3	2,1	3,3		1,9	1,4	0,6	1,8	3	1,3	1,3
Ставролит	1,7	1	ед.зн.	2	1,1		0,1	0,5	0,1	0,1	3,4	0,03	0,1
Силлиманит	ед.зн.	0,1	ед.зн.		0,4		0,1			0,1	0,2	0,03	0,1
Гр. метаморфных минералов	4,6	4	3	4,1	4,8		2,1	2,6	0,7	2	6,6	1,3	1,4
Турмалин	1	1,2	0,9	0,6	1,5		0,9	1,2	1,3	1	1	1,6	0,5
Апатит	2,5	5,4	8,3	4,5	3,3		1,7	1	0,9	1,9	2,2	0,7	0,3
Пироксен	4,2	4,9	2	5,5	5,5		0,9	0,6	1,2	1,7	0,6	0,5	0,3
Лимонит		6,5	0,1		2,5		4,4	3,1	10,1	1,8	15,7	3	6,2

а в отдельных пробах до 15,4%. Амфиболы присутствуют в количестве 9,3%, ильменита содержится 8,6%. Выход тяжелой фракции в пойменном аллювии ниже – 0,47%, представлена она амфибол(9,9%)-магнетит(18,3%)-эпидотовой(23,9%) минеральной ассоциацией. Повышено содержание ильменита – 8,4%, титановые минералы в сумме составляют 6,4%, метаморфогенные – 3,7%. В долине р. Ижмы выход тяжелой фракции в сулинском аллювии составляет 0,59% и сложена она эпидот(12,8%)-амфибол(22,3%)-гранатовой(23,5%) минеральной ассоциацией с несколько повышенными содержаниями ильменита (7,3%) и метаморфогенных минералов (6,6%).

Озерные отложения представлены в основном кластогенными осадками, весьма разнообразными по гранулометрическому составу: алевритами, глинами, суглинками, а также мелко-, средне- и разнотекстурными песками (Andreicheva, Marchenko-Vagarova, 2013). Но явно преобладают алевриты, местами оторфованные. Цвет отложений темно-серый с буроватым и голубовато-сизым оттенками. Наиболее тонкий гранулометрический состав имеют сулинские озерные осадки на севере региона – в обн. Хонгурей, средний диаметр зерен d_{cp} составляет 0,023 мм. Для этого же района характерна и самая низкая степень сортированности материала: озерные алевриты из береговых обнажений р. Черной имеют коэффициент сортировки (S_c), равный 0,34, в обн. Хонгурей $S_c = 0,33$. Более грубыми по гранулометрическому составу образованиями со средними диаметрами зерен, равными соответственно 0,077; 0,111 и 0,115 мм, представлены озерные отложения сулинского возраста в разрезах рек Шапкиной, Куи и Бол. Роговой. В долине р. Лаи, где наряду с алевритами широко развиты пески, иногда с примесью гравия, озерные отложения определяются самым крупным средним диаметром мелкозема 0,147 мм. Коэффициент сортировки озерных осадков в разрезах Шапкиной и Бол. Роговой соответственно составляет 0,44 и 0,40, сулинские озерные пески на реках Лае и Куе имеют самые высокие в регионе коэффициенты сортировки: $S_c = 0,51$ и 0,63 соответственно. Отмечается зависимость между крупностью материала озерных отложений и степенью их сортированности. Чем крупнее осадки, тем выше степень их сортированности, в большинстве разрезов пески и крупные алевриты отсортированы значительно лучше, чем глины, суглинки и мелкие алевриты.

Содержание тяжелой фракции в сулинских озерных отложениях составляет 0,45–0,93%, ассоциации тяжелых минералов изменчивы. В озерных осадках, перекрывающих вычегодский тилл, доминирует эпидот, среднее содержание которого колеблется от 26 на северо-западе региона до 40,3% на северо-востоке, что характерно и для подстилающего вычегодского тилла: концентрация эпидота в нем меняется в этом же направлении от 24,6 до 40,8%. Выход тяжелой фракции в отдельных образцах гравийно-песчаных отложений мелководной фации озера на р. Бол. Роговой достигает 2,5%, а содержание эпидота составляет до половины тяжелых минералов – 46,8%. В центре региона (в бассейне р. Лаи) и на севере (в разрезах р. Куи) тяжелая фракция лимнических осадков обогащена гранатами, составляющими соответственно 18,7 и 26,6%. В долине р. Шапкиной в составе тяжелых минералов повышены содержания эпидота (37,7%), сидерита (8%), циркона (5,2%) и группы титановых (8,9%). Количество лейкоксена в озерных отложениях увеличивается в восточном направлении, что отмечается и в вычегодском тилле. Концентрация лейкоксена на р. Шапкиной составляет 5,1%, в отдельных раз-

резах р. Лаи достигает 15,6%, а в долине р. Бол. Роговой – 18,4%, максимальные значения сидерита здесь составляют 13–15,2%. Лимнические отложения в долине р. Лаи выделяются высоким средним содержанием магнетита (8,5%), в отдельных разрезах количество этого минерала по непонятной причине «зашкаливает» до 19,1%.

Морские сулинские отложения изучены на нижней Печоре в обн. Вастьянский Конь, в долинах рек Куи, Шапкиной и Бол. Роговой. Представлены они осадками пляжа, песчаных баров, приливно-отливных равнин и каналов, мелководного шельфа.

Пляж и песчаные бары сложены промытыми, преимущественно мелкозернистыми песками с включениями редкой гальки и скоплениями темноцветных минералов, с обломками угля и раковинным детритом, обрывками растительных тканей по плоскостям напластования, как правило, параллельным, особенно в отложениях предфронтальной зоны пляжа. Характерна косая слоистость, симметричные и асимметричные знаки ряби волнения и слабого течения. Присутствует раковинный детрит, а нередко и целые отдельные створки раковин *Arctica islandica*, *Macoma calcarea*, *Cerastoderma edule* и др. Отложения пляжа и песчаных баров наиболее хорошо отсортированы ($S_c = 0,55–0,73$), содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, незначительно – 0,9–2,7%.

Отложения приливно-отливной равнины, включая фации приливно-отливных каналов на р. Бол. Роговой, представлены комплексом осадков различного гранулометрического состава. Доминируют мелкозернистые пески и глинистые алевриты с разными типами слоистости: косой (елочной), волнистой и линзовидной, обусловленными переслаиванием глинисто-алевритовых и песчаных отложений, что характерно для приливно-отливных равнин (Рейнек, Сингх, 1981). Степень сортированности отложений ниже, чем осадков пляжа и песчаных баров: $S_c = 0,31–0,46$, карбонатность достаточно высока и колеблется от 3,8 до 9,2%, а на востоке региона в бассейне р. Бол. Роговой достигает 17,9%.

Самая низкая степень сортированности материала у отложений мелководного шельфа ($S_c = 0,16–0,35$), представленных глинами и алевритами темно-серой окраски, с обломками и раковинами моллюсков. Слоистость для осадков не характерна, но иногда отмечается нечеткая горизонтальная слоистость, обусловленная чередованием различных по гранулометрическому составу осадков. Результаты изучения фораминифер из сулинских глин, слагающих верхнюю пачку в обн. Вастьянский Конь (Новые данные..., 1973), свидетельствуют о формировании их в условиях относительно глубокого шельфа. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, в этих отложениях значительно и достигает 10%.

Отложения песчаных баров наблюдаются в долинах рек Куи и Шапкиной, где выход тяжелой фракции составляет соответственно 0,31 и 0,81%. Основная ассоциация тяжелых минералов в отложениях пляжевой зоны представлена эпидотом (26,9%), амфиболом (16,1%) и гранатом (16,2%). Содержания ильменита составляют 5,7%, минералов титановой группы – 7,4%. В осадках песчаных баров на р. Куе высоки концентрации апатита (5,4%) и пироксена (4,9%).

Минеральный состав отложений приливно-отливной равнины сулинского возраста изучен лишь в двух обнажениях на р. Бол. Роговой. Он характеризуется изменчивой минеральной ассоциацией и самой высокой концентрацией тяжелых

минералов (2–3,73%), установленной в регионе для отложений неоплейстоцена, в отдельных пробах достигающей 4,1%. Основными минералами являются эпидот (24,1%), ильменит (17,1%), гранаты (16,3%) и пирит (12,3%), доля сидерита составляет 6,3%. Довольно высоко содержание титановых минералов – 8,7%. Особенностью сулинских отложений р. Бол. Роговой, и не только морских, является низкое содержание амфиболов (3,3%).

Выход тяжелой фракции в отложениях мелководного шельфа, изученных в бассейне р. Шапкиной и в обн. Вастьянский Конь, составляет 0,93–0,90%. На р. Шапкиной тяжелая фракция характеризуется пирит(14,2%)-сидерит(14,8%)-гранат(16,4%)-эпидотовой(24,9%) минеральной ассоциацией, содержание амфиболов понижено и составляет лишь 9,9%. Отложения в обн. Вастьянский Конь определяются эпидот(15,3%)-гранат(20,6%)-амфиболовой(32,6%) ассоциацией тяжелых минералов при более высоких по сравнению с бассейном р. Шапкиной содержаниях акцессориев: пироксена (5,5%), апатита (4,5%), т.е. наблюдается закономерное обогащение осадков мелководного шельфа минералами Северо-Западной терригенно-минералогической провинции. Данное обстоятельство позволяет предположить, что формирование этих отложений происходило в значительной степени за счет размыва вычегодского тилла Фенноскандинавского центра оледенения.

Палинологическим методом принадлежность отложений к сулинскому горизонту установлена в очень немногих разрезах. В 0,5 км выше устья руч. Вангурей в низовье р. Черной В.А. Кочевым описан разрез К-43. Основание расчистки находится на высоте 1,4 м над урезом реки, разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. 1,4–1,6. Глина ленточная, зеленоватая.
2. 1,6–1,9. Глина голубовато-серая с зеленым оттенком, неслоистая.
3. 1,9–2,6. Супесь зеленоватая.
4. 2,6–4,6. Глина зеленоватая плотная с крупной оскольчатой отдельностью.
5. 4,6–11,6. Суглинок зеленоватый опесчаненный местами до супеси, в нижней части слоя – алевроит глинистый плотный с тонкими прослоями песка серого мелкозернистого.
6. 11,6–13,2. Супесь зеленовато-голубая с прослоями песка ожелезненного. Слоистость неясная горизонтальная.
7. 13,2–18,2. Горизонтальное либо волнистое переслаивание песков средне-мелкозернистых желтовато-серых и мелкозернистых глинистых буровато-серых с супесями и глинами.

На основании столь лаконичного описания разреза можно лишь предположить, что толща была сформирована в условиях застойного водоема, возможно, закрытого озера. Из этого разреза Д.А. Дурягиной проанализировано 19 образцов. В ленточных глинах (сл. 1) пыльца и споры не обнаружены. Далее описание спектров приводится снизу вверх по разрезу.

В обр. 277 и 278 в общем составе пыльцы и спор (табл. 12) преобладает пыльца древесных растений (44–50%), травянистые растения составляют 19–23%, споры – 27–37%. В группе древесных растений господствует пыльца берез: *Betula* sect. *Albae* (28–37%), *B. humilis* (31–37%), *B. nana* (9–12%). Содержание пыльцы *Picea* sp. составляет 9–15%, *Pinus sylvestris* – 4–8%, отмечена пыльца *Alnaster fruticosus*. Травянистые растения представлены пылью Cyperaceae (преобладает), Poaceae, Ranunculaceae, *Rubus* sp. Среди спор доминирует *Sphagnum* sp., отмечены

Таблица 12

Состав спорово-пыльцевых спектров (%) образцов из обн. К-43

Состав пыльцы и спор	Номер образца / глубина, м								
	<u>277</u> 17,4	<u>278</u> 17	<u>279</u> 16,4	<u>280</u> 15,9	<u>281</u> 15,4	<u>282</u> 15	<u>283</u> 14,6	<u>284</u> 13,5	<u>285</u> 12,9
Общий состав пыльцы и спор									
Пыльца древесных и кустарников	44	50	–	–	–	–	–	–	80
Пыльца травянистых и кустарничков	19	23	–	–	–	–	–	–	9
Споры	37	27	–	–	–	–	–	–	11
Древесные породы и кустарники									
Abies	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Picea	9	15	–	–	–	–	–	2 ^x	12
Pinus sylvestris	4	8	–	–	–	–	–	–	30
P. sibirica	–	–	–	–	–	–	–	–	1
Betula sect. Albae	28	37	–	–	–	–	–	–	36
B. humilis	37	31	–	3 ^x	2 ^x	1 ^x	3 ^x	1 ^x	14
B. nana	12	9	–	1 ^x	–	–	–	1 ^x	7
Betula sp.	–	–	–	–	–	–	–	4 ^x	–
Alnus	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Alnaster fruticosus	10	–	–	–	–	1 ^x	1 ^x	1 ^x	–
Кустарнички и травянистые растения									
Poaceae	10	10	–	1 ^x	–	–	–	–	–
Cyperaceae	84	86	–	–	–	–	–	1 ^x	100
Polygonaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Polygonum amphibium	–	–	1 ^x	–	–	–	–	–	–
Chenopodiaceae	–	–	1 ^x	1 ^x	–	–	–	–	–
Ranunculaceae	4	4	–	1 ^x	–	–	–	–	–
Rosaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rubus	2	–	–	–	–	–	–	–	–
Споры									
Bryales	10	3	–	–	–	–	–	–	10
Sphagnum	58	77	1 ^x	1 ^x	1 ^x	–	1 ^x	1 ^x	36
Polypodiaceae	32	18	–	–	–	–	1 ^x	2 ^x	54
Botrychium boreale	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Lycopodium lagopus	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Diphasium complanatum	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Selaginella selaginoides	–	2	–	1 ^x	–	–	–	–	–

Состав пыльцы и спор	Номер образца / глубина, м								
	286 11,7	288 10,5	289 10	290 9,5	291 9	292 8	293 6	294 5,5	295 5,1
Общий состав пыльцы и спор									
Пыльца древесных и кустарников	48	38	50	52	63	38	42	50	43
Пыльца травянистых и кустарничков	24	30	23	16	17	27	20	6	16
Споры	28	32	27	32	20	35	38	44	41
Древесные породы и кустарники									
Abies	–	–	4	3	–	–	–	–	–
Picea	11	10	20	23	18	24	8	–	6
Pinus sylvestris	6	8	15	14	11	8	–	8	–
P.sibirica	–	1	–	–	–	–	–	–	–
Betula sect. Albae	59	48	41	44	56	51	–	–	–
B.humilis	15	12	9	9	12	17	40	37	20
B.nana	6	18	6	5	–	–	39	39	31
Betula sp.	–	–	–	–	3	–	6	10	26
Alnus	3	3	5	–	–	–	–	–	–
Alnaster fruticosus	–	–	–	2	–	–	9	6	17
Кустарнички и травянистые растения									
Poaceae	12	18	28	24	10.0	12.0	–	–	
Cyperaceae	86	80	70	70	90.0	68	100	100	
Polygonaceae	–	–	–	2	–	–	–	–	
Polygonum amphibium	–	–	–	–	–	3	–	–	
Chenopodiaceae	2	–	–	–	–	6	–	–	
Ranunculaceae	–	2	–	4	–	11	–	–	
Rosaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	
Rubus	–	–	2	–	–	–	–	–	
Споры									
Bryales	8	–	10	18	–	–	–	–	14
Sphagnum	35	29	24	14	24	32	91	82	74
Polypodiaceae	55	71	64	67	72	60	5	5	9
Botrychium boreale	–	–	2	–	4	8	1	4	2
Lycopodium lagopus	2	–	–	–	–	–	–	6	–
Diphasium complanatum	–	–	–	1	–	–	3	3	1
Selaginella selaginoides	–	–	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. Таблица составлена Д.А. Дурягиной.

Bryales sp., Polypodiaceae, *Selaginella selaginoides*. Состав спектров отражает распространение еловых лесов с березой.

В обр. 279–284 отмечены лишь единичные споры и пыльца.

В обр. 285 доминирует пыльца древесных растений, достигая 80%, травянистых растений и спор содержится соответственно 9 и 11%. В составе древесной пыльцы высока доля *Pinus sylvestris* (30%), *Betula* sect. *Albae* (36%), довольно много пыльцы *Picea* sp. (12%). Травянистые растения представлены исключительно пыльцой Cyperaceae. Преобладают споры Polypodiaceae, отмечены *Bryales* sp., *Sphagnum* sp. Состав спектров отражает распространение хвойных лесов из ели и сосны с березой.

Спорово-пыльцевые спектры обр. 286 и 288 отличаются от спектра обр. 285 снижением доли пыльцы древесных растений. Сократилась доля пыльцы *Pinus sylvestris* до 6%, возросло содержание *Betula* sect. *Albae* (48–59%). В составе травянистых растений наряду с доминированием пыльцы Cyperaceae появилась пыльца Poaceae, Chenopodiaceae, Ranunculaceae. Состав спектров соответствует еловым лесам с березой.

В спорово-пыльцевых спектрах обр. 289 и 290 в отличие от всех предыдущих спектров, присутствует пыльца *Abies* sp. Спектры отражают развитие темнохвойных лесов, в состав которых входили ель и пихта.

В обр. 291 и 292 из состава древесной пыльцы исчезла пихта, возросла роль *Picea* sp., *Betula* sect. *Albae* (36%). Спектры соответствуют распространению на территории еловых лесов.

В обр. 293–295 пыльца древесных растений и споры находятся почти в равных соотношениях (соответственно 42–38 и 38–44%). В группе древесной пыльцы доминируют представители кустарниковой (*Betula humilis* до 40%) и карликовой берез (*B. nana* до 39%), хвойные породы составляют 6–8%. В составе травянистых растений преобладает пыльца Cyperaceae. Среди спор господствует *Sphagnum* sp. Спектры отражают распространение лесотундры.

Заключение о возрасте изученных осадков сделать достаточно сложно, но поскольку даже для периодов потеплений характерна высокая доля пыльцы кустарниковых берез, то, по мнению Д.А. Дурягиной (устное сообщение), время формирования осадков в этом разрезе с определенной долей условности можно связать с сулинским межледниковьем.

На юге региона отложения предположительно сулинского возраста изучены в обн. Вымь-6, расположенном на правом берегу Выми, в 3,5 км ниже устья р. Похью (Андреичева, Марченко-Вагапова, 2014). В этом разрезе между двумя слоями мелкозернистых песков залегают тяжелые озерные сизо-серые суглинки мощностью 0,6 м без обломочного материала. Споры и пыльца выделены в серых мелкозернистых песках и в суглинках (рис. 39).

В общем составе спорово-пыльцевого спектра (инт. глубин 3,45–2,75 м) преобладают древесные растения, составляя 67–80%, пыльца травянистых растений составляет около 30%. Доля споровых растений невелика. Среди пыльцы древесных господствующее положение занимает пыльца представителей хвойных растений, среди которых преобладает сосна *Pinus sylvestris* (до 54%), значительно участие ели *Picea* sp. (около 40%). Единично отмечена пыльца *Abies* sp., *Larix* sp. В группе листовенных пород в небольших количествах, но постоянно присутствуют *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp. Изредка отмечена пыльца широколиственных пород: дуба *Quercus* sp. и граба *Carpinus* sp.

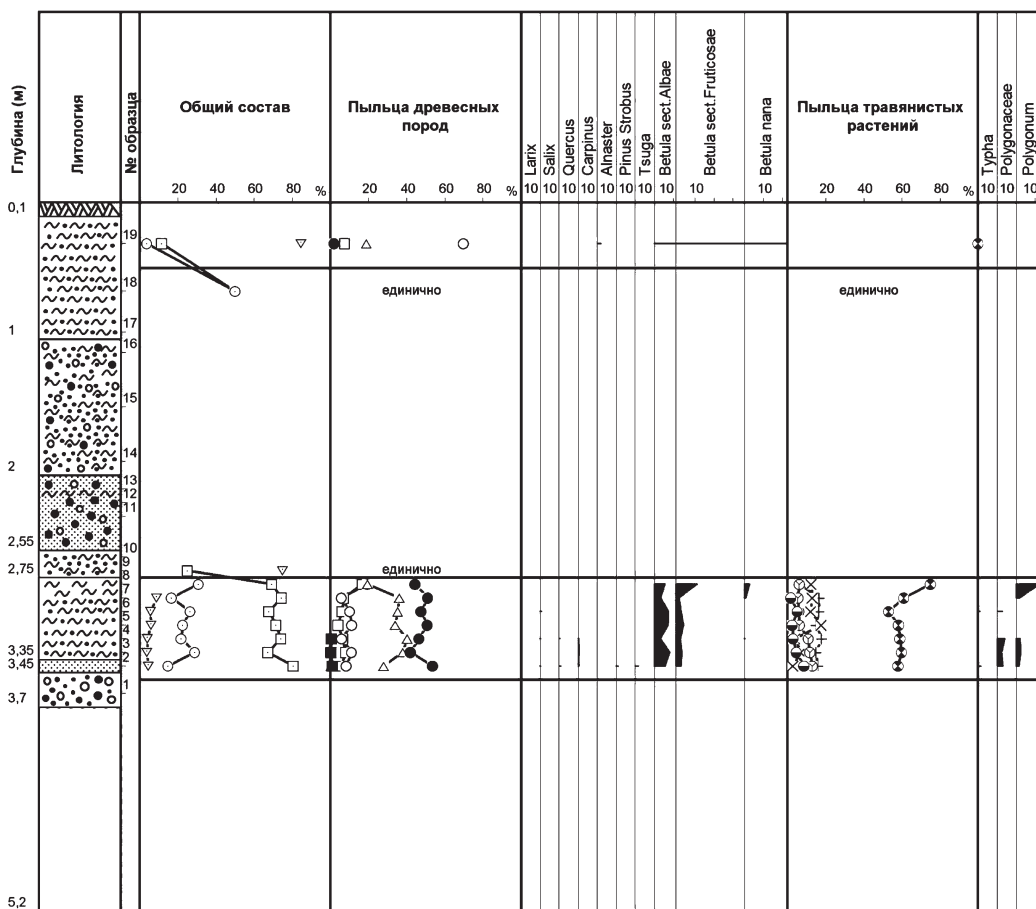


Рис. 39. Спорово-пыльцевая диаграмма сулинских отложений в обн. 6-Вымь.

Травянистые растения представлены пыльцой Ericaceae, Poaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae. Состав мезофильного разнотравья очень разнообразен, отмечены сем. Polygonaceae, Brassicaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Apiaceae, Valerianaceae, Asteraceae, Linaceae и др., а также пыльца водных растений *Nuphar lutea*, *Alisma* sp. Среди споровых растений доминируют папоротники сем. Polypodiaceae и сфагновые мхи. Разнообразен состав плаунов *Lycopodium* sp.: в небольших количествах отмечены *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. pungens*. Единично встречена *Osmunda* sp.

Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс свидетельствует о господствующем положении на данной территории лесной растительности. Наибольшего распространения достигали темнохвойные еловые и сосновые леса с участием березы и ольхи и единичными широколиственными породами. Большое участие в составе растительности принимали также луговые формации, что отражается в составе мезофильного разнотравья. Были развиты водоемы с водной растительностью. Комплекс характеризует довольно теплые и влажные климатические условия. Сделать

(Проблемы стратиграфии..., 2000), на северо-западе Русской равнины их трудно диагностировать без комплексного исследования палинологическим и радиологическим методами, если они не перекрыты в разрезе осадками ленинградского горизонта, что наблюдается крайне редко. Данные Н.Г. Судаковой (2012), напротив, свидетельствуют о масштабности этого оледенения, перекрывавшего в центральном секторе северную окраину Клинско-Дмитровской гряды и Рыбинское Поволжье. Предполагаемая граница распространения калининского оледенения на карте структуры и динамики Русской равнины (Палеогеографические закономерности..., 2013) от г. Вологды направлена резко на север в сторону Онежского п-ова, т.е. Тимано-Печоро-Вычегодский регион не попадает в сферу деятельности калининского ледника Фенноскандинавского центра оледенения. Мы также полагаем, что калининский (лайский) ледник не распространялся на материк, включая Тимано-Печоро-Вычегодский регион, который в ранневалдайское время был «безледным». Во всяком случае, собственно ледниковые отложения – тилл лайского возраста, в пределах региона нами не установлены. Это согласуется с мнением Н.С. Чеботаревой и И.А. Макарычевой, которые писали, что «достоверных следов ранневалдайского оледенения на Русской равнине пока нет, хотя вероятность существования мощных ледниковых масс в Скандинавии и прилегающих районах вряд ли исключена» (Чеботарева, Макарычева, 1974, с. 15).

На территории региона в это время происходило формирование перигляциально-го аллювия с псевдоморфозами по морозобойным клиньям, другими криогенными текстурами. Аллювий представлен песчано-галечно-гравийными отложениями с окатышами глин и содержит палеомикротирифауну. Характерны местонахождения мелких млекопитающих, что свидетельствует о начале похолодания и об отступлении на юг лесов. Климат в начале лайского похолодания был сходен с современным, северная часть Тимано-Печоро-Вычегодского региона была покрыта типичной тундровой растительностью, об этом же свидетельствует состав фауны грызунов. Позже климат стал суровее, получила распространение арктическая тундра. Существенное похолодание климата, по мнению В.А. Кочева (1993), подтверждает и состав костных остатков леммингов из местонахождений Большеземельской тундры. В южной части региона (в долине р. Вычегды) климат был теплее, поскольку наряду с холодолюбивыми видами леммингов в перигляциальном аллювии здесь встречаются остатки более теплолюбивой фауны – серые полевки. В обн. 207-Рябово в нижнем течении р. Вычегды (рис. 40) в аллювии обнаружены коренные зубы копытных леммингов с показателем эволюционного уровня (ПЭУ), равным 23,4, что характерно для лайского времени позднего плейстоцена (Кочев, 1993).

Лайский возраст отложений определен по их залеганию на палинологически охарактеризованных сулинских осадках в ряде береговых разрезов нижней Печоры, Лаи, Серчейю, Шапкиной, а также в обнажениях рек Черной и Морею. Кроме того, наличие в перигляциальном аллювии зубов копытных леммингов с ПЭУ *Dicrostonyx*, равным 17–28, указывает на их ранневалдайский возраст (Гуслицер, 1981; Гуслицер, Исайчев, 1980; Гуслицер, Дулягина, Кочев, 1985; Кочев, 1993). Максимальная мощность перигляциального аллювия составляет 10–12 м. В регионе он не имеет широкого распространения и представлен песчано-гравийными отложениями с прослоями мелкого галечника, супесей, суглинков, глин, включениями

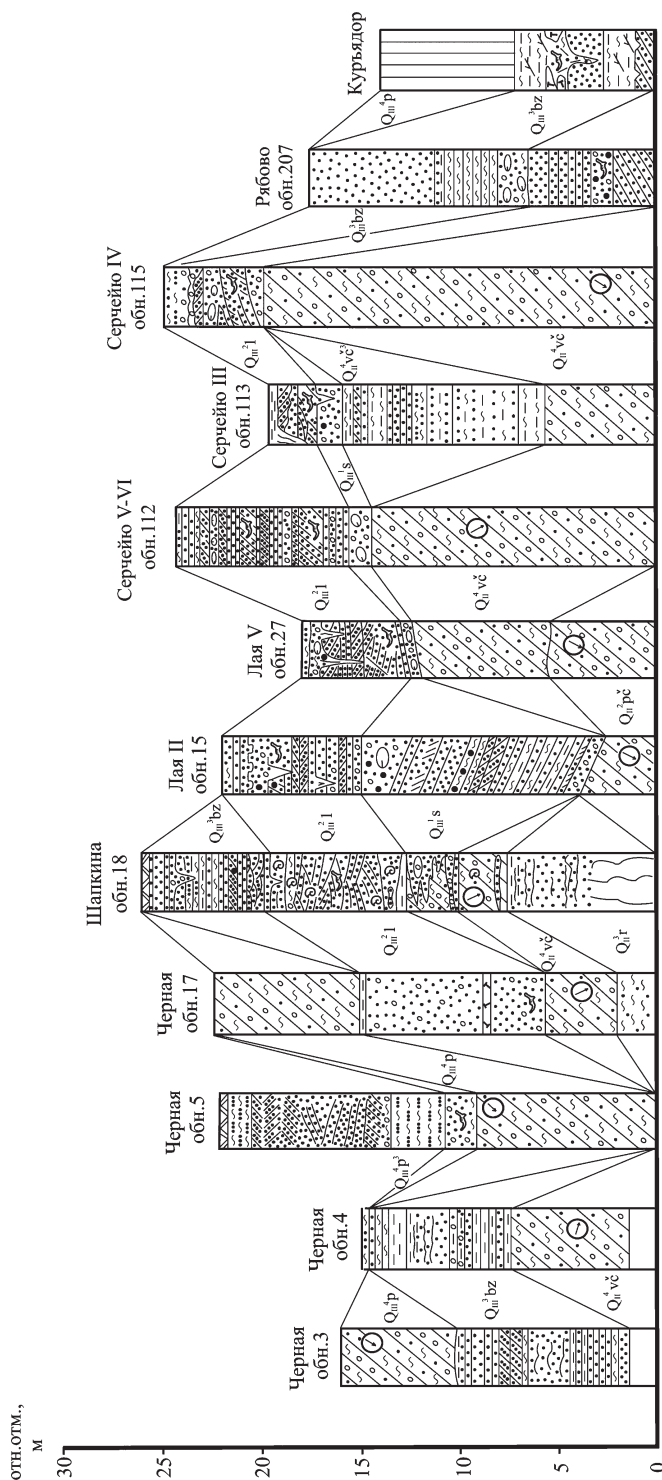


Рис. 40. Корреляция ледниковых комплексов в опорных разрезах европейского Северо-Востока России.
Усл. обозначения на рис. 25

угля, редкого раковинного детрита, окатышами глин и тонких линзовидных прослоев песчано-глинистого (2–10 см) и гравийного материала (15–20 см). Характерна горизонтальная, наклонная, косая, в том числе перекрестная, иногда нечеткая волнистая слоистость. Обломки пород имеют самую разную степень окатанности, но многие гальки и валуны хорошо окатаны. Перигляциальный аллювий лайского горизонта, изученный в обнажениях рек Лаи, Черной, Шапкиной и Б. Роговой, имеет выдержанный гранулометрический состав. Иногда по гранулометрическому составу довольно отчетливо выделяются два-три седиментационных цикла. Отложения хорошо промыты (среднее содержание фракции <0,01 мм не превышает 6,5%) и на всех изученных участках представлены средне-мелкозернистыми косо-слоистыми песками с содержанием гравийной фракции до 9,5%. Наиболее высокая суммарная карбонатность (8,4%) характерна для перигляциального аллювия в долине р. Бол. Роговой, но надо сказать, что повышенное содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, присуще в этом районе и другим типам отложений. Средний диаметр песков составляет 0,135–0,278 мм, степень их сортированности средняя и колеблется в довольно узких пределах: 0,37–0,57.

В центральной части региона – в долине р. Лаи, перигляциальный аллювий лайского возраста содержит в среднем 0,68% тяжелой фракции и определяется она лейкоксен(11,6%)-гранат(16,8%)-эпидотовой(36,7%) минеральной ассоциацией (табл. 13). Характерно аномально высокое содержание минералов группы титановых (17,2%), куда кроме лейкоксена (11,6%) входит существенное количество титанита – 4,6%. Западнее, в обнажениях р. Шапкиной, выход тяжелой фракции весьма изменчив (0,76–1,47%). Минеральный состав тяжелой фракции аллювия образует сидерит(13,7%)-гранат(22,4%)-эпидотовую(24,1%) ассоциацию с содержаниями ильменита, изменяющимися в пределах 6,8–12,5%. В тяжелой фракции лайского аллювия здесь отмечается наиболее низкое для Тимано-Печоро-Вычегодского региона содержание эпидота (24%), которое возрастает в северо-восточном направлении, и напротив, максимальное (до 17,9%) количество сидерита. В долине р. Бол. Роговой выход тяжелой фракции высок – 1,27%, минеральная ассоциация определяется лейкоксен(20,2%)-эпидотовым(38,9%) составом. Остальные минералы присутствуют в незначительном количестве: гранаты составляют 8,8%, сидерит – 6%, амфиболов и ильменита содержится по 5,8%.

Таблица 13

Минеральный состав тяжелой фракции лайских отложений

Район (река)	Лая		Шапкина		Бол. Роговая
№ обн.	14	20	8	9, р.1	22
Генетический тип	Перигляциальный аллювий				
ВТФ, %	0,65	0,70	1,47	0,76	1,27
Магнетит	0,7	0,3	0,8	1	0,5
Гематит	0,2	0,1	0,3	0,5	0,2
Ильменит	7	7,7	12,5	6,8	5,8
Эпидот	32	41,4	24	24,1	38,9

Район (река)	Лая		Шапкина		Бол. Роговая
№ обн.	14	20	8	9, р.1	22
Амфибол	7,3	5,5	8,5	8,7	5,8
Гранат	21,2	12,3	19,9	24,9	8,8
Пирит			0,6	5,4	1,1
Сидерит	2,9	0,7	17,9	9,5	6
Циркон	3,2	3,4	4,3	2,7	2,5
Рутил	1,1	0,8	1,3	1,9	0,5
Титанит	4,8	4,4	1,7	2,7	1,7
Лейкоксен	9,8	13,4	2,8	3	20,2
Гр. титановых минералов	15,7	18,6	5,8	7,6	22,4
Кианит	1,8	2,6	0,8	1,3	0,5
Ставролит	0,6	0,3	0,6		
Гр. метаморфных минералов	2,4	2,9	1	1,3	0,5
Турмалин	1,4	1,6	0,7	1,2	0,7
Апатит	1,1	0,9	1,7	1	2,5
Пироксен	0,9	1,1	1,8	1,1	1,8
Лимонит	3,9	3,2	0,4	0,4	1,9

2.3.3. Бызовские (ленинградские) межледниковые отложения (Q_{III}^{3bz})

Вопрос о ранге этого средневалдайского потепления, последовавшего за лайским оледенением, до сих пор остается дискуссионным. Некоторые исследователи считают его соответствующим межледниковью (Серебрянный, 1978), хотя климатические условия в это время были значительно холоднее, чем в более ранние межледниковые эпохи. Стратотипом являются бызовские слои в обнажении на правом берегу р. Печоры в 2 км выше д. Бызовая, представленные толщей галечников с костями плейстоценовых млекопитающих и культурными остатками позднелеополитической стоянки. Средневалдайский возраст вмещающих отложений по ^{14}C варьируется от 25450 ± 380 лет (Гуслицер, Лийва, 1972) до 26–29 тыс. лет (Mangerud et al., 1999). Близкие радиоуглеродные даты межстадиальных отложений были получены Х.А. Арслановым с коллегами по другим разрезам (О стратиграфии, геохронологии..., 1977). Суровые климатические условия в начале бызовского времени способствовали распространению гипоарктических видов современной тундры в южные районы. Состав микротериофауны из нижних горизонтов отложений в Медвежьей Пещере на верхней Печоре показывает, что в это время на территории

господствовал сухой холодный климат. Наряду с леммингами значительный процент составляли узкочерепные полевки и степные пищухи, что свидетельствует о явно степных чертах ландшафта (Кочев, 1993).

В регионе нами детально изучены шесть разрезов средневалдайских (бызовских) отложений: четыре на севере Большеземельской тундры в бассейне р. Черной (Andreicheva, Marchenko-Vagarova, 2012) и два на юге в бассейне р. Вычегды. В нескольких разрезах на реках Шапкиной и Лае бызовской горизонт выделен достаточно условно. Бызовские осадки залегают на отложениях различного генезиса и возраста, а перекрыты они верхневалдайскими (полярными) ледниковыми образованиями. Бызовские отложения на севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона слагают высокие террасовые уровни, а на юге – основание первой надпойменной террасы. Сложен горизонт преимущественно континентальными осадками: аллювиальными, озерными либо озерно-болотными с прослоями торфа мощностью 4–8,5 м.

Аллювиальные отложения представлены фациями русла и поймы – желтовато-бурыми алевритами и мелкозернистыми песками с тонкой горизонтальной и субгоризонтальной слоистостью. В долине р. Черной это алевриты с относительно высокой степенью сортированности мелкозема ($S_c = 0,60$) и с d_{cp} , равным 0,067 мм. В бассейне р. Шапкиной d_{cp} зерен составляет 0,098 мм и отложения сортированы в меньшей степени ($S_c = 0,45$). Очень хорошо сортирован аллювий, представленный на р. Лае мелкозернистым песком: $S_c = 0,86$, $d_{cp} = 0,131$ мм. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, не превышает в аллювии 2%, составляя в среднем 1,3%. Отмечаются прослои глин с растительным детритом мощностью 2–8 см.

Средний выход тяжелой фракции в бызовских аллювиальных отложениях на р. Лае составляет 1,38%, сложена она ильменитом (15,6%)–гранатом (19,1%)–эпидотовой (37,1%) минеральной ассоциацией с высоким содержанием минералов группы титановых (13,9%) за счет преобладания в этой группе лейкоксена (7,9%). Повышенные их количества в долине р. Лаи фиксируются и в средненеоплейстоценовых тиллах, а также в сулинском и лайском горизонтах верхнего неоплейстоцена.

Озерные осадки представлены сизовато-серыми, местами с буроватым оттенком, алевритами и глинами с включениями растительного детрита и мелких гнезд торфа с корешками растений. Отложения неслоистые либо неяснослоистые за счет линзовидных включений светло-серого тонкозернистого плотного песка. Степень сортированности озерных осадков существенно ниже, чем аллювиальных: $S_c = 0,32$, средний диаметр их составляет 0,032 мм и только в одном разрезе $d_{cp} = 0,013$ мм. Суммарная карбонатность озерных отложений варьируется от 1,2 до 5,7%.

Низкое содержание тяжелых минералов (0,31%) отмечено в бызовских озерных отложениях на р. Черной. В состав основной минеральной ассоциации тяжелой фракции входят сидерит, содержание которого весьма существенно (30,2%), эпидот (26%), амфиболы (13%) и лимонит (12,4%). На долю гранатов приходится лишь 7,9%, пирит составляет 1,3%.

Бызовской возраст горизонта установлен палинологическим методом в ряде обнажений р. Черной на субширотном ее отрезке между устьями рек Сейкаргаяха

и Мулярвэйсе. Полученные данные существенно расширили наши представления о палеогеографических условиях этого интерстадиала – непродолжительного и достаточно прохладного. В это время формировались аллювий и озерные осадки с прослоями торфа, с многочисленными криогенными текстурами и фауной леммингов.

Обн. 3 располагается в левом борту р. Черной, в 2 км выше устья р. Бедоваяха. Строение разреза двучленное: верхняя часть сложена тиллом, представленным суглинками темно-серыми с гравием, галькой, валунами, с ориентировкой валунов с севера и северо-востока, присутствием руководящих новоземельских криноидно-мшанковых известняков. Толща разбита вертикальными и субвертикальными трещинами. Нижняя часть представлена переслаивающимися песками тонко-мелкозернистыми (инт. глубин 15,6–6,7 м) и алевроитами глинистыми (инт. глубин 6,7–6,5 м). Из нижней части толщи палинологическим методом проанализированы 25 образцов. Выделены шесть спорово-пыльцевых комплексов (рис. 41).

В комплексе I (инт. глубин 15,6–15,1 м) среди пыльцы деревьев и кустарников преобладают виды рода *Betula* sp.: доминирует *Betula* sect. *Albae* (около 65%), затем ее участие снижается. Отмечены *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Nanae*, хвойные *Pinus sylvestris* и *Picea* sp., а также ольха и ива. В составе травянистых растений основное место занимают злаки и виды *Ranunculaceae*. Из споровых преобладают сфагновые мхи и папоротники, единично присутствуют *Lycopodium clavatum*, *Botrychium* sp., редко *Osmunda cinnamomea*. Комплекс отражает широкое развитие в это время елово-березовых, елово-сосновых и березовых лесных сообществ. Открытые пространства занимают луговые ценозы. Климат был достаточно холодным.

Комплекс II (инт. глубин 15,1–14,1 м). В составе лесов по-прежнему основным компонентом остается *Betula* sect. *Albae*, значительно возрастает участие *Betula* sect. *Fruticosae*. Содержание хвойных растений (*Pinus sylvestris* и *Picea* sp.) уменьшается, они встречаются единично. В группе травянистых растений преобладают полыни, хотя значительно участие злаков и маревых; из разнотравья в небольших количествах отмечаются *Polygonaceae*, *Brassicaceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Asteraceae*. Среди спор господствуют сфагновые мхи, много папоротников, присутствует *Lycopodium clavatum*. Спорово-пыльцевые спектры комплекса указывают на то, что бореальные лесные сообщества сменились редколесьями, образованными березой с участием сосны и ели. Большое распространение наряду с ксерофитными сообществами имеют болотно-тундровые формации, образованные полынями, маревыми и злаками. Климатические условия стали более суровыми.

Комплекс III (инт. глубин 14,1–11,8 м). Среди деревьев и кустарничков господствует береза, но ее количество снижается до 36%. Участие хвойных форм возрастает: так, пыльца ели *Picea* sp. составляет до 40%, *Pinus sylvestris* – около 36%. Единично отмечается ольха *Alnus* sp. Состав травянистых форм довольно беден. В небольших количествах, но постоянно присутствуют злаки, маревые и полыни. Среди споровых растений господствуют сфагновые, зеленые мхи, папоротники. Основным компонентом растительного покрова, по-видимому, были разнообразные разреженные лесные группировки: березовые, березово-еловые, березово-сосновые. Открытые площади занимали луговые ценозы. Климат был холодным.

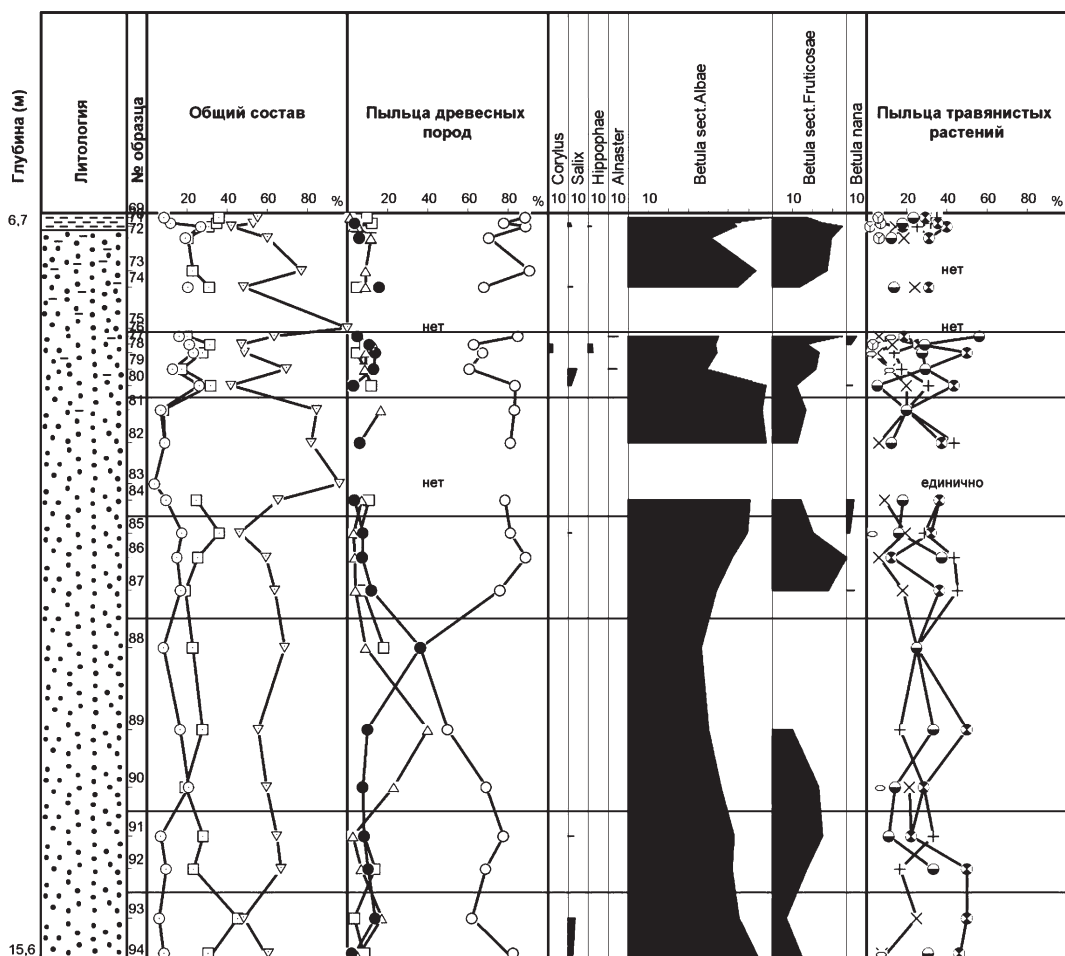
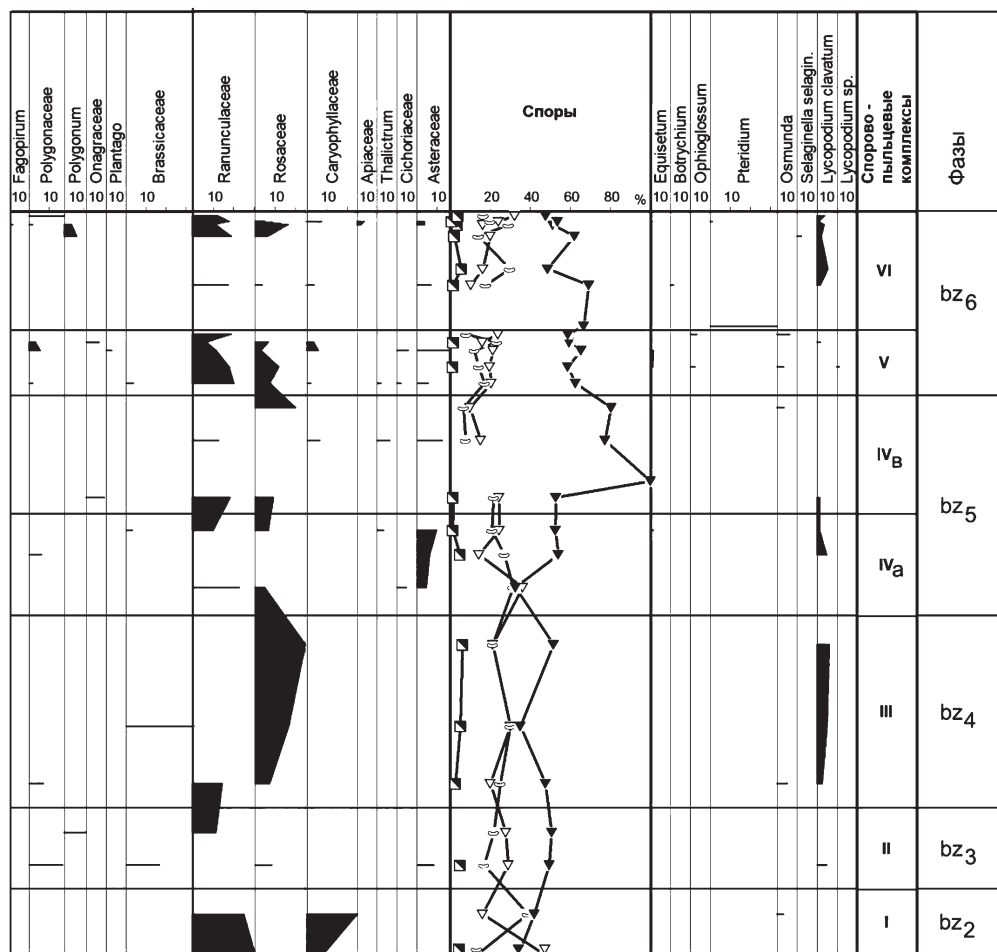


Рис. 41. Спорово-пыльцевая диаграмма бызовских отложений в обн. 3-Черная.

Комплекс IV (инт. глубин 11,8–8,9 м). Растительный комплекс характеризует распространение редколесий, образованных *Betula sect. Albae* (примерно 61%), заметно участие кустарниковой и карликовой берез. Иногда в их составе принимают участие хвойные *Pinus sylvestris* и *Picea* sp., ольха и ива. Значительное развитие получают травянистые ассоциации открытых мест обитания, составленные полянами, злаками. В дальнейшем все большим распространением пользуются болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами. Климатические условия были достаточно холодными.

Комплекс V (инт. глубин 8,9–8 м) отражает возрастание участия пыльцы древесных пород в составе растительности этой зоны. Господствовали березы, возросла доля хвойных пород. В составе травянистых растений преобладали злаки и мезофильное разнотравье, представленное видами *Polygonaceae*, *Onagraceae*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae*, *Caryophyllaceae*, *Cichoriaceae*, *Asteraceae*. Среди споровых доминировали сфагновые мхи. В меньшем количестве отмечены папоротники, еди-



Усл. обозначения на рис. 29

ничны *Ophioglossum* sp., *Osmunda cinnamomea*, *Lycopodium clavatum*, *Pteridium* sp. Зона характеризуется распространением разреженных березово-еловых, березово-сосновых лесных сообществ, открытые пространства были заняты луговыми ценозами. Произошло потепление климата.

Комплекс VI (инт. глубин 7,4–6,50 м). В целом состав спорово-пыльцевого спектра по особенностям во многом повторяет комплекс V. Происходит некоторое возрастание участия древесных видов (до 36%) при постоянном преобладании споровых растений (77%). Травянистые растения то присутствуют, то выпадают из общего состава. Комплекс характеризует березовые, елово-сосновые редколесья.

Таким образом, фазы растительности позволяют выделить три периода потепления: Bz_{II} (комплекс I), Bz_{IV} (комплекс III) и Bz_{VI} (комплексы V–VI). Они характеризуют широкое развитие в это время елово-березовых, елово-сосновых, березовых лесных сообществ.

В долине р. Вычегды на юге региона проведено палинологическое изучение отложений бызовского возраста в обн. Курьядор и 207-Рябово.

Разрез Курьядор в основной расчистке имеет трехчленное строение. В основании разреза (инт. глубин 15,4–14 м) лежит песчаный аллювий, не содержащий палеонтологических остатков. Судя по отсутствию в нем криотурбаций, формировался он, вероятнее всего, в условиях относительно теплого климата во время сулинского межледниковья. Осадки в инт. глубин 14–7,8 м представлены алевроитом глинистым с неясной горизонтальной слоистостью и линзами торфа. На глубине 12,4–10,4 м толща алевроита, вероятно, озерного генезиса, расчленена двухметровой пачкой мелко-среднезернистого белесого песка. Накопление озерных осадков и разделяющих их песков происходило в среднем валдае, на что указывают результаты палинологического изучения отложений (Гуслицер, Дурягина, 1983), а также палеомикротиринологические исследования (Кочев, 1993), свидетельствующие о формировании песчано-алевритовой толщи в середине холодного бызовского мегаинтерстадиала. Показатель эволюционного уровня M^1 и M^2 зубов копытного лемминга из верхней части толщи алевроитов, равный 33,7, характерен для середины средневалдайского интерстадиала (Кочев, 1983), что позволяет связать время накопления осадков со средним валдаем. Венчает разрез толща лёсса мощностью 7,8 м, который образовался в условиях холодного сухого предледникового климата позднего валдая.

Из расчистки высотой 13,6 м, расположенной в 60 м ниже по течению и имеющей аналогичное строение, были отобраны 89 образцов на палинологический анализ. Здесь озерная толща вскрывается в инт. глубин 9–4,35 м, выше лежат лёссы мощностью более 4 м. В толще озерных осадков и в нижней части лёссов выделены следующие палинокомплексы (рис. 42).

В I комплексе (инт. глубин 9–8,3 м) преобладает то пыльца древесных пород (до 51%), то пыльца трав (до 53%). Доля спор в некоторых образцах достигает 17%. В составе древесных форм доминирует пыльца ели (до 51%), значительно участие сосны обыкновенной (до 29%). Количество *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Nanae* невелико. Отмечена единичная пыльца ивы *Salix* sp., ольхи *Alnus* sp., ольховника *Alnaster* sp. Из пыльцы широколиственных пород единично встречается *Corylus* sp. Среди травянистых растений значительно участие маревых (до 38%) и полыней (до 23%), злаков меньше, отмечены также осоки Cyperaceae и вересковые Ericaceae. Из разнотравья чаще всего присутствует пыльца семейств Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae и др., единична *Typha* sp. В группе споровых доминируют папоротники сем. Polypodiaceae. Достаточно велико участие *Sphagnum* sp. В небольшом количестве отмечены плауны – *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*, *L. appressum*, *Lycopodium* sp., единична *Selaginella selaginoides*.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что господствующее положение в это время занимала лесная растительность, наибольшее распространение имели темнохвойные еловые леса. Широкое участие принимала также сосна *Pinus sylvestris*. Наряду с участками с ксерофитными элементами флоры значительно развиты были разнообразные мезофильные травянистые сообщества.

Во II комплексе (инт. глубин 8,3–7,2 м) преобладает пыльца трав (в некоторых образцах ее более 82%), около 24% составляют споры, участие пыльцы древесных

снижается до 4% (лишь в одном образце на общем фоне уменьшения численности пыльцы и спор число древесных достигает почти 45%). В группе древесных растений преобладает пыльца *Picea* sp. (до 37%), возрастает доля березы sect. *Fruticosae* и sect. *Nanae* (до 21 и 24% соответственно). Достаточно велико участие пыльцы *Betula* sect. *Albae* и *Pinus sylvestris*. Содержание *Alnus* sp. составляет до 12%, *Salix* sp. – до 18%. Соотношение пыльцы в группе трав в целом сохраняется. По-прежнему преобладают маревые и полыни. Участие злаков и осок возрастает. Состав мезофильного разнотравья по-прежнему разнообразен. Среди спор доминируют папоротники сем. Polypodiaceae и *Sphagnum* sp. Встречаемость плаунов рода *Lycopodium* единична.

Состав спорово-пыльцевых спектров этой зоны отражает развитие редколесий, образованных березой с участием сосны и ели. Большое распространение получили кустарниковые и болотные, ксерофитные сообщества и луговые формации.

В общем составе **III комплекса** (инт. глубин 7,2–5,55 м) преобладает пыльца травянистых, иногда древесных растений (90 и 65% соответственно). По составу древесной пыльцы комплекс можно разделить на два подкомплекса.

В **подкомплексе IIIa** доминирует пыльца ели (почти 52%), значительно участие *Pinus sylvestris*. Пыльца древовидной березы составляет 13–15%, и участие ее постепенно возрастает. Доля пыльцы березы sect. *Fruticosae* достаточно велика и достигает в одном образце 27%, береза sect. *Nanae* присутствует единично. Отмечены *Alnus* sp. и *Salix* sp. Состав травянистых растений разнообразен. Маревые и полыни преобладают, доля злаков и осок значительна. Разнообразие мезофильного разнотравья и его численность возрастают. В группе споровых преобладают то папоротники сем. Polypodiaceae, то *Sphagnum* sp. Плауны рода *Lycopodium* sp. и *Selaginella selaginoides* присутствуют единично. В образцах 42 и 43 споры и пыльца не обнаружены.

В **подкомплексе IIIб** в составе древесной растительности возрастает доля березы sect. *Fruticosae* и sect. *Nanae* (в некоторых образцах до 34 и 33% соответственно), участие пыльцы древовидной березы сокращается, *Picea* sp. и *Pinus sylvestris* отмечаются единично. Встречается *Salix* sp. Группа травянистых растений малочисленна, но ее состав в целом сохраняется таким же, как и в подкомплексе IIIa. Споровые растения Polypodiaceae, *Sphagnum* sp. и *Selaginella selaginoides* присутствуют единично.

На основе общего возрастания количества пыльцы древесных растений на фоне других групп эти два подкомплекса были объединены в комплекс. Палинологические спектры свидетельствуют о развитии темнохвойных лесов из ели с участием сосны, постепенно замещающихся березовыми лесами. Распространены участки с ксерофитными элементами флоры, открытые пространства заняты лугами.

В составе **IV комплекса** (инт. глубин 5,55–3,7 м) вновь возрастает роль травянистых растений (до 88%). Участие пыльцы древесных колеблется в разных образцах от 5 до 43%, на споры приходится 6–25%. В группе пыльцы древесных растений преобладают виды рода *Betula* sp.: основную массу составляют *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sect. *Nanae*, несколько меньше *Betula* sect. *Albae*. Хвойных видов *Picea* sp. и *Pinus sylvestris* достаточно много. Встречаются ольха, ольховник и ива. Состав травянистых растений в комплексе меняется. Участие злаков, полыней, осок, маревых, вересковых Ericaceae значительно уменьшается. Разно-

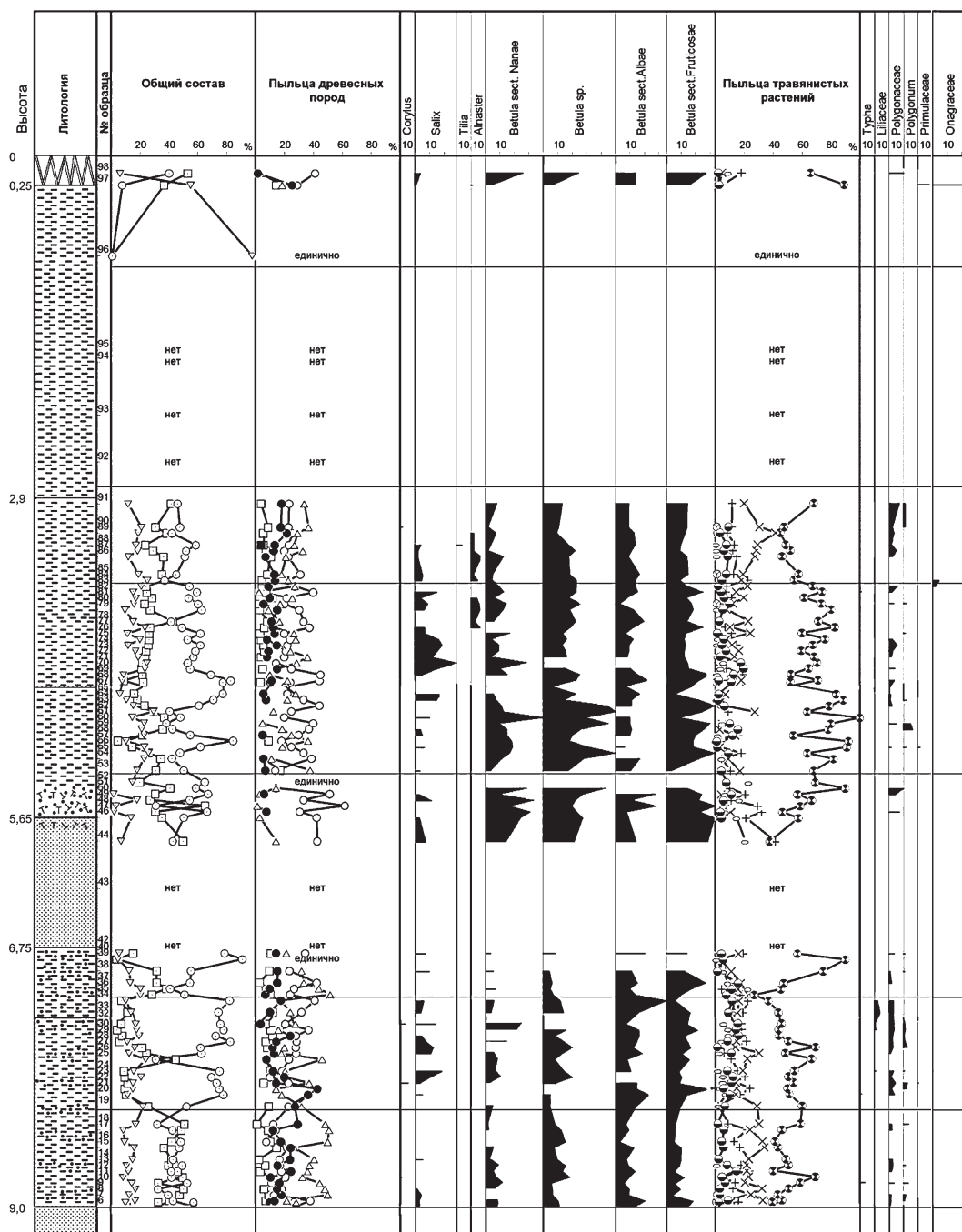


Рис. 42. Спорово-пыльцевая диаграмма бызовских отложений в обн. Курьядор.

травье становится преобладающим и представлено Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Cicoriaceae, Valerianaceae, Polemoniaceae, Geraniaceae и др. Среди спор преобладают папоротники сем. Polypodiaceae и *Sphagnum* sp. Участие

и болотные ассоциации, а также травянистые ассоциации из мезофильного разнотравья.

В V комплексе (инт. глубин 3,7–2,95 м) по-прежнему преобладают травянистые растения, но их доля снижается до 37–59%. Участие пыльцы древесных возрастает до 42%. Группа спор составляет до 12–25%. Преобладает пыльца ели (до 37%), в некоторых образцах значительно участие *Pinus sylvestris*. Пыльца древовидной березы составляет 16%. Доля пыльцы березы sect. *Fruticosae* и sect. *Nanae* достаточно велика. Встречаются *Alnus* sp., *Salix* sp., *Alnaster* sp. Отмечается единичная пыльца широколиственных пород *Tilia* sp. и *Corylus* sp. Среди травянистых растений вновь увеличивается численность маревых и полыней. Участие злаков и осок, вересковых *Ericaceae* незначительно. Состав мезофильного разнотравья сохраняет свое разнообразие. Споры папоротников сем. *Polypodiaceae* и *Sphagnum* sp. преобладают. Участие плаунов рода *Lycopodium* единично. Встречается *Osmunda* sp.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что в это время темнохвойные леса из ели вновь получили наибольшее распространение. Широкое участие в составе лесов принимала также сосна *Pinus sylvestris* и единичные широколиственные породы.

В образцах 92–95 споры и пыльца не отмечены. В обр. 96 с глубины 0,85 м дерева и травы единичны, споры составляют почти 98%. Наиболее распространены папоротники.

VI комплекс (инт. глубин 0,25–0,15 м, поверхностная проба). В общем составе вначале преобладают споры (55%), затем их роль значительно снижается и доминирует пыльца древесных пород (около 53%) и трав (почти 40%). В составе древесных форм основную долю составляет пыльца сосны обыкновенной (более 25%) и ели (18,5%). Значительно участие видов рода *Betula* sp.: *Betula* sect. *Albae* (13%), *Betula* sect. *Fruticosae* (15,6%), ольхи *Alnus* sp. (14,5%). Отмечена пыльца *Betula* sect. *Nanae*, ивы *Salix* sp., ольховника *Alnaster* sp. Среди травянистых растений в небольшом количестве встречены маревые, полыни, злаки, осоки *Cyperaceae*. Из разнотравья чаще всего присутствует пыльца сем. *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae* и др. В группе споровых доминируют папоротники сем. *Polypodiaceae*. Достаточно велико участие *Sphagnum* sp., *Botrychium* sp., плаунов – *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*, *L. appressum*, *Lycopodium* sp.

Спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о том, что в это время лесная растительность занимала господствующее положение, еловые леса с участием сосны имели наибольшее распространение.

Таким образом, изученные комплексы позволяют выделить три периода потепления, соответствующие фазам растительности: Bz_{II} (комплекс I), Bz_{IV} (комплекс III) и Bz_{VI} (комплекс V). Лесная растительность в это время господствовала, темнохвойные леса из ели имели наибольшее распространение. Широкое участие в составе лесов принимали сосна *Pinus sylvestris* и единичные представители широколиственных пород *Tilia* sp. и *Corylus* sp.

Обн. 207 располагается на правом берегу р. Вычегды в 3 км ниже д. Рябово, что в 85 км выше ее устья. Верхняя часть обнажения сложена тиллом, в который ниже по течению вложена терраса высотой 12–14 м, уровень которой постепенно понижается в том же направлении до 5–6 м.

Расчистка 207-1 вскрывает разрез террасы. Из слоев 12 и 13 были отобраны образцы на спорово-пыльцевой анализ. Выделены шесть спорово-пыльцевых комплексов (рис. 43).

Инт. глубин 4,85–3,5 м (сл. 12) сложен глиной алевроитистой сизо-серого цвета с неясной горизонтальной слоистостью, с болотным запахом и мелкими пятнами ожелезнения, без обломочного материала. Контакт с нижележащим слоем условный, по постепенному изменению окраски. В инт. глубин 3,5–2,85 м (сл. 13) вскрыта глина буровато-серая с невнятной горизонтальной слоистостью.

В комплексе I (инт. глубин 4,85–4,67 м) преобладает пыльца берез: *Betula sect. Nanae* (до 24%), *Betula sect. Albae* (около 15%) и *Betula sect. Fruticosae*. В составе принимали участие сосна *Pinus sylvestris* и ель *Picea* sp., ива *Salix* sp., ольха *Alnus* sp., ольховник *Alnaster* sp. Широко развивались полынно-травянистые ассоциации, сфагновые болота, сообщества из папоротников сем. Polypodiaceae, отмечена *Osmunda* sp. Комплекс характеризует существование в этот период разреженных березовых редколесий, где сосна и ель занимают подчиненное положение. Образование толщи происходило во время похолодания климата.

Комплекс II (инт. глубин 4,67–4,42 м) отражает уменьшение количества пыльцы *Betula sect. Nanae* (до 2%) и возростание участия *Betula sect. Albae* и *Betula sect. Fruticosae*. Отмечена пыльца ольхи и ивы. Обнаружена единичная пыльца широколиственных пород (*Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). Произошло некоторое увеличение роли полыней и разнотравья из представителей сем. Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae и Asteraceae. Из споровых преобладают сфагновые мхи, папоротники. Единично присутствуют лесные виды *Lycopodium clavatum*, *Equisetum* sp., *Botrychium* sp. и редко *Osmunda cinnamomea*. Происходило развитие лесных группировок, среди которых преобладали темнохвойные еловые леса в более теплом климате.

III комплекс (инт. глубин 4,42–4,17 м). Участие *Betula sect. Albae* и *Betula sect. Fruticosae* снижается, а *Betula sect. Nanae* возростает. Доля пыльцы сосны уменьшилась. Значительное развитие получили травянистые ассоциации из полыней (до 50%), маревых, злаков и осок. Господствовали сфагновые мхи и папоротники. Лесные группировки вновь утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные в основном березой.

Комплекс IV (инт. глубин 4,17–3,72 м). Распространение получили березовые из *Betula sect. Albae* и сосновые лесные формации, темнохвойные еловые леса с участием ольхи. Полыни, маревые и осоки представлены в незначительном количестве. Сфагновые мхи преобладали. Произошло некоторое улучшение климатических условий.

Комплекс V (инт. глубин 3,72–3,42 м) свидетельствует о том, что основными компонентами растительного покрова вновь были, по-видимому, разреженные березово-сосновые сообщества с участием ели. Широкое распространение имели болотно-тундровые формации, ксерофитные сообщества полыни, которые, наряду с маревыми, принимали большое участие в комплексе.

В составе **комплекса VI** (инт. глубин 3,42–3,0 м) преобладают споровые растения, пыльца древесных пород и трав встречается единично. Отсутствие представителей ксерофитных форм (полыней, маревых), участие злаков и мезофильного разнотравья (Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae

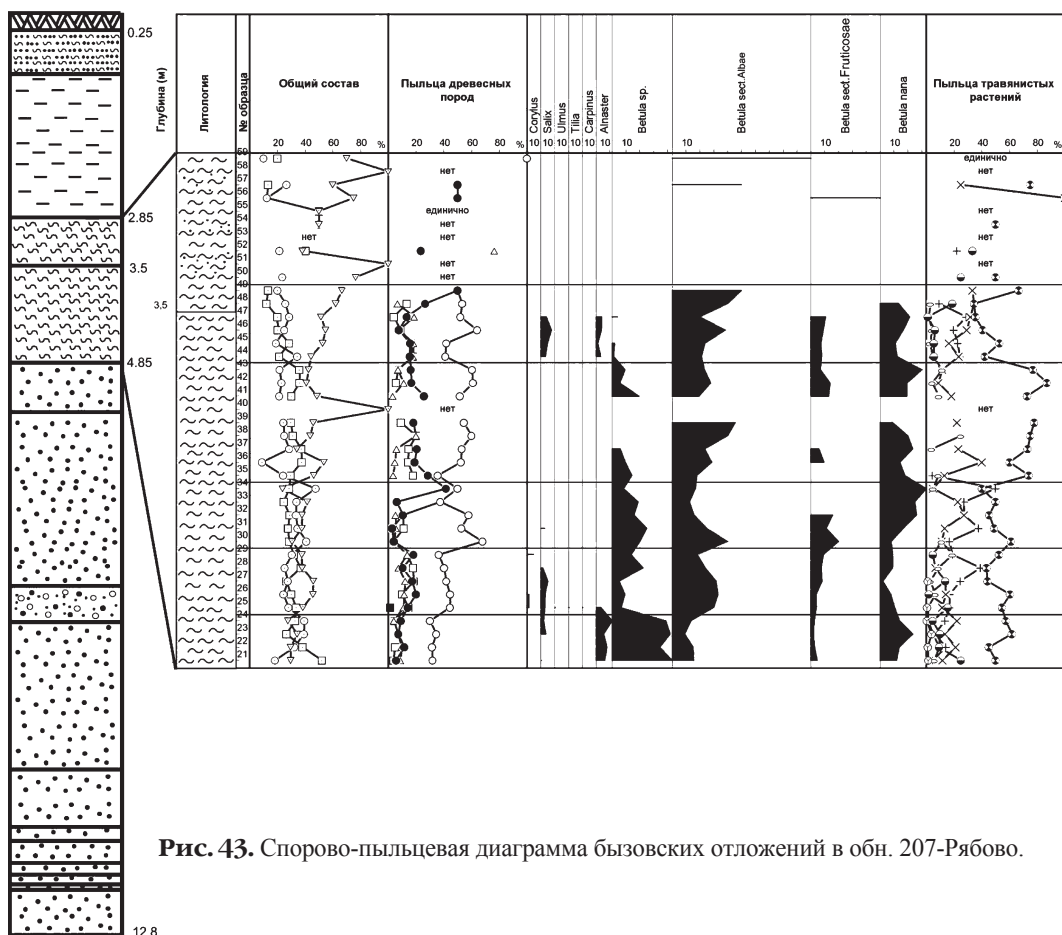
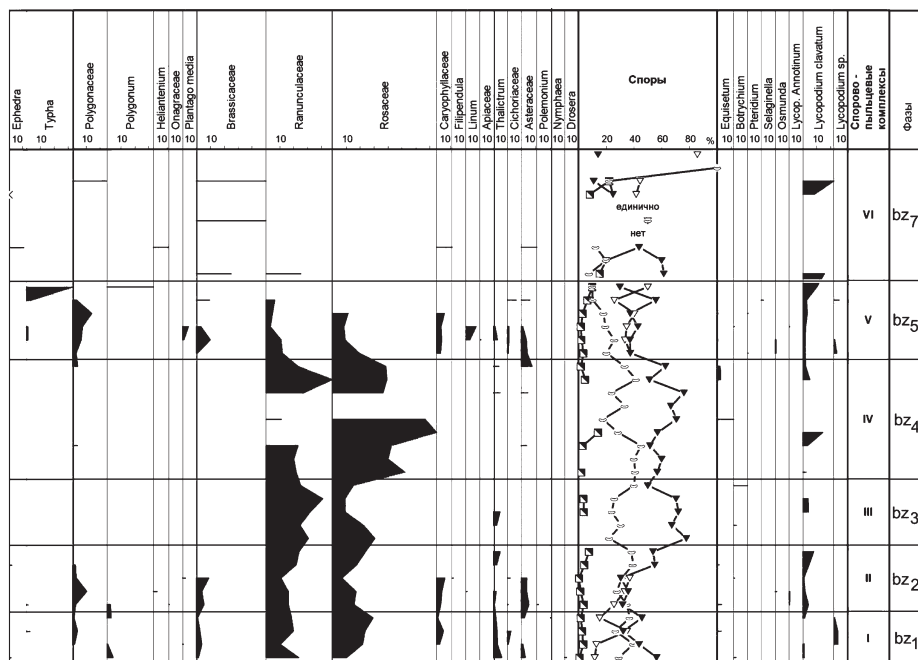


Рис. 43. Спорово-пыльцевая диаграмма бызовских отложений в обн. 207-Рябово.

и Asteraceae) свидетельствуют о развитии тундровых сообществ. Комплекс характеризует условия, близкие арктическим тундрам.

Таким образом, спорово-пыльцевые спектры I, III и V комплексов отражают холодные условия и свидетельствуют о формировании березово-сосновых редколесий с кустарничковыми, болотно-тундровыми и травянистыми ассоциациями. Комплексы II и IV характеризуют более теплые условия и соответствуют развитию березово-еловых лесных формаций и единичному участию широколиственных пород. В целом это был довольно холодный период. Спектр VI комплекса указывает на то, что образование отложений, вероятно, происходило во временной интервал, охватывающий завершающий этап среднего валдая, предшествующий подвижкам ледника.

На основе полученных спорово-пыльцевых комплексов в изученных разрезах: Черная-3, Курьядор, Рябово 207-1, были выделены семь растительных фаз, последовательно сменяющих друг друга и отражающих изменения климатических условий в среднем валдае от более холодных к более теплым и опять к холодным. В фазы потеплений (Bz_{II} , Bz_{IV} , Bz_{VI}) в общем составе спорово-пыльцевых спектров



Усл. обозначения на рис. 29

увеличивается доля древесных растений до 37–45%, довольно велико содержание спор и трав. Среди древесных форм наибольшее значение имеет пыльца березы *Betula* sect. *Albae*, на севере изученной территории ее участие достигает 65%. В небольшом количестве, но постоянно присутствует *Betula* sect. *Fruticosae*, доля *Betula* sect. *Nanae* незначительна. Участие хвойных пород *Pinus sylvestris* и *Picea* sp. достаточно велико, особенно в южных спектрах, где численность пыльцы ели составляет 26%, сосны – около 27%. В южных спектрах и в отдельных образцах из северных разрезов отмечены единичные пыльцевые зерна широколиственных *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Встречены пыльца ивы, ольхи, ольховника, присутствует пыльца жимолости.

Состав пыльцы травянистых растений на юге территории достаточно однороден, основное место занимают злаки. Полыни, маревые и осоки содержатся в незначительном количестве, тогда как к северу элементов ксерофитной перигляциальной флоры становится больше. Мезофильное разнотравье представлено Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Caryophyllaceae и Asteraceae. Во всех образцах преобладают сфагновые мхи, в меньшем количестве встречаются папоротники.

ки. Разнообразен состав плаунов: *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. selago*. Отмечаются *Botrychium* sp., *Pteridium* sp., *Ophioglossum* sp., *Osmunda cinnamomea*, *Equisetum* sp.

Таким образом, основным компонентом растительного покрова, по-видимому, были разнообразные лесные группировки: березовые, березово-еловые и березово-сосновые на юге изучаемой территории и березовые, сосновые и еловые редколесья – на севере. Часть территории была занята лугами, а также ксерофитными перигляциальными сообществами, значительную роль играли болота.

В фазы похолоданий (Bz_I , Bz_{III} , Bz_V , Bz_{VII}) в спорово-пыльцевых спектрах доминируют недревесные компоненты: споры и травы. На севере участие древесных форм сильно уменьшается: они либо отсутствуют в составе комплексов, либо встречаются в незначительных количествах. Среди древесных пород основное количество определенных форм приходится на пыльцу берез, среди которых преобладает *Betula* sect. *Nanae* (до 24–30%). На севере территории содержание пыльцы ели и сосны в комплексе единично, в южных районах оно постепенно возрастает. В небольших количествах отмечаются ольха и ива.

В группе травянистых растений значительно участие маревых и злаков, полыней, отмечаются также осоки Сурегасеае и вересковые Ericaceae, разнотравье, единична *Ephedra* sp. Содержание и разнообразие мезофильного разнотравья невелико, наиболее часто присутствуют виды семейств крестоцветных, розоцветных и лютиковых. Среди споровых господствуют сфагновые мхи и папоротники, единичны *Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*, *Equisetum* sp., *Botrychium* sp., *Pteridium* sp., *Selaginella selaginoides*, *Osmunda* sp.

Состав растительности отражает существование в этот период разреженных редколесий, образованных, в первую очередь, березой, где сосна и ель занимают подчиненное положение, разнообразны кустарниковые и кустарничковые группировки. Большое распространение, наряду с ксерофитными сообществами, образованными полынями, маревыми и злаками, имеют также болотно-тундровые формации.

2.3.4. Полярные (осташковские) ледниковые отложения (Q_{III}^4p)

Разделяя существующие в настоящее время представления о пределах распространения валдайских ледниковых покровов (Государственная геологическая..., 1999), мы полагаем, что верхняя толща тилла накапливалась в позднем валдае, во время полярного оледенения. Проведенные нами исследования свидетельствуют о том, что оледенение в полярное время было более ограниченным по сравнению с существующими представлениями (Структура..., 1977; Четвертичные оледенения..., 1987; Развитие ландшафтов..., 1993). Полярное оледенение перекрывало лишь северную часть Печорской низменности (рис. 22). Долина р. Лаи оставалась за пределами распространения полярного ледника. В долину р. Шапкиной полярный ледник заходил, по-видимому, двумя языками: одним языком со стороны северо-востока, перекрывая верхнее течение реки (устье р. Вэсню и окрестности), вторым небольшим языком с северо-запада полярный ледник достигал низовья Шапкиной. В долине р. Адзвы положение границы оледенения севернее устья руч. Пымва-Шор

определяется существованием палеолитической стоянки Пымва-Шор с возрастом культурного слоя 21–22 тыс. л.н. (Marginal formations..., 1999). Верховье р. Колвы также перекрывалось полярным ледником.

Полярный ледниковый покров сформировал рельеф дневной поверхности, слагая водоразделы, верхние части береговых обнажений, а иногда полностью невысокие обрывы рек. Перекрыт тилл перигляциальным аллювием, содержащим фауну грызунов с ПЭУ копытных леммингов, равным 45, что указывает на позднеполярный возраст вмещающих отложений. Мощность полярного тилла составляет 5–10 м, редко достигает 20 м. Максимальную мощность 20–22 м полярный горизонт имеет в долине р. Шапкиной, где в отдельных разрезах тилл представлен базальной и абляционной фациями.

На крайнем севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона полярный тилл изучен в береговых обнажениях рек Черной и Куи, а также в нижнем течении Печоры в обнажениях Мархида, Вастьянский Конь и Хонгурей.

В долине р. Черной этот тилл мощностью от 4 до 15 м развит практически повсеместно. Он представлен темно-серым с бурым оттенками, иногда сизовато-серым неслоистым суглинком, ожелезненным по трещинам, с гравием, галькой, валунами, с обломками раковин моллюсков. Суммарная карбонатность составляет 5,9%. Содержание гравийно-песчаной фракции в среднем незначительно – 17,4%, количество алевритовой фракции – 44,6%, глинистой – 38% при $S_c = 0,18$ и $d_{cp} = 0,017$ мм. В разрезах р. Куи полярный тилл, залегающий на морских сулинских песках, имеет более грубый гранулометрический состав и сложен валунной супесью ($d_{cp} = 0,033$ мм) с процентным соотношением гравийно-песчаной, алевритовой и глинистой фракций 37,6 : 36,7 : 25,7. Содержание материала, растворимого в 10%-ной HCl, почти как на р. Черной составляет 5,3%. В береговых обнажениях нижней Печоры гранулометрический состав полярного тилла изменчив как на площади, так и в разрезе, что также определяется составом подстилающих отложений. В обн. Хонгурей среднее содержание гравийно-песчаной фракции составляет 23,7%, алевритовой – 40,5%, глинистой – 35,7% при $d_{cp} = 0,019$ мм и $S_c = 0,18$. Материала, растворимого в 10%-ной HCl, содержится несколько больше, чем в других северных разрезах – 6,6%. В обнажениях Мархида и Вастьянский Конь гранулометрический состав тилла чуть более глинистый: содержание пелитовой фракции составляет 36,2–43,1% (в среднем 39,9%). Алевритовая составляющая содержится в количестве 31,7%, гравийно-песчаная – 28,4%.

В бассейне р. Шапкиной полярный тилл развит ограниченно, поскольку, как уже отмечалось, позднеледниковый покровный ледник перекрывал долину Шапкиной двумя языками: одним языком верхнее течение реки (устье р. Вэснию и окрестности), вторым – нижнее. Мощность тилла не превышает 5–10 м, представлен он суглинками, состоящими на 35,3% из пелитовой фракции, на 44,3% – из алевритовой, количество гравийно-песчаной фракции невелико – 20,4%. Суммарная карбонатность тилла несколько повышена – 7,5%. Средний диаметр мелкозема $d_{cp} = 0,017–0,019$ мм, а коэффициент сортированности S_c составляет 0,18–0,19.

На востоке региона – в долине р. Адзвы, гранулометрический состав полярного тилла от разреза к разрезу меняется. Так, содержание глинистой фракции колеблется от 37,2 до 48,6%, составляя в среднем 43,4%, количество гравийно-песчаной фракции изменяется в пределах 16,2–30,1% (среднее значение 24,6%), содержа-

ние алевритовой фракции 32%. Средний диаметр варьирует от 0,011 до 0,021 мм (среднее значение $d_{cp} = 0,015$ мм). Степень сортированности тилла очень низкая ($S_c = 0,12$), карбонатность невысока – 4,2%.

Полярный тилл в долине р. Бол. Роговой представлен слабосортированными суглинками ($S_c = 0,16$) с существенными содержаниями алевритовой (43,4%) и пелитовой (36,9%) фракций, что определяет значение среднего диаметра зерен, равное 0,019 мм. Суммарная карбонатность полярного тилла повышена и составляет, как и в Вычегодском, в среднем 7,9%.

Таким образом, обзор результатов изучения гранулометрического состава полярного тилла указывает на довольно тонкий его состав в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе (табл. 2). Повышенное содержание пелитовой фракции обусловлено, вероятно, тем, что полярный ледник ассимилировал на пути своего следования преимущественно глинистые морские и озерные отложения приледниковых бассейнов. Самый тонкий состав полярный тилл имеет на побережье Баренцева моря, что связано с формированием его за счет ленточнослоистых глинистых алевритов, которые он, как правило, перекрывает. Наиболее грубый гранулометрический состав характерен для полярного тилла в разрезах р. Куи, что обусловлено его залеганием на морских сулинских песках.

В долине р. Черной среднее содержание тяжелых минералов в полярном тилле составляет 0,64%. Амфибол(11,1%)-пирит(11,5%)-гранат(13,8%)-эпидот(18,9%)-сидеритовая(23,8%) минеральная ассоциация слагает тяжелую фракцию полярного тилла (табл. 14). Кроме того, в некоторых разрезах (Ч-21 и Ч-22) повышено содержание ильменита (8,1–11,7%) против обычно невысокой концентрации в полярном тилле этого района. Характерны высокие суммарные содержания пирита и сидерита, варьирующие в разных обнажениях от 36,8 до 45,3%, а преобладающая роль сидерита над пиритом фиксируется практически во всех разрезах. Надо отметить, что это самые высокие концентрации пирита и сидерита в полярном тилле северного и западного районов Тимано-Печоро-Вычегодского региона. Довольно существенно от разреза к разрезу меняются количества амфиболов и гранатов, причем гранатов существенно больше в уже отмеченных разрезах, расположенных в северо-восточной части изученного отрезка реки в ее среднем течении: в обн. Ч-21 он составляет 25%, в обн. Ч-22 – 16,5%. С повышенными концентрациями этих минералов связано резко возросшее в этом же направлении содержание тяжелой фракции (0,94–1,2%), тогда как выше по течению оно не превышает 0,40–0,53%. В обн. Вастьянский Конь содержание тяжелой фракции в полярном тилле составляет 0,68%, и представлена она амфибол(12,1%)-гранат(20,4%)-эпидотовой(26,9%) минеральной ассоциацией. В разрезах р. Куи в тилле содержится 0,70% тяжелых минералов, образующих сидерит(13,1%)-амфибол(13,6%)-гранат(18%)-эпидотовую(20,8%) ассоциацию, количество пирита составляет 7,7%, ильменита – 6,3%, несколько повышено содержание апатита – 3,9%. Сходной ассоциацией тяжелых минералов, выход которых составляет 0,71%, определяется полярный тилл в обн. Хонгурей. Здесь доминируют эпидот (21,7%), гранаты (17,7%) и амфиболы (15,6%), содержания пирита и сидерита практически равны, а суммарное их количество не превышает 13%. Апатит здесь содержится в еще большем количестве – 4,3%. Отмечается повышенная концентрация пироксенов – 5,9%. Полярный тилл в обн. Мархида характеризуется самым высоким выходом тяже-

лой фракции (1,08%) и сидерит(14,4%)-гранат(16,8%)-эпидотовой(27,1%) ассоциацией тяжелых минералов. Повышено содержание ильменита (9,1%) и метаморфогенных минералов (7%), тогда как количество амфиболов составляет лишь 7,4%.

Таблица 14

Минеральный состав тяжелой фракции полярного тилла

Район (река)	Черная	ВК	Куя	Мархида	Хонгурей	Шапкина	Адзьва	Бол. Роговая
ВТФ, %	0,64	0,68	0,70	1,08	0,71	0,59	0,61	0,26
Магнетит	0,6	0,4	0,5	0,4	0,3	0,7	0,6	0,7
Гематит	1,4	0,6	1,2	0,3	2	0,3	0,2	
Ильменит	3,7	6	6,3	9,1	5,8	5	5,1	14,6
Эпидот	18,9	26,9	20,8	27,1	21,7	23,2	21,3	18,8
Амфибол	11,1	12,1	13,6	7,4	15,6	11,5	8,7	9,5
Гранат	13,8	20,4	18	16,8	17,7	16,1	12,3	14,6
Пирит	11,5	5,1	7,7	6	6,3	7,6	14,6	14,8
Сидерит	23,8	9,6	13,1	14,4	6,5	14,8	17,9	13,2
Циркон	1	1,5	0,8	1,5	1,2	4,9	1,6	0,6
Рутил	0,4	0,5	1	0,7	0,6	0,4	0,5	0,9
Титанит	1,7	2	3,2	1,8	2,7	2,3	3	1,2
Лейкоксен	2	3	2,3	2,4	2,3	2,9	7,9	2,4
Гр. титановых минералов	4,1	5,5	6,5	4,9	5,6	5,6	11,4	4,5
Кианит	2,2	4,3	2,8	6,4	3	2,3	1,2	2,7
Ставролит	1,2	0,7	0,6	0,6	0,4	0,7	0,5	
Силлиманит	0,3	0,1					0,2	
Гр. метаморфных минералов	3,7	5,2	3,4	7	3,4	2,7	1,9	2,7
Турмалин	1,4	1,2	0,8	1,8	0,9	0,9	1	0,3
Апатит	1	2,4	3,9	0,4	4,3	1,5	1	3,3
Пироксен	1,8	1,2	2,3	1,8	5,9	2,2	0,7	1,8
Лимонит	4,6	1,1	0,5	0,6	2,7	1,7	2,1	

Количество тяжелых минералов в бассейне р. Шапкиной варьирует от 0,50 до 0,81%, и лишь в самом верхнем ее течении (в обн. 1104) снижается до 0,21%. В северных разрезах (верховье реки) тяжелые минералы слагают амфибол(10,6%)-сидерит(16%)-гранат(17,1%)-эпидотовую(24%) минеральную ассоциацию. В нижнем течении тяжелая фракция представлена весьма сходной пирит(10,2%)-амфибол(12,7%)-сидерит(13,3%)-гранат(14,8%)-эпидотовой(22,2%) минеральной ассоциацией. Здесь доминирующая роль сидерита в тяжелой фракции полярного

тилла в большинстве разрезов сохраняется, хотя суммарные количества пирита и сидерита существенно ниже, чем в бассейне р. Черной.

Полярный тилл в долине р. Адзвы отличается стабильностью состава тяжелых минералов, выход которых составляет 0,61%. Характерна гранат(12,3%)-пирит(14,6%)-сидерит(17,9%)-эпидотовая(21,3%) минеральная ассоциация с существенными содержаниями минералов группы титановых – 11,4% за счет высокого содержания лейкоксена – 7,9%. Количество пирита и сидерита тоже повышено и в сумме составляет в среднем 32,5%, достигая в отдельных разрезах 40% тяжелой фракции при почти равных содержаниях пирита и сидерита.

Тяжелая фракция полярного тилла в единичных разрезах р. Бол. Роговой, выход которой незначителен, всего лишь 0,26%, характеризуется сидерит(13,2%)-гранат(14,6%)-ильменит(14,6%)-пирит(14,8%)-эпидотовой(18,8%) ассоциацией минералов. Суммарное содержание пирита и сидерита составляет 28%, и присутствуют эти минералы тоже почти в равных количествах. Ильменита содержится 14,6%, что в 2–3 раза превышает его содержание в полярном тилле из других разрезов Тимано-Печоро-Вычегодского региона.

В петрографическом составе валунно-галечного материала полярного тилла из береговых обнажений р. Черной около половины всех обломков (44%) приходится на карбонатные породы. В этой группе преобладают светлоокрашенные известняки, особенно в нижней по течению (северо-восточной) части изученного отрезка р. Черной, где они составляют в среднем 34,4% от числа всех обломков, содержащихся в тилле. Вверх по течению в юго-западном направлении количество их сокращается до 24,6%. Обломков местных юрских и меловых песчаников, алевролитов и аргиллитов на этом отрезке реки, напротив, больше (18,1–28,2%, в среднем 20,7%), чем в северо-восточной части (16,4%). Содержание терригенных пород перми и триаса в пределах всего изученного участка р. Черной выдержано и составляет 17,2%. Количество экзотических для района обломков магматических и метаморфических пород, включая кварциты и кварцитопесчаники, варьирует от 10,4 до 24,9%. Магматические и метаморфические дальнеприносные породы в полярном тилле представлены сланцами, диабазами, диоритами и риолитами, тогда как вычегодский тилл характеризуется здесь комплексом пород Фенноскандинавской питающей провинции. Ориентировка длинных осей валунов в тилле выдержана: обломки пород ориентированы с северо-северо-востока в секторе 20–45°, что с учетом присутствия в петрографическом составе крупнообломочного материала валунов криноидно-мшанковых известняков с Новой Земли свидетельствует о связи полярного тилла с Пайхой-Новоземельским центром оледенения.

Крупнообломочный материал полярного тилла из береговых обнажений Мархида и Вастьянский Конь имеет весьма сходный петрографический состав. В группе карбонатных пород, которые также доминируют, составляя 38,4%, меняется соотношение темно- и светлоокрашенных известняков: если на р. Черной доминируют светлоокрашенные разности, то здесь преобладают темно-серые и черные известняки и доломиты, на них приходится 29,1% всех обломков. Доля местных терригенных пород юры и нижнего мела (песчаников, алевролитов, аргиллитов и других пород) невелика и составляет 19,2%, транзитных пород перми и триаса – 22%. Совсем немного обломков пород дальнего сноса, представленных магматическими и метаморфическими породами – 10,3%. Присутствуют единичные валуны

руководящих криноидно-мшанковых известняков. Обломки пород ориентированы с северо-северо-востока по азимуту 20–35°.

В бассейне р. Шапкиной установлена сложная структура растекания ледникового покрова в полярное время. В верхнем течении реки выявлена связь полярного тилла с Северо-Восточной питающей терригенно-минералогической провинцией, на что указывает ориентировка удлиненных обломков в юго-западном направлении в секторе 350–60°. В нижнем течении полярный тилл формировался за счет переотложения терригенного материала ледником, двигавшимся с запада-северо-запада по азимуту 270–320°. Это довольно четко отражается в петрографическом составе валунно-галечного материала. В тилле повышено содержание карбонатных пород, которых в верхнем и нижнем течении р. Шапкиной содержится поровну – почти по 47%. Но при этом в верховье Шапкиной преобладают палеозойские известняки и доломиты темно-серой и черной окраски, на которые приходится 28%, тогда как в ее низовье столько же (28%) составляют светлоокрашенные разности карбонатных пород. В верхнем течении реки постоянно отмечаются обломки руководящих новоземельских пород – розовых мраморовидных криноидно-мшанковых известняков, тогда как в нижнем встречаются обломки северотиманских базальтов с агатами, что подтверждает формирование полярного тилла в верховье и в низовье Шапкиной за счет разных центров оледенения.

В петрографическом составе крупнообломочного материала из полярного тилла в разрезах р. Адзвы доминируют карбонатные породы, составляя в среднем 40,6%, две трети которых представлены темноокрашенными известняками и доломитами. На долю обломков транзитных терригенных мезозойских образований приходится 21,7%. Местных пород (крепких зеленовато-серых и серых песчаников, гравелитов и конгломератов перми и триаса) меньше – 14,1%. Обломки магматических и метаморфических пород, среди которых много фиолетовых и розовых кварцитопесчаников и кварцитов девона и ордовика, составляют 23,7%. Длинные оси обломков пород ориентированы в секторе 350–20°.

Идентичным петрографическим составом обломков характеризуется полярный тилл в долине Бол. Роговой. В составе крупнообломочного материала доминируют карбонатные породы: количество их достигает 42,2%, при этом на долю темноокрашенных разностей приходится 27,6%, тогда как содержание светлоокрашенных известняков в два раза ниже – 14,6%. Доля терригенных мезозойских и местных осадочных пород перми и триаса практически одинакова – 16,1 и 14,8% соответственно. Обломки магматических и метаморфических пород составляют 27%. Длинные оси обломков пород ориентированы с северо-северо-запада по азимуту 330–350°.

Таким образом, присутствие в петрографическом составе полярного тилла обломков пород Пайхой-Новоземельской питающей провинции: палеозойских темно-серых и черных известняков и доломитов, а также эпизодически отмечаемых валунов руководящих пород – розовых мраморовидных криноидно-мшанковых известняков Новоземельской области сноса, свидетельствует о связи полярного тилла на территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона с Пайхой-Новоземельским центром оледенения и, возможно, с шельфами Баренцева и Карского морей. Лишь небольшим языком с северо-запада полярный ледник перекрывал низовье Шапкиной, на что указывают ориентировка удлиненных обломков пород в юго-восточном направлении, преобладание в группе карбонатных пород обломков светлоокрашен-

ных известняков, вероятно, с Карбонового плато и присутствие базальтов с агатами с Северного Тимана.

Позднеледниковье является переходным этапом между поздним неоплейстоценом и голоценом. В это время на Европейском Северо-Востоке России были развиты обширные гиперзональные пространства с элементами лесной, тундровой и степной растительности перигляциального типа (Величко, 1973). Осадки позднеледникового периода чаще всего слагают первую надпойменную террасу (I н.п.т.) и представлены песками, суглинками, глинами. В настоящее время имеются немногочисленные работы по изучению позднеледниковых отложений, литологические данные получены только в долине р. Вычегды (Потапенко, 1975; Лавров, Потапенко, 2005; Седиментационные обстановки..., 2014). Палинологические исследования, сопровождающиеся радиоуглеродным датированием, проводились в бассейнах Вычегды, Мезени и Печоры (Немкова, 1976; Никифорова, 1979; Lateglacial..., 2001).

Наиболее представительный разрез осадков, сформированных в условиях деградации, исследован нами в обрыве правого берега р. Вычегды, в 7 км выше по течению устья р. Локчим. В монографии А.С. Лаврова и Л.М. Потапенко (2005) этот разрез называется «Нидзь», а в работах (Седиментационные обстановки..., 2014; Буравская, 2013) он назван обнажением «Биостанция» (БС на рис. 2). Относительно условий накопления этих отложений существуют две точки зрения. Л.М. Потапенко они отнесены к гамской террасе лимногляциального генезиса (Потапенко, 1975; Лавров, Потапенко, 2005). Аналогичного мнения о происхождении данной толщи придерживаются и Е. Ларсен с коллегами (Late Pleistocene..., 2006). Другая группа исследователей считает, что «...в позднеледниковье в долине р. Вычегда и ее притоков господствовало аллювиальное, а не озерное осадконакопление...» (Седиментационные обстановки..., 2014, с. 57). Палеогеографические исследования проводились ими с помощью палеоруслового, радиоуглеродного и спорово-пыльцевого анализов. С этим выводом согласуются данные М.Н. Буравской, основанные на результатах литолого-фациального расчленения и гранулометрического анализа (Буравская, 2013).

В строении разреза выделяются две пачки осадков: пачка 1 (слои 1–3) и пачка 2, включающая слои 4–5. Ниже в стратиграфической последовательности приводится описание разреза Биостанция (мощность в метрах).

1. 0–0,2. Глина серая, местами с прослоями супеси, содержит большое количество растительных макроостатков. Степень сортированности отложений средняя ($S_c = 0,37$), d_{cp} составляет 0,020 мм.

2. 0,2–1,15. Песок мелкозернистый от светло-серого цвета до светло-коричневого. В интервале 0,5–1,05 м песок средне-мелкозернистый светло-коричневый ($d_{cp} = 0,149$ мм, $S_c = 0,44$) переслаивается с алевроитом глинистым серым хорошо сортированным ($S_c = 0,55$ при $d_{cp} = 0,032$ мм). Мощность слоев песка составляет от 3–8 до 20 см, алевроита – 1–7 см.

3. 1,15–2,3. Алевроит глинистый ($d_{cp} = 0,04$ мм, $S_c = 0,40$) сизовато-серый с горизонтальной слоистостью. Выделяются слои с коричневым оттенком мощностью до 1 см, насыщенные органикой. По всей толще наблюдаются включения макроостатков, в том числе веток. Верхние 8 см имеют рыжую окраску, за счет интенсивного ожелезнения. Контакт с вышележащим слоем песка резкий, обусловленный гранулометрическим составом, слегка затушеван ожелезнением, которое прослеживается как выше, так и ниже контакта.

4. 2,3–8,8. Песок мелко-среднезернистый со слоистостью горизонтального типа ($S_c = 0,54$ при $d_{cp} = 0,186$ мм), с линзами и прослоями более грубозернистого песка. На высоте 5,3 м от подошвы толщи слоистость становится слабонаклонной к реке, угол наклона 10° . Метром выше слоистость выполаживается за счет глинистых прослоев мощностью 3 см. Еще выше слоистость подчеркивается тонкими (3–5 мм) выдержанными ожелезненными прослоями, не отличающимися по гранулометрическому составу от отложений остальной части разреза. В верхних полутора метрах крупность песка увеличивается ($d_{cp} = 0,217$ мм), он становится менее сортированным ($S_c = 0,40$). Выше по слою степень ожелезнения песка интенсивно возрастает, он становится ржавым.

5. 8,8–9,05. Подзолистая почва.

Нижняя часть первой пачки осадков (сл. 1–2) характеризует стадию развития затона реки, полупроточный водоем. Горизонтальное переслаивание песка с алевроитом (сл. 2) свидетельствует о периодической связи водоема с активным руслом реки, и, по-видимому, это сезонные пары, которые откладывались в полузамкнутых условиях недалеко от главного русла (в затонной части побочня). Формирование осадков сл. 3 произошло в условиях изолированного водоема и привело к накоплению озерно-болотной фации старичного аллювия, представленной алевроитовыми и глинистыми осадками.

Вторая пачка (сл. 4–5) также подразделяется на 2 части. Нижняя часть мощностью 4–5 м сложена пойменной фацией аллювия. В позднеледниковье река отличалась многоводностью, сохраняя проточный режим (Опыт реконструкции..., 2009). В связи с этим в период половодий откладывался в основном песчаный материал, формируя основную часть пойменной фации. Тонкие прослои суглинистого материала в песке, возможно, маркируют уровни стояния полых вод. Верхняя часть пачки сложена интенсивно ожелезненным переветренным песком. Ржавый цвет осадков свидетельствует, вероятно, о накоплении продуктов гидролиза в процессе образования подзолистой почвы, венчающей разрез. На поверхности террасы широко распространены возвышенные участки, переработанные эоловыми процессами, и заболоченные ложбины.

Палинологическим методом исследованы 26 образцов из разреза Биостанция, расположенного чуть выше по течению и имеющего аналогичное строение. Здесь вскрываются отложения начального периода дегляциации с рауниса по поздний дриас (Седиментационные обстановки..., 2014). До недавнего времени осадки этого возраста в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе не были изучены палинологически, вследствие чего полученные результаты представляют особый интерес. На спорово-пыльцевой диаграмме выделены шесть палинологических комплексов (рис. 44).

Комплекс I (инт. глубин 2,3–2,2 м). В общем составе спорово-пыльцевых спектров (СПС) на долю пыльцы древесных пород и трав приходится по 40%. Количество спор составляет 20%. Среди пыльцы древесных преобладает пыльца тундрового кустарничка *Betula nana* (55%), отмечены пыльца березы, ели, ивы, единичные пыльцевые зерна ольховника. В группе травянистых растений доминирует пыльца осок (25%), злаков (19%), определена пыльца ксерофитов (*Artemisia* sp. – 17%; *Chenopodiaceae* – 15%; *Linum* sp. – ед.). Встречается также пыльца водных и прибрежно-водных растений, *Menyanthes trifoliata*, *Potamogeton* sp., *Typha* cf., *Nuphar lutea*, характерных для зарастающих водоемов в их при-

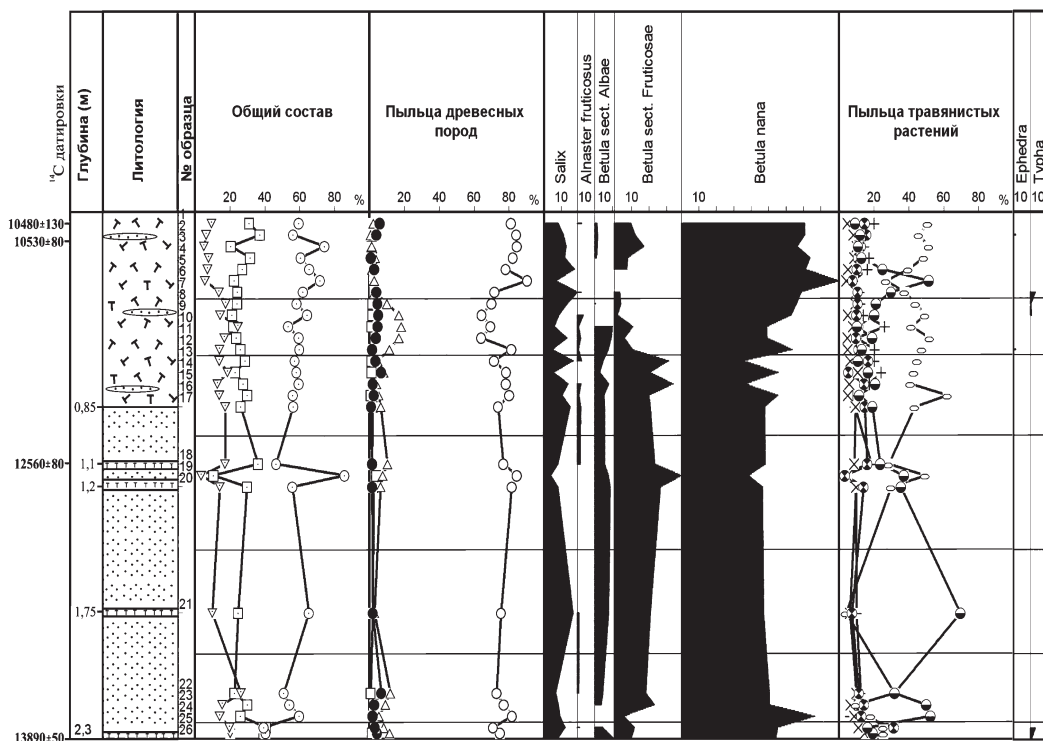
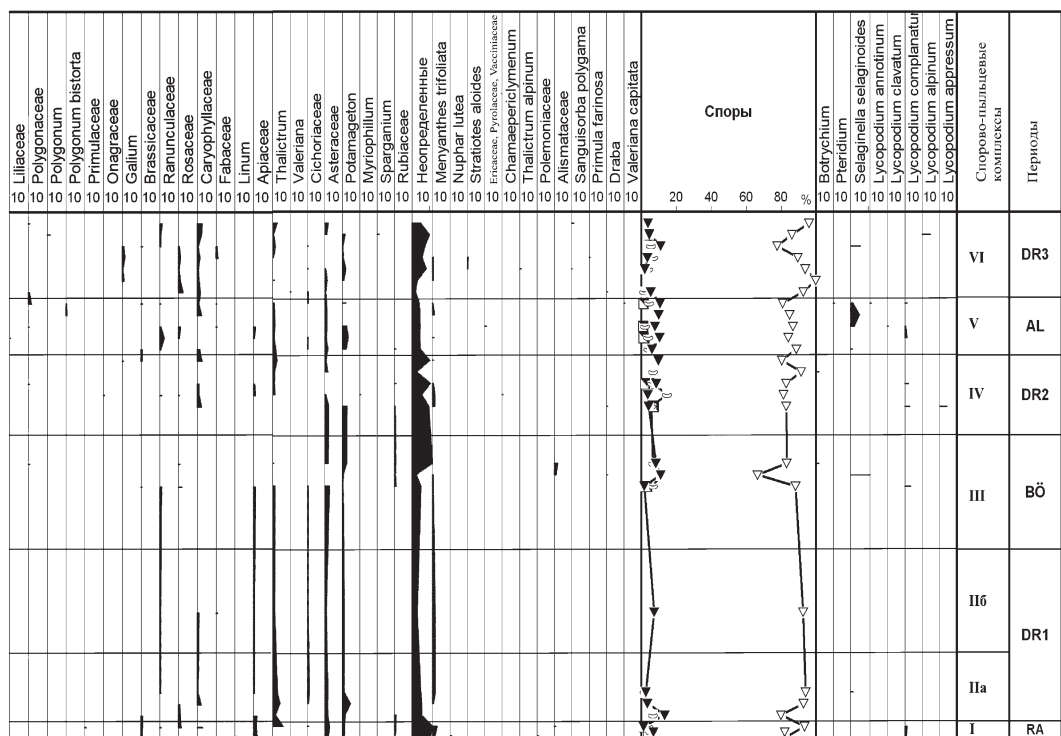


Рис. 44. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений позднеледниковья в обн. Биостанция.

брежной зоне. Из спор наряду с папоротниками, сфагновыми мхами и таежными видами плаунов *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum* присутствуют северо-таежно-лесотундровый вид *Selaginella selaginoides* и тундровые аркто-альпийские виды – *Lycopodium appressum*, *L. alpinum*. Состав спорово-пыльцевых спектров и радиоуглеродная датировка ^{14}C , равная 13890 ± 50 л.н., позволяют сделать вывод о формировании отложений в основании разреза в условиях раунисского потепления – первого значительного потепления после максимальной стадии поздневалдайского (осташковского, по региональной схеме полярного) оледенения (Стелле и др., 1975). В растительном покрове преобладали кустарники (березы, ивы и ольховник) и травянистые сообщества из осок, злаков, полыней и маревых.

Подкомплекс Па (инт. глубин 2,2–2 м) характеризуется уменьшением содержания пыльцы древесных (до 23%) при увеличении количества пыльцы трав (до 65%). Споры составляют 10–26%. Состав пыльцы древесных пород остается таким же. Среди пыльцы травянистых растений значительно возрастает роль пыльцы злаков (до 52%). Наметилась тенденция к сокращению участия пыльцы полыней, маревых, осок. Видовое разнообразие гидрофитов становится беднее. В составе спор по-прежнему доминируют зеленые мхи, встречены споры *Sphagnum* sp., Polypodiaceae и *Selaginella selaginoides*. Спектры подкомплекса, вероятно, отражают растительность переходного этапа от рауниса к раннему дриасу.



Усл. обозначения на рис. 29

Подкомплекс IIб (инт. глубин 2–1,5 м). Процентные соотношения между группами растений сохраняются. В группе древесных пород содержание пыльцы хвойных пород, *Picea* sp. и *Pinus sylvestris*, сокращается до единичных зерен, ивы – увеличивается. Среди трав продолжает преобладать пыльца злаков (70%). Подобные изменения в составе СПС указывают на похолодание и иссушение климата в древнем дриасе. Увеличились площади, занимаемые перигляциально-степными формациями, где доминировали злаки. Широкое распространение получили тундроподобные кустарниковые заросли из *Betula nana* и *Salix* sp.

Спорово-пыльцевые спектры комплексов III–VI отражают ландшафтно-климатические условия в позднеледниковье. Ниже охарактеризованы два теплых – бёллинг (комплекс III) и аллерёд (комплекс V) и два холодных периода (средний и поздний дриас), соответствующих комплексам IV и VI.

Комплекс III (инт. глубин 1,5–1 м). СПС отвечают времени накопления глинистых прослоев на глубинах 1,1 и 1,2 м (обр. 18 и 20 соответственно), разделенных песчанистым прослоем (обр. 19). Спектр обр. 19 отличается от остальных, вероятно, вследствие различного литологического состава отложений. В общем спорово-пыльцевом составе глин по сравнению со спектрами предыдущего комплекса наблюдается увеличение содержания пыльцы древесных пород (от 25 до 36%) и уменьшение – пыльцы трав (от 65 до 47%). В составе пыльцы древесных количество пыльцы *Picea* sp. становится бóльшим (6–10%). В группе трав про-

слеживается сокращение участия пыльцы злаков при увеличении доли пыльцы осок.

Комплекс IV (инт. глубин 1–0,55 м). Здесь доминирует пыльца трав (56–60%). Содержание пыльцы древесных пород уменьшается и варьирует от 23 до 30%, споры составляют 13–19%. На диаграмме в группе древесных вновь наметился спад кривой *Picea* sp.; в группе травянистых растений продолжается рост кривой Сурегасеае и спад – Роасеае.

Комплекс V (инт. глубин 0,55–0,3 м) выделена на основании появления «максимума ели» до 18% при сокращении количества пыльцы берез и ив. Состав пыльцы трав и спор остается прежним. Отличия касаются появления в группе трав среди пыльцы прибрежно-водных растений зерен *Typha* sp.

Для **комплекса VI** (инт. глубин 0,3–0 м) характерно значительное преобладание в группе древесных пыльцы тундровых кустарников – *Betula nana* (66–90%) и *Salix* sp. (7–19%); встречена пыльца *Salix reticulata*, *S. phylicifolia*. Пыльца деревьев: ели, сосны, древовидной березы и ольхи, представлена единичными зернами. В нижней части зоны наблюдается пик пыльцы Роасеае, максимальное количество которой достигает 52%, уменьшаясь вверх по разрезу до 9–13%. В группе трав также преобладают Сурегасеае и ксерофиты (наряду с пылью *Artemisia* sp. и *Chenopodiaceae* определена пыльца *Ephedra distachya*). Среди пыльцы разнотравья, составляющей 8–16%, встречена пыльца аркто-альпийских видов: *Valeriana capitata*, *Draba* sp. и *Thalictrum alpinum*. В составе спор появляется аркто-альпийский вид *Lycopodium alpinum*.

Таким образом, формирование отложений в разрезе Биостанция происходило в условиях ледниковой деградации в конце среднего дриаса-аллерёде в аллювиальной и эоловой седиментационных обстановках.

ГЛАВА 3

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ

Комплексное исследование отложений голоцена проведено в долинах рек Ижмы, Вычегды и Выми, протекающих в юго-западной части Тимано-Печоро-Вычегодского региона (рис. 2). Современные осадки представлены аллювиальными и озерно-болотными образованиями, слагающими пойму рек, а в долинах Ижмы и Выми и первую надпойменную террасу (I н.п.т.). В долине р. Вычегды I н.п.т. формировалась в позднеледниковье (Позднеледниковье..., 2012; Седиментационные обстановки..., 2014). На р. Ижме аллювий изучен от ее истока до устья, на Вычегде и Выми исследован в верхнем и среднем течениях. Реки протекают в различных геолого-геоморфологических и неотектонических обстановках. В строении и формировании их аллювия выявлены особенности, обусловившие его фациальные различия.

Формирование аллювиальных осадков в верхнем и среднем течениях р. Ижмы происходило при неотектоническом поднятии территории с преобладанием донной эрозии (Лысова, 2004). Аллювий характеризуется здесь незначительной мощностью и наибольшей крупностью материала. В нижнем течении река течет по территории Печорской низменности, спокойной в тектоническом отношении. Обломочный материал аккумуляровался в условиях обильного поступления песка и суглинка, что привело к расширению и увеличению мощности поймы. В долине Вычегды осадконакопление в течение голоцена протекало по перстративному типу, в результате чего сформировалась широкая сегментно-гривистая пойма. Характер формирования аллювия в долине р. Вымь обусловлен принадлежностью большей ее части к территории Западного Тимана. Аккумуляция осадков и образование современной поймы протекает в условиях расширения долины.

Согласно классификации аллювиальных отложений, разработанной Е.В. Шанцером (1951), осадки подразделяются на три крупные группы фаций: русловую, пойменную и старичную.

Среди отложений русла выделяют две субфации: пристрежневую и прирусловую отмели, слагающие нижние части береговых разрезов. В долине р. Ижмы они выделены в обн. Иж-4, представляющем I н.п.т., и в обнажениях поймы (Иж-3, Иж-8);

в долине р. Вычегды – в основании разрезов V-1, V-2, V-4, V-7, V-8, V-103, V-105, V-107, C-4; на р. Вымь – в обнажениях В-1-4, В-7.

В долине р. Ижмы осадки пристрежневой субфации изучены в разрезах Иж-4 и Иж-3. Сложены они преимущественно разнoзернистыми песками с прослоями гальки, гравия и валунов, преобладают крупно- и среднезернистые разности (фракции 1–0,5 и 0,5–0,25 мм). Средний диаметр частиц (d_{cp}) составляет 0,554 мм, степень сортированности невысока – $S_c = 0,32$. Для субфации характерно присутствие ожелезненных и омарганцованных линз, придающих отложениям бурую охристую окраску, типична слабонаклонная слоистость.

Осадки пристрежневой субфации голоценового аллювия в береговых разрезах Вычегды и Выми не наблюдались. На р. Вычегде они вскрыты буровыми работами (Ухтинская геологоразведочная экспедиция, Вычегодская ГРП) и изучены Л.Т. Кыштымовой и Л.Н. Андреичевой (Андреичева, 2002). Пристрeжневый аллювий представлен серыми и светло-серыми разнoзернистыми песками с примесью гравия и мелкой гальки. Средний диаметр частиц равен 0,473 мм. Для отложений характерна средняя степень сортированности материала ($S_c = 0,48$).

Состав отложений субфации прирусловой отмели в верхнем и среднем течениях р. Ижмы более грубoзернистый, чем в ее нижнем течении, что связано со сменой динамических фаз аллювиальной аккумуляции. Основную роль в верхнем и среднем течениях играют крупно-среднезернистые пески ($d_{cp} = 0,374$ мм) средней степени сортированности ($S_c = 0,42$) с включениями гравия, а в нижнем течении преобладают довольно хорошо сортированные светло-серые, преимущественно мелкозернистые пески с $d_{cp} = 0,122$ мм при $S_c = 0,53$. В отложениях наблюдается слабая наклонная слоистость.

Осадки прирусловой отмели на р. Вычегде сходны по составу с отложениями аналогичной субфации в нижнем течении р. Ижмы. Представлены они мелкозернистым светло-серым песком (содержание фракции 0,25–0,1 мм достигает 88%). Осадки хорошо сортированы ($S_c = 0,62$), средний диаметр частиц составляет 0,145 мм. Грубообломочный материал отмечается редко. Отложения имеют слабонаклонную слоистость, подчеркнутую скоплением на плоскостях напластования суглинистого материала темно-коричневого цвета, иногда отмечается слоистость ряби волнения. Результаты гранулометрического состава отложений приведены в табл. 15. В отложениях субфации прирусловой отмели в обн. V-7 отмечены линзовидные прослои (до 0,5 см) гумусированного материала. Палинологическое и радиоуглеродное изучение образцов показало, что формирование осадков происходило в позднем дриасе (DR-3) (Буравская, Братушак, 2006). Спорово-пыльцевой спектр отражает перигляциальную растительность, в растительном комплексе которого основная роль принадлежала тундровым и степным элементам. Это подтверждается и радиоуглеродной датой (10370 ± 90 л.н., ГИН РАН-11243). Следовательно, данный участок поймы является одним из самых древних на р. Вычегде.

В долине р. Вымь прирусловая отмель сложена серым и темно-серым средне-мелкозернистым песком с включениями мелкого гравия в виде тонких прослоев. Средний диаметр частиц составляет 0,238 мм. Осадки хорошо сортированы ($S_c = 0,52$).

В долине верхнего и среднего течения р. Ижмы пойма незначительна по мощности и представлена в виде узких полос. Пойменные осадки сложены серыми и

Гранулометрический состав отложений русловой фации

Субфа- ция	Район (река)	Литология	Количе- ство проб	Содержание фракций, %, размер, мм					Ср. диаметр, d_{cp} , мм	Коэф. со- ртировки, S_c
				>2	2-1	1,0-0,1	0,1-0,01	<0,01		
Прибрежная	Ижма	Песок разномелкозернистый с галькой, гравием и валунами	6	$\frac{22,2-33,6}{29,5}$	$\frac{0,2-22,5}{7,6}$	$\frac{49,3-90,8}{70,5}$	$\frac{1,4-9,4}{4,8}$	$\frac{1,2-4,7}{2,2}$	$\frac{0,195-0,802}{0,554}$	$\frac{0,16-0,54}{0,32}$
	*Вычегда	Песок средне-крупнозернистый с гравием и мелкой галькой	15		$\frac{2,1-41,1}{16,8}$	$\frac{56,2-94,7}{79,4}$	$\frac{0,3-8,1}{1,12}$	$\frac{0,5-1,2}{0,58}$	$\frac{0,30-0,80}{0,47}$	$\frac{0,40-0,59}{0,47}$
Прирусловой отмели	Ижма (верхнее и среднее течение)	Песок средне-крупнозернистый	4		$\frac{2,7-25,7}{10,9}$	$\frac{70,2-86,9}{79,2}$	$\frac{2,9-22,6}{8,6}$	$\frac{0,1-1,7}{1,1}$	$\frac{0,318-0,40,8}{0,374}$	$\frac{0,37-0,48}{0,42}$
	Ижма (нижнее течение)	Песок мелкозернистый	2			$\frac{59-93,4}{76,2}$	$\frac{3-31,6}{17,3}$	$\frac{3,6-9,4}{6,5}$	$\frac{0,078-0,167}{0,122}$	$\frac{0,46-0,6}{0,53}$
	Вычегда	Песок мелкозернистый	14		$\frac{0-6,3}{0,73}$	$\frac{73,4-95,8}{86,1}$	$\frac{2-26,6}{8,6}$	$\frac{1,4-9,3}{4,5}$	$\frac{0,11-0,28}{0,145}$	$\frac{0,37-0,83}{0,62}$
	Вымь	Песок мелко-среднезернистый	9		$\frac{0-34,1}{9,2}$	$\frac{22,6-96,3}{75,9}$	$\frac{1,9-40,9}{11,2}$	$\frac{1,4-20,4}{5,6}$	$\frac{0,11-0,29}{0,238}$	$\frac{0,4-0,75}{0,52}$

Примечание. В числителе – вариации содержания фракций в образцах, в знаменателе – среднее содержание фракций.
* Данные Л.Н. Андреевой (Андреева, 2002).

светло-серыми мелко-среднезернистыми песками ($d_{cp} = 0,295$ мм) средней степени сортированности ($S_c = 0,46$) с горизонтальной и наклонной слоистостью за счет переслаивания песков разной крупности. В нижнем течении ширина поймы увеличивается, осадки пойменной фации отличаются более тонким составом и представлены тонкозернистым песком с прослоями темно-коричневой супеси. Средний диаметр частиц равен 0,065 мм, степень сортированности материала средняя ($S_c = 0,47$). Слоистость горизонтальная и волнистая, характерная для пойменной фации. Гранулометрический состав пойменных отложений рек Ижмы, Вычегды и Выми представлен в табл. 16.

В настоящее время Вычегда протекает в хорошо разработанной долине, в условиях свободного меандрирования. В течение голоцена русло многократно меняло свое положение, переоткладывая ранее сформированный аллювий, в результате чего образовалась широкая сегментно-гравистая современная пойма. Для р. Вымь также характерно меандрирующее русло, за исключением прямолинейных участков, ограниченных выходом коренных пород, но она имеет неширокую долину со слабовыраженным пойменным рельефом. В зависимости от места седиментации осадков на пойме в ее строении выделяются субфации прирусловых валов, приречной и внутренней пойм.

Характер развития прирусловых валов на реках Вычегде и Выми различный. Они отчетливо выражены на Вычегде, протекающей по хорошо поддающимся боковой эрозии песчаным аллювиальным низинам, которые поставляют обиль-

ные массы наносов для формирования прирусловых валов. В долине р. Вымь прирусловые валы выражены слабо, так как течет она через ледниковую пологоволнистую равнину с устойчивыми к размыву берегами. Ограниченное поступление влекомых песчаных наносов в ходе эрозии приводит к слабому развитию прирусловых валов в верхнем и среднем течении Выми. Прирусловые валы рассматриваются как переходные между русловой и пойменной фациями аллювия. Контакт отложений прирусловых валов с русловым аллювием постепенный, а с перекрывающими ритмично-слоистыми осадками субфаций приречной и внутренней пойм обычно четкий. Верхние части прирусловых валов часто переработаны почвенными процессами.

Осадки современных прирусловых валов на р. Вычегде хорошо выражены в обнажениях V-1, V-4, V-7, V-103, V-107, C-4 (рис. 45). Представ-



Рис. 45. Отложения субфации прирусловых валов в обн. V-107

Гранулометрический состав отложений пойменной фации

Фация, субфация	Район (река)	Литология	Кол-во проб	Содержание фракций, %, размер, мм				Ср. диаметр, d_{cp} , мм	Кэф. сортировки, S_c
				2-1	1,0-0,1	0,1-0,01	<0,01		
Пойменная	Ижма (среднее течение)	Песок мелко-среднезернистый	3	$\frac{2,4-10,2}{6,93}$	$\frac{82,2-94,8}{87,96}$	$\frac{1,9-12,7}{5,96}$	$\frac{0,9-4,9}{2,46}$	$\frac{0,171-0,373}{0,295}$	$\frac{0,41-0,52}{0,46}$
	Ижма (нижнее течение)	Песок тонкозернистый с прослоями супеси	1	1,2	54,1	30,5	14,2	0,065	0,47
Приустьевых валов	Вычегда	Песок мелкозернистый	15	–	$\frac{61-96,5}{79,47}$	$\frac{0,8-56,9}{14,83}$	$\frac{1,8-28,4}{5,64}$	$\frac{0,021-0,144}{0,109}$	$\frac{0,25-0,89}{0,66}$
	Вымь	Песок мелкозернистый с прослоями алевроита	8	–	$\frac{33,9-95,1}{72,96}$	$\frac{2,1-57,8}{19,72}$	$\frac{2,8-10,0}{7,33}$	$\frac{0,072-0,253}{0,124}$	$\frac{0,4-0,7}{0,49}$
Приречной поймы	Вычегда	Переслаивания тонко-мелкозернистого песка с суглинками	20	–	$\frac{12,2-93,2}{60,58}$	$\frac{3,8-65,2}{29,15}$	$\frac{3,5-21,3}{10,26}$	$\frac{0,032-0,129}{0,080}$	$\frac{0,3-0,79}{0,50}$
	Вымь	Песок тонкозернистый с суглинком	14	–	$\frac{12-91,3}{56,8}$	$\frac{2,5-66,3}{31,21}$	$\frac{3,5-26,9}{11,65}$	$\frac{0,023-0,182}{0,085}$	$\frac{0,24-0,59}{0,45}$
Внутренней поймы	Вычегда	Алеврит	13	–	$\frac{1,6-38,8}{17,12}$	$\frac{40,5-68,4}{55,56}$	$\frac{10,3-51,3}{27,31}$	$\frac{0,008-0,045}{0,027}$	$\frac{0,2-0,37}{0,29}$
	Вымь	Алеврит	13	–	$\frac{6,0-79,6}{37,85}$	$\frac{10,3-85,2}{46,91}$	$\frac{8,8-27,2}{15,23}$	$\frac{0,02-0,099}{0,056}$	$\frac{0,28-0,54}{0,41}$

лены они светло-серыми мелкозернистыми песками в чередовании с глинистым материалом и незначительной примесью среднезернистого песка. Средний диаметр отложений составляет 0,109 мм, осадки хорошо сортированы ($S_c = 0,66$), в отдельных образцах S_c достигает 0,89–0,93. Преобладающим типом слоистости является мелкая косая (диагональная), подчеркнутая включениями глинистого материала и растительного детрита на плоскостях напластования (Buravskaya, Golubeva, 2007).

На р. Вымь отложения субфации прирусловых валов изучены в обнажениях В-2–В-4, В-7 и В-11. Сложена субфация серым мелкозернистым песком ($d_{cp} = 0,124$ мм) средней степени сортировки ($S_c = 0,49$) с тонкими прослоями среднезернистого песка и алеврита, придающими отложениям косоволнистую слоистость. Чаще всего пески, слагающие вал, вверх по разрезу утоняются и переслаиваются с супесями. А.А. Лазаренко (1964) объясняет это ослаблением гидродинамической активности потока, который с большим трудом и все в меньшем количестве выносит песчаные наносы на вал по мере его роста, и вместо песка начинают откладываться суглинистые осадки.

Среди собственно пойменных отложений Е.В. Шанцер (1951) выделяет ряд субфаций, приуроченных к двум основным зонам поймы – приречной и внутренней. К субфации приречной поймы относятся осадки, сформированные во время половодья и последующего спада уровня воды и сложенные сезонным ритмичным переслаиванием песков и глин. В долинах рассматриваемых рек субфация приречной поймы залегает на отложениях прирусловых валов или перекрывает старичные осадки. В долине Вычегды эта субфация представлена чередованием тонко- и мелкозернистых песков светло-серого и светло-коричневого цветов с темно-коричневыми суглинками, придающим осадкам горизонтальную, пологоволнистую и линзовидную слоистости. В изученных разрезах отложения чаще всего пронизаны корнями растений, нарушающими и сглаживающими их первичную текстуру.

Субфация приречной поймы в обн. V-101 (рис. 46) характеризуется четко выраженным субгоризонтальным переслаиванием песка светло-серого мелкозернистого хорошо сортированного ($S_c = 0,70$ при $d_{cp} = 0,110$ мм) с серым несортированным

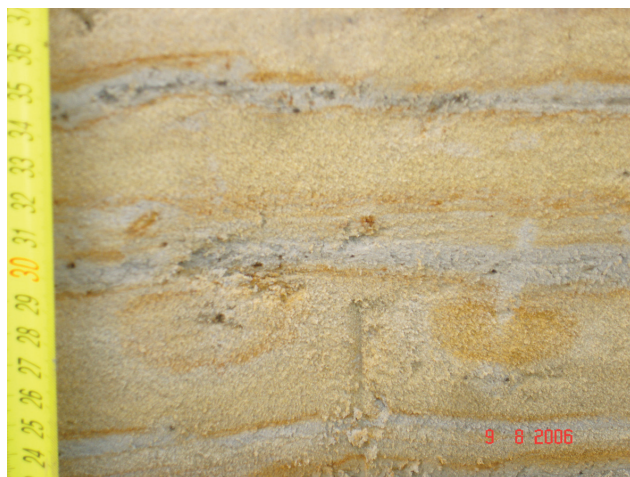


Рис. 46. Ритмично-слоистые осадки субфации приречной поймы в обн. V-101

суглинком ($S_c = 0,20$, $d_{cp} = 0,015$ мм), что отвечает основной фазе половодья и его завершению. Накопление отложений субфации привело к погребению осадков старичной фации, и произошло это в результате развития и приближения современной излучины к рассматриваемому разрезу. Органическое осадконакопление закончилось на рубеже среднего и позднего субатлантического периодов (^{14}C дата из кровли торфа 1170 ± 40 л.н., ГИН РАН-13951, Новые данные..., 2007) и сменилось минеральным, продолжающимся и в настоящее время.

При формировании приречной субфации в обн. ЗБ-Седкыркеш также произошло погребение старицы. Светло-желтый тонкозернистый песок откладывался в конце позднего субатлантика и современного периода (^{14}C дата кровли старичных осадков 630 ± 100 л.н., ИГ РАН-3339).

На Выми, как и на Вычегде, эта субфация представлена тонкозернистым песком ($d_{cp} = 0,085$ мм) с прослоями темно-коричневого суглинка с неясной пологой слоистостью. Степень сортированности средняя ($S_c = 0,45$). Первичная горизонтальная слоистость, характерная для отложений приречной субфации, сглажена процессами почвообразования и жизнедеятельности живых организмов.

Осадконакопление субфации внутренней поймы протекает при наименьших скоростях потока на участках, удаленных от действующего русла реки. Осадки субфации в долинах рек Вычегды и Выми представлены неяснослоистыми алевритами и темно-коричневыми суглинками. Средний диаметр частиц в долине Вычегды составляет 0,027 мм при $S_c = 0,29$. В бассейне Выми осадки вдвое грубее – $d_{cp} = 0,056$ мм, и лучше сортированы – $S_c = 0,41$. Отложения пронизаны корнями растений, переработаны жизнедеятельностью мелких землероев и чаще всего представляют собой почву лугового типа.

Формирование старичной фации аллювия связано с седиментацией осадков в озерном водоеме. В долине р. Ижмы в условиях ограниченного развития поймообразующих процессов старицы образуются в результате дробления русла на протоки в нижнем течении реки. В дальнейшем одна из протоков превращается в затон, а затем в озеровидный водоем, где происходит накопление старичной фации аллювия. В долине р. Вычегды старичные озера формируются путем развития меандра до критического состояния и прорыва его шейки. В связи с тем что русло реки, сильно меандрируя, неоднократно меняет свое положение в долине, по берегам наблюдается большое количество староречий. На р. Вымь, несмотря на то что она является меандрирующей, старичные осадки встречаются крайне редко.

Строение старичной фации рассматриваемых рек сходно. В развитии старицы Е.В. Шанцер (1951) выделяет три этапа. А.А. Чистяков с соавторами (2000) в старичном аллювии выделяет три горизонта, которые также соответствуют трем стадиям: проточной, озерной и болотной. Условия накопления отложений первой стадии зарастания старицы сходны с аккумуляцией руслового аллювия, но осадки отличаются более тонким составом. Для удобства изложения осадки первого этапа формирования старичного озера мы будем относить к озерно-речной субфации, а отложения второй и третьей стадий – к озерно-болотной. В долине р. Ижмы старичные отложения изучены в разрезах Иж-5 и Иж-7, в долине р. Вычегды – в обнажениях V-101, V-104, V-105, V-108, V-109, V-111, ЗБ-Седкыркеш, на р. Вымь – в обн. В-1. Гранулометрический состав отложений старичной фации представлен в табл. 17.

Гранулометрический состав оглознений старичной фации

Субфация	Район (река)	Литология	Кол-во проб	Содержание фракций, %, размер, мм				Ср. диаметр, d_{cp} , мм	Коэф. сорти- ровки, S_c
				2-1	1,0-0,1	0,1-0,01	<0,01		
Озерно- речная	Ижма	Песок тонкозер- нистый с прослоями алеврита и глины	3	$\frac{0-0,3}{0,1}$	$\frac{50,9-73,5}{65,9}$	$\frac{19,7-36,5}{25,4}$	$\frac{5,1-8,3}{6,2}$	$\frac{0,062-0,114}{0,094}$	0,39
	Вычегда	То же	17		$\frac{29,3-96,3}{69,1}$	$\frac{1,7-60,5}{21,9}$	$\frac{2-24,7}{8,9}$	$\frac{0,07-0,238}{0,097}$	$\frac{0,26-0,85}{0,55}$
	Вымь	То же	4		$\frac{24-51}{40,8}$	$\frac{38-63,6}{48,3}$	$\frac{10-12,4}{10,8}$	$\frac{0,042-0,083}{0,062}$	$\frac{0,36-0,5}{0,40}$
Озерно- болотная	Ижма	Алеврит	4	$\frac{0,1-3,6}{1,0}$	$\frac{6,6-29,2}{18,4}$	$\frac{48,5-53,3}{50,3}$	$\frac{21,6-39,5}{30,3}$	$\frac{0,016-0,034}{0,023}$	$\frac{0,19-0,28}{0,24}$
	Вычегда	То же	10		$\frac{9-40,6}{23,5}$	$\frac{11,8-77,2}{55,1}$	$\frac{5,2-38,8}{21,4}$	$\frac{0,015-0,108}{0,036}$	$\frac{0,17-0,38}{0,27}$
	Вымь	То же	1		56,7	30	13,3	0,071	0,34

Осадки первой стадии формирования старичного озера сложены серым тонкозернистым песком и характеризуют начало развития старицы, когда озеро тесно связано с руслом и в нем устанавливается турбулентный режим потока. Чаще всего эта фаза продолжается недолго в связи с быстрым заиливанием выходов староречья к активному руслу, и начинает развиваться озерно-болотный водоем. В толще наблюдаются прослои, линзы алевроита и глины, придающие отложениям горизонтальную слоистость сезонно-ритмичного характера, отражающую усиление и уменьшение потока талых вод в половодье. Средний диаметр частиц осадков на р. Ижме равен 0,094 мм, на Вычегде – 0,097 мм, на Выми – 0,062 мм. Наиболее хорошо сортированы отложения на Вычегде ($S_c = 0,55$), сортированность материала на Ижме и Выми средняя: 0,39 и 0,40 соответственно.

По данным радиоуглеродного датирования образцов подошвы торфа, седиментация осадков первой стадии развития старицы в долине р. Ижмы (обн. Иж-7) происходила в позднем атлантике (5370 ± 70 л.н., ИГ РАН-2751). На р. Вычегде в разрезах ЗБ-Седкыркещ и V-101 это произошло в среднем суббореале (3320 ± 70 л.н., ИГ РАН-3341 и 3570 ± 40 л.н., ГИН РАН-13954 соответственно), а в разрезе V-104 – в позднем суббореале (2750 ± 50 л.н., ГИН РАН-13958, Новые данные..., 2007).

Формирование озерно-болотной субфации связано с седиментацией в застойном озерном водоеме. Осадки вязкие, оглеены, представлены темными и зеленовато-серыми алевроитами и глинами, перекрыты торфом. Средний диаметр частиц в долинах рек варьирует от 0,015 до 0,053 мм. Осадки плохо сортированы, коэффициенты сортированности (S_c) изменяются от 0,19 до 0,36. В долине р. Ижмы в обн. Иж-7 органическое осадконакопление началось в конце позднего атлантика и закончилось в позднем суббореальном периоде. Получены две ^{14}C даты из подошвы и кровли торфа: 5370 ± 70 л.н., ИГ РАН-2751 и 2500 ± 30 л.н., ИГ РАН-2749 (Братушак, 2005). В долине р. Вычегды в береговых разрезах ЗБ-Седкыркещ, V-101 и V-104 заболачивание старичных озер продолжалось более 2 тыс. лет и пришлось в обн. V-101 на поздний суббореальный, ранний и средний субатлантический периоды (до 1170 ± 40 л.н., ГИН РАН-13951), а в обнажениях ЗБ-Седкыркещ и V-104 продолжалось со среднего суббореала до конца позднего субатлантика (^{14}C даты 630 ± 100 л.н., ИГ РАН-3339 и 330 ± 40 л.н., ГИН РАН-3955 соответственно). На р. Выми в обн. В-1 формирование отложений озерно-болотной субфации, по данным палинологического изучения, происходило в течение атлантического, суббореального и раннего субатлантического периодов.

Исследование минерального состава аллювиальных отложений рек Ижмы и Вычегды проводилось с целью выявления закономерностей распределения минералов по фациям, отражающим условия осадконакопления, а также определения источников питания (табл. 18).

Средний выход тяжелой фракции в аллювии долины Ижмы в два раза выше, чем в аллювиальных отложениях бассейна Вычегды: 1,08% против 0,54%. Вероятно, на р. Ижме обогащение аллювия тяжелыми минералами происходило в результате размыва коренных пород при эрозионном врезе. Аллювиальные осадки на р. Вычегде образовались в основном за счет эрозии ранее сформированных аллювиальных сегментов.

Максимальные содержания тяжелой фракции в долине р. Ижмы приходится на осадки пристрежневой и озерно-речной субфаций, где значения их составляют

Средний минеральный состав тяжелой фракции в отложениях различных субфаций аллювия

Субфация	Пристрелжевая		Приусловой отмели		Пойменная	Приусл- ловых валов	Приречной и внутрен- ней поймы	Озерно-речная		Озерно-болотная	
	Ижма	*Вычегда	Ижма	Вычегда				Ижма	Вычегда	Ижма	Вычегда
ВТФ, %	1,24	0,46	0,94	1,3	1,2	0,52	0,32	1,4	0,37	0,63	0,32
Кол-во проб	3	10	3	5	3	6	6	2	5	2	3
Ильменит	10,2	1,4	7,8	4,7	10	7	4,8	16,5	3,6	8,6	5,9
Магнетит	0,46	ед.зн	0,4	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7	0,2	0,2	0,4
Гематит	0,6	0,3	1,1	0,5	0,4	0,3	0,6	0,4	0,1		0,3
Эпидот	26,2	15,7	25,8	24,3	27	25,4	39	23,7	32,3	32,6	38,7
Амфибол	4,7	23,2	8,7	15,5	7,6	10,7	12	7,1	11	15,6	8,4
Гранат	25,6	40,4	32,4	31,6	31,1	32,5	22,4	34,6	29	12,3	26
Циркон	0,6	0,6	0,5	1,3	0,6	1,5	1,3	1,1	1	0,7	0,6
Рутил	0,9	0,4	0,7	0,6	0,8	0,6	0,7	0,5	0,3	0,3	0,2
Титанит	1,8	0,5	1,3	0,8	1,8	1,7	2,2	2,1	1,6	4	2
Пирит					1,2	ед.з	0,2		2,5		0,1
Лимонит	10,2	0,4	5	0,4	6	0,3	0,4	0,1	0,2	3,4	0,1
Лейкоксен	7,6	1,1	5,4	3,3	2,3	6,6	5,7	4	5,6	7,7	5,6
Канит	3,4	1,4	2,9	2,9	6	2,5	1,34	2,4	2,5	2,5	2
Ставролит	3,8	5,9	3,6	2,8	1,7	4,3	1,8	1,9	4	1,3	3,6
Турмалин	0,9	1,5	1,2	2,3	0,9	2,2	2,3	1,4	2,3	1,6	2,3

* Данные Л.Н. Андреичевой (Андреичева, 2002).

1,24 и 1,4% соответственно. Повышенная концентрация тяжелых минералов в этих субфациях также связана с положительными тектоническими движениями, приводящими к размыву осадков, слагающих дно русла, сепарации минералов и накоплению их в русловых отложениях (Лунев, 1967). На р. Вычегде наибольший выход тяжелой фракции (1,3%) отмечается в отложениях прирусловой отмели. Концентрация тяжелых минералов на косах связана с приуроченностью их к песчаным осадкам класса 0,4–0,1 мм (Осовецкий, 1986). Наименьший выход тяжелой фракции характерен для осадков пойменной и старичной фаций.

Закономерности распределения некоторых тяжелых минералов в осадках разных субфаций аллювия выявлены в долине р. Вычегды. Так, содержание гранатов увеличивается от мелких фракций к крупным, и наибольшей концентрации они достигают в русловых песках и отложениях прирусловых валов (рис. 47, табл. 18). Эпидот, напротив, концентрируется в тонких фракциях, и количество его возрастает в пойменном и старичном аллювии. Максимум содержаний ильменита, гематита, пирита и лейкоксена также сдвинут в сторону тонких фракций. Содержания циркона и рутила тяготеют к крупным фракциям. Такую дифференциацию тяжелых минералов по фациям аллювия В.Е. Рясина (1961) связывает с удельным весом минералов, их формой и различными скоростями потока, переносившего материал. Концентрация устойчивых минералов – гранатов, циркона и рутила, имеющих

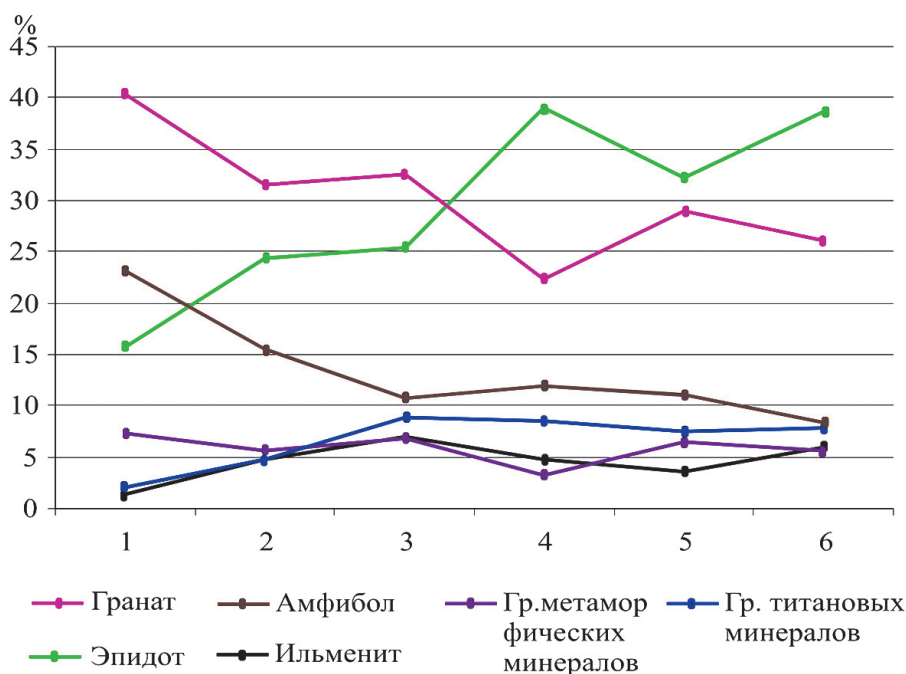


Рис. 47. График распределения тяжелых минералов по субфациям в аллювиальных отложениях р. Вычегды.

Субфации: 1 – пристрежневая, 2 – прирусловой отмели, 3 – прирусловых валов, 4 – приречной и внутренней поймы, 5 – озерно-речная, 6 – озерно-болотная.

высокий удельный вес, сосредоточена в русловых отложениях. В тяжелой фракции пойменных осадков доминируют неустойчивые минералы с незначительным удельным весом, которые способны находиться в речном потоке во взвешенном состоянии и откладываться в спокойной седиментационной обстановке. Формирование отложений прирусловой отмели, переходной между русловыми и пойменными осадками, происходит как в условиях повышенной скорости водного потока в весеннее половодье, так и при спаде уровня воды и уменьшении активности потока. В тяжелой фракции аллювия субфации прирусловой отмели минералы, устойчивые и неустойчивые к процессам выветривания, присутствуют практически в равных содержаниях (Буравская, 2009).

Связь между аллювием и породами, из которых он формировался, отчетливо отражает минеральный состав пристрежневой субфации руслового аллювия. Тяжелая фракция этой субфации на р. Ижме сложена лимонит(10,2%)-ильменит(10,2%)-гранат(25,6%)-эпидотовой(26,2%) минеральной ассоциацией. Количество минералов группы титановых достигает 10,3% за счет повышенного содержания лейкоксена – 7,6%. Количества метаморфогенных минералов – кианита и ставролита, практически равны и составляют соответственно 3,4 и 3,8%. Значительно содержание амфиболов (4,7%). Остальные минералы содержатся в незначительных количествах, составляя первые проценты и доли процентов. В долине р. Вычегды (Андреичева, 2002) тяжелая фракция определяется эпидот(15,7%)-амфибол(23,2%)-гранатовой(40,4%) минеральной ассоциацией с повышенным содержанием ставролита (5,9%). Отличия в минеральном составе имеют преимущественно количественный характер. В осадках р. Ижмы несколько выше содержания ильменита, лейкоксена, но меньше концентрация амфиболов. Тяжелая фракция пристрежневой субфации руслового аллювия на р. Вычегде относительно обогащена гранатами и амфиболами, зато обеднена рудными минералами.

Минеральный состав пристрежневой субфации имеет определенное сходство с минеральными ассоциациями среднеледниковых ледниковых осадков (Андреичева, 2002). В долине р. Ижмы источником питания при формировании тяжелой фракции пристрежневого аллювия служили тиллы и генетически связанные с ними водно-ледниковые отложения печорского и вычегодского горизонтов. На р. Вычегде формирование аллювия в значительной степени происходило за счет размыва вычегодского тилла.

Исследование минерального состава глинистой фракции (<0,01 мм) проведено для отложений поймы и старичной фации аллювия. В составе глинистой фракции пойменных осадков Вычегды доминируют иллит (до 60%), смектит и смешанослойные минералы типа иллит-смектит и иллит-хлорит (до 50%). Присутствуют каолинит (до 14%) и хлорит (до 15%). В старичных осадках преобладают иллит, смектит и смешанослойные образования иллит-смектит. Каолинит составляет от 3 до 23% глинистой фракции, хлорит – до 30%. Глинистая фракция старичной фации Ижмы представлена иллитом (до 44%), хлоритом (до 35%), каолинитом (до 7%), смектитом и смешанослойными минералами типа иллит-смектит (до 30%).

Комплексное исследование старичных осадков проведено в разрезах Иж-7, 3Б-Седкыркеш и В-1. Отложения изучены литологическим, палинологическим, а в обн. 3Б-Седкыркеш и диатомовым анализами, кроме того, в разрезах Иж-7 и

ЗБ-Седкыркеш определен их радиоуглеродный возраст. Полученные материалы позволили провести палинологическое и фациально-генетическое расчленение отложений, воссоздать палеогеографическую картину ландшафтно-климатических изменений речной долины исследуемых участков.

3.1. Строение и условия формирования отложений в северной части подзоны северной тайги (обн. Иж-7)

Обнажение высотой 3,2 м располагается в правом борту р. Ижмы в 1 км выше по течению с. Ластва и вскрывает отложения старичной фации аллювия (рис. 48). При изучении космоснимков программы Google «Планета Земля» в районе распо-

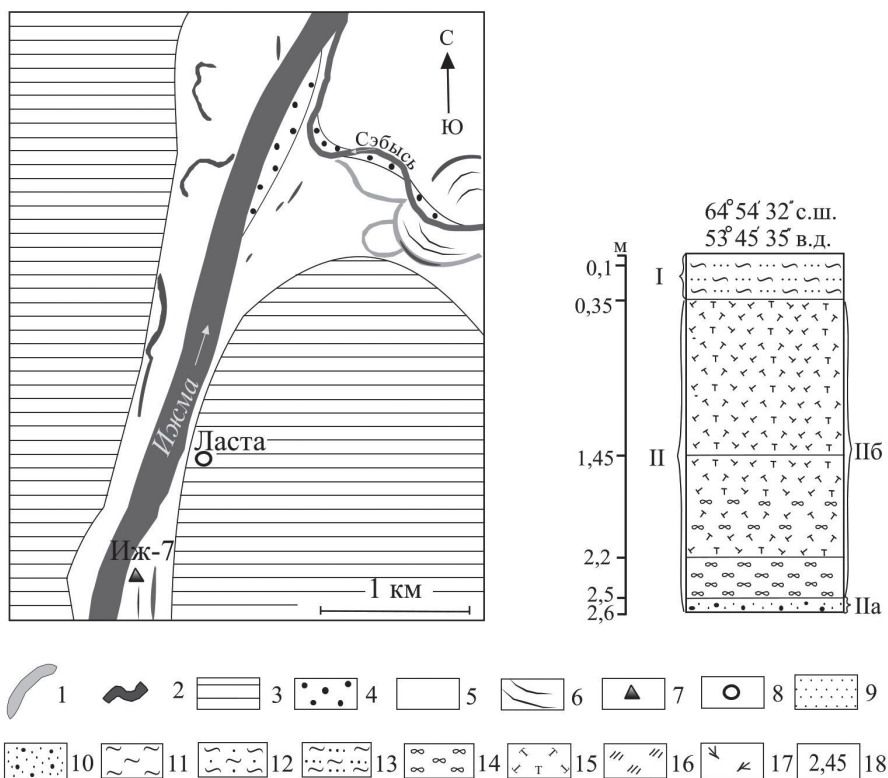


Рис. 48. Геоморфологическая схема участка долины р. Ижмы и литологическая колонка обн. Иж-7.

1 – погребенная старица, 2 – водоемы (современное меженное русло, пойменные озера), 3 – коренной берег, 4 – песчаная коса, 5 – пойма, 6 – пойменные гривы, 7 – разрез, 8 – населенный пункт, 9 – песок, 10 – песок с гравием, 11 – глина, 12 – суглинок, 13 – супесь, 14 – сапропель, 15 – торф, 16 – ожелезнение, 17 – растительные остатки, 18 – границы слоев (м). I – пойменная фация, II – старичная фация: IIa – отложения, соответствующие первому этапу развития старицы, IIb – отложения, соответствующие второму и третьему этапам развития старицы

ложения разреза не было обнаружено признаков и следов блуждания русла. Образование озера произошло в результате дробления русла на протоки. В дальнейшем одна из протоков превратилась в затон, а позже в старичный водоем, где сформировались благоприятные условия для седиментации старичной фации аллювия.

В основании разреза на высоте 0,6 м от уреза воды залегает песок мощностью 0,1 м с включениями гравия, накапливающийся в первую стадию развития старицы. Во вторую и третью стадии происходило образование сапропеля и торфа мощностью 0,3 и 1,85 м соответственно. В нижней части сапропель серо-черный с горизонтальной слоистостью за счет тонких песчано-гравийных прослоев. Выше он приобретает темно-коричневую окраску и переходит в темно-коричневый торф. Степень разложения торфа изменяется от хорошо разложившегося в нижней его части до средне-плохо разложившегося с большим количеством растительных остатков в верхней части слоя. Перекрыт торф осадками пойменной фации, сложенной коричневой супесью мощностью 0,35 м, пронизанной корнями современных растений.

Современный растительный покров в долине Ижмы представлен преимущественно таежными лесами, занимающими около 90% площади республики Коми.

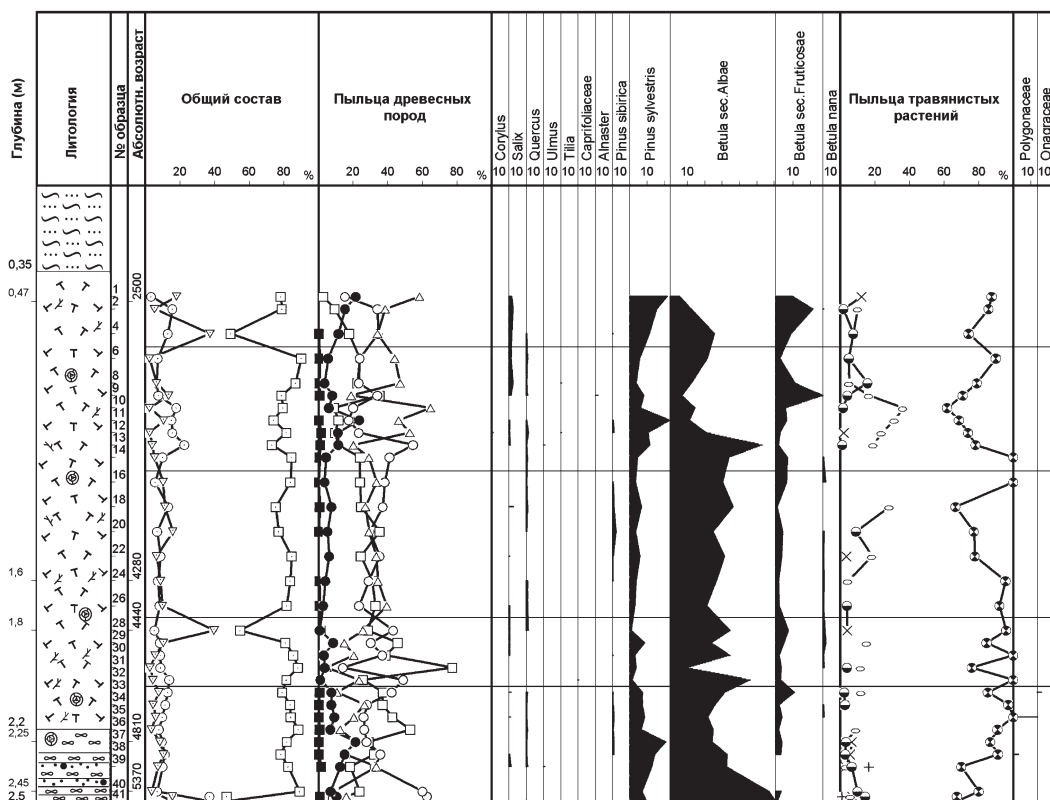
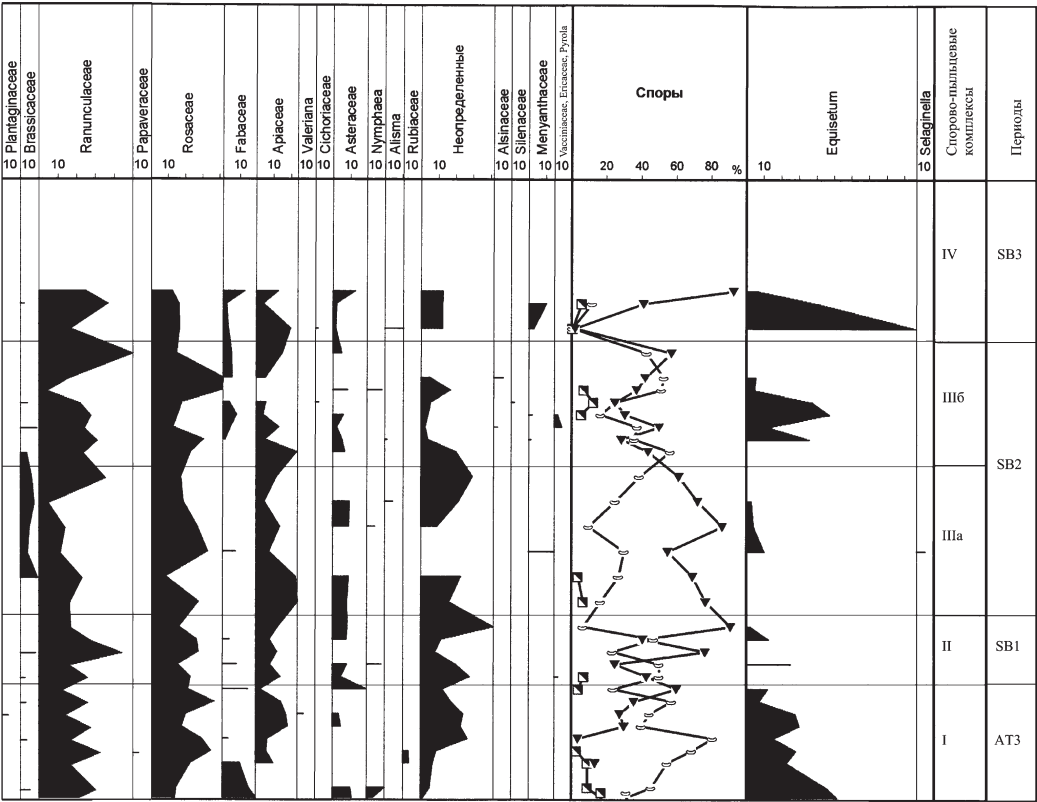


Рис. 49. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в обн. Иж-7.

В видовом составе современных древесных растений насчитывается 8 видов хвойных и около 20 видов лиственных пород, которые отличаются выносливостью и холодостойкостью. Преобладают хвойные породы, главным образом сосна и ель, занимающие 82,8% площади территорий, покрытых лесом. С елью, как правило, ассоциируют береза, можжевельник, багульник. Из других пород отмечаются пихта, лиственница и кедр (сибирская кедровая сосна), лесообразующая роль которых увеличивается по направлению к Уралу. В основном все леса на территории Республики Коми являются смешанными.

По данным палинологического изучения органических отложений в разрезе, выделены четыре палинологических комплекса (рис. 49), отнесенных к позднему атлантическому (I комплекс), раннему (II комплекс), среднему (подкомплексы IIIa и IIIб) и позднему (IV комплекс) суббореальному периодам голоцена, охарактеризована их растительность.

Комплекс I (инт. глубин 2,5–2,03 м) соответствует позднеатлантическому времени (АТ-3, ¹⁴С дата 5370±70 л.н., ИГ РАН -2751и 4810±50 л.н., ИГ РАН-2752). В пределах изученной территории в составе лесов доминирующую роль играла ель. В качестве устойчивой примеси входили береза, сосна, пихта, ольха и широколиственные породы.



Усл. обозначения на рис. 29

Комплекс II (инт. глубин 2,03–1,75 м) отвечает раннему суббореальному времени (SB-1, ^{14}C дата 4440 ± 40 л.н., ИГ РАН-2753). В общем составе спектра по-прежнему преобладает пыльца древесных растений (до 88%), травы составляют до 14%, споры – до 10%. В древесно-кустарниковой группе доминирующую роль играет пыльца ольхи (около 80%). Существенно сокращается количество пыльцы ели и сосны. Единично отмечены *Abies* sp. и *Larix* sp., пыльца широколиственных пород исчезает. Среди пыльцы травянистых растений преобладает разнотравье при незначительном количестве осок, злаков и маревых. Среди спор основную долю составляют *Sphagnum* sp., Polypodiaceae, встречаются *Equisetum* sp., *Lycopodium* sp.

Анализ спорово-пыльцевых спектров указывает на распространение елово-березовых лесов с примесью сосны, кустарничков ольхи и ивы. Из видового состава постепенно исчезли пихта и широколиственные породы, что было обусловлено похолоданием.

В **подкомплексе IIIa** (инт. глубин 1,75–1,15 м) в общем составе спорово-пыльцевых спектров количество пыльцы древесных продолжает преобладать (82–88%). Содержание пыльцы ели увеличивается до 39%, отмечаются единичные зерна дуба и кедра. Пыльца трав составляет 7–8%, количество споровых 7–10%. Для подкомплекса получена ^{14}C дата 4280 ± 40 л. н., ИГ РАН-2754. Вероятно, спектры комплекса отражают растительность переходного этапа от раннего к среднему суббореалу.

Древесно-кустарниковая группа в спектрах **подкомплекса IIIб** (инт. глубин 1,15–0,65 м) представлена тем же видовым составом, но отмечается резкое увеличение содержания *Picea* sp. (до 65%) и появление пыльцы широколиственных пород (липы, вяза, орешника, дуба), в сумме составляющей 2%. Палинологические спектры отражают возрастание в составе лесов участия ели и сокращение – роли березы. Широколиственные породы выступают в качестве устойчивой примеси.

Комплекс IV (инт. глубин 0,65–0,45 м) соответствует позднему суббореальному времени (SB-3, ^{14}C дата 2500 ± 30 л.н., ИГ РАН-2749). В составе спорово-пыльцевых спектров доминирует пыльца древесных растений (79–85%), среди которых преобладают *Pinus sylvestris* и *Picea* sp., пыльца широколиственных пород исчезает. Пыльца трав и споры составляют 7–10 и 5–16% соответственно.

В поздне-суббореальное время на данной территории в составе лесов резко сокращается доля широколиственных пород и возрастает роль сосны. Наиболее оптимальные климатические условия сложились в среднесуббореальное время. Однако, учитывая, что максимальным потеплением голоцена на территории Северной Евразии является позднеатлантическое потепление, имевшее место примерно 5500 л.н., можно предположить, что в разрезе Иж-7 отложения позднеатлантического периода накапливались после кульминационной стадии этого потепления. На это указывают и полученные ^{14}C даты: 5370 ± 70 л.н., ИГ РАН-2751 и 4810 ± 50 л.н., ИГ РАН-2752.

Таким образом, старичный аллювий формировался в старице-протоке, образовавшейся в течение раннего суббореала. Накопление отложений происходило до поздне-субатлантического периода. За это время неоднократно менялись климатические условия и состав растительного покрова. Наиболее благоприятный климат сложился в среднесуббореальное время.

3.2. Строение и условия формирования отложений в центральной части подзоны северной тайги (обн. В-1)

Обнажение расположено на правом берегу р. Вымь в 2 км ниже по течению устья р. Нижняя Видзью. В основании разреза старичного аллювия лежит серый тонкозернистый песок мощностью 1,25 м с прослоями и линзами суглинка, соответствующий первой стадии развития старицы (рис. 50). Отложения озерной и болотной стадий мощностью 1,5 м представлены сизо-серым неслоистым суглинком и серо-коричневой пластичной глиной, перекрытыми темно-коричневым торфом. Формирование старичной фации аллювия произошло в условиях небольшого замкнутого водоема, представляющего собой фрагмент отшнурованного русла. Перекрываются старичные образования пойменным аллювием – коричневым суглинком, переходящим вверх по разрезу в коричневую супесь.

При изучении палеоботанического материала спорово-пыльцевым методом выделены пять палинологических комплексов, которые характеризуют природно-климатические условия периодов их формирования (рис. 51).

Комплекс I (инт. глубин 4,7–3,1 м). В общем составе спектра преобладает доля пыльцы древесных растений (70–80%). Второе место занимают споры (10–25%). Количество трав составляет 4–11%. Среди древесных форм доминируют хвойные: на пыльцу *Picea* sp. приходится около 50%, на *Pinus sylvestris* – почти 15%. Виды рода *Betula* sp. отмечены в меньшем количестве: *Betula* sect. *Albae* – 27%, *Betula* sect. *Fruticosae* – около 20%. Довольно большое участие в составе комплекса принимает пыльца *Alnus* sp. (около 5%), в небольших количествах от-

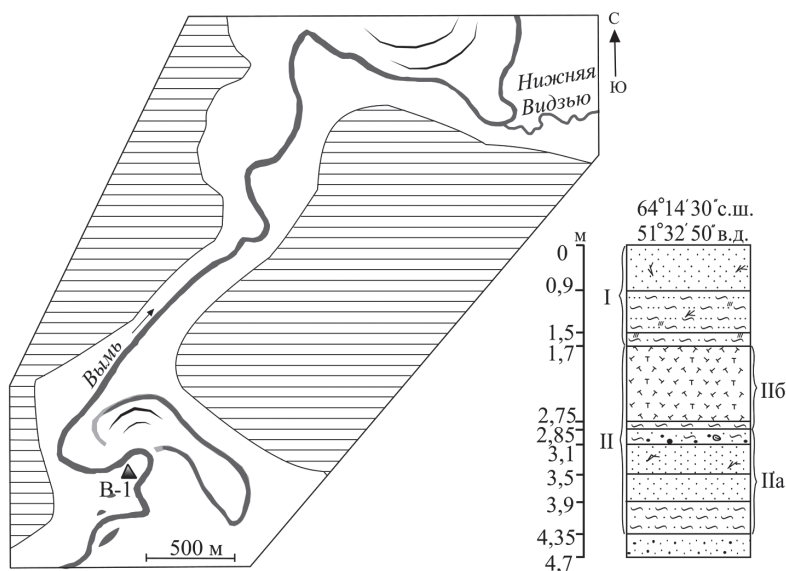


Рис. 50. Геоморфологическая схема участка долины р. Вымь и литологическая колонка обн. В-1.

Усл. обозначения на рис. 48

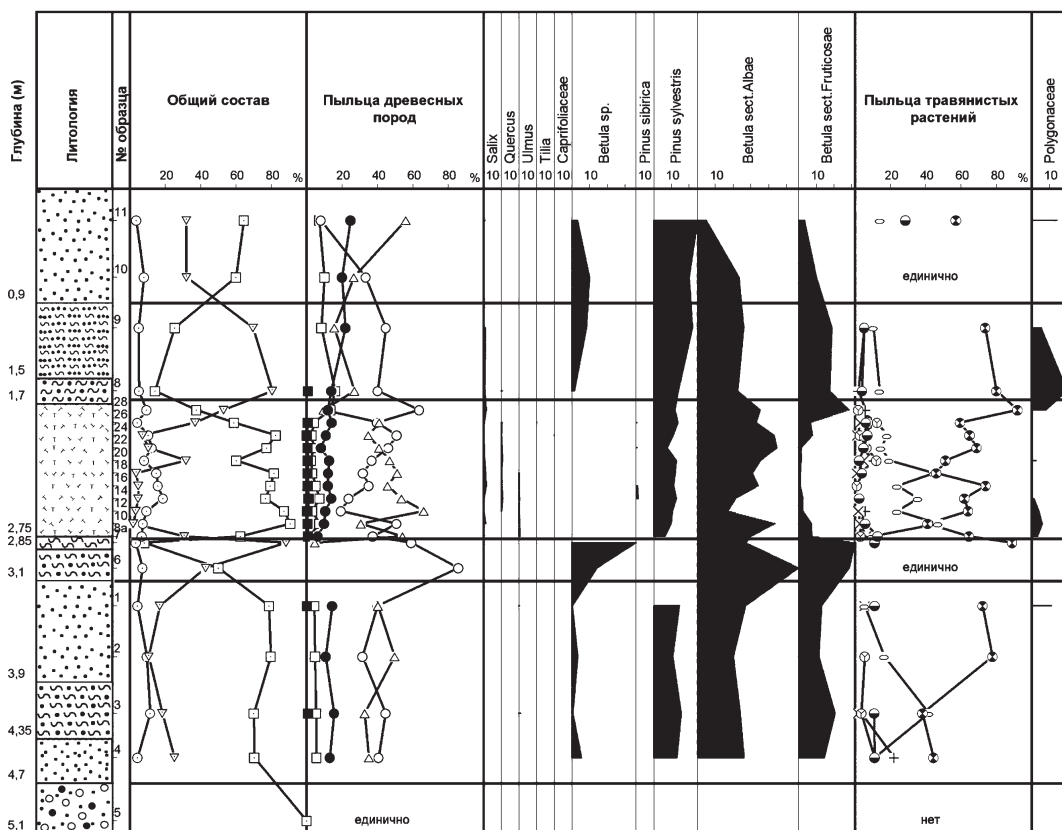
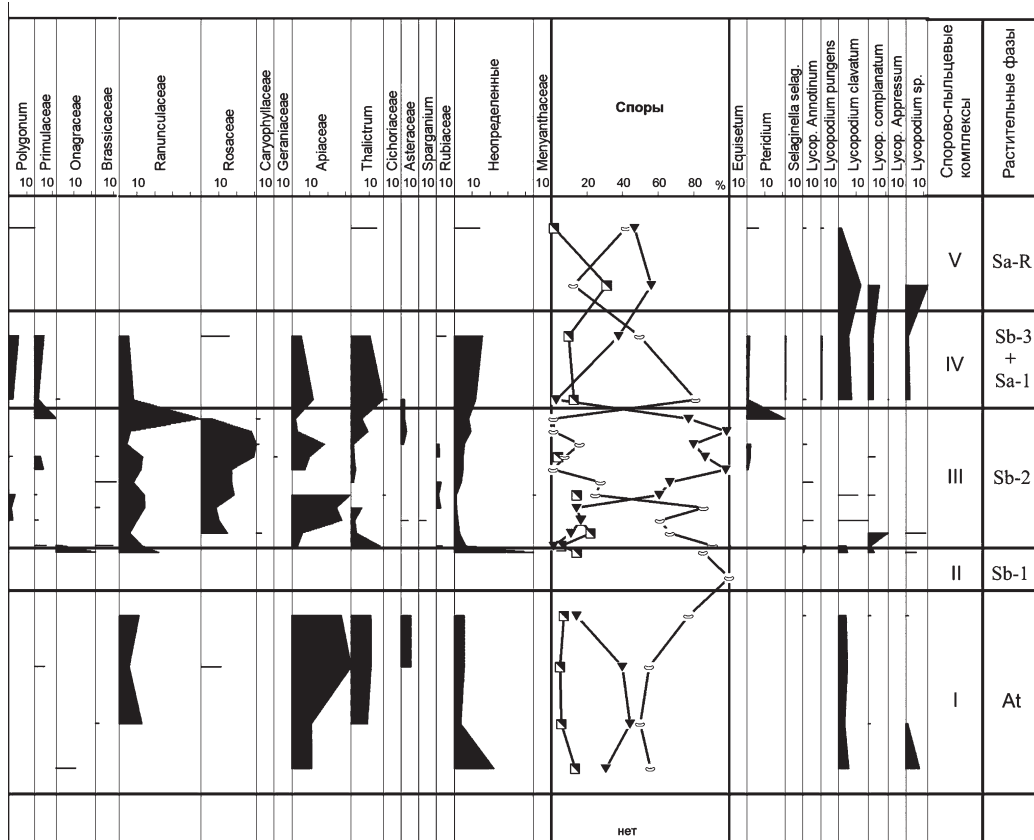


Рис. 51. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в обн. В-1.

мечена *Salix* sp. Единично встречена пыльца вяза *Ulmus* sp. Состав травянистых растений довольно разнообразен: преобладает пыльца Cyperaceae (почти 42%), присутствуют Ericaceae, Poaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia* sp. Разнотравье представлено Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae, Polygonaceae, Apiaceae, Asteraceae и др. Среди споровых растений доминируют папоротники сем. Polypodiaceae (до 77%), участие *Sphagnum* sp. также велико – 44%. В небольших количествах присутствуют плауны *Lycopodium clavatum*. Этот спорово-пыльцевой спектр отражает развитие растительности в атлантический климатический период и характеризует распространение хвойных лесов с господством ели, значительной примесью березы и сосны, ольхи, единичным участием вяза.

Комплекс II (инт. глубин 3,1–2,75 м). В общем составе преобладают споровые растения (почти 88%), доля пыльцы древесных пород значительно уменьшается и составляет 8%, травы единичны (3%). Среди древесных форм доминируют мелколистственные породы, в первую очередь это виды рода *Betula* sp.: *Betula* sect. *Albae* и *Betula* sect. *Fruticosae*. Пыльца *Picea* sp. единична. В группе травянистых растений встречена пыльца злаков. Состав мезофильного разнотравья очень беден и представлен видами семейств Ranunculaceae и Onagraceae. Среди споровых растений господствуют папоротники сем. Polypodiaceae (около 85%). Плауны *Lycopodium* sp.,



Усл. обозначения на рис. 29

L. clavatum, *L. complanatum*, *L. annotinum* отмечены в значительно меньшем количестве. Палинологический спектр указывает на наступившее ухудшение климатических условий, произошедшее в раннем суббореальном периоде, и свидетельствует о господстве разреженных лесных группировок из березы с единичным участием ели. Открытые участки зарастали папоротниками.

Комплекс III (инт. глубин 2,75–1,7 м). В общем составе спектра вновь преобладает пыльца древесных растений, составляя около 60–90%. Участие трав и спор колеблется: то травы преобладают над спорами, то, наоборот. Среди древесных форм доминирующим компонентом являются хвойные деревья: *Picea* sp. (от 50 до 60% в некоторых образцах) и *Pinus sylvestris* (почти 14%), единичны *Pinus sibirica* и *Abies* sp. Группу субдоминантов составляют *Betula* sect. *Albae* – до 45%, а также *Betula* sect. *Fruticosae* (в основном единично, но в верхней части слоя почти 28%). В небольшом количестве встречена пыльца *Alnus* sp. и *Salix* sp. Отмечена пыльца широколиственных пород: вяза *Ulmus* sp., липы *Tilia* sp. и дуба *Quercus* sp. Встречены жимолостные *Caprifoliaceae*. В группе травянистых растений преобладает пыльца *Сурегасеае*, ее количество достигает почти 45%. Отмечаются *Ericaceae*, злаки *Роасеае*, ксерофиты *Артемизия* sp. и *Сенеподиасеае*. Мезофильное разнотравье разнообразно и представлено семействами *Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Ranunculaceae*,

Primulaceae, Apiaceae и др. Встречаются влаголюбивые Menyanthaceae (вахтовые) и *Sparganium* sp. (ежеголовник). Среди споровых растений сначала господствуют папоротники из сем. Polypodiaceae (почти 98%), затем на первую позицию выходит *Sphagnum* sp. (98,6%). Единично присутствуют плауны. Палинологический спектр указывает на значительное потепление, произошедшее в среднем суббореале. В долине реки в это время широкое развитие получили южнотаежные леса, состоящие из ели, сосны, березы, с участием ольхи. Постоянно в составе лесов присутствуют широколиственные породы.

Комплекс IV (инт. глубин 1,7–0,9 м). В общем составе комплекса преобладают споровые растения (почти 80%), количество пыльцы древесных пород резко сокращается до 25%. Травы единичны (5%). Среди древесных по сумме всех отмеченных форм доминируют мелколиственные породы: *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula* sp., составляя почти 53%. Участие хвойных пород довольно значительно: *Piceae* sp. – 27%, *Pinus sylvestris* – почти 22%. В небольшом количестве встречена пыльца *Alnus* sp. и *Salix* sp. Состав травянистых растений разнообразен, но численность пыльцы сокращается. Встречены злаки, осоки, полыни, маревые. Среди мезофильного разнотравья отмечены Ranunculaceae, Onagraceae, Rosaceae, Polygonaceae, Asteraceae, Apiaceae и др. Среди споровых растений господствуют папоротники сем. Polypodiaceae (около 81%). В значительно меньшем количестве отмечены споры плаунов и *Sphagnum* sp. Единична *Selaginella selaginoides*. Спорово-пыльцевой комплекс отражает условия похолодания, которое на данной территории происходило с конца суббореала и до начала субатлантического периода (Никифорова, 1982). В это время на данной территории наибольшего распространения достигали березовые, еловые, сосновые лесные группировки. Открытые территории зарастали папоротниками или происходило развитие луговых формаций.

Комплекс V (инт. глубин 0,9–0 м). В составе спектра вновь преобладает пыльца древесных растений (около 64%). Количество спор составляет 32%, трав – от 3 до 8%. Среди пыльцы древесных доминирует *Picea* sp. (56%), количество пыльцы *Pinus sylvestris* достаточно велико – около 25%. Участие *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae* и *Betula* sp. значительно снижается. В небольшом количестве встречена пыльца *Alnus* sp. и *Salix* sp. Состав травянистых растений стал существенно беднее, отмечены злаки, осоки. Разнотравье представлено единичными представителями Ranunculaceae и Polygonaceae. Среди споровых господствуют папоротники и *Sphagnum* sp. Содержание других компонентов невелико. Данный спорово-пыльцевой спектр характеризует этап развития хвойных лесов из ели и сосны с примесью березы, ольхи и сообществами из папоротника и сфагнума в современных условиях.

Таким образом, в атлантический период голоцена формирование осадков здесь происходило в озерной обстановке. В долине росли еловые леса с существенным участием березы, сосны и ольхи. Вероятнее всего, в это же время основное русло реки представляло собой петлеобразную излучину, которая в настоящее время является левобережным старичным озером (рис. 50). Накопление органических осадков происходило в среднем суббореале. По берегам произрастали таежные леса с присутствием широколиственных пород. Образование левобережного старичного озера произошло в позднем суббореале. Спрямление русла приблизило его к исследуемому разрезу, и с раннего субатлантика до настоящего времени происходит формирование пойменной фации.

3.3. Строение и условия формирования отложений в подзоне средней тайги (обн. 3Б-Седкыркещ)

Обнажение высотой 6 м находится на правом берегу р. Вычегды, в 300 м ниже по течению пос. Седкыркещ. В строении разреза наблюдается четкая последовательность осадконакопления старичного аллювия, позже перекрытого пойменными осадками (рис. 52). Нижняя часть толщи мощностью 1,5 м располагается на высоте 0,2 м от уреза воды и представляет собой озерно-речную субфацию, соответствующую первой стадии зарастания старицы и сложенную светло-серым мелкозернистым песком с линзовидными прослоями алеврита. В средней части толщи выделяется прослой светло-серого алеврита мощностью 30 см. Озерно-болотная субфация мощностью 1,85 м представлена однородной алевритистой глиной серого цвета, перекрытой темно-коричневым торфом. Формирование органических осадков происходило в застойном болотном водоеме, в полной изоляции старицы от главного русла реки. Спрявление русла и изоляция озера произошли предположительно во время раннего суббореала. Органическое осадконакопление продолжалось до позднего субатлантика. В современный период русло в результате меандрирования вплотную приблизилось к изучаемому береговому разрезу 3Б-Седкыркещ, и органическое осадконакопление сменилось минеральным, слагающим пойменную фацию аллювия, представленную тонкозернистым пылеватым светло-желтым песком мощностью 2,45 м. Верхняя часть пойменных осадков переработана почвообразовательными процессами в почву лугового типа.

Палинологическим методом изучены 37 образцов из глинистого и торфяного слоев озерно-болотной субфации в инт. глубин 4,30–2,45 м, а также поверхностная

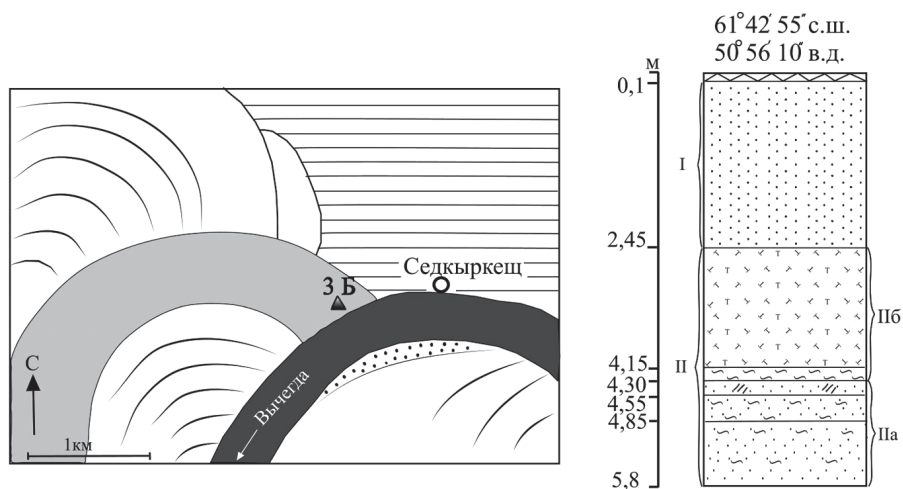


Рис. 52. Геоморфологическая схема участка долины р. Вычегды и литологическая колонка обн. 3Б-Седкыркещ.

Усл. обозначения на рис. 48

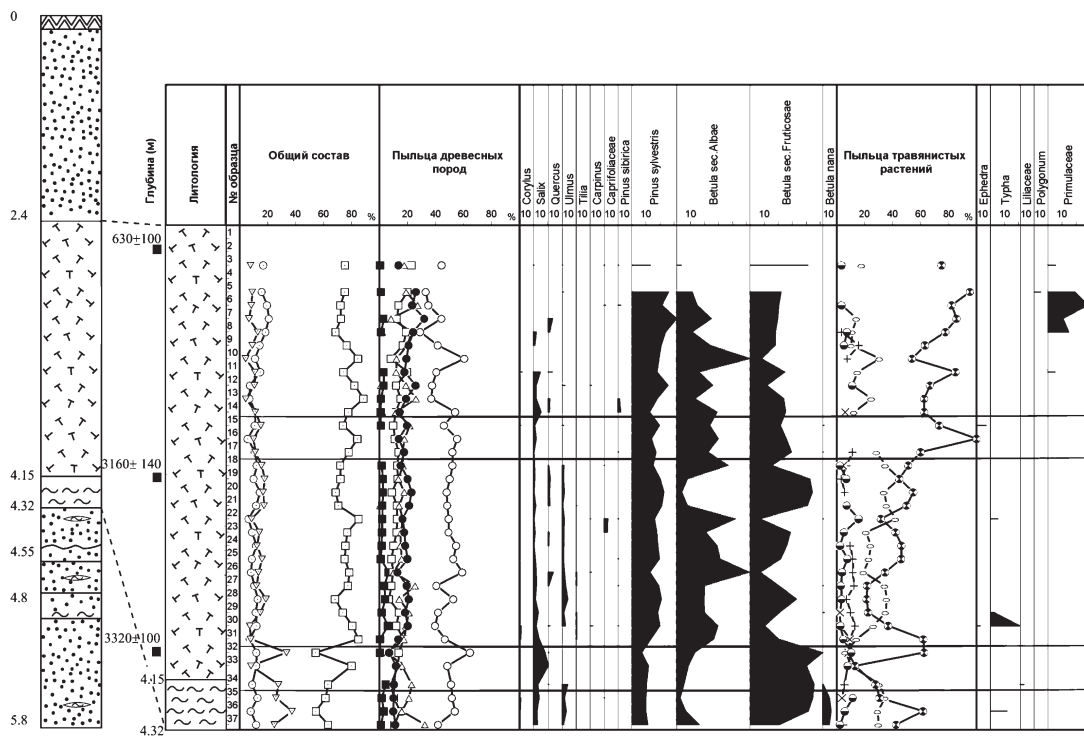
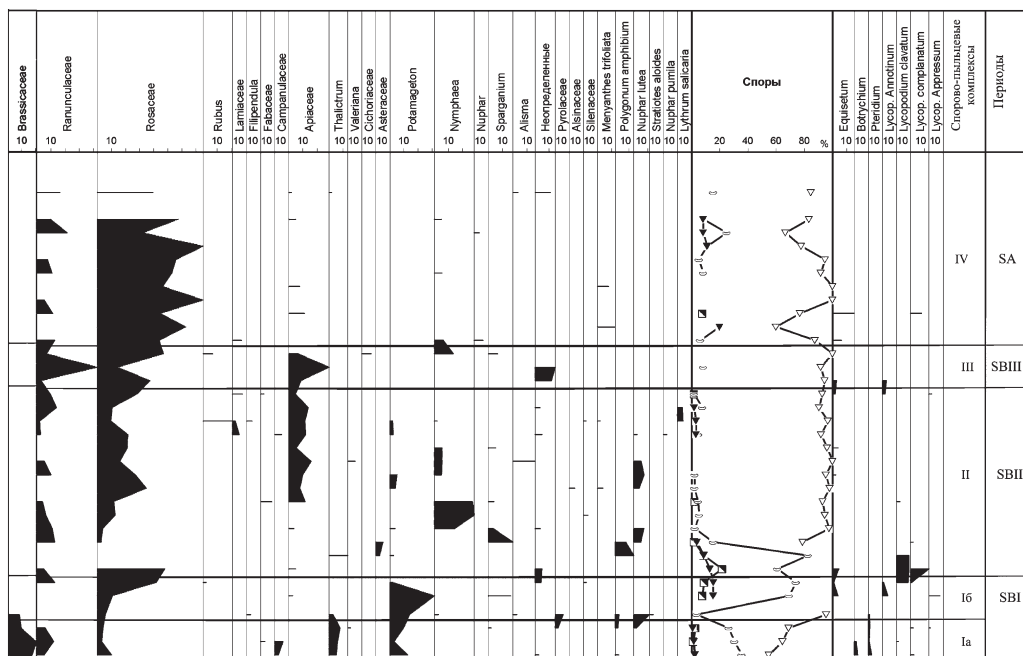


Рис. 53. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений в обн. 3Б-Седкыркещ.

проба. На диаграмме выделены четыре спорово-пыльцевых комплекса (рис. 53). На фототаблицах 1–3 приведены микрофотографии спор и пыльцы.

В **подкомплексе Ia** (инт. глубин 4,32–4,18 м) доминирует пыльца древесных пород, составляя до 63%. На долю трав и спор приходится 13 и 38% соответственно. Среди древесных преобладают береза *Betula sect. Fruticosa* (до 45%) и ель *Picea* sp. (21–32%), присутствует пыльца карликовой березки *Betula nana*. Пыльца трав немногочисленна и представлена Сурегaceae, Роaceae, Chenopodiaceae и пылью разнотравья, преобладающей в спектре. В составе спор отмечаются Polypodiaceae, *Bryales* sp., единично встречаются Lycopodiaceae, *Sphagnum* sp. и др.

В общем составе **подкомплекса Ib** (инт. глубин 4,18–4,03 м) по-прежнему доминирует пыльца древесных растений, но ее количество относительно непостоянно и варьирует от 85 до 54%. В то же время достаточно велика доля спор (до 34%). В группе пыльцы древесных пород резко уменьшается количество пыльцы *Picea* sp. и увеличивается – *Betula sect. Fruticosa* и *Salix* sp. В спектрах исчезает пыльца широколиственных пород. Среди спор продолжают преобладать Polypodiaceae и *Bryales* sp. Встречающиеся в единичном количестве споры холодолюбивого плауна *Lycopodium apressum* указывают на холодные климатические условия. Установленное максимальное количество спор папоротника согласуется с данными О.М. Пахомовой (2004) по разрезу Чус, находящемуся в подзоне средней тайги Кировской области. Зарастание лесов папоротником она объясняет их разреженностью, обу-



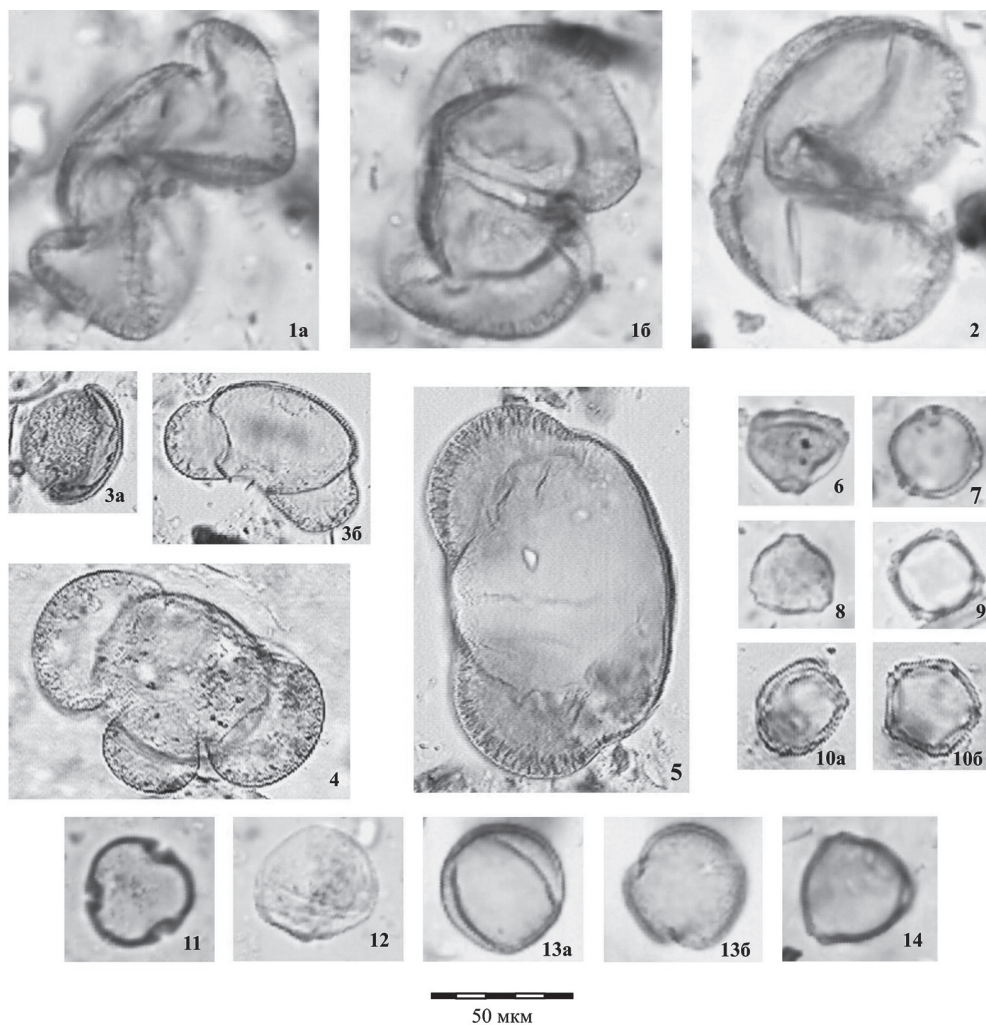
Усл. обозначения на рис. 29

словленной похолоданием раннего суббореала, а на диаграмме фиксируется максимальное количество спор папоротника в спорово-пыльцевом комплексе, отнесенном к раннесуббореальному периоду.

Резкое сокращение в спектрах подкомплексов Ia и Ib содержания пыльцы ели, увеличение – пыльцы березы, присутствие пыльцы карликовой березки и исчезновение пыльцы широколиственных пород позволяют предположить, что накопление осадков происходило в течение раннесуббореального периода. В долине господствовали еловые и березовые леса среднетаежного типа. Радиоуглеродная дата с глубины 4,24–4,2 м (3320 ± 70 л.н., ИГ РАН-3341) предположительно «омоложена».

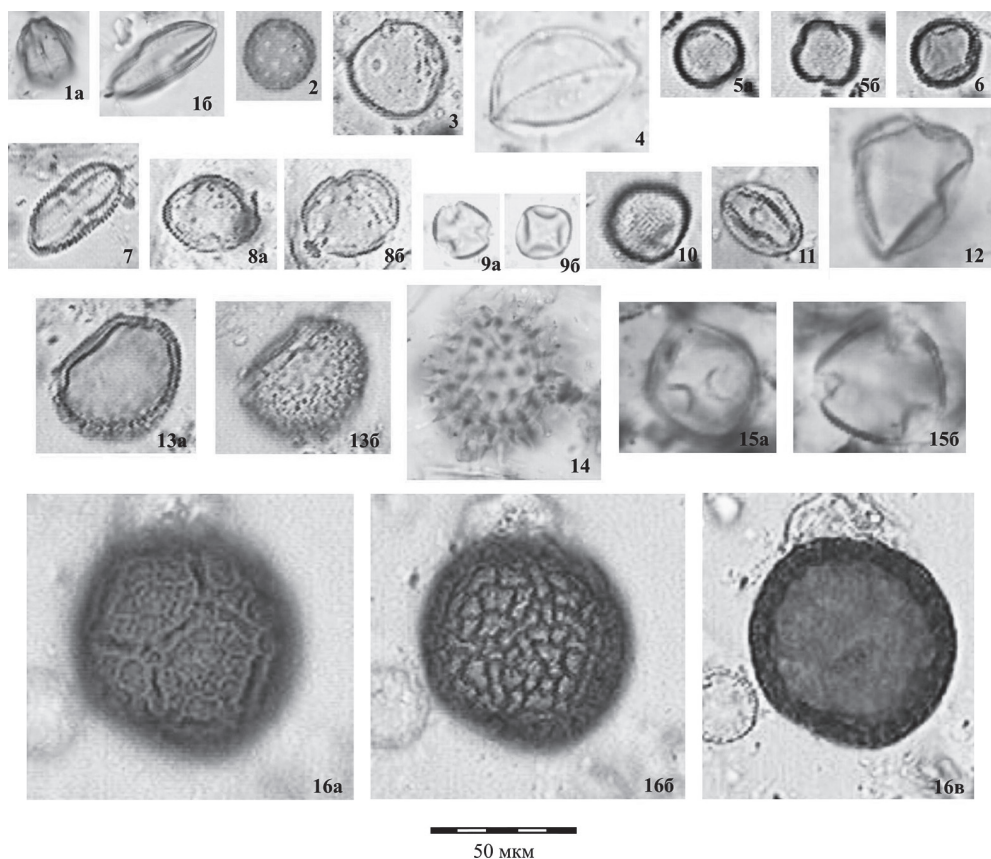
В спектрах **комплекса II** (инт. глубин 4,03–3,38 м) увеличивается процентное содержание пыльцы древесных пород до 85% (ель до 25%, сосна до 20%, береза до 50%). Для комплекса характерно наибольшее суммарное количество пыльцы широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp.) и появление пыльцы кедра (*Pinus sibirica*), пихты (*Abies* sp.). Значительны роль и флористическое разнообразие водных растений (*Nymphaea*, *Sparganium* sp., *Polygonum amphibium*, *Nuphar lutea* и др.).

На данном этапе происходит значительное потепление климата, имевшее место в среднем суббореале, на что указывают его характеристика и радиоуглеродная дата на границе II и III спорово-пыльцевых комплексов (3160 ± 140 л.н., ИГ РАН-3348).

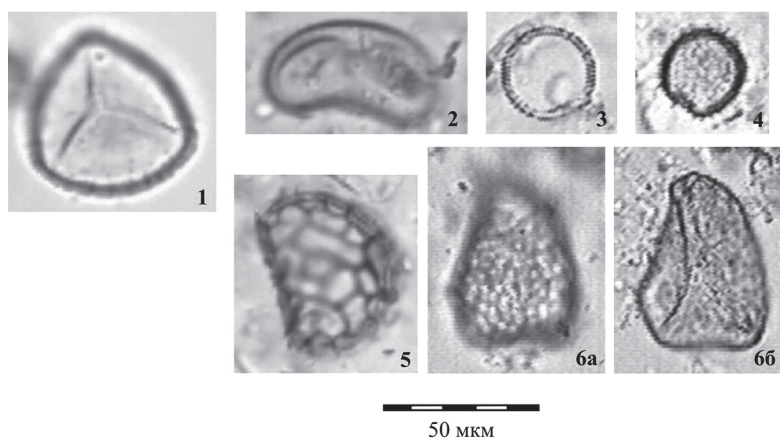


Фототаблица 1. Микрофотографии пыльцы древесных пород из обн. ЗБ-Седкыркещ.

1a, б – *Pinus sibirica*; 2 – *Abies*; 3a, б, 4 – *Pinus sylvestris*; 5 – *Picea*; 6 – *Betula* sect. *Albae*; 7 – *Betula* sect. *Fruticosa*; 8 – *Betula* sect. *Nanae*; 9, 10a, б – *Alnus*; 11 – *Tilia*; 12 – *Ulmus*; 13a, б – *Quercus*; 14 – *Corylus*.



Фототаблица 2. Микрофотографии пыльцы травянистых растений из обн. ЗБ-Седкыркеш. 1а, б – *Ephedra*; 2 – Chenopodiaceae; 3, 4 – Poaceae; 5а, б – Primulaceae; 6, 9а, б – Rosaceae; 7 – Apiaceae; 8а, б – Ranunculaceae; 10 – *Typha*; 11 – *Lythrum salicaria*; 12 – Cyperaceae; 13а, б – *Nymphaea*; 14 – *Nuphar*; 15а, б – *Menyanthes*; 16а, б, в – *Polygonum amphibium*.



Фототаблица 3. Микрофотографии спор из обн. ЗБ-Седкыркеш. 1 – *Sphagnum*; 2 – Polypodiaceae; 3, 4 – Bryales; 5 – *Lycopodium* sp.; 6а, б – *L. appressum*.

Комплекс III (инт. глубин 3,38–3,13 м). Похолодание, сменившее среднесуббореальное потепление, способствовало выпадению из древостоев широколиственных пород, кедра и пихты. Среди трав преобладает разнотравье, единичны *Artemisia* sp. и *Ephedra* sp. В составе спор вновь единично появляется холодолюбивый плаун *Lycopodium apressum*.

Комплекс IV (инт. глубин 3,13–2,43 м). Для верхней части торфяного слоя получена ^{14}C дата 630 ± 100 л.н., ИГ РАН-3339. Комплекс отражает развитие растительности в субатлантике. В спорово-пыльцевом комплексе по-прежнему доминирует пыльца древесных пород. Здесь наметилась тенденция к снижению пыльцы березы от 50–60% в нижней части до 30–40% в верхней части слоя. Несколько увеличивается количество пыльцы сосны и вновь появляется пыльца широколиственных пород, кедра и пихты. По-прежнему доминирует разнотравье, доля водных растений снижается. Площадь старичного озера в субатлантическом периоде сократилась, его окружали заболоченные участки, на которых произрастали папоротники и хвощи.

Диатомовым анализом из отложений торфа изучено 14 образцов. Во всех образцах обнаружены диатомовые водоросли. Комплекс в целом включает в себя 106 видов и разновидностей, относящихся к 23 родам (фототаблицы 4–7). Класс *Centropheceae* представлен видами *Aulacoseira italica*, *A. epidendron*, *A. ambigua*, *Cyclotella meneghiniana*, встреченными с оценками обилия от «единично» до «очень часто». Остальные относятся к классу *Pennatophyceae*. Господствующее положение в комплексе занимают виды родов *Navicula* (19 форм), *Eunotia* (16) и *Pinnularia* (12). Менее разнообразны *Gomphonema* (9) и *Fragilaria* (8). В целом виды немногочисленны; с оценкой обилия «в массе» встречены формы *Fragilaria construens* и *Fragilaria construens* var. *venter*, с оценкой обилия «очень часто» отмечены *Aulacoseira italica*, *A. ambigua*, *Amphora ovalis*, *A. lybica*, *Cymbella subcuspidata*, *Epithemia zebra*, *Eunotia praeurupta* и разновидности, *E. pectinalis* var. *minor* f. *impressa*, *Fragilaria virescens*, *Gomphonema acuminatum*, *Navicula explanata*, *N. americana*, *Pinnularia viridis*, *Stauroneis phoenicenteron* и некоторые другие.

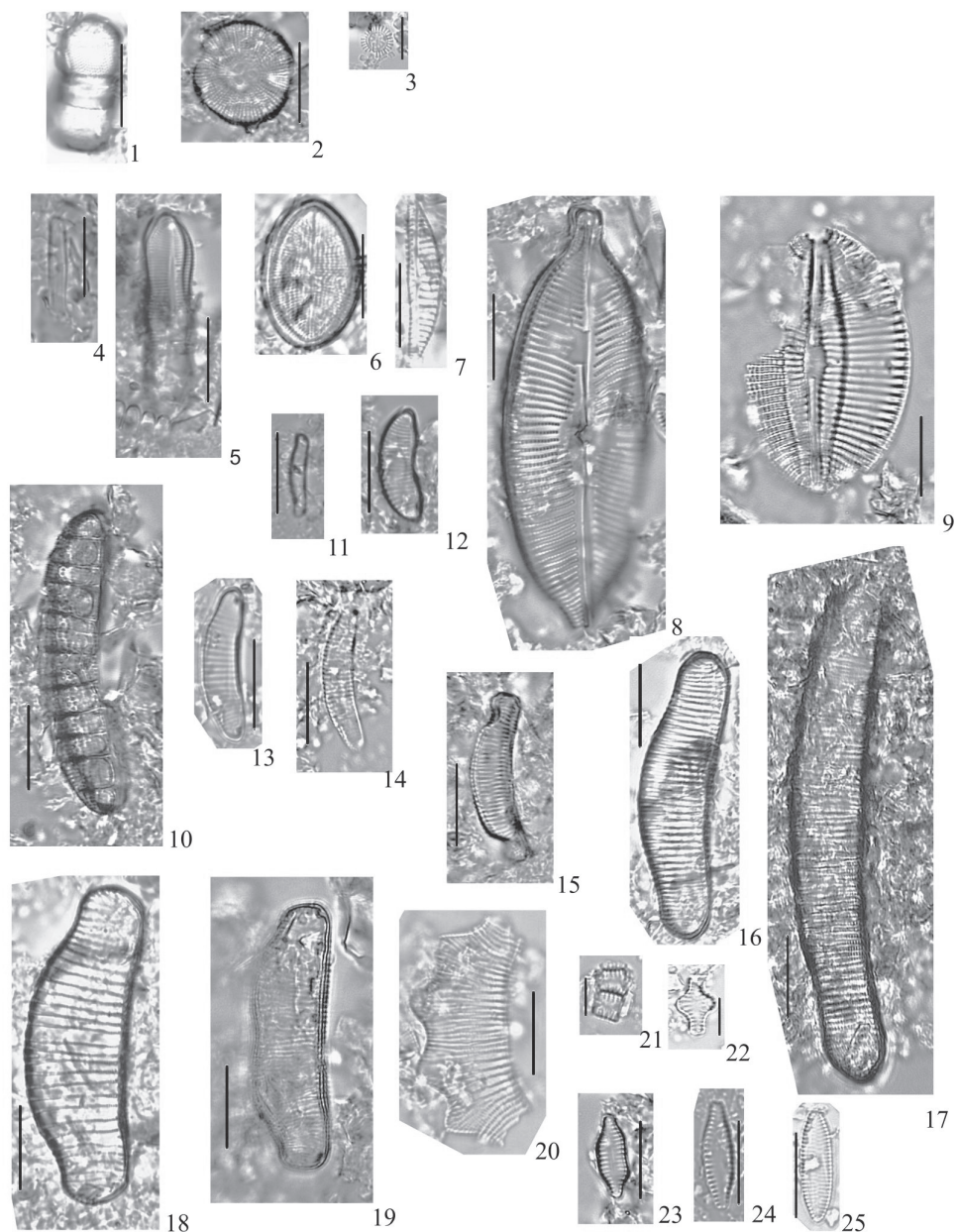
На основании изменения видового разнообразия и количества экземпляров выделены четыре диатомовых комплекса. Экологическая структура¹, рассчитанная по числу видов и экземпляров, приведена в табл. 19 и 20.

Таблица 19

**Экологическая структура комплексов диатомей
в обн. 3Б-Седкыркеш (по числу видов)**

Число видов*	Комплексы	Местообитание			Отношение к солености			Отношение к pH			Биогеография		
		п	о	д	гб	и	гл	ац	и	ал	с	к	б
77	I	3	50	47	25	63	12	27	21	52	22	44	34
41	II	5	54	41	27	68	5	39	22	39	27	42	32
79	III	3	54	43	20	67	13	28	30	42	25	36	39
30	IV	7	56	37	27	60	13	33	17	50	30	50	20

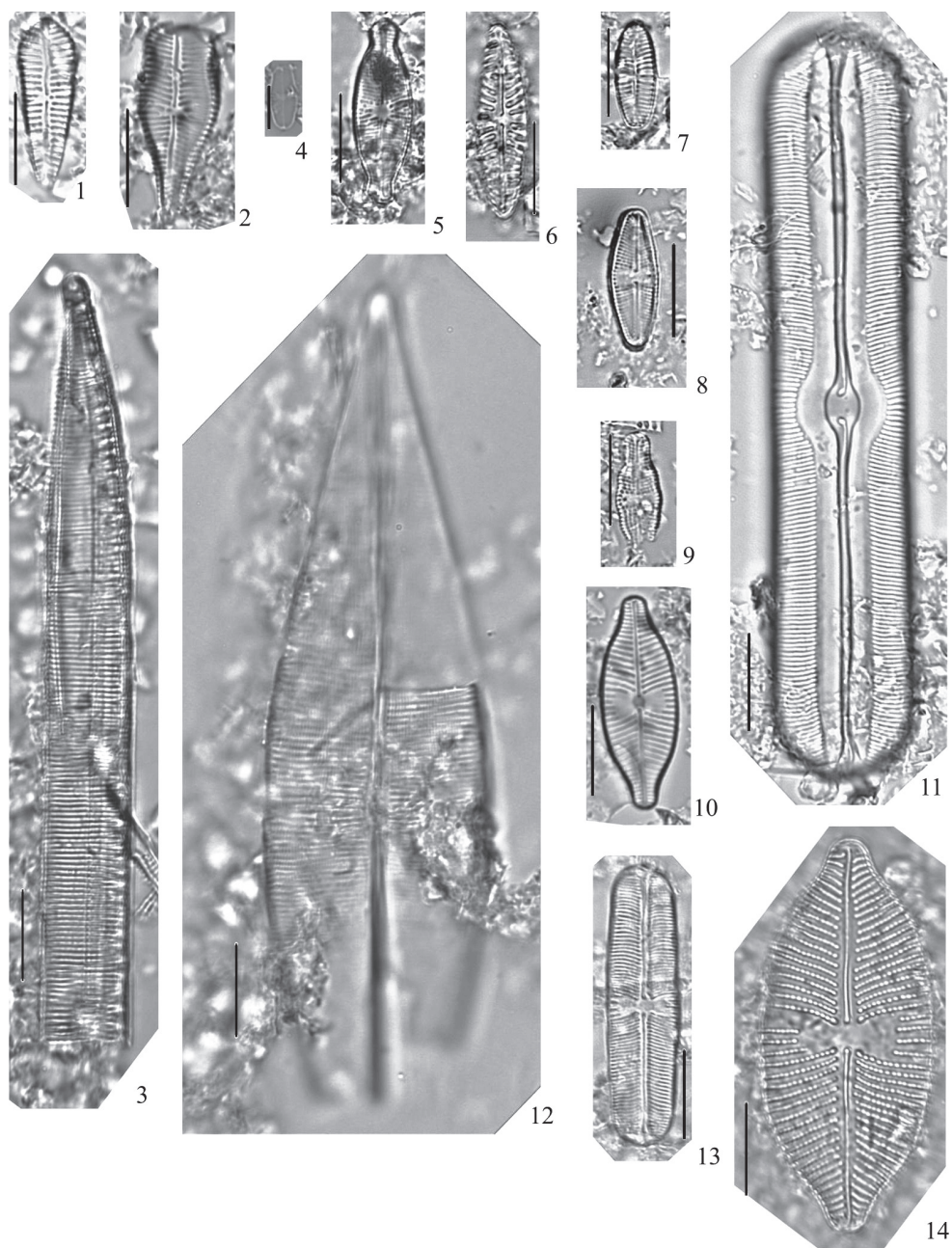
* «Число видов» означает сумму видов и внутривидовых таксонов; п – планктонный, о – обростатели, д – донные, гб – галофобы, и – индифференты, гл – галлофилы, ац – ацидофилы, ал – алкалофилы, с – северные, к – космополиты, б – бореальные.



Фототаблица 4.

1 – *Aulacoseira* sp., 2 – *A. epidendron* (Ehr.) Crawford, 3 – *Cyclotella meneghiniana* Kutz., 4 – *Achnanthes microcephala* (Kutz.) Grun., 5 – *Caloneis silicula* (Ehr.) Cl., 6 – *Cocconeis placentula* Ehr., 7 – *Cymbella* sp., 8 – *C. subcuspidata* Kutz., 9 – *Diploneis finnica* (Ehr.) Cl., 10 – *Epithemia zebra* (Ehr.) Kutz., 11 – *Eunotia exigua* (Breb.) Rabenh., 12 – *E. faba* (Ehr.) Grun., 13 – *E. pectinalis* var. *minor* f. *impressa* (Ehr.) Hust., 14 – *E. lunaris* (Ehr.) Grun., 15 – *E. septentrionalis* Ostr., 16 – *E. monodon* Ehr., 17 – *E. monodon* var. *major* (W. Sm.) Hust., 18 – *E. praeurupta* Ehr., 19 – *E. praeurupta* var. *bidens* (W. Sm.) Grun., 20 – *Eunotia robusta* var. *tetraodon* (Ehr.) Ralfs, 21 – *Fragilaria construens* var. *venther* (Ehr.) Grun., 22 – *Fr. construens* (Ehr.) Grun., 23 – *Fr. construens* var. *binodis* (Ehr.) Grun., 24 – *Fr. brevistriata* Grun., 25 – *Fr. virescens* Ralfs.

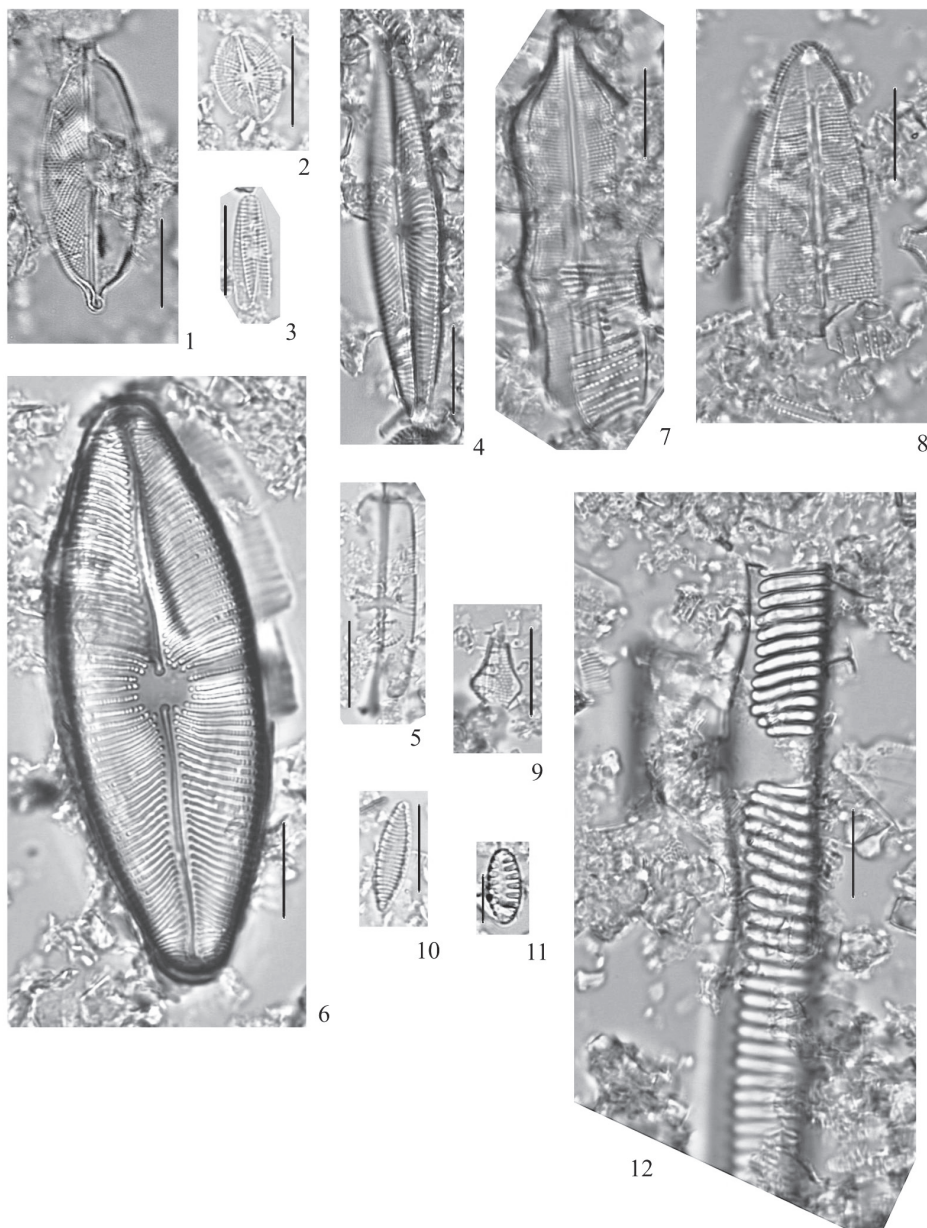
3, 21, 22 – 5 мкм, остальные формы 10 мкм



Фототаблица 5.

1 – *Gomphonema acuminatum* Ehr., 2 – *G. truncatum* Ehr., 3 – *Hantzschia elongata* (Hantzsch) Grun., 4 – *Navicula* sp. 1, 5 – *Navicula* sp. 2, 6 – *N. costulata* Grun., 7 – *N. ignota* var. *palustris* (Hust.) Lund, 8 – *N. mutica* Kutz., 9 – *N. nivalis* Ehr., 10 – *N. explanata* Hust. 11 – *N. americana* Ehr., 12 – *N. cuspidata* Kutz., 13 – *N. laevisissima* Kutz., 14 – *N. amphybola* Cl.

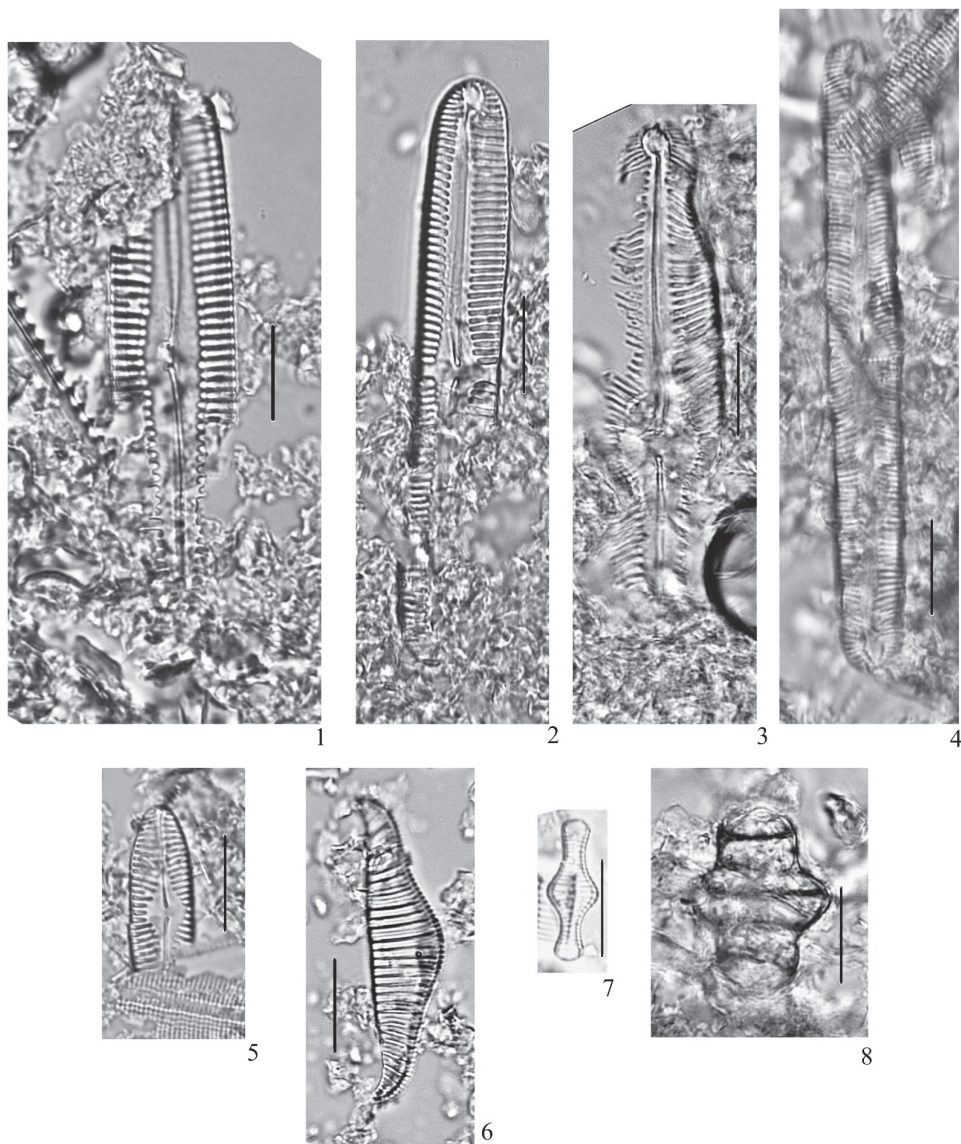
4–5 мкм, остальные формы 10 мкм



Фототаблица 6.

1 – *Navicula placenta* Ehr., 2 – *N. pseudoscutiformis* Hust., 3 – *N. seminulum* Grun., 4 – *N. radiosa* Kutz., 5 – *N. pupula* Kutz., 6 – *N. seminulum* Ehr., 7 – *Neidium hitchcockii* Ehr., 8 – *N. iridis* (Ehr.) Cl., 9 – *Nitzschia sinuata* var. *tabellaria* Grun., 10 – *Ntz. amphibola* Grun., 11 – *Opephora martii* Herib., 12 – *Pinnularia cardinalis* (Ehr.) W.Sm.

11 – 5 мкм, остальные формы 10 мкм



Фототаблица 7.

1 – *Pinnularia hemiptera* (Kutz.) Cl., 2 – *P. brevicostata* Cl., 3 – *P. legumen* Ehr., 4 – *Pinnularia* sp.,
 5 – *P. microstauron* var. *brebissonii* (Kutz.) Mayer., 6 – *Ropalodia gibba* var. *ventricosa* (Ehr.) Grun.,
 7 – *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kutz., 8 – *Tetracyclus lacustris* Ralfs.

Все формы 10 мкм

**Экологическая структура доминирующего комплекса диатомей
обн. 3Б-Седкыркеш (по числу экземпляров)**

Число экземпляров доминирующего комплекса*	Комплексы	Местообитание			Отношение к солености			Отношение к pH			Биогеография		
		п	о	д	гб	и	гл	ац	и	ал	с	к	б
8382	I	41	56	3	0	97	3	0	3	97	0	100	0
1584	II	40	56	4	0	96	4	0	7	93	3	97	0
61812	III	5	92	3	0	97	3	0	8	92	5	95	0
4518	IV	7	92	1	0	76	24	0	2	98	1	99	0

* «Число экземпляров» означает численность доминирующих видов, превышающая 1% от общего числа экземпляров; буквенные обозначения экологических характеристик см. в табл. 19.

По результатам спорово-пыльцевого и радиоуглеродного анализов формирование I и II диатомового комплексов происходило в суббореальном периоде, а III и IV – в субатлантическом.

I комплекс (инт. глубин 4,13–3,63 м) состоит из 77 видов и разновидностей численностью до 5721 экз. Формы отмечены с разными оценками обилия, в основном невысокими. Наиболее представительны роды *Navicula* (17 видов) и *Eunotia* (15 видов). Доминируют донные виды и обрастатели. Среди планктонных форм отмечены *Aulacoseira italica*, *A. epidendron* и *Cyclotella meneghiniana* и, если по видовому разнообразию планктонные формы значительно уступают бентосным, то по количеству экземпляров их численность достигает почти 41%. По отношению к солености доминируют индифференты, достаточно большую группу также составляют галофобы, галофилов несколько меньше. Алкалифилы преобладают, на долю ацидофилов приходится 27%. Довольно высоко содержание бореальных представителей – около 34%, северных меньше. Комплекс отражает условия неглубокого проточного водоема.

II комплекс (инт. глубин 3,63–3,23 м) характеризуется снижением как видового разнообразия (до 41), так и численности видов (до 1750 экз.). Виды в основном отмечаются с невысокими оценками обилия. С оценкой «очень часто» встречены только *Aulacoseira italica*, *Eunotia praerupta*, *Fragilaria construens* и *F. construens* var. *venter*. По-прежнему доминируют донные виды и обрастатели. Количество экземпляров планктонных форм составляет около 40%. Снизилось участие галофилов; в равных соотношениях содержатся алкалифилы и ацидофилы. По биогеографии соотношение групп сохраняется примерно таким же, как и в первом комплексе, участие северных форм немного возрастает. Комплекс отражает условия неглубокого слабопроточного водоема, в котором условия обитания менее благоприятны для развития диатомей. Господство видов родов *Navicula*, *Eunotia* и *Fragilaria* свидетельствует о начале процесса обмеления водоема, уменьшении его проточности и заболачивании.

В **III комплексе** (инт. глубин 3,23–2,93 м) происходит резкое увеличение как видового разнообразия (до 79), так и количества экземпляров (36 157). Так, в комплексе с оценкой «в массе» отмечены *Fragilaria construens* и *F. construens* var. *venter*, с оценкой «очень часто» – 18 видов. Абсолютно доминируют бентосные формы. Количество галофилов возрастает до 13%. По отношению к pH преобладают алкалифилы, доля ацидофилов сокращается (28%). Бореальные формы доминируют, а участие северных видов снижается (25%). Комплекс характеризует условия стоячего водоема и незначительное потепление климата.

В **IV комплексе** (инт. глубин 2,93–2,73 м) значительно уменьшаются видовое разнообразие (до 30) и численность диатомовых водорослей (до 154 экз.). Экологическая структура в основном сходна с таковой в III комплексе, только вновь увеличивается количество ацидофилов и возрастает доля северных видов при сокращении бореальных форм. Комплекс отражает условия старичного водоема-болота и похолодание климата.

По данным комплексного исследования отложений в обн. 3Б-Седкыркеш, установлено, что в раннем суббореальном периоде в долине среднего течения р. Вычегды в результате прорыва шейки меандра образовалось старичное озеро. Заболачивание водоема, способствовавшее органическому осадконакоплению, продолжалось до позднего субатлантика. За это время в долине имела место неоднократная смена климатических условий, что повлияло на видовой состав растительного покрова. Наиболее благоприятный климат сложился в среднем суббореале (4200–3200 л.н.), когда в бассейне р. Вычегды получили развитие южнотаежные леса. О произрастании в долине Вычегды южнотаежных лесов на месте современной подзоны средней тайги свидетельствуют и ранее полученные палинологические данные (Никифорова, 1980). Постепенное зарастание и обмеление озера, а также изменение климата отразились на видовом разнообразии и количестве диатомовых водорослей в комплексах. Впоследствии произошло погребение старицы пойменной фацией аллювия.

ГЛАВА 4

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

Климат – важнейший фактор развития биосферы, представляющий усредненное значение погоды за длительный период (порядка нескольких десятилетий), т.е. климат – это средняя погода. В последнее время возник особый интерес к палеоклиматическим исследованиям, позволяющим использовать результаты изучения климатов прошлого для оценки климатических условий будущего. По этой причине восстановление истории динамики природной среды и климатов в четвертичном периоде для прогноза их развития в регионе является чрезвычайно важным, так как именно в это время сформировались современная географическая среда: рельеф, гидрографическая сеть, фауна и флора. Повышенный интерес к климату обусловлен, кроме того, проблемами глобального потепления или наступления нового ледникового периода, которые весьма активно обсуждаются в мире.

Самые существенные изменения палеосреды в Арктике происходили в связи с неоднократными наступлениями и отступаниями ледниковых покровов, являющимися показателями изменения климата. При наступлении ледников границы природных зон по сравнению с современными отодвигались к югу, а в периоды неоплейстоценовых межледниковий смещались на несколько сотен километров к северу. Современное состояние климата Земли характеризуется принадлежностью к одному из последних межледниковий квартера – голоцену, который представляет относительно теплый период времени, начавшийся 10 300 лет назад, после деградации последнего полярного (осташковского) ледника. Воссоздание природных обстановок во время предшествующих межледниковых эпох имеет большое значение при реконструкции современных колебаний климата. В неогене климат был значительно теплее, чем сейчас. Предыдущие неоплейстоценовые межледниковые эпохи, по нашим данным (Андреичева, Марченко-Вагапова, 2004; Андреичева, Братушак, Марченко-Вагапова, 2006), также были на несколько градусов теплее современного межледниковья – голоцена. Количественные показатели климата

рассчитаны с использованием информационно-статистического метода, разработанного В.А. Климановым (1985), по спорово-пыльцевым диаграммам отложений из разрезов береговых обнажений и скважин в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе.

4.1. Природная среда и палеоклиматы в неоплейстоцене

В течение **вишерского межледникового** (около 500 тыс. л.н.) происходила неоднократная смена климата и растительных фаз (Дурягина, Коноваленко, 1993). После отступления березовского (донского) ледника климатические условия были достаточно суровыми, о чем свидетельствует перигляциальный облик растительности. В первой половине межледникового растительная зона лесотундры сменилась зоной северной тайги с соответствующими флористическими комплексами, а дальнейшее улучшение климата привело к распространению таежного флористического комплекса. Доминировали *Picea obovata* и *Pinus sylvestris* с участием сопутствующих элементов тайги – *Abies* sp., *Larix* sp., экзотических папоротников – *Osmunda claytoniana*, *O. cinnamomea*. В составе лесов в значительном количестве (до 25%) произрастали широколиственные породы – *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus alevanna*, не типичные для современной флоры – *Tsuga* sp., *Pterocarya* sp., *Ilex* sp., *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus* и *Osmunda claytoniana*, а также представители неогеновых и раннеплейстоценовых флор *Pterocarya* sp. и *Azolla* sp. Подобная растительность в настоящее время характерна для лесов Северной Америки, Восточной Азии и Балкан (Гричук, 1985). Состав спорово-пыльцевых комплексов указывает на более теплые климатические условия в вишерское время по сравнению с современными, но четко выраженный климатический оптимум отсутствовал. С наступлением помусовского ледника флористический состав обеднел.

На севере региона, в пределах Большеземельской тундры, широкое распространение имела колвинская морская трансгрессия. В центре и на западе Большеземельской тундры глубины моря составляли порядка 60–100 м; комплексы диатомей отвечают неритической зоне моря, а в юго-западной части – литоральной (Лосева, 1992). Температурный режим и соленость колвинского моря были, видимо, близки к режиму и солености южной части современного Баренцева моря.

По методике В.А. Климанова (1976) проведена реконструкция палеотемператур и палеоосадков в регионе в вишерское время. Предположительные температуры июля достигали 18–20 °С, что на 6 °С выше современных температур на крайнем севере региона и на 2–4 °С на юге Республики Коми, т.е. климат в это время был теплее современного. Это подтверждают и реконструкции палеотемператур (рис. 54). Осадков в теплое время выпадало 350–400 мм, а в холодное вдвое меньше – 150–175 мм.

Наступление **помусовского ледника** обусловило обеднение флористического состава. Помусовское оледенение (450–380 тыс. л.н.) проникало далеко на юг за пределы Тимано-Печоро-Вычегодского региона, вплоть до бассейна р. Оки.

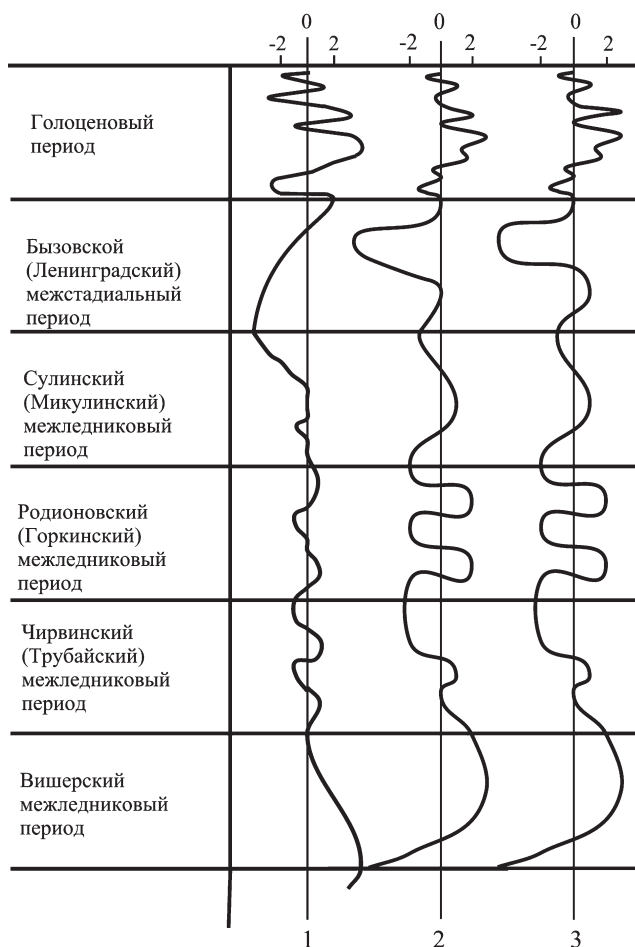


Рис. 54. Колебания температур в климатических оптимумах межледниковий в неоплейстоцене на Европейском Севере России.

1 – центральные районы, 2 – северные районы, 3 – Архангельская и Вологодская области

Движение ледниковых масс происходило в юго-восточном направлении, о чем свидетельствует ориентировка удлинённых обломков (рис. 22) и особенности петрографического состава валунно-галечного материала (рис. 23). Помусовский тилл на всей территории исследований, включая верховье р. Печоры, содержит обломки пород из северо-западных областей сноса: граниты, гранитогнейсы, нефелиновые сиениты, северотиманские агаты.

Напомним, что в среднем неоплейстоцене выделяются два межледниковья: чирвинское и родионовское. В течение *чирвинского времени* (380–240 тыс. л.н.) климат тоже менялся неоднократно, хотя в целом он был теплее современного, в отдельных разрезах с двумя климатическими оптимумами.

На территории исследований изучены континентальные (аллювиальные и озерные) осадки чирвинского межледниковья. Установленные на севере региона морские отложения в южном направлении выклиниваются и замещаются озер-

ными. Согласно палинологическому анализу, проведенному Д.А. Дурягиной и Л.В. Кулагиной в разрезах разных скважин, формирование озерных отложений связывается ими с лихвинским (чирвинским) временем. В начале межледниковья широкое развитие получили тундровые и лесотундровые группировки. В палинологических спектрах преобладает пыльца трав (в основном Cyperaceae). В составе древесной пыльцы доминируют *Betula humilis*, *B. nana*, пыльца *Picea obovata*, *Pinus sylvestris*, *Alnaster* sp. составляет до 10–15%. Мохово-травяно-кустарниковая тундра сменилась березовыми, елово-березовыми и березово-еловыми редколесьями, современный аналог которых находится севернее субширотного отрезка р. Печоры. Улучшение климатических условий отражает на спорово-пыльцевых диаграммах первый (нижний) климатический оптимум с высоким содержанием (в среднем до 45%) пыльцы *Picea* sp. (в основном *Picea obovata*), *Abies sibirica* (до 16%), редко отмечается пыльца *Picea abies*, *Abies alba*, широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Tilia* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.), а также *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Betula* sect. *Costatae*, споры рода *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*, характерные для отложений раннего и среднего неоплейстоцена и произраставшие в еловых и пихтово-еловых лесах того времени на всей территории региона. Подобная растительность могла развиваться в условиях более теплого климата, чем в настоящее время, поскольку современные ареалы *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana* расположены южнее, за пределами изученного региона. Присутствие пихты наряду с грабом и папоротниками рода *Osmunda* свидетельствует о влажном климате.

В дальнейшем произошло некоторое, возможно кратковременное, похолодание климата. В палинологических спектрах возросла роль пыльцы *Betula* sect. *Albae*, сократилась роль *Picea* sp., исчезла пыльца *Abies* sp., *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp., споры рода *Osmunda* sp. Леса в это время, однако, не исчезли.

За временем кратковременного похолодания следует новое потепление – второй климатический оптимум. Территория вновь покрылась пихтово-еловыми лесами. Широколиственные породы и экзоты присутствовали в виде примеси. Климат второго климатического оптимума был, видимо, несколько суше и прохладнее климата первого: вдвое уменьшилась доля пихты, исчезли *Picea abies*, *Abies alba*, *Betula* sect. *Costatae*. В составе трав преобладала пыльца Cyperaceae, Poaceae, *Artemisia* sp., Chenopodiaceae. Среди спор отмечены Polypodiaceae, *Briales* sp., *Sphagnum* sp.

Далее наступает похолодание климата, приведшее к постепенному вытеснению из состава лесов *Abies* sp., широколиственных пород (*Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp.), экзотов (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*). Весь регион покрывается елово-сосновыми и сосново-еловыми лесами с березой. Дальнейшее нарастание континентальности климата приводит к замене этих лесов березовым редколесьем. В заключительные фазы чирвинского межледниковья природные ландшафты региона имели облик тундры, близкий современному.

В бассейне Вычегды в отложениях чирвинского возраста прослежена следующая смена растительных зон. Начало межледниковья отражается в развитии разреженных лесных сообществ – березовых, сосново-березовых редколесий и разнообразных кустарниковых группировок. Основными компонентами были

представители мелколиственных пород, в первую очередь виды рода *Betula* sp.: *Betula* sect. *Albae* (до 15–36%), *Betula* sect. *Fruticosae* (около 21–33%), *Betula nana*, *Alnaster* sp. Значительное развитие получили сфагновые болота и сообщества из папоротников сем. Polypodiaceae. Комплекс отражает достаточно холодные климатические условия тундровой зоны.

Улучшение климата (нижний климатический оптимум) привело к распространению еловых (около 39%), сосновых (до 43%) лесов с постоянным присутствием *Betula* sect. *Albae*, *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*, *Alnus* sp., *Alnaster* sp., *Salix* sp., Caprifoliaceae. Единично в составе лесов участвовали широколиственные породы (*Tilia* sp.). На открытых территориях развивались ксерофитные сообщества из *Artemisia* sp. (до 19%), Chenopodiaceae и луговые формации из мезофильного разнотравья (Polygonaceae, Ranunculaceae, Rosaceae, Caryophyllaceae, Asteraceae и др.). Среди споровых растений доминировали сфагновые мхи (до 52%) и папоротники семейства Polypodiaceae, плауны: *Lycopodium clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*, а также *Botrychium* sp., *Selaginella selaginoides*.

Произошедшее похолодание отражается в распространении на данной территории сосновых, сосново-елово-березовых, березовых лесов, из состава которых исчезают широколиственные породы.

Следующее улучшение климата (верхний климатический оптимум) способствовало формированию темнохвойных лесов с господством ели (40%) и сосны (33%), с участием берез, широколиственными породами, представленными *Carpinus* sp. Единично отмечена *Picea* sect. *Omorica*. Широко развиты луговые ценозы. Среди споровых господствовали сфагновые мхи (до 58%). Достаточно велико присутствие папоротников сем. Polypodiaceae. Разнообразен состав плаунов *Lycopodium* sp.: *L. clavatum*, *L. complanatum*, *L. annotinum*.

Похолодание в конце чирвинского межледниковья привело к изменению в составе лесов. Распространились сосновые, сосново-березовые, березовые леса, в которых береза была представлена в основном кустарниковыми формами.

В чирвинское время температуры июля на севере региона были на 2–4 °С теплее, чем сейчас, и составляли 14–16 °С. В южных районах среднеиюльские температуры достигали 16–18 °С, что выше современных на 1–2 °С. В теплое время количество осадков на всей территории исследований составляло 255 мм, в холодное время оно не превышало 50–75 мм, в восточном направлении возрастало до 175 мм.

Похолодание климата прогрессировало, что вызвало развитие **печорского оледенения** (240–180 тыс. л.н.) на всей исследованной территории. В стадию максимального продвижения ледникового покрова, проникавшего далеко на юг, за пределы Тимано-Печоро-Вычегодского региона, была сформирована мощная (до 60 м) толща тилла.

Довольно устойчивое юго-западное направление движения льда, выявленное на основе многочисленных замеров ориентировки удлинённых обломков пород в тилле (рис. 22) и особенностей их петрографического состава (рис. 23), является важной особенностью развития печорского оледенения на северо-востоке Европы. Это свидетельствует о большой активности в печорское время Северо-Восточного центра оледенения и хорошо согласуется с особенностями вещественного состава тилла. Увеличение доли пирита и глауконита в печорском тилле связано с влиянием на его состав подстилающих местных терригенных пород мезозоя. В составе

обломков печорского тилла Северо-Восточного сектора оледенения преобладают осадочные и метаморфические образования полярноуральско-пайхойского происхождения и постоянно отмечаются руководящие новоземельские породы – розовые мраморовидные криноидно-мшанковые известняки ордовик-раннесилурийского возраста.

Формирование печорского тилла в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе, а также днепровской (вологодской) морены к северо-западу от устья Вычегды (в скважинах на междуречье Пинеги и Илеши) связано с Пайхой-Новоземельско-Уральским центром оледенения. А на левобережье Сев. Двины вологодский тилл формировался уже за счет материала, поступавшего из Фенноскандинавской питающей ледниковой провинции (Андреичева, 2013). Зона сочленения ледников Северо-Западного и Северо-Восточного центров оледенения находилась на водоразделе Пинеги и Сев. Двины, простираясь с северо-запада на юго-восток.

В заключительную стадию оледенения происходило накопление водно-ледниковых отложений. С перигляциальным аллювием в регионе связаны местонахождения костных остатков мелких млекопитающих, характеризующих, очевидно, конечную стадию деградации печорского ледникового щита после спуска подпрудного бассейна. Состав фауны, на 98% представленной леммингами, свидетельствует о суровых условиях арктической тундры, распространенной в перигляциальной зоне печорского покровного ледника. На юге региона, в местонахождениях р. Вычегды, значительный процент палеомикротириофауны составляют серые полевки. В целом состав сходен с видовым соотношением грызунов современной Большеземельской тундры (Кочев, 1993). Соответственно можно предположить, что в эпоху накопления осадков на территории господствовали ландшафты типа кустарниковой тундры, а граница таежной зоны проходила значительно южнее.

В **родиноновское межледниковье** (180–150 тыс. л.н.) формировались преимущественно континентальные, а на севере – морские отложения. Климат менялся неоднократно, что отразилось в характере растительности. Палинологические исследования позволили проследить смену пяти фаз растительности, две из которых соответствуют климатическим оптимумам. Для начала родиноновского межледниковья характерно распространение растительности типа современной тундры и лесотундры. В составе древесной флоры доминирует пыльца *Betula humilis*, присутствует *B. nana*, *B. sect. Albae*, *Alnaster* sp., *Pinus* sp. В травяном покрове преобладают осоковые, злаки, маревые, полынь. Напочвенный покров составляют зеленые мхи. Климат был еще достаточно холодным и сухим.

Улучшение климата способствует распространению лесов на территорию всего региона, вплоть до побережья. В палинологических спектрах появляется пыльца *Picea* sp., постепенно возрастает участие пыльцы *Betula sect. Albae*, сокращается доля пыльцы *Betula humilis*, *B. nana*. Это были ландшафты средней тайги, которая затем сменилась лесами типа южной тайги. В спектрах резко возросло участие *Picea* sp. и *Pinus* sp., появилась пыльца широколиственных пород, а также *Picea sect. Omorica*, *Pinus sect. Strobus*, споры *Osmunda* sp. (нижний климатический оптимум). Растительность этого климатического оптимума в разных районах региона имела свои особенности. На юге региона, в бассейне р. Вычегды, преобладали еловые, а на возвышенных участках росли сосновые леса с березой. На верхней и средней Печоре преимущественное развитие имели сосновые леса, в Северо-Западном

Притиманье – еловые и сосновые леса, в Малоземельской и Большеземельской тундрах, на Пай-Хое произрастали березовые леса с небольшой примесью хвойных. На всей рассматриваемой территории в составе лесной растительности принимали участие широколиственные породы (*Ulmus* sp., *Carpinus* sp., *Tilia* sp., *Corylus* sp.) с экзотами (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Osmunda cinnamomea*, *O. claytoniana*). На севере региона их участие было ниже, чем на юге. Условия этого климатического оптимума были, несомненно, более теплыми даже по сравнению с климатическим оптимумом голоцена.

В результате последовавшего похолодания в составе лесов снижается роль хвойных пород, исчезают широколиственные породы и экзоты. На палинологических диаграммах отмечается сокращение пыльцы *Betula* sect. *Albae* и возрастание доли пыльцы *Betula* sect. *Nanae*. В это время получает распространение лесотундра.

Второй (верхний) климатический оптимум, наступивший после похолодания, был более прохладным и ксерофильным, чем первый. Вновь возросла доля пыльцы *Picea* sp., *Pinus sylvestris*, *Betula* sect. *Albae*, появилась единичная пыльца экзотических пород. Большую роль в составе комплексов играла пыльца *Chenopodiaceae* и *Artemisia* sp. Растительность в это время была типа южной тайги.

Дальнейшее похолодание в преддверии вычегодского оледенения характеризуется господством *Betula* sect. *Nanae*. Распространилось березовое редколесье, уступившее место тундре (Дурыгина, Коноваленко, 1993). Выделенные фазы родионовского межледниковья хорошо коррелируются по их последовательной смене и количеству климатических оптимумов с таковыми стратотипического шкловского разреза отложений Белоруссии (Еловичева, 1979). Основные отличия северных разрезов заключаются в бедности флористического состава, господстве хвойных пород в периоды климатических оптимумов при меньшем участии широколиственных и экзотических пород. Аналогичная смена фаз и состава растительности, выделение двух климатических оптимумов отмечаются и в бассейне р. Мезени (Девятова, Лосева, 1964).

Палинологические комплексы указывают, что в родионовский период во время климатических оптимумов на севере региона предположительные среднеиюльские температуры достигали 14–16 °С и были на 4 °С выше современных. На юге республики температуры июля составляли 16–18 °С, что тоже теплее, чем сейчас, на 1–2 °С. Количество осадков на всей территории исследований в теплое время составляло 300–400 мм, в холодное время уменьшалось до 175–200 мм.

Морская трансгрессия (северная) проникала на юг, в Притиманье, до широты р. Пезы (Лосева, 1992). Море было более мелководным, тепловодным и опресненным, чем колвинское, и испытывало неоднократные колебания уровня. В северо-западном Притиманье фиксируются три значительных подъема уровня моря: первый приходится на середину первого климатического оптимума, второй – на похолодание, третий – на начало второго климатического оптимума. В Большеземельской тундре, по нашим наблюдениям, море, возможно, распространялось до бассейнов рек Шапкиной и Бол. Роговой, доходило до среднего течения р. Лаи.

Палеогеографической особенностью **вычегодского оледенения** (150–120 тыс. л.н.) является формирование вычегодского тилла при участии различных центров оледенений в западной и восточной частях региона, что предопределило его существенные различия по вещественному составу и текстурным особенностям.

В начальную стадию оледенения происходило накопление водно-ледниковых и перигляциально-аллювиальных осадков. С перигляциальным аллювием связаны несколько местонахождений мелких млекопитающих, представленных в основном леммингами (98–100%), что свидетельствует о распространении на территории арктической тундры и холодного климата, вызванного наступлением вычегодского ледника (Кочев, 1993). В настоящее время наиболее детально воссоздан план структуры вычегодского ледникового покрова с господствующим юго-восточным направлением движения льда. Данные комплексного литологического анализа тилла свидетельствуют о резкой перестройке структуры и динамики ледниковых покровов. Центральные и южные районы Тимано-Печоро-Вычегодского региона перекрывались Фенноскандинавским покровным ледником, на что указывает юго-восточная ориентировка удлиненных обломков пород, практически повсеместно выдержанная на площади. И лишь на крайнем северо-востоке (в бассейнах рек Адзвы, Бол. Роговой, Сейды) и в восточных районах региона (на средней Печоре) формирование тилла происходило за счет обломочного материала Полярного и Приполярного Урала, о чем свидетельствует доминирующий юго-западный азимут движения покровного ледника (рис. 22).

Формирование тиллов за счет материала различных питающих провинций подтверждается изменением их литологического состава по всему гранулометрическому спектру: от грубообломочной до глинистой составляющей. Особенно показательны в этом отношении различия в петрографических ассоциациях горизонтов тиллов, сформированных ледниковыми потоками из разных центров оледенения (рис. 23). В вычегодском тилле западной, центральной и южной частей региона наблюдается значительное содержание фенноскандинавского и северотиманского материала: руководящих пород, представленных нефелиновыми сиенитами и агат-содержащими базальтами; а в восточной – в петрографическом спектре обломков существенна доля уральских пород.

В период деградации вычегодского ледника в условиях подпрудных озер была сформирована мощная пачка (до 100 м на крайнем северо-востоке региона) песчано-алевритовых немых осадков. На северо-западе Большеземельской тундры после спуска мелких подпрудных озер происходило накопление флювиогляциальных отложений и перигляциального аллювия, содержащего фауну леммингов. Арктический комплекс мелких млекопитающих свидетельствует о распространении во время осадконакопления ландшафтов арктической тундры. Вычегодские отложения слагают комплекс краевых ледниковых образований, протягивающийся от верховья р. Вычегды до верховья р. Печоры.

В позднем неоплейстоцене в довольно теплое *сулинское межледниковье* (120–80 тыс. л.н.) на большей части региона формировались континентальные отложения и лишь на севере осадки бореальной трансгрессии – пески и глины с обильной фауной морских моллюсков. На юге Республики Коми сулинские отложения не установлены, а в Архангельской области изучены лишь в одном разрезе «Пасьва» на р. Ваге.

Климат в сулинское время тоже менялся неоднократно. В начале межледниковья растительность имела тундрово-лесотундровый характер. Затем широкое распространение получили хвойные, в основном еловые леса с примесью березы, в последующем сменившиеся сосновыми лесами с березой и елью. Дальнейшее

потепление (климатический оптимум) способствовало появлению широколиственных пород, составлявших небольшую примесь в составе хвойно-березовых лесов. Следующий этап – распространение преимущественно березовых ассоциаций при незначительной роли сосновых и еловых лесов. Затем вновь увеличились площади, занятые ельниками. Березовые и сосновые леса имели ограниченное распространение. Климат становился более холодным и влажным. В палинологических спектрах отложений всех разрезов прослеживается смена фаз растительности, выделяются два максимума хвойных пород и один климатический оптимум. Спорово-пыльцевые комплексы этого времени указывают на развитие хвойно-березовых лесов с участием широколиственных пород (*Carpinus betulus*, *Ulmus laevis*, *Tilia cordata*, *Quercus robur*, *Corilus avellana*), экзотические виды представлены только папоротником *Osmunda cinnamomea*. В составе растительности сулинского времени отсутствовали восточно-азиатские (*Betula* sect. *Costatae*) и балкано-колхидские (*Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*) географические элементы, характерные для межледниковий среднего неоплейстоцена.

В общих чертах палинологическая характеристика сулинского межледниковья сопоставляется с характеристикой известных микулинских разрезов запада и центра европейской части России, в том числе стратотипического разреза у с. Микулино Смоленской обл. (Гричук, 1961; Гитерман и др., 1975; Лийвранд, 1977).

Спорово-пыльцевые комплексы указывают на предположительные средние температуры июля 14–16 °С на севере, что примерно на 3 °С выше современных температур. В Архангельской области было на 1–2 °С теплее, чем сейчас, средне-июльские температуры составляли 16–18 °С. Количество осадков в теплое время межледниковой эпохи достигало 350–400 мм, в холодное снижалось до 150–175 мм.

В **лайский ледниковый период** (80–50 тыс. л.н.) климат был значительно холоднее, но это не вызвало покровного оледенения в регионе в связи с незначительными его масштабами. Формировались аллювиально-перигляциальные галечники и пески с многочисленными псевдоморфозами по морозобойным клиньям, другими криогенными текстурами и с фауной мелких млекопитающих. Местонахождения фауны в Большеземельской тундре характеризуют начало похолодания, когда леса, существовавшие в сулинское время, уже отступили на юг. Состав фауны грызунов указывает на сходство климата с современным – в северной части региона была распространена типичная кустарниковая тундра. В более поздний интервал лайского похолодания климат стал суровее, о чем свидетельствует анализ фауны леммингов из серии местонахождений, получила распространение арктическая тундра (Кочев, 1993). В южных местонахождениях перигляциальный аллювий содержит остатки более теплолюбивой фауны со значительным участием серых полевок.

Бызовское межледниковье (50–25 тыс. л.н.) было существенно холоднее, чем предыдущие межледниковые эпохи. Суровый климат в начале межледниковья способствовал распространению гипоарктических видов современной тундры в южные районы. Состав микротериофауны в отложениях нижних горизонтов Медвежьей Пещеры на верхней Печоре показывает, что в это время на территории господствовали сухие и холодные климатические условия. Наряду с леммингами, значительный процент составляли узкочерепные полевки и степные пищухи, что свидетельствует о явно степных чертах ландшафта (Кочев, 1993). Вопрос о ранге этого средневалдайского потепления, последовавшего за лайским оледенением,

до сих пор остается дискуссионным. Некоторые исследователи считают его соответствующим межледниковью (Серебрянный, 1978), хотя климат в это время были значительно суровее, чем в сулинское межледниковье и в межледниковые эпохи неоплейстоцена. По нашему мнению, это мегаинтерстадиал (Андреичева, Дурягина, 2005).

Анализ результатов палинологических данных по разрезам рек Вычегды (Дурягина, Коноваленко, 1993; Марченко-Вагапова, 2012) и Черной (Андреичева, Дурягина, 2005; Андреичева, Марченко-Вагапова, 2012, 2014) существенно расширил наши представления о палеогеографических условиях бызовского мегаинтерстадиала – непродолжительного и достаточно прохладного, во время которого формировались континентальные отложения, представленные аллювиальными и озерными осадками с прослоями торфа. На спорово-пыльцевых диаграммах климатические оптимумы отсутствуют, но выделяются семь фаз, отвечающих: началу бызовского времени (Bz_I), трем этапам потепления (Bz_{II} , Bz_{IV} и Bz_{VI}), разделенным двумя интервалами похолодания (Bz_{III} и Bz_V), и завершающему этапу (Bz_{VII}). Процесс изменения растительности в бызовское время представляется в следующем виде.

Начальная фаза (Bz_I) характеризует начальный этап в развитии растительности средневалдайского интервала. Состав ее отражает существование в этот период разреженных редколесий, образованных преимущественно березой с преобладанием *Betula sect. Nanae* (до 24%). Сосна и ель занимают подчиненное положение. Развита кустарничковые и травянистые ассоциации, образованные маревыми, злаковыми, полынями. Комплекс свидетельствует о похолодании и возможной аридизации климата.

В фазу раннего потепления (Bz_{II}) спорово-пыльцевой комплекс отражает некоторое потепление и более широкое развитие елово-березовых, елово-сосновых, березовых лесных группировок. Среди древесных форм наибольшее значение имеет пыльца березы *Betula sect. Albae*, ее содержание на севере изученной территории достигает 65%. В небольшом количестве, но постоянно присутствует *Betula sect. Fruticosae*, присутствие *Betula sect. Nanae* незначительно. Участие хвойных пород *Pinus sylvestris* и *Piceae* sp. возрастает, причем доля ели увеличивается в северо-восточном направлении. В спектрах южных разрезов изредка отмечаются единичные пыльцевые зерна широколиственных пород: *Tilia* sp., *Ulmus* sp., *Corylus* sp. Открытые участки были заняты разнотравными луговыми ценозами (*Ranunculaceae*, *Brassicaceae*, *Rosaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae* и *Asteraceae*) и травянистыми ассоциациями из полыней, маревых и злаков. Флора, сформированная в эту эпоху, включала в себя как бореальные, так и гипоарктические и ксерофитные перигляциальные элементы.

В фазу раннего похолодания (Bz_{III}) лесные группировки утратили свое господствующее положение, на смену им пришли редколесья, образованные березой: *Betula sect. Nanae* (до 30% в некоторых образцах), *Betula sect. Albae* и *Betula sect. Fruticosae*. Содержание пыльцы ели и сосны постепенно уменьшилось, и на севере территории они отмечены единично. Широкое развитие имели кустарничковые и травянистые ассоциации открытых мест обитаний. Большее распространение получили также болотно-тундровые формации наряду с ксерофитными сообществами, образованными полынями (до 50%), маревыми и злаками. Климат был достаточно холодным и влажным.

В фазу среднего потепления (Bz_{IV}) на исследуемой территории значительное развитие имели лесные группировки, здесь наряду с березой произрастали ель и сосна. Часть территории была занята лугами, что находит свое подтверждение в составе пыльцы травянистых растений, принадлежащей злакам и луговому разнотравью (семействам гвоздичных, лютиковых, розоцветных, астровых), а также ксерофитными перигляциальными сообществами. Полыни, маревые и осоки представлены в незначительном количестве, тогда как к северу элементов ксерофитной перигляциальной флоры становится больше. Значительную роль играли болота. Климат был достаточно влажным и бореальным.

В фазу позднего похолодания (Bz_V) основными компонентами растительного покрова являются, по-видимому, разреженные лесные сообщества. Содержание пыльцы древесных пород снижается до 13% на юге территории. На севере участие древесных форм сильно уменьшается: они либо отсутствуют в составе комплекса, либо отмечаются в незначительных количествах. Среди деревьев преобладают виды сем. *Betulaceae* (до 60%). Доля хвойных пород занимает подчиненное положение, на протяжении всего периода пыльца ели и сосны встречается примерно в равных количествах. В южных районах участие сосны постепенно возрастает (до 50%). Большое распространение наряду с ксерофитными сообществами имеют болотно-тундровые формации. Климат был холодным, но достаточно влажным.

Основным компонентом растительного покрова в фазу позднего потепления (Bz_{VI}), по-видимому, были разнообразные разреженные лесные группировки: березовые, березово-еловые, березово-сосновые на юге изучаемой территории, и березовые, сосновые и еловые редколесья – на севере. Открытые площади были заняты луговыми ценозами, что отражается в составе пыльцы травянистых растений (встречено много пыльцы злаков и разнотравья). Комплекс характеризует менее холодные климатические условия.

Конечная фаза (Bz_{VII}) вновь отражает резкое похолодание. Состав флоры этого периода свидетельствует о том, что основным компонентом растительного покрова были березовые редколесья и разнообразные кустарниковые группировки. Практически отсутствуют представители ксерофитных форм (полыней, маревых), преобладают злаки. Значительное развитие получают гигрофильные травянистые ассоциации, что близко зоне лесотундры и тундры. Такие спектры связаны с концом раннего и среднего валдая и приурочены к отложениям, предшествующим максимумам оледенений (Спиридонова, 1989).

Итак, палинологические материалы, полученные при изучении отложений бызовского межстадиального горизонта, указывают на существование в периоды потеплений ландшафтов типа современных северотаежных, а в холодные отрезки времени – тундровых ландшафтов.

Результаты палинологических исследований и радиоуглеродные датировки отложений из разреза Кыловка (бассейн р. Вычегды) показывают, что наиболее древние осадки бызовского мегаинтерстадиала имеют возраст 48 тыс. л.н., наиболее молодые – 33 тыс. л.н. (Арсланов и др., 1981). Ранее потепление приходится на интервал 47–45 тыс. л.н., позднее – на 42,5–38 тыс. л.н.

Растительные фазы бызовского мегаинтерстадиала в целом совпадают с зонами растительности, выделенными для этого времени Е.А. Спиридоновой, а также с нашими исследованиями на Европейском Северо-Востоке России. С учетом географи-

ческой зональности фазы развития растительности в бызовское время аналогичны фазам, установленным в разрезах Русской равнины, в частности в стратотипическом разрезе «Гражданский проспект» (О стратиграфии..., 1977; Спиридонова, 1983).

Температуры июля на севере региона в бызовское время составляли 10–14 °С, что в общем совпадает с современными температурами. На юге Республики Коми они были такими же (10–14 °С), что на 2–6 °С холоднее, чем сейчас. Количество осадков в теплый период достигало 350–400 мм, в холодный снижалось до 200 мм.

Непродолжительное **полярное (поздневалдайское) оледенение** (25–10,3 тыс. л.н.) было не обширным по площади, но, по мнению большинства исследователей, отличалось наиболее суровым климатом за весь неоплейстоцен. Глубокое похолодание в интервале времени 24–17 тыс. л.н. вызвало разрастание ледникового покрова. Остатки мелких млекопитающих, содержащиеся в предледниковых отложениях полярного времени в бассейне р. Шапкиной и в верхних горизонтах отложений Медвежьей Пещеры, свидетельствуют о полном господстве на исследованной территории тундровых ландшафтов: на севере региона в перигляциальной зоне – арктической тундры, а на юге – кустарниковой тундры. В составе растительности преобладали гипоарктические виды. Отложения этого времени несут следы многочисленных криогенных сингенетических деформаций.

Согласно палеогляциологическим реконструкциям, в систему поздневалдайского оледенения входили два крупных ледниковых покрова: Скандинавский и Новоземельский (Структура..., 1977). Новоземельскому ледниковому покрову в рассматриваемом регионе отвечает система краевых образований, морфологически четко отличающихся от более древних меньшими размерами, резкими очертаниями, выраженностью в рельефе и хорошей сохранностью ледниковых форм. На западе к краевым образованиям Новоземельского ледникового покрова примыкает система краевых морен, отвечающих Фенноскандинавскому ледниковому покрову.

Северная часть Большеземельской тундры перекрывалась полярным ледником, наступавшим со стороны Пай-Хоя – Новой Земли, что подтверждается особенностями литологического состава тилла в сочетании с руководящими новоземельскими известняками и с направлением ориентировки обломочного материала с северо-северо-востока на юго-юго-запад (рис. 22). В западном направлении граница его резко отклонялась к югу, ледник перекрывал бассейн Пинеги и лопастями доходил до широты г. Вологды. Особенности вещественного состава осташковского тилла из скважин Архангельской и Вологодской областей указывают на связь его с Фенноскандинавским центром оледенения (Андреичева, 2013).

В стадию деградации полярного ледника происходило формирование комплекса осадков, генетически связанных с тиллом. На суровые климатические условия конца оледенения и существование тундровых ландшафтов указывает преимущественно лемминговый состав фауны в перигляциальном аллювии р. Черной с показателем эволюционного уровня ПЭУ, равным 45 (устное сообщение В.А. Кочева). Об этом также свидетельствуют палинологические данные (Никифорова, 1980; Голубева, Марченко-Вагапова, 2010; Седиментационные обстановки..., 2014).

Результаты палинологического изучения отложений в разрезе Биостанция в бассейне Вычегды – наиболее полного разреза позднеледниковья на юге Тимано-Печоро-Вычегодского региона, позволили проследить изменения растительности

и климата от раунисского интерстадиала до позднего дриаса (Седиментационные обстановки..., 2014). Отложения, отнесенные к беллингу (Bö), изучены южнее, в разрезе Занулье-4 в бассейне р. Лузы. Для них была получена радиоуглеродная дата 13000 ± 490 л.н.

Впервые раунисское потепление (14300–13200 л.н.) – первое значительное потепление после максимальной стадии поздневалдайского (осташковского) оледенения, было выявлено на северо-западе Восточно-Европейской равнины (Стелле и др., 1975). На Европейском Северо-Востоке России это потепление фиксируется в разрезе Биостанция. В растительном покрове значительная роль принадлежит кустарникам (березам, ивам и ольховнику) и травянистым сообществам из осок, злаков, полыней и маревых. Присутствие в спектрах пыльцы ели (10% от суммы пыльцы древесных растений) может свидетельствовать о произрастании в долине Вычегды очень разреженных еловых редколесий.

Последующие похолодание и иссушение климата в раннем дриасе способствовали увеличению площадей, занимаемых перигляциально-степными формациями, где доминировали злаки (количество пыльцы составляет 50–70% от суммы пыльцы трав). На ухудшение климатических условий указывает также исчезновение из спектров пыльцы cf. *Typha*. Широкое распространение получали тундроподобные кустарниковые заросли из *Betula nana* и *Salix* sp., вытеснившие из древостоя хвойные редколесья.

В позднеледниковье выделяются два теплых (интерстадиалы бёллинг и аллерёд) периода и два холодных (стадиалы средний и поздний дриас). В бассейне р. Вычегды потепления вызывали увеличение присутствия ели в составе островных лесов. Южнее (в бассейне р. Лузы) широкое развитие имели березовые леса с сосной. Большую роль в составе растительности играли разнообразные кустарниковые группировки, образованные березой *Betula* sect. *Fruticosae*, *Betula nana*. В спорово-пыльцевых комплексах бёллинга велико участие пыльцы древесных пород, составляющей 94% всех отмеченных форм. Среди них доминирующее значение имела *Betula* sect. *Albae*, единично участие *Pinus sylvestris*.

Состав спорово-пыльцевых спектров и находки пыльцы рогоза (*Typha latifolia*) позволяют сделать предположение о том, что июльские температуры в аллерёде приближались к современным. Это согласуется с результатами палинологических исследований на территориях Западной Сибири и Восточно-Европейской равнины. Ранее пыльца рогоза в спектрах аллерёда была обнаружена при изучении торфяника Жуковское на юго-востоке таежной зоны Западной Сибири, в междуречье Оби и Томи. По мнению О.К. Борисовой с коллегами (Ландшафтно-климатические изменения..., 2005), тот факт, что в пределах современного ареала этого вида температуры июля не опускались ниже 14 °С, свидетельствует о достаточно высоких июльских температурах в аллерёде. В пределах территории наших исследований в настоящее время ареал этого вида охватывает бассейны рек Вычегды и Выми, где максимальные летние температуры составляют 16–17 °С. О летних температурах в аллерёде, близких к современным, свидетельствуют палинологические данные и палеоклиматические реконструкции на территории Русской равнины. По результатам исследований разреза Понизовье на севере Смоленской области установлено, что значения июльских температур были ниже современных на 1 °С. При этом январские температуры были на 8 °С ниже, чем в настоящее время. В аллерёде имело

место значительное потепление, на которое приходились наиболее высокие температуры. Тем не менее климат все еще был более континентальным, холодным и сухим, чем сейчас (Главные этапы..., 1965; Borisova, Zelikson, 1995; Борисова, 2008). Палинологические данные по разрезу Биостанция свидетельствуют об аналогичной тенденции динамики климата на юге Тимано-Печоро-Вычегодского региона.

По мнению В.А. Климанова (1995), в аллереде средние температуры июля на территории Республики Коми были примерно на 2 °С ниже по сравнению с современными, среднегодовые температуры – на 1–2 °С в подзоне средней тайги и на 4 °С в подзоне северной тайги.

Состав спектров осадков среднего и позднего дриаса указывает на господство перигляциального ландшафта со злаково-полынно-маревыми сообществами и болотно-тундровыми группировками из карликовой березки, ивы и ольховника при обилии осок. Территории, занятые редколесьями, резко сокращались, а роль ели в их составе уменьшалась, особенно в позднем дриасе.

4.2. Растительность и климат в голоцене

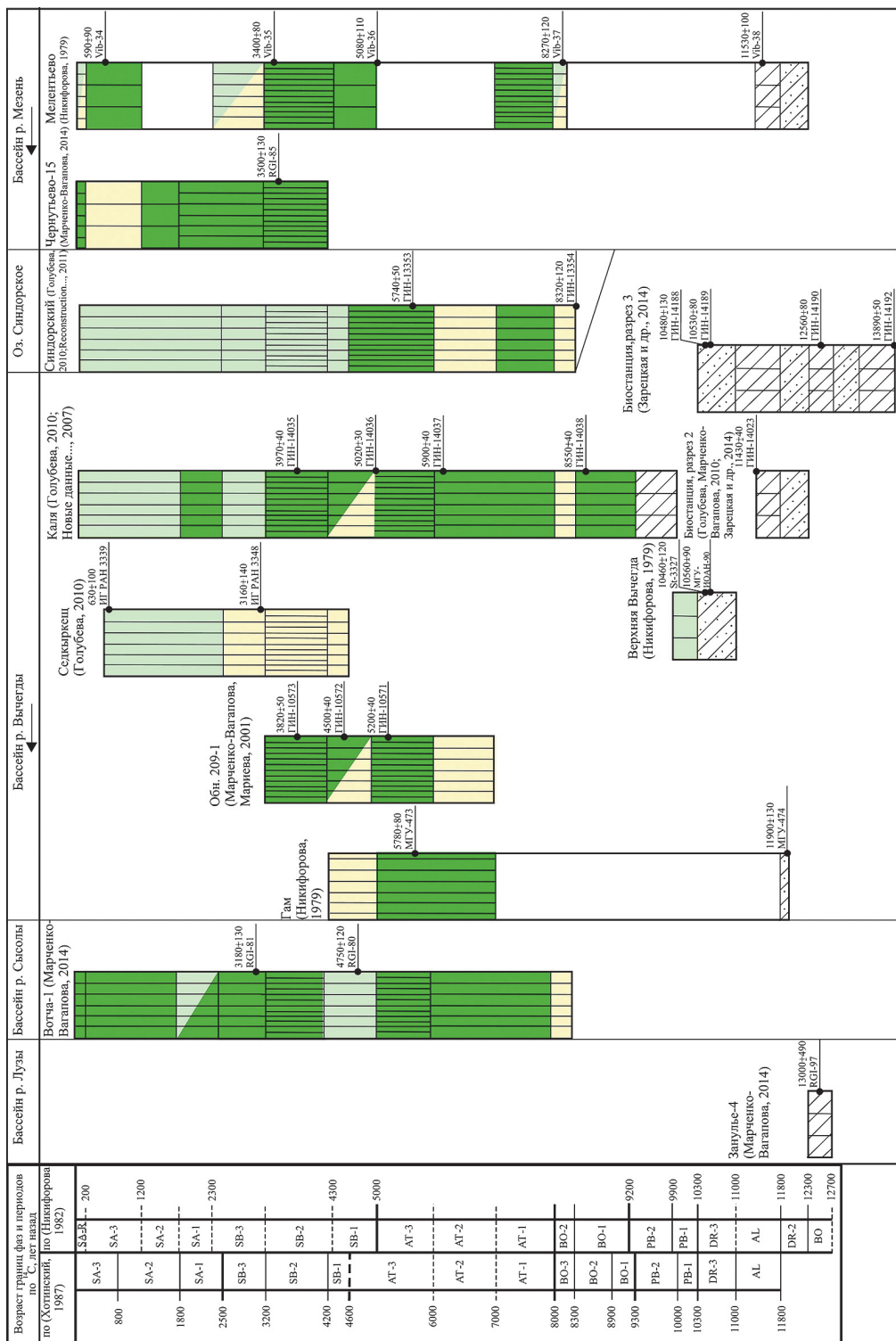
Голоцен Печорской низменности исследовали Т.И. Смирнова (1966), В.К. Немкова (1976), Л.Д. Никифорова (1980) и Ю.В. Голубева (2010). На Полярном и Приполярном Урале работали Г.Н. Сурова и Л.С. Троицкий (1971), на Среднем Тимане – Н.И. Непомилуева и Д.А. Дурягина (1990), в бассейнах рр. Вычегды и Сысолы – Л.М. Потапенко (1975), Л.Д. Никифорова (1980), Л.А. Коноваленко (Волокитин, Коноваленко, 1988), Д.А. Дурягина (Марченко, Дурягина, 1996), Н.А. Мариева (2000; Марченко-Вагапова, Мариева, 2001), О.К. Борисова (Сидорчук и др., 1999; Lateglacial..., 2001), Ю.В. Голубева (2010; Седиментационные обстановки..., 2014) и Т.И. Марченко-Вагапова (2014), в бассейне р. Большой Роговой – Д.А. Дурягина (Марченко, Дурягина, 1996), в бассейне р. Мезени – Э.И. Девятова (Девятова, Лосева, 1964), Л.М. Потапенко (1975), Л.Д. Никифорова (1980), Т.И. Марченко-Вагапова (2014).

С целью установления палеоклиматических и палеогеографических закономерностей в голоцене Тимано-Печоро-Вычегодского региона нами обобщены результаты палинологического изучения голоценовых отложений, датированных радиоуглеродным методом. Анализ спорово-пыльцевых данных в комплексе с радиоуглеродным датированием позволил провести корреляцию синхронных спектров и хронологически корректно воссоздать ландшафтно-климатические изменения в позднеледниковье и голоцене в современных подзонах средней и северной тайги (рис. 55, 56).

Рис. 55. Корреляционная схема развития растительности в опорных разрезах позднеледниковья и голоцена в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе (современная подзона средней тайги).

1 – южная тайга, 2 – средняя тайга, 3 – северная тайга, 4 – лесотундра, 5 – тундра, 6–8 – перигляциальный растительный комплекс: 6 – с преобладанием редколесий, 7 – с преобладанием лесотундровых элементов, 8 – с преобладанием тундровых элементов, 9 – темныхвойные леса (ель, пихта), 10 – светлыхвойные леса (сосна), 11 – мелколиственные леса (береза)





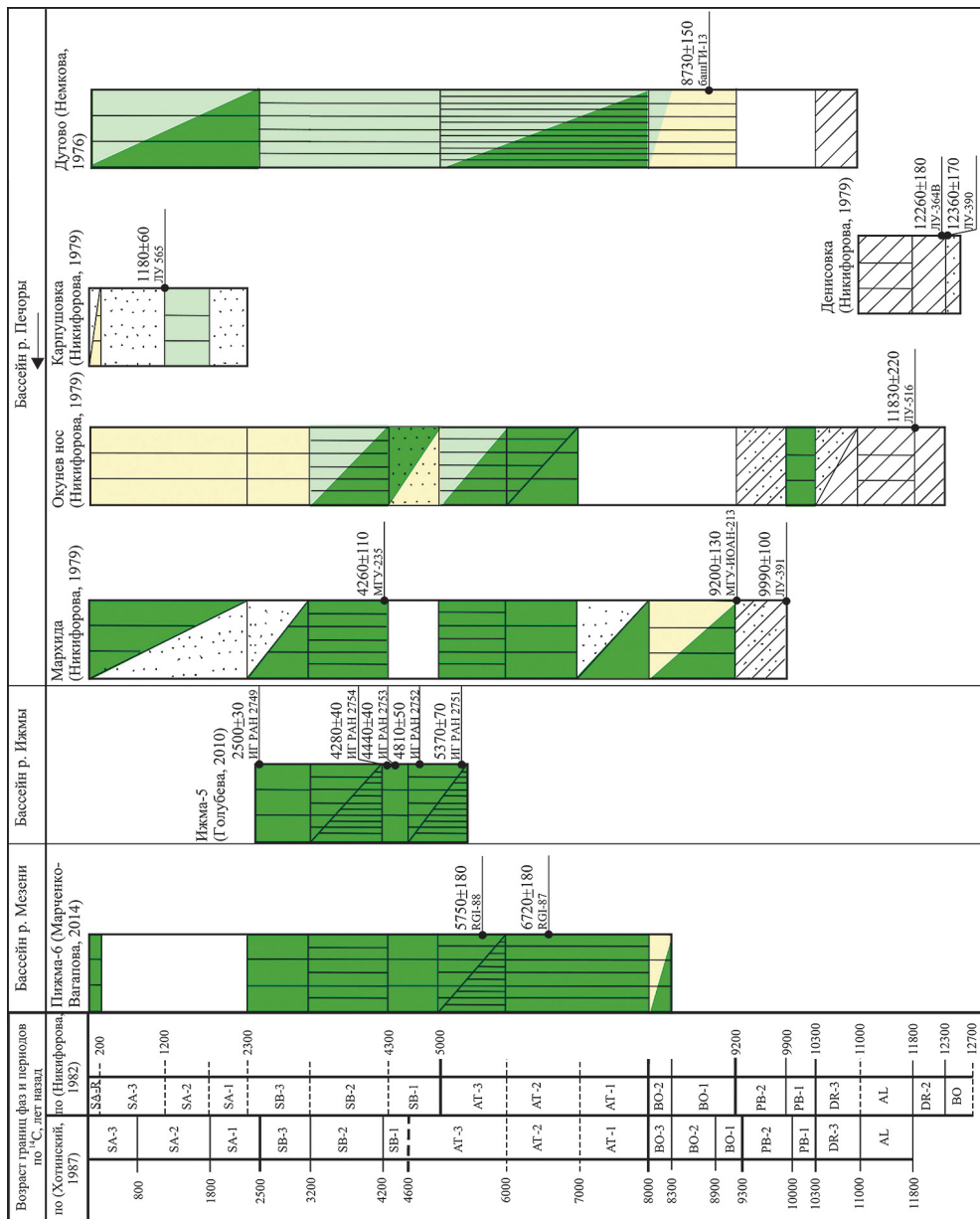


Рис. 56. Корреляционная схема развития растительности в опорных разрезах позднеледниковья и голоцена в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе (современная подзона северной тайги). Усл. обозначения см. на рис. 55

Пребореальный период (9300–10300 л.н.) характеризуется двухфазным развитием растительности. В первой половине периода (РВ-1) сначала в современной подзоне средней тайги (бассейн Вычегды), а затем в северных районах (бассейн Печоры) массово распространились лесные формации. В долине Вычегды господствовали сосновые леса с участием ели и березы. В растительном покрове Среднего Тимана получили распространение редколесья из ели, березы, лиственницы сибирской *Larix sibirica*. В дальнейшем, на протяжении голоцена, в составе лесов этого района лиственница принимала постоянное участие, в настоящее время здесь она образует самые крупные массивы равнинных лиственничных лесов (Непомилуева, Дурягина, 1990). Пребореальный период в долине Печоры связан с развитием еловых и березовых редколесий. Растительность еще сохраняла черты перигляциального комплекса с преобладанием тундровых элементов и сообществ из злаков, полыней и маревых. Во второй половине периода (РВ-2) частично восстановился перигляциальный комплекс растительности и сократилась роль лесных формаций, которые вытеснялись зарослями из кустарниковых берез и полынно-маревых группировок. Тундровые и травянистые сообщества распространились до широтного отрезка Печоры и долины Пезы. В южных районах, на междуречье Мезени и Вычегды, продолжали преобладать древесные формации, в составе которых увеличилась роль березняков и уменьшилось значение сосновых лесов (Никифорова, 1980). Об этом свидетельствуют и данные по разрезу Каля, указывающие на развитие в бассейне Вычегды березняков при широком распространении кустарниковых и травянистых ассоциаций из полыней, злаков и маревых (Голубева, 2010). Подобное развитие растительности позволяет выявить в рамках периода раннепребореальное потепление и позднепребореальное похолодание, являющиеся аналогами Половецкого потепления и Переславского похолодания на Русской равнине (Хотинский, 1969).

Бореальный период (8000–9300 л.н.) изучен в разрезах Синдорский и Каля, сложенных болотными осадками (Голубева, 2010), а также в бассейне р. Вымь и на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы. Для отложений из этих разрезов получены две ^{14}C даты – 8550 ± 40 л.н., ГИН РАН-14038 и 8320 ± 120 л.н., ГИН РАН-13354. В начале периода (ВО-1) на юге, в бассейне р. Вычегды, произрастали таежные еловые леса. Следует заметить, что западнее, в Архангельской области и в Карелии, в составе этих лесов впервые в голоцене появились широколиственные породы (вяз, липа, лещина), а их северная граница располагалась около 64° с.ш. (Никифорова, 1980; Елина и др., 2000). Севернее, в бассейне р. Вымь, были распространены темнохвойные леса. В качестве постоянной примеси присутствовали сосна, береза, ольха, ива. Такому развитию растительности способствовало раннебореальное потепление климата. Средние температуры июля и года на территории исследований впервые приблизились к современным и даже превышали их примерно на $0,5^\circ\text{C}$. Во второй половине периода (ВО-2) произошло похолодание, которое отразилось на составе растительности. В бассейнах рек Сысолы и Выми темнохвойные леса приобрели более осветленный характер. Участие ели сократилось, увеличилась доля сосны, ольхи, возросла роль древовидной и кустарниковой берез, из состава лесов исчезли широколиственные породы (Никифорова, 1980; Марченко, Дурягина, 1996). Севернее, на водоразделе рек Мезени и Печорской Пижмы, распространились осветленные северотаежные березовые леса, сократилась роль ели и сосны. Широко представлены травянистые

ассоциации из мезофильного разнотравья и сообщества из папоротников сем. Polypodiaceae. Средние температуры июля и года на территории исследований понизились по сравнению с ранним бореалом примерно на 1–1,5 °C (табл. 21).

Атлантический период (4600–8000 л.н.) выделен в разрезах оз. Синдорское в бассейне р. Вычегды, в долине Ижмы и на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы. В раннеатлантическое время (АТ-1) в бассейнах рек Сысолы и Вымы, а также на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы широкое развитие получили темнохвойные еловые леса с заметным участием сосны, березы, присутствием пихты. На юге региона отмечены широколиственные породы (*Ulmus* sp., *Quercus* sp., *Tilia* sp.). Среднемесячная температура июля составляла около 16–17,5 °C в южных районах и 14,5–16 °C – на севере территории. Среднегодовые температуры не превышали 0–1,5 °C и 0–(–2) °C соответственно. В середине атлантического периода в бассейне Вычегды в составе лесов увеличилась роль березняков за счет сокращения еловых лесов, уменьшилось участие широколиственных пород (Голубева, 2007, 2008). На севере региона (¹⁴C дата в разрезе Пижма-6 6720±180 л.н., RGI-87 ЦИИ ВСЕГЕИ) были распространены темнохвойные лесные группировки, значительно возросло участие березы. Широколиственные породы не отмечены, что указывает на похолодание климата. Средние температуры июля и года понизились по сравнению с ранним атлантиком приблизительно на 0,5 °C. В конце периода (АТ-3) на юге (¹⁴C дата в разрезе Синдорский 5740±50 л.н., ГИН РАН-13353) еловые леса сменились южнотаежными (сосна, ель с участием пихты и березы). Заметное распространение получили широколиственные породы (дуб, вяз, орешник). Согласно данным Н.А. Мариевой и Т.И. Марченко-Вагаповой (2002), в бассейне р. Лузы произрастали подтаежные широколиственно-хвойные леса. В северных районах на водоразделе рек Мезени и Печорской Пижмы (¹⁴C дата в разрезе Пижма-6 5750±180 л.н., RGI-88 ЦИИ ВСЕГЕИ) широкое развитие получили южнотаежные темнохвойные еловые и сосновые леса с участием широколиственных пород. В районе р. Ижмы (¹⁴C дата 5370±70 л.н., ИГ РАН-2753) доминировали березняки и сосновые леса с примесью ольхи, пихты и широколиственных пород (Голубева, Буравская, 2008). На последнюю треть периода приходились наиболее высокие температуры июля и года, которые на исследуемой территории превышали современные температурные показатели на 2–3 °C и 2–3,5 °C соответственно.

Суббореальный период (2500–4600 л.н.) характеризуется трехфазным развитием растительности. В раннесуббореальное время (SB-1) на юге, в районе оз. Синдорское (в разрезе Вотча-1 ¹⁴C дата 4750±120 л.н., RGI-80 ЦИИ ВСЕГЕИ), произрастали березово-еловые леса, из которых постепенно исчезали широколиственные породы и сокращалась роль еловых лесов. На севере, в бассейне р. Ижмы (¹⁴C дата 4440±40 л.н., ИГ РАН-2753) доминировали березово-еловые леса (Голубева, Буравская, 2008). По данным Л.Д. Никифоровой (1980), в долине Печоры максимальный расцвет получил ольховник, существенную роль играла кустарниковая береза. Тундровые группировки расширились за счет сокращения лесной растительности и стали господствующими формациями на севере. Раннесуббореальные спектры указывают на значительное похолодание климата, которое отразилось в понижении температур июля на 0,5 °C и года – на 0,5–1 °C. Среднесуббореальное потепление (SB-2) проявилось на достаточно обширной территории. На юге региона (¹⁴C дата в разрезе 3Б-Седкыркеш 3160±140 л.н., ИГ РАН-3348; в разрезе

Характеристика растительности и климата в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе в голоцене

Возраст границ зон по ^{14}C	Зоны	60–64° с.ш., 47–66° в.д. современная подзона средней тайги		64–66° с.ш., 47–66° в.д. современная подзона северной тайги	
		Характеристика растительности	Средняя температура, °С	Характеристика растительности	Средняя температура, °С
			июля		июля
800	SA-3	Северотаежные елово-березовые леса	14,5–16	Северотаежные леса, лесотундра	12–14,5
1800	SA-2	Среднетаежные сосновые и тем- нохвойные леса	15–17	Северотаежные еловые и сосновые леса	13–15
2500	SA-1	Среднетаежные леса. Сократилось значение ели	14,5–16,5	Северная тайга. В северной части - лесотундра	11–14,5
3200	SB-3	Сократилась роль ели и широко- лиственных	15–17	Увеличилась роль ерниковых за- рослей	13–15
4200	SB-2	Южнотаежные еловые леса с со- сной и березой, пихтой, ольхой и широколиственными	17–18	Среднетаежные еловые леса с пихтой, ольхой и широколиствен- ными	15–17
4600	SB-1	Березово-еловые леса среднета- ежного типа, выпали широколи- ственные	14,5–17	Северотаежные березово-еловые леса с ольхой, еловые и березовые редколесья	12,5–14,5
6000	AT-3	Южнотаежные еловые леса с участием пихты, лиственницы. Максимальное распространение получали широколиственные (дуб, вяза, орешник, липа)	17,5–18,5	Еловые, березовые и сосновые леса среднетаежного типа	16–17,5
			1,5–2,5		0–1,5

Возраст границ зон по ^{14}C	Зоны	60–64° с.ш., 47–66° в.д. современная подзона средней тайги		64–66° с.ш., 47–66° в.д. современная подзона северной тайги	
		Характеристика растительности	Средняя температура, °С июля	Характеристика растительности	Средняя температура, °С июля
700	АТ-2	Увеличилась роль березняков, уменьшилось участие широколи- ственных пород	15,5–17	Возросло значение ерниковых зарослей	14,5–15,5 (–0,5)–(–2)
8000	АТ-1	Темнохвойные леса среднетаежно- го типа	16–17,5	Березовые леса сменились севе- ротаежными еловыми лесами с березой	14,5–16 (–2)–0
8300	ВО-2	Леса приобрели осветленный северотаежный облик. Березовые и еловые леса с сосной	14,5–16,5	Увеличилась роль древовидной березы, выпадали из состава лесов широколиственные породы	12,5–14,5 (–2)–(–5)
9300	ВО-1	Еловые и сосновые среднетаежные леса. Впервые появились широко- лиственные	15,5–17,5	Еловые и березовые северотаеж- ные леса с сосной	13,5–15,5 (–1)–(–3)
10000	РВ-2	В составе лесов увеличилась роль березняков. Развитие получили ерниковые заросли и травянистые сообщества из злаков, полевой и маревых	13	Уменьшилась роль лесных фор- маций за счет распространения ерниковых зарослей и польноно- маревых группировок	10–12 –7
10300	РВ-1	Сосновые леса с примесью ели и березы (северная тайга)	14	Еловые и березовые редколесья с перигляциальными группировка- ми из злаков, полевой и маревых (лесотундра)	11–13 (–4)–(–6)

Каля 3970±40 л.н., ГИН РАН-14038; Вотча-1 3180±180 л.н., RGI-81 ЦИИ ВСЕГЕИ) преобладали южнотаежные леса с пихтой. Среди широколиственных пород отмечены представители *Ulmus* sp., единично – *Tilia* sp. и *Quercus* sp. Участие осоковых и растений, предпочитающих обводненные участки обитания (Lythaceae – дербенниковые, Menyanthaceae – вахтовые, *Alisma* sp. – частуха и *Sparganium* sp. – ежеголовник), указывает на большую увлажненность территории. Л.Д. Никифоровой (1980) установлено, что западнее, в Архангельской области (бассейн р. Виледь), пихта имела максимальное распространение за весь голоцен и обнаружена даже в разрезах у Полярного круга, а общая сумма пыльцы широколиственных пород для полосы 61–64° с.ш. достигала 17%, что в два-три раза больше, чем в атлантическом периоде, указывает на развитие широколиственно-хвойноподтаежных лесов. Севернее, в бассейнах рек Мезени (¹⁴C дата в разрезе Чернутьево-15 3500±180 л.н., RGI-85 ЦИИ ВСЕГЕИ) и Ижмы (4280±40 л.н., ИГ РАН-2754), на водоразделе Мезени и Печорской Пижмы широкое распространение получили темнохвойные леса с господством ели, со значительной примесью сосны, березы, ольхи и незначительным участием представителей неморальной флоры: вяза, дуба, липы. Наличие в спектрах пыльцы широколиственных пород (липы, лещины, дуба и вяза) может свидетельствовать о расположении здесь северной границы подзоны южной тайги. По мнению Л.Д. Никифоровой, специфической особенностью развития природной среды Европейского северо-востока является значительное потепление в середине суббореального периода. Согласно нашим данным, потепление в суббореальное время проявилось не столь сильно и имело, вероятно, подчиненное значение по отношению к позднеатлантическому потеплению. Тем не менее они не противоречат выводу Л.Д. Никифоровой о простирании подзоны южной тайги до 64–65° с.ш. Средняя температура июля составляла около 17–18 °С на юге и 16–17 °С – в северных районах, что на 1,5–2 °С выше, чем в настоящее время. Значения среднегодовых температур превышали современные на 1,5–2,5 °С. В конце суббореала (SB-3) уменьшилась роль широколиственных пород, кедра и пихты (¹⁴C дата в бассейне р. Ижмы 2500±30 л.н., ИГ РАН-2749). Летние и среднегодовые температуры по сравнению со средним суббореалом понизились на 1,5–2 °С.

Субатлантический период (2500 л.н. – по настоящее время) характеризуется трехфазным развитием растительности. Отложения этого периода, вскрытые в разрезах Седкыркеш, Каля и Синдорский и расположенные в подзоне средней тайги, имеют радиоуглеродную датировку в разрезе Седкыркеш 630±100 л.н., ИГ РАН-3339. Здесь получили развитие елово-березовые и березовые леса. Для спектров характерно присутствие единичных зерен широколиственных пород и повышенное количество пыльцы сосны. Расчленив субатлантические осадки удалось в разрезе Каля. В начале периода (SA-1) в древостое сократилась доля ели и возросла роль сосняков и березняков. Температуры июля были холоднее современных на 0,5 °С в южных районах и на 1,5 °С – на севере. Среднегодовые температуры были ниже на 1–1,5 °С. В середине периода (SA-2) получили развитие темнохвойные леса. В нижнем течении р. Вычегды были распространены южнотаежные темнохвойные леса наряду со средне- и южнотаежными сосновыми (Lateglacial..., 2001). Этому способствовало наступившее потепление – так называемый малый климатический оптимум (Климанов, 1989). Климат приближался к современному. В это время

температурные условия не достигали уровня максимального потепления голоцена, но являлись заметным климатическим событием прошлого. К концу субатлантика (SA-3) в составе древостоев возросла роль березы, что было вызвано похолоданием. Оно проявилось на всей территории Северной Евразии, но наиболее сильно в северных регионах (Волкова и др., 1989; Климанов, Сирин, 1997; Velichko et al., 1997; Елина и др., 2005), что привело к сокращению лесных сообществ и увеличению в бассейне р. Мезень редколесий, сформированных в основном березой, сильно

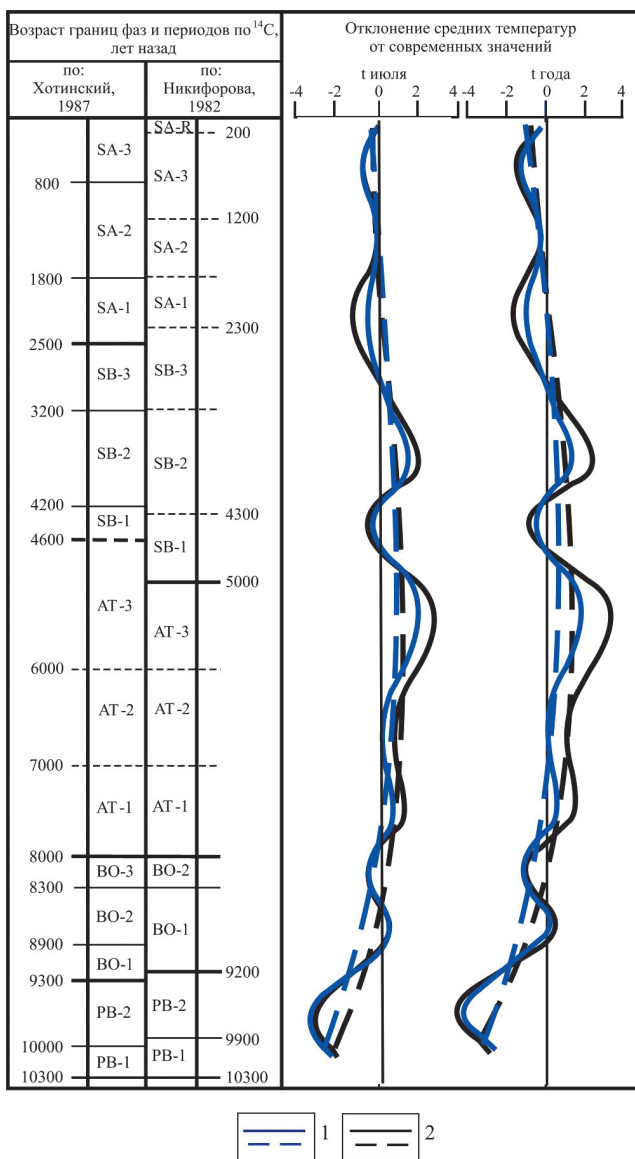


Рис. 57. Палеотемпературные кривые (сплошные линии) и тренды (штриховые линии) для подзон средней и северной тайги в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе.

1 – средняя тайга, 2 – северная тайга

заросших папоротником. Южнее (бассейн р. Вымь) развивались елово-сосновые, сосновые, елово-березовые леса.

Самый холодный интервал XX в. (1911–1930 гг.), явившийся переходом между завершением малого ледникового периода и современным потеплением, весьма сходен с похолоданием раннего субатлантика. Так, для территории Северной Евразии совпадают отклонения средних температур года и июля от современных значений. В пределах Республики Коми в современной подзоне средней тайги летняя температура в это время была ниже на 0,5 °С, а в современной северотаежной зоне – на 1 °С (Клименко, 2004).

Для определения общей тенденции изменений температур проведена статистическая обработка результатов по методике С.С. Савиной и Н.А. Хотинского (1982). На рис. 57 показана корреляция отклонений реконструированных нами количественных характеристик климата голоцена – средних температур июля и года, от их современных значений. Амплитуда отклонения климатических характеристик была на севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона больше, чем на юге. Выявленная закономерность согласуется с результатами по равнинным территориям Северной Евразии (Климанов, 1994; Изменение климата..., 1999; Величко и др., 2000).

Таким образом, от позднеледниковья к оптимуму голоцена, на который приходились максимальное количество осадков и наиболее высокие температуры, имело место направленное потепление, после чего последовало направленное похолодание, представляя собой климатический ритм голоцена. Рассматривая голоцен как модель современной межледниковой эпохи и сопоставляя его климатический ритм с реконструкциями палеоклиматических условий формирования отложений в межледниковые эпохи неоплейстоцена на данной территории (Андреичева, Марченко-Вагапова, 2003, 2004; Андреичева и др., 2006; Андреичева, Голубева, 2008; Голубева, 2008), выявлена устойчивая тенденция к похолоданию климата: температуры в оптимумы предыдущих межледниковий были выше, чем температуры в оптимум голоцена. В настоящее время мы живем в конце потепления голоценового времени, палеогеография которого практически не отличается от прошлых межледниковых эпох, закономерно сменявшихся ледниковыми. Ритмический характер смен ледниковых и межледниковых эпох в неоплейстоцене позволяет сделать вывод об устойчивой тенденции к похолоданию климата. Предполагаемое похолодание, по мнению некоторых исследователей, может быть сравнимо с малым ледниковым периодом. Согласно данным А.А. Величко (Изменение климата..., 1999), скорость похолодания резко усиливается: если за основную, 50-миллионную историю кайнозоя среднеглобальная температура понизилась на 2–2,5 °С, то за последние 4 млн лет – на 3–3,5 °С, т.е. на этом коротком отрезке времени скорость снижения температуры возросла более чем на порядок.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексное детальное изучение четвертичных отложений из скважин и береговых обнажений на обширной территории Тимано-Печоро-Вычегодского региона сделало возможным воссоздание палеогеографических обстановок формирования осадков в неоплейстоцене и голоцене. Литологические особенности отложений позволили выявить их фациально-генетическую принадлежность. На основе исследования вещественного состава разновозрастных горизонтов тиллов сделан вывод об их формировании за счет разных терригенно-минералогических провинций: Северо-Восточной и Северо-Западной.

Так, на основе детального литологического анализа подтверждена связь нижне-неоплейстоценового помусовского тилла с Северо-Западной терригенно-минералогической питающей провинцией. На это указывает как ориентировка удлиненных обломков в выходах помусовского тилла с северо-запада на юго-восток, так и присутствие в нем обломков пород северо-западного сноса.

Важными чертами среднеоплейстоценового печорского оледенения в регионе являются довольно устойчивое юго-западное направление движения льда и особенностями минерального и петрографического составов тилла. Покровный ледник продвигался из Пайхой-Новоземельского центра оледенения.

Особенностью палеогеографии вычегодского оледенения среднего неоплейстоцена является существование в западной и восточной частях Тимано-Печоро-Вычегодского региона ледниковых покровов различных центров. Связь этого тилла на большей части региона с Фенноскандинавским центром оледенения подтверждается как минералого-петрографическим составом, так и юго-юго-восточной ориентировкой удлиненных обломков пород. На крайнем северо-востоке региона и на средней Печоре вычегодский тилл формировался за счет обломочного материала Полярного и Приполярного Урала.

Во время образования полярного тилла на территорию распространения поздневалдайского оледенения материал поступал из районов Пай-Хоя-Новой Земли и, вероятно, шельфов Баренцева и Карского морей. На западе региона – в нижнем течении р. Шапкиной, терригенный материал для образования полярного тилла поставлялся из Фенноскандинавской питающей провинции. Об этом свидетельствуют и литологические особенности этого тилла.

Изучены палинологические спектры межледниковых четвертичных отложений из скважин и береговых обнажений на севере Европейской России. Выявленные спорово-пыльцевые комплексы и фазы изменения растительности сопоставлены с

установленными Д.А. Дурягиной и Л.А. Коноваленко (1993) палинологическими критериями. В комплексе с изучением вещественного состава тиллов и микротериофауны из перигляциальных осадков это позволило провести стратиграфическое расчленение разрезов неоплейстоцена.

Самые существенные изменения палеосреды в четвертичное время были связаны с неоднократными наступаниями и отступаниями покровных ледников, являющихся показателями изменения климата. На основании установленного родионовского возраста межморенных осадков, залегающих между печорским и вычегодским горизонтами тиллов, подтверждено двукратное оледенение севера Европейской России в среднем неоплейстоцене.

Проведена реконструкция растительности и климатических условий межледниковий. Выявлены колебания температуры во время климатических оптимумов неоплейстоцена. Воссозданы природно-климатические условия формирования отложений в межледниковые эпохи среднего и позднего неоплейстоцена.

Климат в вишерское межледниковье был теплее современного. Температуры июля в регионе достигали 18–20 °С, что на 2–4 °С выше современных температур на юге и на 6 °С – на крайнем севере региона. Осадков в теплое время выпадало 350–400, а в холодное – 150–175 мм.

В среднем неоплейстоцене во время чирвинского межледниковья, климат также неоднократно изменялся, фиксируются два климатических оптимума. Климат был теплым и влажным. На севере региона температуры июля были на 2–4 °С теплее, чем сейчас, и составляли 14–16 °С. На юге температуры июля достигали 16–18 °С, что выше современных на 1–2 °С. В теплое время количество осадков составляло 255 мм, в холодное оно не превышало 50–75 мм, в восточном направлении возрастало до 175 мм.

Для родионовского межледниковья характерны также два климатических оптимума. Произрастали березовые и сосновые леса с елью, экзотами и широколиственными породами. Средние температуры июля на севере Тимано-Печоро-Вычегодского региона были на 4 °С выше современных температур и составляли около 16 °С. На юге температуры июля тоже на 1–2 °С превышали современные (16–18 °С). Количество осадков в теплое время достигало 300–400 мм, в холодное уменьшалось до 175–200 мм.

Во время довольно теплого сулинского межледниковья выделяется один климатический оптимум, максимальное развитие имели хвойные породы. Температуры июля на севере были на 3 °С выше современных температур и составляли 14–16 °С. Количество осадков в теплое время достигало 400 мм, в холодное снижалось до 150–175 мм.

Бызовская межледниковая эпоха была самой холодной из межледниковий. Климатические оптимумы отсутствуют. Температуры июля на севере региона составляли 10–14 °С, что соответствует современным температурам. На юге они были такими же (10–14 °С), что на 2–6 °С холоднее, чем сейчас. Количество осадков в теплый период достигало 350–400 мм, в холодный уменьшалось до 200 мм.

Ход климатических событий в голоцене (ритмичное чередование теплых и холодных периодов) практически повторяет таковой в неоплейстоцене (чередование межледниковых и ледниковых эпох). Во время раннебореального потепления на юге средние температуры июля и года впервые приблизились к современным. На

севере июльские температуры превышали современные примерно на 1 °С, среднегодовые были ниже на 0,5 °С. Во второй половине периода средние температуры июля на территории Республики Коми понизились еще примерно на 0,5–1 °С, среднегодовые температуры – на 2–2,5 °С.

Атлантический климатический период характеризуется как теплый и влажный. В раннеатлантическое время среднемесячная температура июля составляла около 16,5–17 °С в южных районах и 15,5–16,5 °С – на севере территории. Среднегодовые температуры достигали соответственно 0–(–2) °С и (–2)–(–4,5) °С. В середине атлантического периода произошло незначительное похолодание. Средние температуры июля и года понизились по сравнению с ранним атлантиком незначительно, приблизительно на 0,5 °С. В позднеатлантическое время наступил климатический оптимум. Максимальное количество осадков и наиболее высокие температуры июля и года приходятся на последнюю треть периода. На исследуемой территории они превышали современные температурные показатели на 2,5–3,5 °С и 2–3 °С соответственно.

В раннесуббореальный период произошло похолодание, которое отразилось в резком понижении температур июля на 2,5–4,5 °С и года на 4–5 °С. В середине суббореального периода средняя температура июля составляла около 17–18 °С на юге и 16–17 °С – в северных районах, что на 2–3 °С выше по сравнению с настоящим временем. Значения среднегодовых температур превышали современные на 2,5–3 °С. В конце суббореала летние температуры по сравнению с предыдущим периодом стали ниже на 2–2,5 °С, среднегодовые температуры – на 4–5 °С.

Субатлантический период подразделяется на четыре фазы. В течение первой фазы температуры июля были ниже современных на 0,5 °С в южных районах и на 3 °С – в северных. Среднегодовые температуры были ниже на 2,5–3 °С. В следующую фазу (малый климатический оптимум) климат приближался к современному, временами был теплее и суше. Последовавшее похолодание сопоставляется с «малой ледниковой эпохой» XVI–XIX вв. Она проявилась на всей территории Северной Евразии: наиболее сильно в северных регионах и несколько меньше в южных. Последняя фаза отражает переход к настоящему времени (SA–R).

Сделан вывод об устойчивой тенденции к похолоданию климата в Тимано-Печоро-Вычегодском регионе. В настоящее время мы живем в конце потепления голоценового времени, палеогеография которого практически не отличается от прошлых межледниковых эпох, закономерно сменявшихся ледниковыми. Ритмический характер смен холодных (ледниковых) и теплых (межледниковых) эпох в неоплейстоцене позволяет предположить возможность возникновения нового покровного оледенения. Несмотря на то, что определенный отпечаток на изменения климата накладывает антропогенное влияние, тенденция похолодания климата, по нашему мнению, будет сохраняться в обозримом будущем.

CONCLUSION

A comprehensive detailed study of the Quaternary deposits in the sections of boreholes and river outcrops over a wide area of the Timan-Pechora-Vycheгда region has been carried out. It is possible to reconstruct paleogeographic environments during the Neopleistocene and Holocene. The lithological traits of deposits allowed to reveal their facies-genetic types. The composition of till horizons with different age has been studied. It was concluded that they were formed from different terrigenous-mineralogical provinces: Northeastern and Northwestern.

Thus, on the basis of detailed lithological analysis the connection of the Pomusovo till of Lower Neopleistocene with the northwestern terrigenous-mineralogical province was confirmed. This is indicated by the clast fabric analysis in the outcrops of the Pomusovo till showing NW-SE orientation and the presence of rock fragments from the northwestern provenance in the till.

Important features of the Middle Neopleistocene Pechora glaciation in this region are a relatively stable southwestern direction of ice movement, mineral and petrographic characteristics of till composition. The ice sheet moved from Pay-Khoy – Novaya Zemlya glacial center.

An important paleogeographic feature of the Middle Neopleistocene Vycheгда glaciation is the existence of ice sheets in the western and eastern parts of the Timan-Pechora-Vycheгда region moved from different centers. The connection between this till on the most part of the region with the Fennoscandian glacial center was confirmed by the mineralogical and petrographic composition and south-southeastern orientation of clast fabric. In the extreme north-east of the region and in the middle Pechora River the Vycheгда till was accumulated from clastic materials coming from the Polar and Subpolar Urals.

During the sedimentation of the Polar till within the Late Valday glaciation in the region the clastic material came from areas of the Pay-Khoy – Novaya Zemlya and, probably, from the shelf of the Barents and Kara Seas. In the western part of the region – in the lower Shapkina River, the terrigenous material for the Polar till was supplied from the Fennoscandian provenance as it was concluded by the lithological features of this till.

The palynological spectra were studied from the Quaternary interglacial sediments obtained from boreholes and river outcrops in the north of European Russia. Identified spore-pollen assemblages and phases of vegetational changes were compared with palynological criteria established by D.A. Duryagina and L.A. Konovalenko (1993). This

allowed to quite reasonably conduct a stratigraphic division of the Neopleistocene sections together with the study of material composition of tills and microteriofauna from the periglacial sediments.

The most significant environmental changes during the Quaternary were associated with repeated advances and retreats of ice sheets, which are the indicators of climate change. The presence of interglacial sediments of Rodionovo age between two tills horizons supports the idea about two glaciations in the Middle Pleistocene – the Pechora and Vychegda.

The vegetation and climatic conditions of interglacials were reconstructed. The variations of temperature during the Neopleistocene climatic optima were revealed. The environmental and climatic conditions of the interglacial periods of the Middle and Late Neopleistocene were reconstructed.

The climate of the Vishera interglacial was warmer than at present. July temperatures in the region were up to 18–20 °C that 2–4 °C above modern temperatures in the south and 6 °C – in the far north of the region. During the warmer months precipitation was 350–400 mm, and in the cold season – 150–175 mm.

In the Middle Neopleistocene, during the Chirvino interglacial, the climate also changed several times with two climatic optima. The climate was warm and humid. The July temperatures were 14–16 °C in the north of the region, that is 2–4 °C warmer than now. In the south the July temperature reached 16–18 °C that is 1–2 °C higher than modern temperatures. Precipitation during the warm season was 255 mm, and during the cold one the precipitation was not more than 50–75 mm. Eastward the precipitation increased up to 175 mm.

The two climatic optima were characterized for the Rodionovo interglacial. Birch and pine forests with spruce, exotics and broad-leaved species were widespread. The average July temperature in the north of the Timan-Pechora-Vychegda region was 4 °C higher than today, and the temperature was around 16 °C. The July temperatures in the south also exceeded present values at 1–2 °C (16–18 °C). Precipitation reached 300–400 mm during the warm season, and in the cold one it was reduced to 175–200 mm.

During rather warm Sula interglacial only one climatic optimum was found when coniferous trees were maximum developed. The July temperatures in the north were 3 °C above today's temperatures – 14–16 °C. The amount of precipitation during the warm seasons was up to 400 mm, and in the cold ones it was reduced to 150–175 mm.

The epoch of the Byzovaya interglacial was the coldest among other interglacials. There were no climatic optima. The July temperatures in the north of the region were 10–14 °C, that corresponded to modern values. In the south they were the same (10–14 °C), that is 2–6 °C colder than nowadays. During the warm period the amount of precipitation reached 350–400 mm, reduced to 200 mm during the cold seasons.

The course of climatic events during the Holocene (rhythmic alternation of warm and cold periods) is practically identical to the Neopleistocene (alternation of interglacial and glacial epochs). During the Early Boreal warming in the south the average temperatures of July and annual ones were close to the modern values for the first time. In the north the July temperatures exceeded recent ones at about 1 °C, the average annual temperatures were lower at 0.5 °C. In the second half of the period on the territory of the Komi Republic the July temperatures dropped at about 0.5–1 °C, average annual temperatures – at 2–2.5 °C.

The Atlantic climatic period is characterized as warm and humid. In the Early Atlantic the July average temperature was about 16.5–17 °C in south and 15.5–16.5 °C in the north of the territory. The average annual temperatures reached 0 – minus 2 °C and minus 2–4.5 °C respectively. An insignificant cooling occurred during the Middle Atlantic period. The average July temperatures decreased insufficiently compared with the Early Atlantic, approximately at 0.5 °C. During the Late Atlantic there was a climatic optimum of the Holocene. The maximum precipitation and the highest July and annual temperatures occurred during the last third of the period. They exceeded the present day temperatures at 2.5–3.5 °C and 2–3 °C respectively.

In the Early Subboreal period there was a cooling, which was reflected by the sharp drop of the July temperature at 2.5–4.5 °C and average annual temperatures at 4–5 °C. In the Middle Subboreal the average July temperature was about 17–18 °C in the southern and 16–17 °C – in the northern areas, which is 2–3 °C higher than at present. The average annual temperatures exceeded modern ones at 2.5–3 °C. At the end of the Subboreal period summer temperatures were 2–2.5 °C lower as compared with the previous period, average annual temperatures – at 4–5 °C.

The Subatlantic period is divided into four phases. During the first phase the July temperatures were lower than the present at 0.5 °C in the southern regions and at 3 °C – in the northern. The annual temperatures were 2.5–3 °C lower. During the next phase (Little Climatic Optimum) the climate was close to modern one, sometimes warmer and drier. The subsequent cooling is associated with “Little Ice Age” of the XVI–XIX centuries. It occurred on the whole territory of northern Eurasia: the most strongly in the northern regions and weaker in the southern regions. The last phase reflects the transition to the present time (SA-R).

It is concluded that there is a stable trend of the climate cooling in the Timan-Pechora-Vychegda region. At the moment we are living in the end of the Holocene warming, which climate is almost identical to the previous interglacial periods, regularly replaced by glacial epochs. The rhythmic nature of the changes of cold (glacial) and warm (interglacial) periods in the Neopleistocene suggests the possibility of a new glaciation. Despite the fact that anthropogenic factor makes a certain effect on climate change, the tendency of climate cooling, in our view, will continue in the foreseeable future.

ЛИТЕРАТУРА

Андреичева Л.Н. Состав, строение и условия формирования валунных суглинков Печорской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Вильнюс, 1985. 25 с.

Андреичева Л.Н. Литологический контроль корреляции основных морен долины р. Адзвы // Стратиграфия и палеоэкология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 62. С. 64–70.

Андреичева Л.Н. Расчленение и корреляция разрезов плейстоцена Северо-Востока европейской части СССР с помощью литологических методов // Проблемы четвертичной палеоэкологии и палеогеографии северных морей. Тез. докл. Всес. конф. Апатиты, 1987. С. 8–10.

Андреичева Л.Н. Основные морены Европейского Северо-Востока России и их литостратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1992. 125 с.

Андреичева Л.Н. Питающие провинции и их влияние на формирование состава морен Тимано-Печоро-Вычегодского региона // Литология и полезные ископаемые. 1994. №1. С. 127–131.

Андреичева Л.Н. Плейстоцен европейского Северо-Востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 323 с.

Андреичева Л.Н. Литология верхне-среднеплейстоценовых тиллов на крайнем северо-востоке Европейской России // Литология и полезные ископаемые, 2012. № 3. С. 285–297.

Андреичева Л.Н. Петрографический состав среднеледниковых тиллов на европейском севере России // VIII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований»: Сборник статей. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 23–25.

Андреичева Л.Н. Геологическое строение и условия формирования отложений квартера на северо-западе России // Изв. Коми научного центра УрО РАН. Сыктывкар, 2013. № 3. С. 62–69.

Андреичева Л.Н., Андреичев В.Л. К–Аг изотопное датирование основных тиллов на северо-востоке Европы // VIII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований»: Сборник статей. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 26–28.

Андреичева Л.Н., Братуцкая Ю.В., Марченко-Вагапова Т.И. Развитие природной среды и климата в плейстоцене и голоцене на севере Европейской России. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 23 с.

Андреичева Л.Н., Голубева Ю.В. Эволюция природной среды и климата Арктики в квартере // Вестник Института геологии. Сыктывкар: Геопринт, 2008. № 4. С. 2–6.

Андреичева Л.Н., Дурагина Д.А. Новые данные по стратиграфии среднего плейстоцена Печорской низменности // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: новые результаты и новые перспективы: Материалы XIII геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 1999. С. 184–187.

Андреичева Л.Н., Дурягина Д.А. Стратиграфия и палеогеография позднего плейстоцена северо-востока Русской равнины // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 6. Сыктывкар, 2005. С. 155–161. Тр. Ин-та геологии. Вып. 117.

Андреичева Л.Н., Коноваленко Л.А. Строение и условия формирования плейстоценовых отложений в юго-западном Притиманье // Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1989. С. 75–84. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 73.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Развитие природной среды и климата в антропогене на северо-востоке Европы. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 22 с.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Развитие природной среды и климата в антропогене на северо-западе России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 41 с.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Верхний неоплейстоцен на крайнем севере России (Большеземельская тундра, р. Черная) // Вестник Ин-та геологии. Сыктывкар: Геопринт, 2012. №10. С. 2–7.

Андреичева Л.Н., Марченко-Вагапова Т.И. Озерное осадконакопление в позднем неоплейстоцене на европейском Северо-Востоке России. Вестник Ин-та геологии. Сыктывкар: Геопринт, 2014. № 1. С. 13–18.

Андреичева Л.Н., Никитенко И.П. Минеральный состав мелкозема основных морен Тимано-Печоро-Вычегодского района // Минералогия Тиманско-Североуральского региона. Сыктывкар, 1989. С. 52–62. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 72.

Андреичева Л.Н., Симонов А.Н. Являются ли пиритовые конкреции показателями морского происхождения валунных суглинков Печорской низменности // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 115–122. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 54.

Андреичева Л.Н., Судакова Н.Г. Оценка надежности межрегиональной корреляции средненеоплейстоценовых ледниковых горизонтов в центре и на севере Русской равнины // Изв. Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар, 2014. Вып. 2(18). С. 55–67.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены севера и центра Русской равнины. Екатеринбург, 1997. 83 с.

Арктический шельф Евразии в позднечетвертичное время / А.А. Аксенов, Н.Н. Дунаев, А.С. Ионин и др. М.: Наука, 1987. 277 с.

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии, геохронологии и изменениях климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на Северо-Востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М.: Наука, 1981. С. 37–52.

Астахов В.И. Последнее оледенение Арктических равнин России (Строение осадочного комплекса и геохронология): // Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб., 1999. 42 с.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Ю.-И. Русско-норвежские исследования ледникового периода Арктики // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 51–59.

Астахов В.И., Мангеруд Я., Свенсен Й.И. Трансуральская корреляция верхнего плейстоцена севера // Региональная геология и металлогения. 2007. № 30-31. С. 190–206.

Атлас Коми АССР. М.: Изд-во Главного управления геодезии и картографии Государственного геологического комитета СССР, 1964. 112 с.

Барановская О.Ф., Слободин В.Я. Позднекайнозойская история фораминифер Печорской низменности и севера Западной Сибири // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометиздат, 1970. С. 195–198.

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 338 с.

Бердовская Г.Н. Палинологические комплексы плейстоценовых отложений района Нижней Печоры // Бюл. Комиссии по изуч. четвертич. периода. 1976. № 45. С. 125–129.

- Борисова О.К.* Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушарий за последние 130 000 лет. М.: ГЕОС, 2008. 264 с.
- Братуцак Ю.В.* Изменение растительности в голоцене в бассейне р. Ижмы // «Квартер-2005». Материалы IV Всерос. совещ. по изучению четв. периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 48–50.
- Буравская М.Н.* Литолого-фациальная характеристика современного аллювия Тимана и Притиманья (на примере рек Ижмы и Вычегды) // Литосфера. 2009. № 6. С. 117–126.
- Буравская М.Н.* Тяжелая фракция современного аллювия р. Вычегды. Материалы 18-й науч. конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар, 2009. С. 24–27.
- Буравская М.Н.* Отложения первой надпойменной террасы р. Вычегды в разрезе «Биостанция» // Материалы 22-й науч. конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 22–24.
- Буравская М.Н., Братуцак Ю.В.* Генезис голоценовых отложений в верхнем течении р. Вычегды на основе литологического строения и данных палинологического анализа // Материалы XVII молодежной науч. конф. «Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России». Петрозаводск, 2006. С. 191–192.
- Буров Г.М.* Древний Синдор. М.: Наука, 1967. С. 23–29.
- Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.
- Величко А.А.* Современное состояние концепции покровных оледенений Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1987. № 3. С. 21–34.
- Величко А.А., Фаустова М.А.* Реконструкции последнего позднеплейстоценового оледенения Северного полушария (18–20 тыс. лет назад) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 6. С. 1465–1468.
- Величко А.А.* Эволюционная география: проблемы и решения. М.: ГЕОС, 2012. 562 с.
- Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А.* Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 1. С. 3–16.
- Волокитин А.В., Коноваленко Л.А.* Новый мезолитический памятник Парч 3 на Вычегде // Памятники эпохи камня и металла северного Приуралья. Сыктывкар, 1988. С. 19–31.
- Волкова В.С., Бахарева В.А., Левина Т.П.* Растительность и климат голоцена Западной Сибири // Палеоклиматы позднеледникового и голоцена (отв. ред. Н.А. Хотинский). М.: Наука, 1989. С. 90–95.
- Гайгалас А.И.* Формирование ориентировки галек в пляжевых песчаных отложениях юго-восточной Балтики // Географический ежегодник. Современные геоморфологические процессы. Вильнюс, 1982. Т. XX. С. 98–105.
- Генезис и возраст подморенных отложений переуглубленной части р. Кочмас / В.П. Гричук, З.П. Губонина, Е.Д. Головачева, Н.Х. Моносзон: Тез. докл. раб. совещания по вопросам стратигр. и генезиса отложений Северо-Востока европейской части СССР. М., 1968. С. 36–38.
- Гетманов Я.Я.* Возраст и история образования болот Сысольского района, Коми АССР // Землеведение. 1957. Т. 4. С. 99–117.
- Гитерман Р.Е., Куприна Н.П., Шанцер Е.В.* О микулинском возрасте межледниковых слоев у д. Килешино (Верхняя Волга) // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР. 1975. № 44. С. 84–88.
- Главные этапы деградации и краевые зоны / Н.С. Чеботарева, В.П. Гричук, М.Е. Вигдорчик, М.А. Фаустова, Г.С. Бискэ, П.П. Вайтекунас, В.К. Гуделис, Э.И. Девятова // Последний Европейский ледниковый покров. М., 1965. С. 26–44.

- Голубева Ю.В.* Палинологические исследования болот Синдорского геоархеологического микрорайона // Каменный век европейского Севера. Сыктывкар, 2007. С. 161–164.
- Голубева Ю.В.* Климат и растительность голоцена на территории Республики Коми // Литосфера. 2008. № 2. С. 124–132.
- Голубева Ю.В.* Палеогеография и палеоклимат позднеледниковья и голоцена в северной и средней подзонах тайги Тимано-Печоро-Вычегодского региона (по палинологическим данным): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2010. 20 с.
- Голубева Ю.В., Буравская М.Н.* Расчленение голоценовых отложений в среднем течении реки Ижмы по результатам комплексного анализа // Сб. науч. тр. XII Всероссийской Палинологической конф. «Палинология: стратиграфия и геоэкология». СПб.: Изд-во ВНИГРИ, 2008. Т. II. С. 107–109.
- Голубева Ю.В., Марченко-Ваганова Т.И.* Палинологическая характеристика позднеледниковых отложений в разрезе Биостанция, Средняя Вычегда // Материалы XIX науч. конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 26–30.
- Горецкий Г.И.* Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. М., 1964. 515 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Р-38, 39 – Сыктывкар. Объяснительная записка (отв. ред. А.С. Лавров). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. 266 с.
- Гричук В.П.* Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.
- Гричук В.П.* Итоги изучения истории флоры и растительности на территории СССР и задачи дальнейших работ // Палинология четвертичного периода. М., 1985. С. 5–24.
- Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М., 1989. 183 с.
- Гричук В.П., Зеликсон Э.М.* Флора одинцовских межледниковых отложений (характеристика и стратиграфическое положение) // Московский ледниковый покров. М.: Наука, 1982. С. 17–42.
- Гросвальд М.Г.* Последнее оледенение антарктического типа в Северном полушарии (На пути к новой глобальной ледниковой теории). Материалы гляциологических исследований. 1988. Вып. 63. С. 3–25.
- Гросвальд М.Г.* Друмлинные поля Новоземельско-Уральской области и их связь с Карским ледниковым центром // Геоморфология. 1994. № 1. С. 40–53.
- Гросвальд М.Г.* Последнее оледенение плейстоцена // Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. Т. 2. Кн. 2. М., 1997. С. 104–139.
- Гуслицер Б.И.* Сопоставление разрезов плейстоценовых отложений бассейнов Печоры и Вычегды по ископаемым остаткам грызунов // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука, 1981. С. 28–37.
- Гуслицер Б.И., Дурагина Д.А.* Природные обстановки в бассейне верхней Вычегды в средне-поздневалдайское время // Геология и полезные ископаемые европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1983. С. 26–27. (Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 44).
- Гуслицер Б.И., Исайчев К.И.* Копытные лемминги плейстоценовых отложений р. Лаи // Фауна северо-востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1980. С. 81–95. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 33.
- Гуслицер Б.И., Лийва А.А.* О возрасте местонахождения остатков плейстоценовых млекопитающих из палеонтологической стоянки Бызовая на средней Печоре // Изв. АН ЭССР. Биология. 1972. Т. 21, № 3. С. 250–254.

- Гуслицер Б.И., Лосева Э.И. Верхний кайнозой Печорской низменности. Сыктывкар, 1979. 44 с. Сер. препринтов «Науч. докл.» / Коми фил. АН СССР. Вып. 43.
- Гуслицер Б.И., Дулягина Д.А., Кочев В.А. Возраст рельефообразующих морен в бассейне нижней Печоры и граница распространения последнего покровного ледника // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 97–107. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 54.
- Данилов И.Д. Полярный литогенез. М.: Недра, 1978. 238 с.
- Данилов И.Д. Методика криолитологических исследований. М.: Недра, 1983. 200 с.
- Девятова Э.И. Развитие поздне- и послеледниковой растительности в районе Иксинской депрессии и некоторые вопросы палеогеографии голоцена Архангельской области // Голоцен (отв. ред. М.И. Нейштадт). М.: Наука, 1969. С. 152–165.
- Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северодвинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск, 1982. 156 с.
- Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 105 с.
- Дунаев Н.Н., Павлидис Ю.А., Бирюков В.Ю. Морфоструктура Новоземельских желобов // Проблемы кайнозойской палеоэкологии и палеогеографии Северного Ледовитого океана. Апатиты, 1989. С. 28–29.
- Дулягина Д.А. Климат и растительность чирвинского (лихвинского) межледниковья крайнего Северо-Востока европейской части СССР // Палинологические таксоны в биостратиграфии: Тез. докл. V Всесоюз. палинол. конф. Ч. 1. М., 1985. С. 71–73.
- Дулягина Д.А., Коноваленко Л.А. Палинология плейстоцена северо-востока европейской части России. СПб.: Наука, 1993. 124 с.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Фенноскандинавии. СПб.: Наука, 2005. 112 с.
- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Юрковская Т.К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандинавии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. 242 с.
- Еловичева Я.К. Шкловские (рославльские) межледниковые отложения Белоруссии и смежных территорий. Минск: Наука и техника, 1979. 184 с.
- Жузе А.П. Палеогеография водоемов на основе диатомового анализа // Тр. Верхневолжской экспед. Вып. 1. Л., 1939. 86 с.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (отв. ред. А.А. Величко). М.: ГЕОС, 1999. С. 200.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Гляциальная геология. СПб.: Недра, 1993. 328 с.
- Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1976. № 2. С. 92–98.
- Климанов В.А. Реконструкция палеотемператур и палеоосадков на основе спорово-пыльцевых данных // Методы реконструкции палеоклиматов (отв. ред. А.А. Величко, Л.Р. Серебрянный и Е.Е. Гуртовая). М.: Наука, 1985. С. 38–48.
- Климанов В.А. Цикличность и квазипериодичность климатических колебаний в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена (отв. ред. Н.А. Хотинский). М.: Наука, 1989. С. 29–33.
- Климанов В.А. Особенности изменения климата северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1994. Т. 69. Вып. 1. С. 58–63.
- Климанов В.А. Климат Северной Евразии в аллерёдском периоде позднеледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1995. № 4. С. 81–93.

- Климанов В.А., Сири́н А.А.* Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // Докл. АН. 1997. Т. 354, № 5. С. 683–686.
- Клименко В.В.* Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии. М.: Изд-во МЭИ, 2004. 144 с.
- Коноваленко Л.А.* Климат и растительность шкловского межледниковья на средней Печоре по палинологическим данным // Расчленение и корреляция фанерозойских отложений Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1985. С. 108–114. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 54.
- Кочев В.А.* Количественная оценка изменчивости жевательной поверхности коренных зубов у копытных леммингов // Морфологические особенности позвоночных животных Украины. Киев: Наукова думка, 1983. С. 59–62.
- Кочев В.А.* Определение возраста четвертичных отложений по ископаемым остаткам копытных леммингов. Сыктывкар, 1984. 16 с. Сер. препринтов «Новые науч. методики» / Коми фил. АН СССР. Вып. 12.
- Кочев В.А.* Плейстоценовые грызуны Северо-Востока Европейской части России и их стратиграфическое значение. СПб.: Наука, 1993. 112 с.
- Кригер Н.И.* О стратиграфии нижнего плейстоцена ледниковых районов Русской равнины / Нижний плейстоцен ледниковых районов Русской равнины. М.: Наука, 1967. С. 8–16.
- Кузнецова Л.А.* Плейстоцен Печорского Приуралья. Казань, 1971. 122 с.
- Лавров А.С.* Древние оледенения северо-востока Русской равнины // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. № 6. С. 29–38.
- Лавров А.С.* Позднеплейстоценовые ледниковые покровы Северо-Востока европейской части СССР // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 1974. № 41. С. 48–55.
- Лавров А.С.* Кольско-Мезенский ледниковый поток // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977а. С. 83–89.
- Лавров А.С.* Баренцевоморско-Печорский ледниковый поток // Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977б. С. 89–95.
- Лавров А.С.* Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005. 222 с.
- Лаврушин Ю.А.* Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
- Лаврушин Ю.А.* Некоторые общие вопросы моренного седиментогенеза // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 123–135. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350.
- Лазаренко А.А.* Литология аллювия равнинных рек гумидной зоны (на примере Днепра, Десны и Оки). М.: Изд-во АН СССР, 1964. 235 с. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 120.
- Ландшафтно-климатические изменения в Западной Сибири в позднеледниковье и голоцене в свете новых палинологических данных / О.К. Борисова, Э.М. Зеликсон, К.В. Кремянецкий, Е.Ю. Новенко // Изв. РАН. Сер. геогр. 2005. № 6. С. 38–49.
- Левков Э.А.* Гляциотектоника. Минск: Наука и техника, 1980. 279 с.
- Ливеровский Ю.А.* Геоморфология и четвертичные отложения северных частей Печорского бассейна. Л.: Изд-во АН СССР, 1933. С. 5–74. Тр. Геоморфол. ин-та. Вып. 7.
- Ливеровский Ю.А.* Почвы тундр северного края. Л., 1934. 112 с. Тр. Полярной комисс. Вып. 19.
- Лийвранд Э.* Залегание микулинских межледниковых отложений в юго-восточной Эстонии // Изв. АН ЭССР. Химия, геология. 1977. Т. 2в, № 4. С. 289–303.
- Лосева Э.И.* Атлас морских плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. СПб.: Наука, 1992. 272 с.
- Лосева Э.И., Дурягина Д.А.* Результаты комплексного изучения опорного разреза плейстоценовых отложений на средней Печоре у дер. Родионово // Геология и палеонтология

плейстоцена Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1973. С. 20–38. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 16.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Плейстоценовые отложения юга Большеземельской тундры (междуречье Лаи и Юрьяхи) // Фанерозой Севера европейской части СССР. Сыктывкар, 1980. С. 96–117. Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР. Вып. 33.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Расчленение четвертичной толщи в районе Хайпудырской губы по данным спорово-пыльцевого и диатомового анализов // Стратиграфия и палео-экология палеозоя и кайнозоя Северо-Востока европейской части СССР. Сыктывкар, 1987. С. 4–16. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 62.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Расчленение четвертичной толщи в северо-западном При-тиманье // Биостратиграфия фанерозоя Тимано-Печорской провинции. Сыктывкар, 1989. С. 62–74. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО АН СССР. Вып. 73.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А. Палеогеографическая обстановка в позднем плиocene(?) – раннем плейстоцене на Пай-Хое и в бассейне р. Морею // Минерально-сырьевые ресурсы европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1990. С. 265–268. Тр. XI геол. конф. Коми АССР.

Лосева Э.И., Дурягина Д.А., Андреичева Л.Н. Средний плейстоцен центральной части Большеземельской тундры // Фанерозой европейского севера России. Сыктывкар, 1992. С. 113–123. Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 75.

Лунев Б.С. Дифференциация осадков в современном аллювии // Учебные записки Пермского ун-та. 1967. Вып. 174. 334 с.

Лысова В.Ф. Морфометрия и неотектоника Южного Тимана: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар, 2004. 23 с.

Мариева Н.А. Палинокомплексы голоцена в разрезе «Парч» (р. Вычегда) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 4. Сыктывкар, 2000. С. 69–71. Труды Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 102.

Мариева Н.А. Палинологическая характеристика торфяника в окрестностях озера Дон-ты (Усть-Куломский район) // Материалы X науч. конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2001. С. 132–133.

Мариева Н.А., Марченко-Вагапова Т.И. Условия формирования старичных отложений р. Лузы в голоцене // Материалы XI науч. конф. «Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента». Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 115–117.

Марченко Т.И., Дурягина Д.А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 42 с.

Марченко-Вагапова Т.И. Палинологическая характеристика средневалдайского интерстадиала (поздний плейстоцен) на европейском северо-востоке России // Литосфера. Екатеринбург, 2012. № 1. С. 38–53.

Марченко-Вагапова Т.И. Палинологическая характеристика голоценовых отложений в Республике Коми // Геология и минеральные ресурсы Европейского северо-востока России: Материалы XVI геол. съезда Республики Коми. Т. II. Сыктывкар, 2014. С. 181–183.

Марченко-Вагапова Т.И., Мариева Н.А. Палинологическая и диатомовая характеристики природной среды в голоцене района средней Вычегды // Вестник Ин-та геологии. Сыктывкар: Геопринт, 2001. № 10. С. 6–9.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / А.К. Агаджанян, Б.А. Борисов, О.А. Брайцева и др. Л.: Недра, 1987. 308 с.

Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 403 с.

- Нейштадт М.И.* К вопросу о некоторых понятиях в разделении голоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1983. № 2. С. 103–108.
- Нейштадт М.И., Гуделис В.К.* Проблемы голоцена // Вопросы голоцена. Вильнюс, 1961. С. 5–44.
- Немкова В.К.* История растительности Предуралья за поздне- и послеледниковое время // Актуальные вопросы современной геохронологии. М.: Наука, 1976. С. 259–276.
- Непомилуева Н.И., Дулягина Д.А.* К истории лиственничников Среднего Тимана в голоцене (Коми АССР) // Бот. журн. 1990. Т. 75. С. 326–335.
- Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 1979. 154 с.
- Никифорова Л.Д.* Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 1980. 25 с.
- Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
- Никифорова Л.Д., Парунин О.Б., Зайцева Г.Я.* Палинологические и радиоуглеродные исследования голоценовых отложений севера Большеземельской тундры // Вестник МГУ. Деп. рук. ВИНТИ Д 898-75. М., 1975. С. 1–14.
- Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре / А.В. Гольберт, В.И. Гудина, А.Н. Зудин, С.С. Сухорукова, С.Л. Троицкий, А.И. Юдкевич // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 151–178.
- Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности / Х.А. Арсланов, А.С. Лавров, Л.М. Потапенко и др. // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 101–110.
- Новые данные о радиоуглеродной хронологии и палеогеографии Синдорского геологического микрорайона / Н.Е. Зарецкая, А.В. Волокитин, В.Н. Карманов, О.Н. Успенская // Каменный век европейского Севера. Сыктывкар, 2007. С. 148–160.
- Обстановки осадконакопления и фации / Под ред. Х. Рединга. М.: Мир, 1990. Т. 1. 352 с.; Т. 2, 384 с.
- Опыт реконструкции истории долины средней Вычегды в позднеледниковье и голоцене по результатам комплексных исследований / Н.Е. Зарецкая, А.В. Чернов, В.Н. Карманов, А.В. Панин, М.Н. Буравская, А.В. Волокитин // Материалы VI Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 2009. С. 223–226.
- Осовецкий Б.М.* Тяжелая фракция аллювия. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 1986. 259 с.
- О масштабах валдайского оледенения Баренцевоморского шельфа / Н.Н. Дунаев, О.В. Левченко, Л.Р. Мерклин, Ю.А. Павлидис // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 6. С. 1437–1440.
- О палеогеографии и геохронологии позднеледниковья на севере Печорской низменности / Х.А. Арсланов, А.С. Лавров, Л.Д. Никифорова и др. // Вестн. ЛГУ. Геология, география. 1975. № 12. Вып. 2. С. 86–93.
- О стратиграфии, геохронологии и палеогеографии средневалдайского интервала на северо-востоке Русской равнины / Х.А. Арсланов, Г.Н. Бердовская, Г.Я. Зайцева и др. // Докл. АН СССР. 1977. Т. 233, № 1. С. 188–191.
- Павлидис Ю.А.* Масштабы последнего оледенения в арктическом бассейне // Океанология. 1992. Т. 32, № 3. С. 525–531.
- Павлидис Ю.А., Дунаев Н.Н., Щербаков Ф.А.* Актуальные проблемы четвертичной геологии Баренцева моря // Современные процессы осадкообразования на шельфах Мирового океана. М.: Наука, 1990. С. 76–93.

Палеогеографические закономерности развития морфолитосистем Русской равнины. Районирование. Стратиграфия. Геоэкология / Под ред. Н.Г. Судаковой и С.С. Фаустова. М.: Изд-во МГУ, 2013. 95 с.

Пахомова О.М. История растительности Вятско-Камского Приуралья в позднем плейстоцене и голоцене (по материалам спорово-пыльцевого анализа): Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М., 2004. 22 с.

Плешивецкая Э.С. Основные этапы истории растительности побережья Двинской губы Белого моря в период бореальной и позднеледниковых морских трансгрессий // Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970. С. 268–271.

Плешивецкая Э.С. Палинологическая характеристика поздне- и послеледниковых отложений Северо-Двинской впадины // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 23–26.

Позднеледниковые в долине р. Вычегда: геохронология и палеогеография / Н.Е. Зарецкая, А.В. Панин, Ю.В. Голубева, А.В. Чернов // Материалы совместной междунар. конф. «Геоморфология и палеогеография полярных регионов». Санкт-Петербург, 2012. С. 277–280.

Потапенко Л.М. Четвертичные отложения и развитие рельефа бассейнов рек Вычегды и средней Мезени: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1975. 24 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России) / В.П. Гей, В.Г. Ауслендер, И.Н. Демидов, В.Б. Киселева и др. // Материалы междунар. симп., г. Кириллов. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.

Пьявченко Н.И. О генезисе бугристого рельефа в северо-восточной части Европейской России // Почвоведение. 1949. № 5. С. 275–284.

Пьявченко Н.И. О природе нижнего максимума пыльцы ели в торфяниках // Докл. АН СССР. 1954. Т. 54, № 5. С. 1093–1096.

Пьявченко Н.И. Бугристые торфяники. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 280 с.

Радиоуглеродные даты, полученные лабораторией Института геологии Башкирского филиала Академии наук СССР / В.Л. Яхимович, В.С. Пшеничник, И.Д. Кiekбаев, Я.Л. Шестопал // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 1974. № 42. С. 195–205.

Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии / И.И. Спасская, В.И. Астахов, О.Ю. Глушкова и др. М.: Наука, 1993. Вып. 1. 102 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Республика Коми / Автор-составитель А.П. Обедков (отв. ред. Ю.А. Спиридонов). Сыктывкар, 1995. 79 с.

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 и Е.П. Зарриной. Л., 1986. 156 с.

Русская равнина / А.А. Величко, О.К. Борисова, А.Г. Доскач и др. // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен – голоцен; элементы прогноза. Вып. 1. М.: Наука, 1993. С. 11–21.

Рухин Л.Б. Основы общей палеогеографии. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 628 с.

Рухин Л.Б. Основы литологии. Учение об осадочных породах. Л.: Недра, 1969. 703 с.

Рякина В.Е. О некоторых закономерностях распределения терригенных минералов в различных фациях современного аллювия р. Волги // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Т. XXXVI. Вып. 1. М.: Изд-во МГУ, 1961. С. 106–114.

Савина С.С., Хотинский Н.А. Зональный метод реконструкции палеоклиматов голоцена // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1982. С. 231–244.

Седиментационные обстановки и геохронология перехода от позднего плейстоцена к голоцену в долине р. Вычегда / Н.Е. Зарецкая, А.В. Панин, Ю.В. Голубева, А.В. Чернов // Докл. АН. 2014. Т. 455, № 1. С. 52–57.

Седиментология / Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. М.: Недра, 1980. 640 с.

Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 269 с.

Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник МГУ. Сер. геогр. 1999. № 5. С. 35–42.

Симонов А.Н. Генезис среднеплейстоценовых валунных суглинков роговской свиты Печорской низменности: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1973. 24 с.

Симонов А.Н. О формировании некоторых специфических черт вещественного состава средне- и верхнеплейстоценовых донных морен севера Печорской низменности // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. С. 156–166. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350.

Смирнова Т.И. Развитие растительности юго-восточной части Большеземельской тундры в верхнем плейстоцене и голоцене // Геология кайнозоя Севера Европейской части СССР. М.: Изд-во МГУ, 1966. С. 153–166.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. М., 1983. № 52. С. 42–53.

Спиридонова Е.А. Опыт восстановления палеоландшафтов верхнего плейстоцена по данным палинологического анализа // Естественнонаучные методы в археологии. М.: Наука, 1989. С. 176–201.

Средневерхнеплейстоценовые отложения нижней Вычегды / Л.Н. Андреичева, Б.И. Гуслицер, Л.А. Коноваленко, В.А. Кочев // Стратиграфия и палеогеография фанерозоя европейского Северо-Востока СССР. Сыктывкар, 1987. С. 150–155. Тр. X геологич. конф. Коми АССР.

Старостина Л.П., Розанов Л.Л. К истории растительности средней и нижней Печоры в послеледниковое время // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1976. № 6. Вып. 2. С. 87–95.

Стелле В.Я., Савваитов А.С., Векслер В.С. Абсолютный возраст хроностратиграфических этапов и рубежей поздне- и послеледниковое времени на территории Средней Прибалтики // Состояние методических исследований в области абсолютной хронологии. М.: Наука, 1975. С. 187–191.

Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры / Ю.А. Лаврушин, И.А. Чистякова, А.С. Гайдаманчук, Ю.К. Голубев и др. // Литология кайнозойских шельфовых отложений. М., 1989. С. 3–51.

Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы (отв. ред. Н.С. Чеботарева). М.: Наука, 1977. 142 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во МГУ, 1990. 160 с.

Судакова Н.Г. Принципы выделения и районирования литосистем // Рациональное комплексирование литологических исследований ледниковых формаций: Тез. докл. V литологической школы. 12–16 августа 1991 г. Сыктывкар, 1991. С. 45.

Судакова Н.Г. Актуальные дискуссионные вопросы о проявлении ледниковых событий в центре Русской равнины // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода. 2012. № 72. С. 60–72.

Сукачев В.Н. История растительности СССР во время плейстоцена // Растительность СССР. Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1938. С. 183–234.

Сузова Т.Г., Троицкий Л.С. О динамике растительного покрова, климата и оледенения на Полярном Урале в голоцене (по данным палинологических исследований) // Палинология голоцена. М.: Наука, 1971. С. 121–135.

Сузова Т.Г., Троицкий Л.С., Пуннинг Я.М. Палеогеография и абсолютная хронология голоцена Полярного Урала // Изв. АН ЭССР. Химия, геология. 1975. Т. 24, № 2. С. 152–159.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.

Хомутова В.И. Палеоботаническое обоснование стратиграфического расчленения средне- и верхнечетвертичных отложений района Вологодской возвышенности и Кубено-Сухонской впадины // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1970. 26 с.

Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера // Голоцен. М.: Наука, 1969. С. 78–90.

Хотинский Н.А. Радиоуглеродная хронология и корреляция природных и антропогенных рубежей голоцена // Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М., 1987. С. 39–45.

Хотинский Н.А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 12–17.

Чалышев В.И., Варюхина Л.М. Биостратиграфия верхней перми северо-востока европейской части СССР. Л.: Наука, 1968. 234 с.

Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение и его геохронология. М.: Наука, 1974. 215 с.

Четвертичные оледенения на территории СССР / Под ред. А.А. Величко, Л.Л. Исаевой и М.А. Фаустовой. М.: Наука, 1987. 128 с.

Чумаков Н.М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (проблемы докембрийских оледенений). М.: Наука, 1978. 202 с. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 305.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. ИГН АН СССР. Сер. геол. Вып. 55. М., 1951. 275 с.

Шанцер Е.В. Некоторые общие вопросы учения о генетических типах отложений // Процессы континентального литогенеза. М., 1980. С. 5–27. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 350.

Шик С.М. Горизонты неоплесточена центра Европейской России: сопоставление со ступенями общей стратиграфической шкалы, стратотипы и гипостратотипы // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2014. № 73. С. 52–62.

Эпштейн О.Г. Морфогенетические особенности грубообломочного материала плейстоценовых валунных суглинков севера европейской части СССР // Палеогеография и полезные ископаемые плейстоцена Севера Евразии. Л., 1986. С. 106–109.

Яковлев С.А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956. 311 с.

Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia J. Mangerud, J.I. Svendsen, V. Astakchov, L. Andreicheva et al. // Boreas. 1999. Vol. 28(1). P. 46–80.

Allen J.R.L. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments // Sedimentology. 1965. Vol. 5, № 1. P. 89–191.

Andreicheva L.N., Marchenko-Vagapova T.I. Upper Pleistocene in the far North of European Russia (Bolshezemelskaya tundra) // Intern. Field Symp. «Late Glacial Maximum in the Valday Region, NW Russia», September 13–17, 2012. St. Petersburg, 2012. P. 405–406.

Andreicheva L., Marchenko-Vagapova T. Upper Neopleistocene lake sediments in the Northeast European Russian // INQVA Peribaltic Working Group Meeting and Excursion Intern. Field Symp. «Palaeolandscapes from Saalian to Weichselian, South Eastern Lithuania». Vilnius, Lithuanian Geological Survey, 2013. P. 9–10.

Berthelsen A. The method of kineto-stratigraphy as applied to glacial geology // Bull. geol. Soc. Denmark. 27. Spec. Issue. 1978. P. 25–38.

Boggs Sam, Jr. Principles of sedimentology and stratigraphy. Prentice Hall. Englewood Cliffs. New Jersey, 1995. 774 p.

Borisova O.K., Zelikson E.M. Vegetation and climate of Eastern Europe during the Late Glacial // Climate and Environment changes of east Europe Holocene and Late-Middle Pleistocene: Research materials for IGU Conference «Global Changes and Geography»/ Moscow: Inst. of Geogr. RAS, 1995. P. 14–19.

Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V. Holocene paleogeography reconstruction of the Upper Vychehda River deposits // Proc. INQUA Peribaltic Group Field Symp. «The Quaternary of Western Lithuania: from the Pleistocene glaciations to the evolution of the Baltic Sea». Vilnius: LGT, 2007. P. 14–15.

Buravskaya M.N., Golubeva Yu.V. Facies and environmental history of Holocene at the Sedkyrkeshch section, the Middle Vychehda River, Western Russia // Abstr. of the INQUA Peribaltic Group Field Symp. «Quaternary of the Gulf of Gdansk and Lower Vistula regions in Northern Poland: sedimentary environments, stratigraphy and palaeogeography». Warszawa: Remigraf Ltd., 2008. P. 21–22.

Grosswald M.G. Late Weichselian ice sheets in Arctic and Pacific Siberia // Quaternary International. 1998. 45/46. P. 3–18.

Faustova M.A., Velichko A.A. Dynamics of the last glaciation in northern Eurasia // Sveriges Geologiska Undersökning. Ser. Ca 81. 1992. P. 113–118.

Lateglacial and Holocene palaeohydrology of the Lower Vychehda river, western Russia / A. Sidorchuk, A. Panin, O. Borisova, N. Kovalyukh // River Basin Sediment Systems: Archives of Environmental Change. Abingdon, 2001. P. 265–295.

Late Pleistocene glacial and lake history of northwestern Russia / E. Larsen, K.H. Kjær, I.N. Demidov, S. Funder, K. Grøsfeld, M. Houmark Nielsen, M. Jensen, H. Linge, A. Lyså // Boreas. 2006. Vol. 35. P. 394–424.

Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28(1). P. 46–80.

Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in Northern European Russia / V. Astakhov, J.I. Svendsen, A. Matiouchkov, J. Mangerud et al. // Boreas. 1999. Vol. 28(1). P. 23–45.

Reconstruction of local environments of ancient population in a changeable river valley landscape (the Middle Vychehda River, Northern Russia) / V.N. Karmanov, N.E. Zaretskaya, A.V. Panin, A.V. Chernov // Geochronometria. 2011. Vol. 38, № 2. P. 128–137.

The palaeogeography of Arctic Shelf and coastal zone of Eurasia at the time of the last glaciation / V.V. Biryukov, M.A. Faustova, P.A. Kaplin et al. // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1988. Vol. 68. P. 117–125.

Velichko A.A., Andreev A.A., Klimanov V.A. Climate and vegetation dynamics in the tundra and forest zone during the Late glacial and Holocene // Quaternary International. 1997. Vol. 41/42. P. 71–96.

Velichko A.A., Kononov V.M., Faustova M.A. The last glaciation of Earth: size and volume of ice-sheets // Quaternary International. 1997. Vol. 41/42. P. 43–51.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ФАЦИАЛЬНО-ГЕНЕТИЧЕСКОЕ, ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ.....	9
1.1. Генетические критерии выделения тиллов	15
1.2. Литостратиграфические критерии подразделения отложений неоплейстоцена	27
1.3. Возрастные критерии расчленения и корреляции межледниковых отложений по палинологическим данным.....	37
1.3.1. Нижний неоплейстоцен (Q_I).....	39
1.3.2. Средний неоплейстоцен (Q_{II}).....	39
1.3.3. Верхний неоплейстоцен (Q_{III}).....	43
1.3.4. Позднеледниковье и голоцен (Q_{IV})	48
ГЛАВА 2. РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО- ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ.....	55
2.1. Нижний неоплейстоцен	55
2.1.1. Вишерские (беловежские) межледниковые отложения (Q_I^5v).....	55
2.1.2. Помусовские (окские) ледниковые отложения (Q_I^6pm).....	58
2.2. Средний неоплейстоцен	60
2.2.1. Чирвинские (лихвинские) межледниковые отложения ($Q_{II}^1\check{c}$).....	62
2.2.2. Печорские (днепровские) ледниковые отложения ($Q_{II}^2p\check{c}$).....	71
2.2.3. Родионовские (шкловские) межледниковые отложения (Q_{II}^3r)	84
2.2.4. Вычегодские (московские) ледниковые отложения ($Q_{II}^4v\check{c}$)	100
2.3. Верхний неоплейстоцен	110
2.3.1. Сулинские (микулинские) межледниковые отложения (Q_{III}^1s).....	112
2.3.2. Лайские (подпорожские) ледниковые отложения (Q_{III}^2l).....	121
2.3.3. Бызовские (ленинградские) межледниковые отложения (Q_{III}^3bz)	125
2.3.4. Полярные (осташковские) ледниковые отложения (Q_{III}^4p)	138

ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ГОЛОЦЕНА В ТИМАНО-ПЕЧОРО-ВЫЧЕГОДСКОМ РЕГИОНЕ	149
3.1. Строение и условия формирования отложений в северной части подзоны северной тайги (обн. Иж-7)	161
3.2. Строение и условия формирования отложений в центральной части подзоны северной тайги (обн. В-1)	165
3.3. Строение и условия формирования отложений в подзоне средней тайги (обн. ЗБ-Седкыркеш).....	169
ГЛАВА 4. РЕКОНСТРУКЦИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В ЧЕТВЕРТИЧНОМ ПЕРИОДЕ НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ	181
4.1. Природная среда и палеоклиматы в неоплейстоцене	182
4.2. Растительность и климат в голоцене	194
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	204
CONCLUSION	207
ЛИТЕРАТУРА	210

Научное издание

Людмила Николаевна Андреичева,
Татьяна Ивановна Марченко-Вагапова,
Марина Николаевна Буравская,
Юлия Владимировна Голубева

**ПРИРОДНАЯ СРЕДА
НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА
НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ**

Ответственный редактор
Ю.А. Лаврушин

Редактор *Л.В. Филиппова*
Компьютерная верстка: *М.В. Старшова*

Подписано к печати 00.00.2015
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная
Гарнитура Times New Roman. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,75 п.л.
Тираж 250 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16; 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15