

**МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМ. М.В. ЛОМОНОСОВА**

На правах рукописи

Новенко Елена Юрьевна

**РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В
ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ**

Диссертация на соискание ученой степени
доктора географических наук

25.00.25 – Геоморфология и эволюционная география

Научный консультант:

Доктор географических наук
О.К. Борисова

Москва-2015

СОДЕРЖАНИЕ

Введение.....	5
Глава 1. Материалы и методика исследований.....	13
Глава 2. Особенности интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа для изучения лесных экосистем Центральной и Восточной Европы.....	32
Глава 3. Хроностратиграфические подразделения позднего плейстоцена и голоцена Центральной и Восточной Европы.....	46
3.1. Место эемского (микулинского) межледникового в стратиграфической схеме позднего плейстоцена. Оценки продолжительности межледникового.....	46
3.2. Биостратиграфические схемы эемского (микулинского) межледникового. Принципы корреляции разрезов.....	52
3.3. Вислинская (валдайская) ледниковая эпоха. Хронологическое и стратиграфическое положение переходного этапа от межледникового к оледенению.....	55
3.4. Позднеледниковье и голоцен.....	59
Глава 4. Палеоботанический анализ изученных разрезов Центральной Европы.....	66
4.1. Физико-географические условия территории исследований.....	66
4.2. Ключевой участок Клинге.....	68
4.2.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	68
4.2.2. Результаты палеоботанического изучения опорного разреза Клинге.....	71
4.3. Ключевой участок Неймарк-Норд.....	78
4.3.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	78
4.3.2. Результаты палеоботанического изучения отложений эемского межледникового в карьере Неймарк-Норд	80
4.3.3. Результаты палеоботанического изучения отложений позднеледникового и голоцена озера Зальцигер.....	89
Глава 5. Палеоботанический анализ изученных разрезов Восточной Европы.....	94
5.1. Физико-географические условия территории исследований.....	94
5.2. Ключевой участок Центрально-лесной заповедник.....	99
5.2.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	99
5.2.2. Результаты палеоботанического изучения разрезов отложений микулинского межледникового и раннего этапа валдайской ледниковой эпохи.....	101
5.2.3. Результаты палеоботанического изучения разрезов отложений голоцена.....	114
5.3. Ключевой участок Черемошник.....	123
5.3.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	123

5.3.2. Результаты палеоботанического изучения разреза отложений микулинского межледниковья Черемошник-5.....	124
5.4. Ключевой участок Плес.....	131
5.4.1. Геолого-геоморфологическое строение территории	131
5.4.2. Результаты палеоботанического изучения разреза отложений микулинского межледниковья и раннего этапа валдайской ледниковой эпохи Плес-2002.....	132
5.5. Ключевой участок Галичское озеро.....	143
5.5.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	143
5.5.2. Палеоботанический анализ позднеледниковых и голоценовых отложений Галичского озера.....	146
5.6. Ключевой участок болота «Клюква» (бассейн Верхней Оки).....	151
5.6.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	151
5.6.2. Палеоботанический анализ голоценовых отложений болота Клюква.....	154
5.7. Ключевой участок «Куликово поле» (бассейн Верхнего Дона).....	160
5.7.1. Геолого-геоморфологическое строение территории.....	160
5.7.2. Палеоботанический анализ позднеледниковых и голоценовых отложений болот Большеберезовское и Подкосьмово.....	161
Глава 6. Реконструкция изменений растительности и климата эемского (микулинского) межледниковья. Особенности переходных этапов.....	174
6.1. Переходный этап от предшествующего оледенения к эемскому (микулинскому) межледниковью (позднеледниковье).....	174
6.2. Растительность и климат ранних фаз межледниковья и его климатического оптимума.....	182
6.3. Растительность и климат постоптимальной фазы межледниковья.....	190
6.4. Заключительная фаза эемского (микулинского) межледниковья. Переходный этап к оледенению.....	199
Глава 7. Реконструкция изменений растительности и климата раннеледниковья вислинского (валдайского) оледенения.....	209
7.1. Основные представления о развитии ранних этапов оледенения в Европе.....	209
7.2. Растительность и климат стадии гернинг ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи	212
7.3. Растительность и климат интерстадиала бреруп (верхневолжского / крутицкого) ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи.....	216

7.4. Растительность и климат стадиала редерсталь и интерстадиала оддераде ранневислинской ледниковой эпохи и соответствующих им интервалов ранневалдайского времени.....	219
7.5. Сопоставление основных фаз раннеледниковья в Центральной и Восточной Европе с аналогичными фазами Западной и Южной Европы.....	212
Глава 8. Реконструкция изменений растительности и климата в позднеледниковье голоцене.....	225
8.1. Изменения растительности и климата на переходном этапе от оледенения к межледниковью (14700-10500 кал. л.н, позднеледниковье - пребореал)	225
8.1.1. интерстадиал <i>беллинг/аллерёд</i>	228
8.1.2. стадиал <i>поздний дриас</i>	234
8.1.3. Начальная фаза голоцена. Пребореал.....	236
8.1.4. Общие черты и различия переходных этапов климатических макроциклов в плейстоцене и голоцене.....	238
8.2. Изменения растительности и климата при потеплении климата в раннем голоцене и в период климатического оптимума.....	241
8.2.1. Временной интервал 10500-8000 кал. л.н. (бореальный период и начало атлантического периода голоцена).....	241
8.2.2. Временной интервал 8000-5700 кал. л.н. (средняя и поздняя фаза атлантического периода голоцена).....	248
8.3. Ландшафтно-климатические изменения при похолодании климата: временной интервал 5700 кал. л.н. – настоящее время (суббореальный и субатлантический периоды голоцена).....	258
8.3.1. Изменения растительности. Роль антропогенного фактора в динамике растительного покрова в течение постоптимальных фаз голоцена.....	258
8.3.2. Изменения климата постоптимальных фаз голоцена.....	270
8.4. Этапы резких климатических изменений в голоцене. Общие черты и различия переходных этапов климатических макроциклов в плейстоцене и голоцене.....	278
Заключение.....	283
Список литературы.....	287

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Оценка реакции ландшафтных компонентов на глобальные изменения климата, проявляющиеся, прежде всего, в увеличении температуры воздуха и изменении режима осадков является одной из актуальнейших фундаментальных научных проблем требующих всестороннего изучения. По данным Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC, 2013), начиная с конца XIX века, средняя глобальная температура поднялась почти на 1°C. Принято считать, что эти изменения связаны, в основном, с воздействием антропогенных факторов, приводящих к увеличению содержания парниковых газов в атмосфере. Однако необходимо учитывать, что процесс глобального антропогенного потепления накладывается на естественный тренд современного климата к похолоданию, четко прослеживающийся по палеогеографическим данным (Борисова, 2008, 2013, 2014; Величко, 1973, 1982, 1991, 2012; Величко и др., 1997, 2002, 2004; Климанов, 1989, 1995; Климанов и др., 1995; Хотинский, 1977; Хотинский и др., 1991; Davis et al., 2003; Mayewsky et al., 2003; Wanner et al., 2008). Очевидно, что подобное разнонаправленное сочетание факторов воздействия на ландшафтно-климатическую систему является условием, отрицательно влияющим на ее устойчивость.

В то время как реконструкции растительности и климата для периодов квазиравновесных состояний природной среды в позднем плейстоцене и голоцене (оптимальные фазы последнего межледникового и голоцена, максимум последнего оледенения) проведены по многочисленным разрезам с широчайшим географическим охватом (Величко, 1973, 1991, 1985, 2012; Величко и др., 1997, 2002, Палегеография Европы..., 1982; Гричук, 1961, 1989; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Борисова, 2008; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009), исследования для этапов перестройки экосистем при потеплении и похолодании климата до сих пор остаются немногочисленными (Болиховская, 1995; 2007; Борисова, 2008, 2013; Маркова и др., 2002, 2004, 2006; Новенко и др., 2008; Борисова, Новенко, 2014; Эволюция экосистем Европы..., 2008; Zelikson, 1995; Borisova 2005; Borisova et al., 2007; Boettger et al., 2009; Novenko et al., 2005; 2009). Анализ палеогеографических данных показывает, что на фоне основных климатических ритмов плейстоцена развиваются относительно короткопериодные колебания климата второго и более высоких порядков, особенно характерные для переходных этапов между ледниковыми и межледниковыми эпохами (Величко и др., 1997). Именно этим короткопериодным климатическим осцилляциям свойственны наибольшие естественные скорости изменения температур. Так, например, на двух главных этапах потепления при переходе от эпохи последнего

оледенения к голоцену (*древний дриас/бёллинг* и *поздний дриас/пребореал*) среднегодовая температура в центральном регионе Восточно-Европейской равнины повышалась на 0,05-0,07°C за 10 лет (Борисова, 2013), что сопоставимо со средней скоростью роста средне-глобальной температуры воздуха за 20 век (IPCC, 2013). Реконструкции перестроек экосистем, происходивших в ответ на короткопериодные и резкие климатические изменения на переходных этапах ледниково-межледниковых макроциклов, имеют большое значение для оценки возможных последствий антропогенно обусловленного потепления.

Цели и задачи исследования

Цель работы - сравнительный анализ растительности и климата лесной зоны Центральной и Восточной Европы в эемское\микулинское межледниковье и голоцене и на переходных этапах последнего ледниково-межледникового макроцикла.

Задачи работы:

1) Выявление особенностей современных (субрецентных) спорово-пыльцевых спектров, свойственных лесной и лесостепной зонам Центральной и Восточной Европы.

2) Применение «метода лучших аналогов» для реконструкции климатических условий и изменений лесистости рассматриваемой территории в позднем плейстоцене и голоцене, составление необходимой для его применения базы данных по поверхностным спорово-пыльцевым спектрам, сбор климатической информации и материалов дистанционного зондирования, тестирование этого метода для территории Центральной и Восточной Европы.

3) Палинологические исследования разрезов позднеплейстоценовых и голоценовых отложений на 8 ключевых участках, реконструкция растительности и климата на локальном и региональном уровнях.

4) Реконструкция долго- и короткопериодных изменений растительности и климата в зонах широколиственных и хвойно-широколиственных лесов и южной тайги Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в полосе субширотного трансекта на основе полученных автором и опубликованных палинологических и других палеогеографических данных.

5) Выявление степени подобия и возможных различий в развитии растительности и климата в течение эемского/микулинского межледниковья и голоцена и на этапах перестройки ландшафтно-климатической системы от ледниковых условий к межледниковым и от межледниковья к последующему оледенению.

Предмет и объект исследования

Предмет исследования – ландшафтно-климатические изменения в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов.

Объект исследования – позднеледниковые и голоценовые отложения Центральной Восточной Европы.

Методы и районы исследования

Ландшафтно-климатические реконструкции для позднего плейстоцена и голоцена выполнены на ключевых участках, образующих субширотный трансект в пределах лесной зоны Центральной и Восточной Европы между 52 и 58°с.ш. Районы исследований приурочены к территориям с равнинным рельефом и умеренно континентальным климатом и выбраны так, чтобы при реконструкции изменений растительности и климата избежать или снизить искажения, вызванные действием региональных факторов, как, например, близостью моря в приатлантических районах Европы или высотной поясностью в Альпийских странах. Рассматриваемый широтный профиль включает различные типы лесной растительности. Его западный сектор расположен в зоне широколиственных лесов, которая образует широкую полосу в пределах Северной равнины Средней Европы, затем на территории Восточно-Европейской равнины постепенно сужается, достигая бассейнов Верхней Оки и Днепра. Центральную часть трансекта занимает зона смешанных хвойно-широколиственных лесов, широким клином протягивающаяся на территории Восточно-Европейской равнины. Восточный сектор изучаемой территории находится в бассейне Верхней Волги и захватывает юг таежной зоны.

Каждый сектор трансекта включает несколько ключевых участков, в пределах которых были детально изучены разрезы позднеледниковых и голоценовых отложений. Параллельный анализ ландшафтно-климатических изменений, происходивших в течение эемского\микулинского межледниковья, включая его переходные фазы, позднеледниковья вислинского\валдайского оледенения и голоцена внутри каждого физико-географического района позволяет выявить степень подобия в развитии растительности и климата рассматриваемых временных интервалов.

Изучаемый трансект охватывает регионы, наиболее адекватно отвечающие задачам представленной работы. Во-первых, палеогеографические реконструкции для этой территории дают возможность рассмотреть полный спектр ландшафтно-климатических изменений внутри ледниково-межледникового цикла: от широколиственных лесов оптимума межледниковья до перигляциальных ландшафтов ледниковой эпохи. Во-вторых, разнообразие физико-географических условий и провинциальные различия современной растительности вдоль рассматриваемого субширотного профиля дают возможность проанализировать

зировать географические закономерности и региональные особенности реакции растительности Восточной и Центральной Европы на климатические изменения, как в настоящее время, так и в прошлые эпохи.

В основу реконструкций растительности и климата положены палеоботанические данные, полученные автором, в сопоставлении с опубликованными материалами, собранными другими исследователями. В работе использованы также данные геоморфологических, гляциологических, изотопно-геохимических и других методов исследований, результаты определения абсолютного возраста отложений, что позволило существенно дополнить и уточнить реконструкции динамики растительности и климата Центральной и Восточной Европы в межледниковые и переходные этапы климатических макроциклов.

Защищаемые положения:

1. Для эемского/микулинского межледниковья и голоцена установлена сходная последовательность и длительность основных фаз изменения растительности и климата: становление и развитие лесных сообществ в условиях быстрого потепления, включающего серию осцилляций, повсеместное распространение широколиственных и смешанных лесов в оптимумы (термические максимумы) межледниковий с относительно стабильными климатическими условиями, и смена неморальных лесных сообществ бореальными в течение длительного и сложно построенного похолодания в постоптимальные фазы.

2. В позднем плейстоцене и голоцене наибольшая интенсивность естественных изменений природной среды была характерна для переходных этапов климатических макроциклов, в течение которых на фоне общего тренда к потеплению или похолоданию на рубежах межледниковых и ледниковых эпох развивались короткопериодные и резкие колебания климата, продолжительностью от нескольких сотен до тысячи лет.

3. Проведенное на основе большого объема палеоботанических данных сопоставление растительности и климата в Центральной и Восточной Европе в позднем плейстоцене и голоцене выявило близкие скорости климатических изменений и перестроек растительности на этапах перехода ландшафтно-климатической системы от ледниковых условий к межледниковым (в позднеледниковье) и похолодания климата на рубеже межледниковья и последующего оледенения. Интенсивность климатических изменений на переходных этапах климатических макроциклов была на порядок выше, чем на протяжении предшествующих им и последующих межледниковых и ледниковых эпох.

4. Пространственно-временная структура изменений растительности в Центральной и Восточной Европе в ранневислинское/ранневалдайское время (деградация лесных сообществ и становление перигляциальной растительности) свидетель-

ствуется о постепенном нарастании похолодания и увеличении континентальности климата, а также о возрастании широтного и меридионального градиентов температур и осадков в начальные фазы ледниковой эпохи (в раннеледниковье – МИС 5d-5a). В течение этого длительного этапа перестройки природной среды от межледниковья к плинiglacialу прослеживаются колебания второго, третьего и более высоких порядков, для которых характерна та же асимметричная форма, что и для климатических макроциклов в целом: быстрое потепление, термический максимум, более длительное похолодание и термический минимум.

Научная новизна результатов исследования

На основе анализа палинологических и других палеогеографических данных впервые проведено детальное сравнение изменений растительности и климата, проходивших в Центральной и Восточной Европе в течение эемско-го/микулинского межледниковья и голоцена, а также на этапах перестройки ландшафтно-климатической системы от ледниковых условий к межледниковью и от межледниковья к последующему оледенению. Впервые для этой территории для реконструкции растительности и палеоклиматических характеристик применен «метод наилучших аналогов» по рецентным пыльцевым пробам. Проведенные количественные реконструкции позволили установить высокую степень сходства в структуре и последовательности изменений растительности и климата в лесной зоне Центральной и Восточной Европы в межледниковых интервалах климатических макроциклов. Установлено подобие ландшафтно-климатических изменений на переходных этапах климатических макроциклов, в течение которых на фоне основного тренда к потеплению или похолоданию развивались относительно короткопериодные и резкие колебания климата второго и более высоких порядков.

Теоретическая и практическая значимость работы

Исследования, проведенные в рамках представленной работы, направлены на решение фундаментальной научной проблемы, связанной с изучением эволюции окружающей среды и прогнозом ее развития в условиях быстрых природных и антропогенных изменений. Как известно, в фазу климатического оптимума последнего межледниковья температура воздуха в Северном полушарии превышала современные значения на 1.7-2°C, а в период оптимума голоцена она была выше современной приблизительно на 0.7-1.0°C (Величко, 1982, 1991, 2012). Учитывая современные тенденции изменений климата, проявляющиеся, прежде всего, в стремительном росте глобальной температуры воздуха, анализ климатических условий и растительности Центральной и Восточной Европы для ключевых хроносрезов, очевидно, имеет принципиальное значение для надежного прогноза

возможных изменений растительных сообществ при различных сценариях будущих изменений климата. Особый интерес представляет анализ резких и короткопериодных климатических колебаний, характерных для переходных этапов, когда возрастала неустойчивость («колебательность») климатической системы. Анализ реакции ландшафтных компонентов на подобные колебания климата, очевидно, может быть очень полезным и эффективным для адекватного понимания современных процессов трансформации природной среды в условиях глобального потепления и определения основных трендов ее эволюции.

Результаты диссертационной работы могут быть включены в лекционные курсы по палеоботанике и палеогеографии, при подготовке практических работ и проведении полевых практик студентов.

Исследования по тематике диссертационной работы велись в рамках базовой темы НИР Института географии РАН «Эволюция окружающей среды и климата под воздействием природных и антропогенных факторов», Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 «Природная среда России: адаптационные процессы в условиях меняющегося климата и развития атомной энергетики», направления 3 «Механизмы и прогнозы изменений климата и экстремальных природных явлений в атмосфере, криосфере и на поверхности суши», темы НИР кафедры Физической географии и ландшафтоведения Географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова «Природные и антропогенные факторы устойчивости, функционирования и эволюции геосистем локального, регионального и глобального уровней», а также проектов РФФИ № 05-05-64479, 11-05-00557, 14-05-550 и проекта DEKLIM Министерства науки и образования Германии (BMBF), грант № 01LD0041.

Личный вклад автора

В основу данной работы легли материалы 20-летних палинологических исследований автора в Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН и на географическом факультете МГУ им. М.В. Ломоносова. Личный вклад автора заключается в постановке проблемы, разработке методики исследований, организации полевых работ и личном участии в них, проведении спорово-пыльцевого анализа образцов, статистической и графической обработке полученных данных и их последующей интерпретации. Автором проанализировано около 1000 образцов на спорово-пыльцевой анализ из разрезов позднеплейстоценовых и голоценовых отложений и 80 поверхностных проб. Автором проведено обобщение имеющихся литературных данных, сформулированы основные научные положения работы и выводы.

Апробация работы

Материалы диссертационной работы были представлены на Международных палинологических конгрессах (IX МПК, Гранада, Испания, 2004, X МПК, Бонн, Германия, 2008; XI МПК Токио, Япония, 2012); на Европейских палеоботанических и палинологических конференциях (Афины, Греция, 2002; Прага, Чехия, 2006); на ежегодных ассамблеях Европейского геофизического сообщества (EGU) в 2008, 2011, 2013 г.г., на XVIII Конгрессе ИНКВА (Берн, Швейцария, 2011), на 32-м Международном Географическом Конгрессе (Кельн, Германия, 2012), на Региональных конференциях Международного Географического Союза (Тунис, 2008; Сантьяго, Чили, 2011; Киото, Япония, 2013), на Всероссийских палинологических конференциях (Москва, 1996, 1999, 2002, 2005, Санкт-Петербург, 2008, Сыктывкар, 2013); на XI Ландшафтной конференции (Москва, 2005); на V Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (Москва, 2007), на XV Всероссийском микропалеонтологическом совещании (Москва, 2012), на Всероссийских конференциях «Проблемы восстановления ландшафтов лесостепной зоны» (Государственный музей-заповедник «Куликово поле» 2009, 2011, 2013), на Всероссийских конференциях с международным участием «Исследования территориальных систем: теоретические, методологические и прикладные аспекты» (Киров, 2010, 2012), «Динамика современных экосистем в голоцене» (Казань, 2013); на Всероссийской конференции «Заповедники России и устойчивое развитие» (Центрально-Лесной заповедник, 2007), на международной школе-конференции «Методы палеогеографических исследований» и на других международных и российских конференциях и совещаниях.

Публикации. По теме диссертации опубликовано 55 печатных работ, в том числе 33 статьи в изданиях, рекомендованных ВАК Минобрнауки России для представления материалов диссертационных работ, из которых 18 статей в иностранных рецензируемых журналах, одна монография в соавторстве, а также публикации в прочих изданиях, сборниках и материалах конференций.

Структура и объем работы.

Диссертация состоит из введения, 8 глав, заключения, списка литературы (635 наименований, из которых 411 на иностранных языках) и содержит 322 страницы текста, 86 рисунков и 8 таблиц.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность научному консультанту данного исследования, д.г.н. О.К. Борисовой и зав. Лабораторией эволюционной географии РАН д.г.н., проф. А.А. Величко за ценные советы и всестороннюю помощь при написании диссертации. Автор благодарит своих коллег и соавторов многих публикаций к.г.н. И.С. Зюганову,

к.б.н. Е.М. Волкову, д.г.н. проф. Ю.Г. Пузаченко, к.г.н. Д.Н. Козлова, к.б.н. А.Н. Цыганова, к.г.н. А.А. Чепурную за помощь в работе и обсуждении результатов. Автор выражает самую искреннюю благодарность своим немецким коллегам др. Т. Беттгер и др. Ф. Юнге за возможность использования данных, полученных в рамках совместных проектов, за постоянную поддержку и ценные рекомендации. Автор благодарен директору Центрально-лесного заповедника А. Н. Потёмкину и всем сотрудникам ЦЛГПБЗ за помощь в организации и проведении полевых работ в заповеднике. Особую благодарность автор выражает своему коллеге к.г.н. А.В. Ольчеву за помощь и поддержку на всех этапах работы.

ГЛАВА 1. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

1.1 Материалы исследования

Для реконструкции изменений растительности и климата в позднем плейстоцене и голоцене в данной работе были использованы материалы палеоботанических исследований ряда разрезов на территории России и Восточной Германии, выполненных автором совместно с коллегами из Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН и кафедры ФГиЛ географического факультета МГУ, а также в рамках различных проектов с участием, как российских, так и зарубежных ученых.

Изучение позднеплейстоценовых и голоценовых отложений выполнены на ключевых участках, образующих субширотный трансект в пределах лесной зоны Центральной и Восточной Европы (рис. 1).

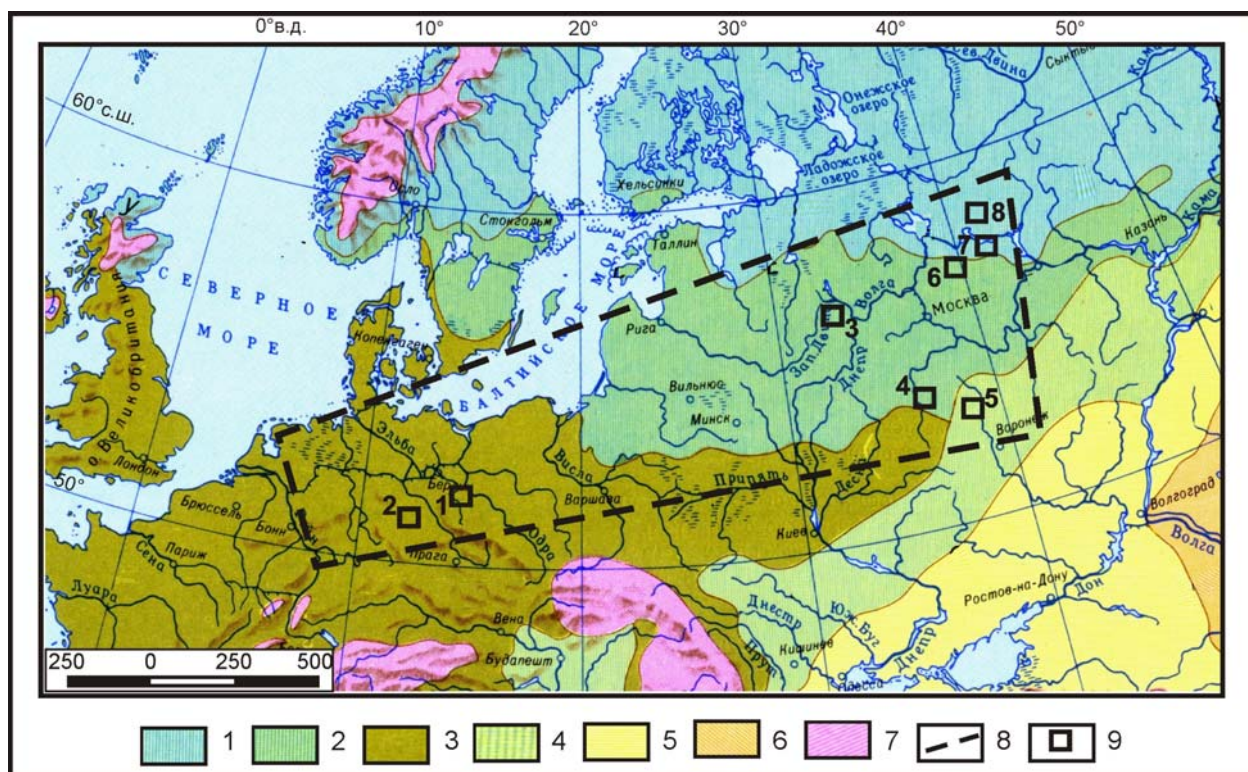


Рис.1. Географическое положение районов исследования

Природные зоны: 1 – тайга, 2 – хвойно-широколиственные леса, 3 – широколиственные леса, 4 – лесостепь, 5 – степь, 6 – полупустыни; 8 – положение трансекта, рассматриваемого в работе; 9 – Ключевые участки: 1 – Клинге (бассейн Эльбы), 2 – Неймарк-Норд и оз. Зальцигер (бассейн Заале), 3 – Центрально-Лесной заповедник (юг Валдайской возвышенности), 4 – Болото Клюква (бассейн Верхней Оки), 5 – Куликово поле (бассейн Верхнего Дона), 6 – Черемошник (бассейн Верхней Волги), 7 – Плес (бассейн Верхней Волги), 8 – Галичское озеро (бассейн Верхней Волги).

В западном секторе изучаемого трансекта в области распространения центрально-европейских широколиственных лесов реконструкции изменений растительности и климата основаны на изучении разрезов позднеплейстоценовых отложений двух ключевых участков, расположенных в Восточной Германии (см. рис. 1). Первый из них, разрез Клинге расположен на водоразделе бассейнов рек Одер и Эльба у самой границы Германии и Польши. Территория, на которой находится второй разрез, Неймарк-Норд, относится к бассейну р. Заале, крупного притока Эльбы. Отложения позднеледникового и голоцена изучены в разрезе озера Зальцигер, также расположенного в бассейне р. Заале в 25 км к северо-западу от карьера Неймарк-Норд.

Наиболее подробно в рамках представленной работы события последнего межледникового, предшествующих и последующих фаз оледенения, а также голоцена, рассмотрены для территории восточноевропейских хвойно-широколиственных лесов на примере разрезов Центрально-Лесного заповедника (юг Валдайской возвышенности, Тверская область). В пределах заповедника и его охранной зоны изучена серия скважин, расположенных в разных геоморфологических условиях. Ландшафтно-климатические реконструкции для голоцена были выполнены также на двух дополнительных ключевых участках в северной части Среднерусской возвышенности. Первый из них расположен в бассейне Верхней Оки у самой границы зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов. Второй исследуемый район находится на территории природно-исторического заповедника «Куликово поле» в бассейне Верхнего Дона, в подзоне северной лесостепи. Необходимость привлечения этих двух территорий для реконструкции изменений растительности и климата в голоцене определяется их положением в пределах региональных экотонов, поэтому даже небольшие колебания соотношения теплообеспеченности и увлажнения находят свое отражение в структуре растительного покрова, что особенно важно для реконструкции короткопериодных изменений климата в голоцене.

В восточном секторе рассматриваемого трансекта в подзоне южной тайги палеоботанические исследования были проведены в бассейне Верхней Волги. Изменения растительности в условиях потепления климата при переходе от московской стадии днепровского оледенения к микулинскому межледниковью реконструированы по палинологическим и карпологическим данным изучения группы разрезов Черемошник (Ярославская область). Детальные исследования скоростей и характера климатических колебаний при переходе от последнего межледникового к ранневалдайскому оледенению выполнены на основе анализа палеоботанических данных по опорному для Восточно-Европейской равнины разрезу Плес (Ивановская область). Несмотря на то, что разрезы Черемошник и Плес имеют перерывы в осадконакоплении, их палеоботанические материалы дополняют

друг друга и позволяют рассмотреть изменения растительности и климата бассейна Верхней Волги в течение всего микулинского межледниковья, включая его переходные фазы и раннеледниковье валдайского оледенения. Изменения растительности и климата позднеледниковья и голоцена этого региона реконструированы по данным разреза осадков Галичского озера (Костромская область).

1.2. Методы отбора и лабораторной обработки образцов

Описание разрезов и отбор образцов эмских/микулинских отложений были проведены в стенках карьеров (в Германии - разрезы Клинге и Неймарк-Норд) и в расчистках обнажений в бортах глубоких оврагов (в России - разрезы Плес и Черемошник). Погребенные органогенные отложения на территории Центрально-лесного заповедника были изучены по серии скважин. Работы проводились при помощи бурового оборудования Eijelkamp, которое позволяет получать отрезки ненарушенного керна, длиной 20 см и диаметром 5 см, до глубины 8–10 м. Изучение голоценовых отложений торфяных болот на всех ключевых участках было выполнено с использованием торфяного бура Сукачева, пробоотборник которого имеет длину 50 см и диаметр 5 см. Для уточнения истории растительности поздних фаз голоцена были заложены дополнительные шурфы. Кроме того в работе использовались образцы отложений озер Галич и Зальцигер, переданных в распоряжение автора коллегами. Бурение этих озер было выполнено при помощи бура Ливингстона. Интервал отбора образцов для спорово-пыльцевого анализа составлял в разрезе озера Зальцигер – 5 см, в разрезе отложений Галичского озера - 20 см, что объясняется большой мощностью разреза.

Для современных исследований отложений позднего плейстоцена и голоцена характерен комплексный подход и высокое временное разрешение получаемых данных. Наиболее перспективными можно считать междисциплинарные исследования, основанные на тесном взаимодействии различных методических подходов (Boettger et al., 2009; Poska et al., 2008; MacDonald et al., 2000; Зерницкая, 2011 и др.). Несмотря на то, что основным методом исследований в данной работе является палинологический, для реконструкции изменений ландшафтно-климатических условий в позднем плейстоцене привлекались данные карпологического анализа, а также принимались во внимание имеющиеся для этих разрезов результаты изотопно-геохимических исследований (Boettger et al., 2009), определения абсолютного возраста методом IR-OSL (Degering, Krbetschek, 2007) и термолюминисцентные даты (Strahl et al., 2010). Палинологические исследования отложений голоцена проводились сопряженно с изучением ботанического состава торфа и его физико-химических свойств и радиоуглеродным датированием отложений. В тех разрезах,

где проводился спорово-пыльцевой и карпологический анализы и ботанический анализ торфа, пробы на растительные макроостатки и палинологический анализ отбирались параллельно, или по возможности из одной и той же скважины.

Лабораторная обработка проб для спорово-пыльцевого анализа проведена по методике, разработанной в Институте географии РАН, с применением тяжелой жидкости с удельным весом $2,2 \text{ г/см}^3$ (Гричук, 1940) в модификации с использованием раствора йодистого кадмия. С целью последующих расчетов концентрации пыльцы и спор в породе образцы определенного объема обрабатывались с добавлением таблеток спор *Lycopodium* (Stockmarr, 1971).

Карпологический анализ разрезов, рассмотренных в представленной работе, выполнен И.С. Зюгановой, определение ботанического состава торфа – Е.М. Волковой. Исследования были проведены по стандартным методикам (Тюремнов, 1959; Никитин, 1969). Для голоценовых отложений степень разложения торфа определялась микроскопическим методом (Лиштван, Король, 1975); зольность торфа (потери при прокаливании) определялась методом, разработанным В. Дином (Dean, 1974). При проведении карпологического анализа в ряде разрезов дополнительно сделан подсчет частиц угля размером более 0.5 мм.

Обработка данных и построение спорово-пыльцевых диаграмм проводились с помощью программы TILIA и TILIA-Graph (Grimm, 1990). Обычно за 100% принята сумма пыльцы древесных пород (AP) и трав (NAP). Процентные соотношения спор, водных растений и переотложенных форм были подсчитаны относительно этой суммы. Если для лучшей интерпретации палинологических данных было необходимо исключить какие-либо таксоны из общей суммы, то это указано в тексте глав и подписях к соответствующему рисунку.

Названия современных видов растений приводятся в соответствии со сводкой С.К. Черепанова (Czerepanov, 1995); названия таксонов надродового ранга – по А.Л. Тахтаджяну (1987).

Определение абсолютного возраста образцов разрезов голоцена проведено в Радиоуглеродной лаборатории Института географии РАН (Москва). Калибровка радиоуглеродных дат и построение модели «возраст – глубина» проводились при помощи программы «clam» (Blaauw, 2012) с использованием калибровочной кривой IntCal09 (Reimer et al., 2009).

При интерпретации ископаемых пыльцевых спектров необходимо учитывать механизмы их формирования и соотношение состава спорово-пыльцевых спектров и окружающей растительности. С целью повышения точности интерпретации ископаемых спо-

рово-пыльцевых спектров было выполнено специальное методическое исследование поверхностных проб из различных природных зон Восточно-Европейской равнины. Для проведения анализа образцы отбирались из верхних 1–2 см почвы (Гричук, Заклинская, 1948), в заболоченных местообитаниях были использованы моховые подушки или живые части сфагновых мхов. При отборе образцов принималось во внимание положение поверхностных проб в ландшафте. В точках отбора проводилось детальное описание растительности (Полевая геоботаника, 1954). Исследования серий поверхностных проб, отобранных в различных геоморфологических и ландшафтных условиях, проведены автором в Центральном-лесном заповеднике, в национальном парке «Орловское полесье», на пробных площадках научного стационара «Лесуново» географического факультета МГУ и на территории музея-заповедника Куликово поле. Кроме того, были собраны и проанализированы поверхностные пробы в Пинежском и Мордовском заповедниках, заповеднике Кологрив, государственном заказнике Былина. Были выполнены исследования поверхностных спектров в ряде точек в Пензенской, Рязанской, Курской и Тульской областях. Всего автором данной работы проанализировано 85 поверхностных проб.

1.3. База данных по поверхностным спектрам

Для уточнения интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров, реконструкции растительности и применения аналогового метода палеоклиматических реконструкций (подробно этот метод рассмотрен в соответствующем разделе) необходима информация о современных спорово-пыльцевых спектрах различных природных зон Восточной и Центральной Европы. Для решения этих задач автором данной работы была составлена база данных по поверхностным спорово-пыльцевым спектрам, куда были включены как собственные данные, так и результаты подсчетов пыльцы, переданные российскими коллегами. Для анализа поверхностных пыльцевых спектров Центральной Европы были использованы материалы баз данных PANGEA, EPD (Европейской палинологической базы данных) и опубликованные таблицы подсчетов компонентов спектра (Dambach, 2000). Преимущественно использовались данные по особо охраняемым природным территориям (ООПТ) – заповедникам, национальным паркам. База данных доступна в сети Интернет: <http://pollendata.org>. Работа по созданию сайта базы и web-дизайн были выполнены А.А. Чепурной.

База данных включает около 300 местонахождений (рис. 2) на территории Центральной и Восточной Европы и Сибири и 630 пыльцевых спектров (большинство точек представлены не одной пробой, а серией поверхностных проб, отобранных в различных растительных сообществах и геоморфологических условиях).

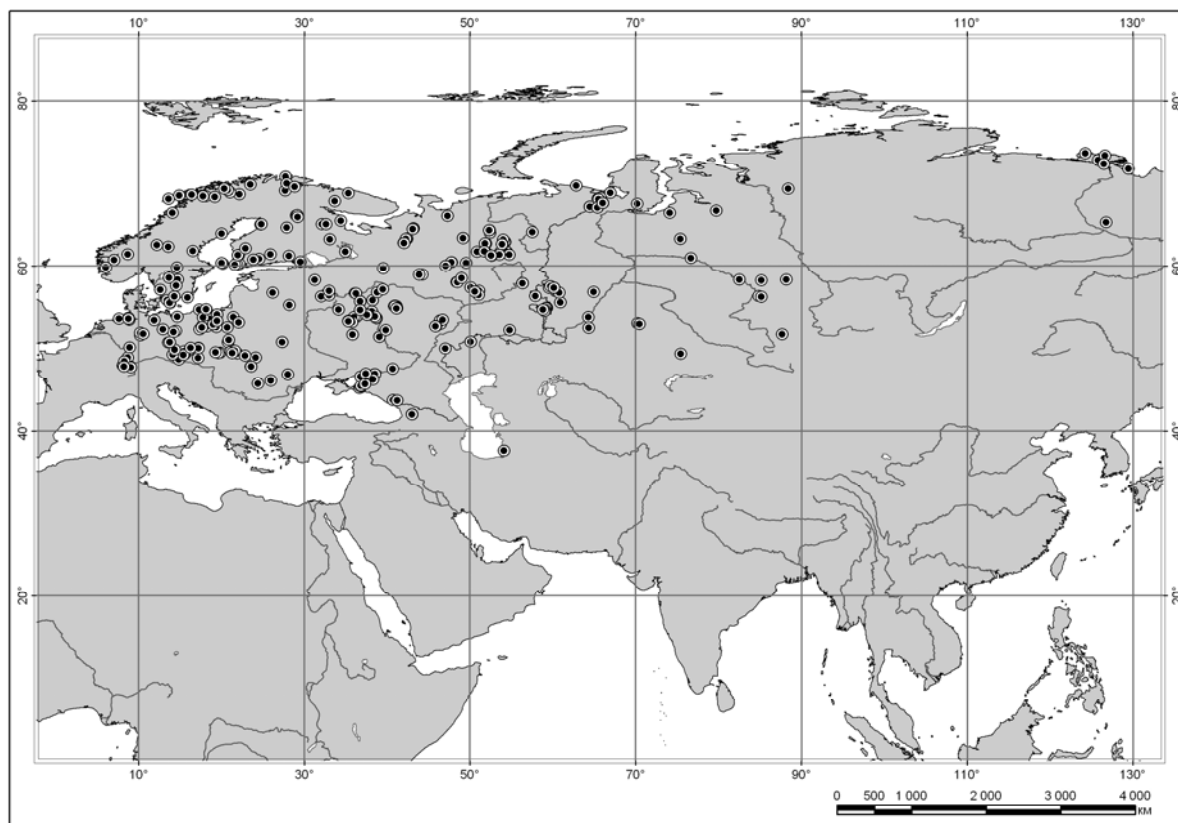


Рис. 2. Карта точек поверхностных спектров, включенных в базу данных (Novenko et al., 2014)

Данные по точкам отбора субфоссильных пыльцевых проб занесены в атрибутивную таблицу, имеющую следующие разделы: информацию о точках, таблицы с подсчетами пыльцы и спор и ссылку на аналитика и публикации. Раздел «Информация о точках» включает в себя название разреза, местоположение (субъект федерации), координаты, абс. высоту, тип пробы (поверхностные пробы почвы, моховые подушки, верхние образцы разрезов морских, озерных, болотных отложений – до глубины 5 см), положение в рельефе (озерная котловина, пойма реки, надпойменная терраса, склон долины, приводораздельный склон, поверхность водораздела и т.д.), сведения о локальной и региональной растительности.

1.4. Методы палеоклиматических реконструкций

В представленной работе для изучения изменений климата в позднем плейстоцене и голоцене использовались климатические реконструкции, полученные различными методами, как выполненные лично автором по материалам изученных разрезов, так и опубли-

кованные данные. В этой связи нам представляется необходимым рассмотреть особенности различных методик палеоклиматических реконструкций и оценить сопоставимость результатов.

Существует два основных подхода к реконструкции климатических характеристик прошлого по палеоботаническим данным: первый основан на изучении экологических требований видов ископаемой флоры (Гричук, 1969, 1985; Iversen, 1944; Kühn et al., 2002), второй – на выявлении статистических связей между составом спорово-пыльцевых спектров и климатическими условиями территории, где в настоящее время может сформироваться пыльцевой спектр подобного состава. Второй подход получил развитие в нескольких направлениях, как, например, поиска переходных функций между составом спектров и температурными параметрами (Huntley and Prentice 1988; Bartlein et al. 1984), а также в виде аналогового метода и его модификаций (Overpeck et al., 1985; Guiot, 1990; Nakagawa et al., 2002; Tarasov et al., 2007, 2009 и др.).

1.3.1. Группа методов, основанных на анализе ископаемой флоры

При реконструкции условий земского межледникового и начальных фаз последующего оледенения в зарубежной Европе широко применяется метод индикаторных видов (Frenzel, 1991; Zagwijn, 1996; Litt, 1994), предложенный датским палеоэкологом Й. Иверсеном (Iversen, 1944). Метод основан на выявлении в ископаемой флоре видов с узкой экологической амплитудой и установлении пороговых значений температур для их произрастания с учетом условий области их современного распространения. Для составления наиболее репрезентативного списка ископаемой флоры используют палинологические и карпологические данные. Классические примеры индикаторных видов для оптимума земского межледникового – *Ilex aquifolium*, *Hedera helix* и *Viscum album* (Iversen, 1944). Подобный принцип используется также для реконструкции палеотемператур на основе данных по фауне жесткокрылых (Aalsberg, Litt, 1998).

В нашей стране для реконструкции палеотемператур и осадков в плейстоцене применяются методы климатограмм и ареалограмм, разработанные В.П. Гричуком (Гричук, 1969, 1985, 1989). Метод климатограмм, который, по сути, является дальнейшим развитием метода индикаторных видов, заключается в совмещении «климатических ареалов» растений – компонентов ископаемой флоры. Климатограмма представляет собой график, на котором показаны пределы двух климатических параметров, допускающих существование того или иного таксона. Значения температур были получены по данным метеостанций на территории современного ареала таксона. При совмещении климатограмм всех видов изучаемой ископаемой флоры выявляется общий участок климатического поля, в котором допускается возможность совместного существования всех компонентов флоры.

В представленной работе использованы климатограммы средней температуры июля и средняя температура января из коллекции, созданной в Лаборатории эволюционной географии ИГ РАН. Пример совмещения климатограмм представлен на рис. 3.

Метод ареалограмм состоит в графическом наложении современных ареалов растений, которые были выявлены с помощью палеоботанического анализа, и климатические характеристики области их современного совместного произрастания принимаются в качестве палеоаналогов для реконструкции условий в прошлом.

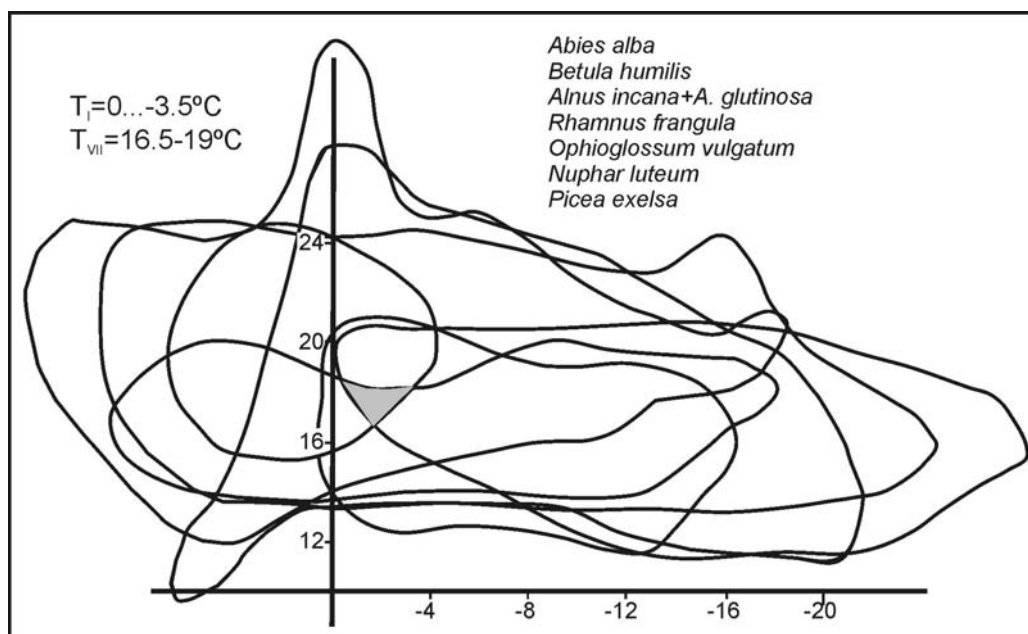


Рис. 3. Пример реконструкции палеотемператур методом климатограмм по данным разреза Клинге

Сочетанием анализа ископаемой флоры и статистических расчетов является метод реконструкции климатических характеристик с помощью функции плотности вероятности (так называемый pdf – метод), предложенный немецким палинологом Н. Кюлем (Kühl et al., 2002, 2007), реконструкции которого по разрезам Восточной Германии были использованы в представленной работе для характеристики условий эмского межледниковья и вислинского оледенения. Суть этого метода заключается в следующем. Область распространения каждого вида делится на ячейки $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ по широте и долготе, в которых по данным близлежащих метеостанций определены средние значения температур и осадков. Климатическая характеристика, например, средняя температура июля, внутри ареала каждого вида рассматривается, как переменная, которая может принимать определенные значения. Если принять допущение, что эта переменная имеет нормальное распределение, то можно найти функцию плотности вероятности этой переменной. Максимальное значение

этой функции будет наиболее вероятной температурой июля, при которой возможно произрастание данного вида, а 95% доверительный интервал включит в себя значения температур, при которых вообще возможно его существование. Для группы видов, составляющих список ископаемой флоры рассматриваемого хроносреза, может быть определена функция плотности вероятности нескольких переменных, и рассчитаны наиболее вероятные значения температур и осадков совместного произрастания выявленных растений.

Результаты реконструкции климатических характеристик, полученные вышеописанными четырьмя методами, очевидно хорошо сопоставимы между собой, так как в основе расчетов лежат одни и те же списки видов ископаемой флоры и данные метеостанций, находящихся внутри их современных ареалов. Учитывается только присутствие таксона в ископаемой флоре, обилие же его в спектре не принимается во внимание.

Использование этой группы методов имеет ограничения. Подобные реконструкции могут быть успешно проведены для оптимальных фаз межледникового детально изученных разрезов, для которых выявлен представительный список ископаемой флоры, состоящий из видов с «узкими» требованиями к теплообеспеченности и влажности климата. Ископаемая флора Восточной и Центральной Европы начальных и переходных фаз межледникового и почти всего голоцена состоит преимущественно из бореальных видов растений, способных существовать в широком диапазоне температур и осадков, поэтому невозможно выделить достаточно узкую область их совместного распространения. Кроме того, необходимо учитывать, что с помощью спорово-пыльцевого анализа не всегда можно определить видовую принадлежность растений, а карпологическими данными обеспечены далеко не все разрезы. Чаще всего, определения производятся на уровне рода или семейства, области распространения которых занимают огромные площади с различными климатическими условиями.

Анализ состава ископаемой флоры также дает возможность показать изменения климата на качественном уровне, выявить тренды основных изменений. Очевидно, что увеличение доли холодостойких видов означает похолодание климата, а термофильных – потепление. Количественная оценка подобных изменений с использованием данных по наиболее полно изученным разрезам в представленной работе выполнена при помощи шкалы экологических индикаторных значений Г. Элленберга (Ellenberg, 1996), разработанной для флоры умеренного пояса Европы и широко применяющейся при различных геоботанических исследованиях (например, Смирнов и др., 2006). Для анализа ископаемой флоры эта шкала впервые была применена автором совместно с И.С. Зюгановой при исследованиях в Центрально-лесном заповеднике (Зюганова, Новенко, 2008; Novenko, Zuganova, 2010).

В таблице, составленной Г. Элленбергом, представлены экологические характеристики более чем пяти тысяч видов растений. Каждому виду присвоено шесть числовых значений (баллов), отражающих его отношение к шести различным экологическим факторам: теплообеспеченности, континентальности климата, грунтовой влажности, освещенности, богатству почвы минеральными веществами, кислотности почвы. Например, минимальные значения в шкале теплообеспеченности (балл 1) присвоены арктическим и альпийским видам, а максимальные (балл 9) – видам, распространенным в наиболее теплых регионах Южной Европы и Средиземноморья. Шкала отношения видов к континентальности климата также изменяется от 1 до 9, где минимальные значения характеризуют растения Атлантического побережья Европы, а максимальные – виды, произрастающие во внутренних районах Центральной Азии. Остальные шкалы составлены по сходному принципу.

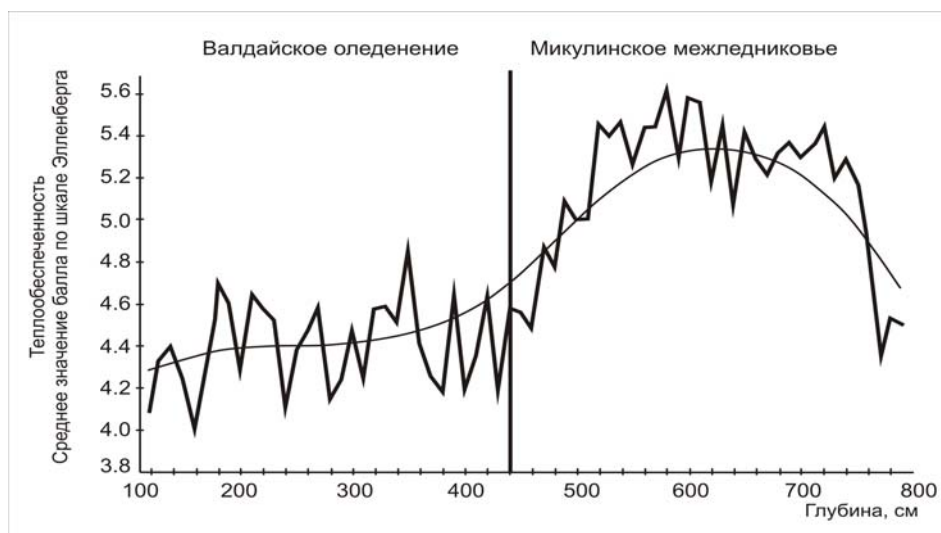


Рис. 4. Изменения экологического состава ископаемой флоры разреза Заповедник-1 (Центрально-лесной заповедник, Тверская область).

Для анализа экологических условий и трендов климатических изменений на ключевых участках в изученных разрезах для каждого образца (иногда группы образцов) был составлен список ископаемой флоры. Для каждого вида по шкале Элленберга установлены баллы, характеризующие его отношение к различным экологическим факторам, и затем рассчитаны средние баллы для этих показателей и построены графики их изменений по разрезу. Пример такого графика приведен на рис. 4. Как показали наши исследования, наиболее информативными являются изменения характеристик теплообеспеченности и континентальности климата, реже влажности субстрата (Novenko, Zuganova, 2010).

1.3.2. Статистические методы климатических реконструкций

В настоящее время для реконструкции климатических характеристик по палинологическим данным широко применяется математический аппарат многомерного статистического анализа. В отличие от реконструкций, основанных на изучении ископаемой флоры, при использовании статистических методов принимаются во внимание количественные соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров.

В группе статистических методов выделяется два различных подхода к палеоклиматическим реконструкциям. Первый подход основан на уравнении множественной регрессии (Huntley, Prentice 1988; Bartlein et al. 1984; 2010; Brewer et al., 2008), связывающем значения содержания компонентов спорово-пыльцевого спектра (предикаторы) и климатические характеристики (критериальные переменные). Однако нелинейность связей между составом спектра и климатическими параметрами, сложность расчетов коэффициентов и подбора параметров регрессии привело к тому, что сейчас это направление практически не разрабатывается в палинологии. Наиболее перспективным его применение является при палеоэкологических реконструкциях с использованием группы организмов, видовой состав и обилие которых зависит от какого-то одного параметра среды, например, от температуры воды для сообществ хирономид (Heiri et al., 2003; Назарова и др., 2013), или уровня грунтовых вод для раковинных амеб (Tolonen et al., 1986; Бобров, 2003).

К рассматриваемой группе методов реконструкции палеоклимата можно также отнести информационно-статистический метод, разработанный В.А. Климановым (1976, 1981), опубликованные реконструкции которого были использованы в представленной работе для характеристики истории климата Восточно-Европейской равнины в голоцене. В основе метода лежит статистическая связь между составом субфоссильных спорово-пыльцевых спектров и климатических характеристик районов их происхождения. Зависимость была получена с помощью информационно-логического анализа (Пузаченко, 1975, Климанов, 1976), для которого были использованы общий состав спорово-пыльцевых спектров и соотношение компонентов в группе пыльцы древесных пород с учетом их информативности для климатических реконструкций. Метод разработан на основе 800 современных спорово-пыльцевых спектров из более 200 точек и позволяет реконструировать среднюю годовую температуру, среднюю температуру июля и января с точностью $\pm 1^\circ$, а среднегодовое количество осадков с точностью ± 50 мм.

Другой принцип для реконструкции палеоклиматических условий с помощью палинологических данных реализуется в «методе лучших аналогов», впервые предложенном Дж. Оверпеком с соавторами (Overpeck et al., 1985), и затем широко примененном при

изучении изменений климата в плейстоцене и голоцене (например, Guiot, 1990; Nakagawa et al., 2002; Tarasov et al., 2007, 2009 и др.). В основе этого метода лежит математическая процедура поиска для ископаемого пыльцевого спектра его наиболее близкого аналога из имеющейся базы данных поверхностных проб, и климатические условия территории происхождения спектра-аналога принимаются в качестве реконструкции условий прошлого. В представленной работе аналоговый метод является основным для восстановления климатических условий в голоцене (математический аппарат метода и результаты его тестирования будут рассмотрены ниже).

При использовании аналогового метода возникает несколько проблем и ограничений. Во-первых, спектры, доминантами которых являются широко распространенные виды растений (например, сосна, береза и т.п.), могут продуцироваться растительностью территорий, удаленных друг от друга на большие расстояния и имеющих совершенно разные климатические условия. Кроме того, современная растительность Европы в настоящее время сильно изменена хозяйственной деятельностью человека, и соотношения компонентов спектра часто не отражают реальную картину зональной растительности территории. В этом случае возникают так называемые «ложные аналоги», особенно если выборка современных пыльцевых спектров немногочисленна (Brewer et al., 2008; Williams, Shuman, 2008). Пути решения этой проблемы заключаются в четкой географической дифференциации выборки современных спектров, увеличении их количества за счет поверхностных проб из особо охраняемых территорий (заповедников, национальных парков и т.п.). Однако на практике это не всегда возможно.

Во-вторых, растительность некоторых временных интервалов плейстоцена, например, ледниковой эпохи или оптимума последнего межледниковья, не имеет близких современных аналогов, следовательно, использование аналогового метода для палеоклиматических реконструкций в данном случае невозможно.

В настоящее время разработано несколько подходов для устранения так называемой «non-analog» ситуации (Bartlein et al., 2010). Одним из направлений дальнейшего развития методов климатических реконструкций на основе аналогов является использование групп таксонов, соответствующих функциональным типам растительности (ФТР), вместо отдельных таксонов – видов растений в качестве элементов спорово-пыльцевого спектра (Tarasov et al., 1998). Система ФТР была предложена при разработке биомной концепции при моделировании растительности и климата Земли в проекте BIOME-6000 (Prentice et al., 1996; Tarasov et al., 1998). Другое направление было реализовано в моделировании «поверхности отклика» (response surface method; Gonzales et al., 2009). В рамках этого метода на основе имеющейся базы данных поверхностных спектров и их взаимосвязей с

климатическими характеристиками моделируется виртуальное пространство, закономерности которого позволяют расширить пул возможных аналогов.

1.3.3. «Метод лучших аналогов» для реконструкции палеоклиматических условий: алгоритм применения и результаты тестирования.

В представленной работе метод лучших аналогов использовался только для климатических реконструкций голоцена и постоптимальных фаз эемского (микулинского) межледниковья, в ситуациях, когда для ископаемых спорово-пыльцевых спектров возможно подобрать аналоги из составленной нами базы данных. Для более ранних временных интервалов использовались флористические методы.

Перед реконструкцией климатических характеристик при помощи аналогового метода проводился предварительный “envelope analysis”, цель которого – оценить, подходит ли рассматриваемый разрез для применения метода аналогов с имеющейся в нашем распоряжении базой данных поверхностных спектров. Этот анализ основан на методе главных компонент, при помощи которого выборка точек современных пыльцевых спектров отображается в виде точек n-мерном пространстве виртуальных факторов. Затем выборка точек ископаемых спектров помещается в это же пространство. Если точки ископаемых спектров лежат внутри поля точек поверхностных проб, это означает, что рассматриваемые ископаемые спектры имеют аналоги в выборке современных спектров, если же вне этого поля, то аналоги подобрать будет невозможно. На рис. 5 показаны примеры двух разрезов – голоценового торфяника Покосьмово, пыльцевые спектры всех образцов которого находятся внутри поля точек современных спектров, и разреза Плес, включающего отложения микулинского межледниковья и раннего валдайского оледенения. Большая часть пыльцевых спектров образцов второго разреза не имеет современных аналогов, по крайней мере в доступном нам наборе современных пыльцевых проб.

Математический аппарат «метода лучших аналогов» подробно описан в публикациях (Guiot, 1990; Nakagawa et al., 2002). Основные принципы этого метода заключаются в следующем:

1) Производится сравнение ископаемых спорово-пыльцевых спектров с современными спектрами из имеющейся базы данных. В качестве меры сходства используется квадрат евклидова расстояния (Overpeck et al., 1985), которое рассчитывается по формуле:

$$d_{ij}^2 = \sum_{k=0}^m (\sqrt{p_{ik}} - \sqrt{p_{jk}})^2$$

p_{ik} – значение содержания таксона k в ископаемом спектре, p_{jk} значение содержания таксона k в современном спектре, m – число таксонов.

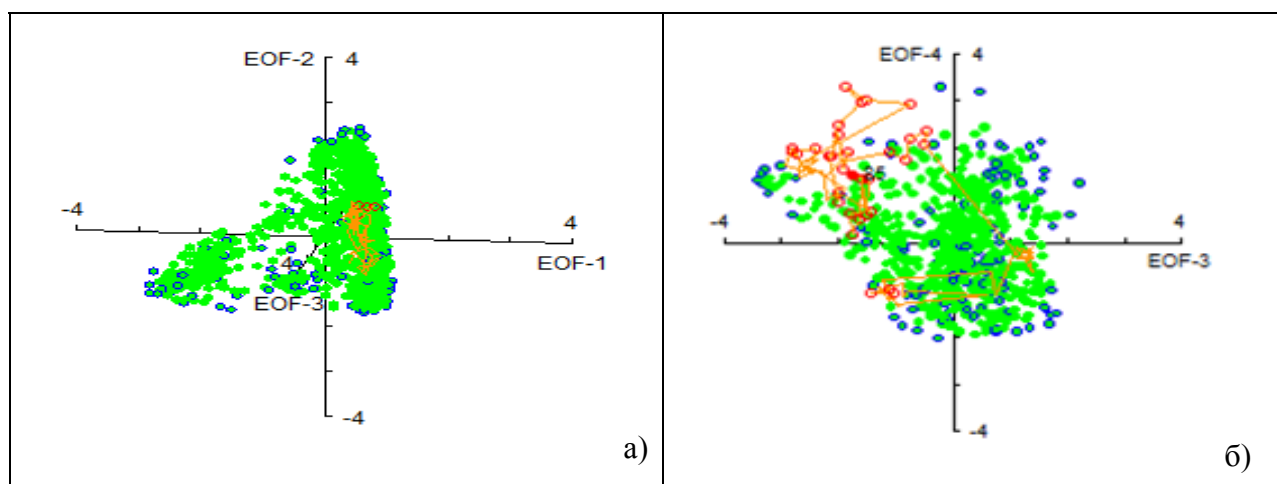


Рис. 5. Примеры предварительного анализа ископаемых спорowo-пыльцевых спектров на возможность применения аналогового метода с имеющейся в нашем распоряжении базой данных по современным спектрам.

а) разрез Клюква, б) разрез Плес (обозначение осей EOF (empirical orthogonal function) - значение эмпирической ортогональной функции).

Два спектра признаются аналогами, если этот показатель ниже принятого порогового значения T . Чем ниже это пороговое значение, тем выше мера сходства между двумя спектрами. Однако очень низкое значение может привести к ситуации, когда в выборке спектры-аналоги могут отсутствовать. Увеличение этого числа повысит вероятность нахождения аналогов, однако также повысится вероятность того, что эти спектры будут характеризовать различные условия. Многочисленные эксперименты, проведенные различными исследователями, показали, что допустимым является пороговое значение от 0.1 до 0.4 (Guiot, 1990; Nakagawa et al., 2002; Williams and Shuman, 2008). В представленной работе принято пороговое значение $T=0.4$. Согласно исследованиям П.Е. Тарасова с соавторами, такое значение T оптимально для реконструкции климатических условий в позднем плейстоцене (Tarasov et al., 2007).

2) Для каждого ископаемого спектра находится N (от 3 до 10) наиболее близких современных спектров («лучших аналогов»). Выбор оптимального количества аналогов также является важным вопросом при применении этого метода. Чем большее количество спектров мы выберем в качестве аналогов, тем меньше вероятность ошибки в реконструкции за счет того, что мы взяли «ложный аналог». Однако, если выборка современных спектров мала, то там может не оказаться, например, более 10 спектров, отвечающих нужным критериям, и тогда реконструкция невозможна. В представленной работе мы приняли $N=8$ спектров-аналогов. Использование такого числа аналогов часто применяется

в подобных работах для реконструкции климата позднего плейстоцена и голоцена (Nakagawa et al., 2002, 2007; Tarasov et al., 2007).

3) Для каждой точки, откуда был взят современный спектр, определены интересные нас характеристики (температуры, осадки, лесистость и т.п.). Реконструированная величина находится как взвешенное среднее этого параметра из N «лучших аналогов».

Все расчеты выполнены в программе Polygon 1.5 (<http://dendro.naruto-u.ac.jp/nakagawa/>), свободно доступной в сети Интернет.

Климатическая информация.

Климатические данные для исследуемой территории были взяты из архива MERRA (Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications) Goddard Earth Observing System (GEOS-5) Data Assimilation System (DAS), разработанного NASA. Архив свободно доступен в сети Интернет:

http://gdata1.sci.gsfc.nasa.gov/daac-in/G3/gui.cgi?instance_id=MERRA_MONTH_ANA

В этом архиве доступна информация по всему Земному шару в узлах сетки размером 2/3 градуса долготы и 1/2 градуса широты начиная с 1979 года. Данные в узлах сетки были получены по результатам реанализа данных измерений метеорологических параметров на метеостанциях и спутниковых данных. Система GEOS-5 (Годдардская система земных наблюдений) включает модельный блок, блок ассимиляции данных и блок интерполяционного анализа. Усвоение данных и расчеты производятся с 3 часовым разрешением по времени. В работе в качестве современных были использованы средние температуры января, июля и года и среднегодовое количество осадков за период 1980-2010 гг., которые были взяты из этого архива.

Тестирование точности метода

Для оценки точности реконструкции температур и осадков аналоговым методом была проведена перекрестная проверка. Принцип такой проверки заключается в следующем. Каждый современный спорово-пыльцевой спектр последовательно исключается из базы данных и используется как ископаемый спектр для реконструкции климатических характеристик, затем полученные величины сравниваются с их современными значениями, полученными в результате интерполяции сеточного архива, при помощи регрессионного анализа. В связи с трудоемкостью процедуры, использовалась группа по 10 пыльцевых спектров. Результаты теста показаны на диаграммах рассеяния (рис. 6) и характеризуются коэффициентом детерминации (R^2) и стандартной ошибкой вычислений (SEE – Standard Error of Estimate). Коэффициент детерминации в регрессионных моделях показывает меру зависимости переменных и интерпретируется, как мера соответствия модели данным. В приемлемых моделях R^2 должен превышать 0.5. Модели считаются достаточно

хорошими, если R^2 превышает 0.8 (Чертко, Кирпиченко, 2008). В идеальном случае реконструированные величины должны быть равны измеренным. Тогда график рассеяния образуют линию с наклоном в 45° , коэффициент детерминации приближается к единице, а стандартная ошибка к нулю.

Полученные данные показали, что аналоговый метод позволяет достаточно хорошо реконструировать среднегодовую температуру и среднюю температуру июля. R^2 составляет 0.81 и 0.75 соответственно, при стандартной ошибке реконструкции годовых температур 1.5°C , а июльских - 1.2°C . Для палеогеографических исследований такая точность является высокой. При восстановлении зимних температур аналоговый метод «работает» гораздо хуже. Коэффициент детерминации R^2 равен 0.61, что можно считать приемлемым, однако высокая ошибка $\text{SEE}=3.1^\circ\text{C}$ делает реконструкции средних температур января весьма неточными.

Реконструкция осадков по палинологическим данным представляет большую проблему при использовании любого палеоклиматического метода, и аналоговый не является в данном случае исключением (Nakagawa et al., 2002; Williams and Shuman, 2008). Коэффициент детерминации R^2 составляет 0.51, что можно считать удовлетворительным. Стандартная ошибка вычислений, немного превышающая 100 мм, также довольно высокая, что необходимо принимать во внимание при интерпретации результатов реконструкции на основе ископаемых пыльцевых спектров. В представленной работе мы используем реконструкции среднегодового количества осадков аналоговым методом больше для выявления тенденций изменений, чем для оценки их количественных значений.

1.3.4. Методика реконструкции изменения лесистости в голоцене

В рамках представленной работы аналоговый метод применялся не только для реконструкции изменений климата, но и для реконструкции изменений лесистости (отношение покрытой лесом площади к общей площади рассматриваемой территории). Оценки современной лесистости были выполнены с использованием спутникового продукта «Vegetation Continuous Fields», разработанного специалистами НАСА и учеными университета Мериленда (Hansen et al., 2001) на основе данных спектрорадиометра среднего пространственного разрешения – MODIS, находящегося на спутниках TERRA и AQUA (<http://glcf.umd.edu/data/vcf>). Используемый спутниковый продукт отражает по классификации НАСА распределение площадей трех компонентов (древесная растительность, травянистая растительность, открытая почва) в пикселе MODIS с пространственным разрешением 500 метров и позволяет рассчитать покрытую лесом площадь для территории любого размера.

В настоящее время подобные спутниковые данные о размерах покрытой лесом площади широко используются для уточнения карт растительности и выявления ущерба лесным насаждениям от ветровалов, пожаров и несанкционированных рубок (Барталев и др., 2011). Сравнение результатов обработки данных MODIS с данными Государственного учета лесного фонда по 1715 лесхозам, проведенное Д.В. Ершовым (2007), показало, что материалы дистанционного зондирования обеспечивают надежные оценки доли древесной растительности в растительном покрове ($R^2=0.70$). Однако четко просматривается недооценка покрытых лесом площадей по данным MODIS для территорий с высокими показателями лесистости (более 70%).

Для характеристики лесистости различных типов ландшафтов в настоящее время были выполнены ее оценки по спутниковым данным MODIS вокруг 630 точек (были взяты те же точки, для которых собраны современные спорово-пыльцевые спектры) в радиусе 20 км. Расстояние в 20 км примерно соответствует размеру территории, с которой поступает пыльца в небольшие болота и озера - наиболее частые объекты при спорово-пыльцевом анализе (Bradshaw, Webb, 1985), и даже в крупные озера около 60% пыльцы заносится с расстояния не более 25 км от береговой линии (Hellman et al., 2008).

Эксперименты с различными радиусами, выполненные П.Е. Тарасовым с соавторами (2007) по оценке лесистости для территории Сибири и северо-востока Азии, показали наиболее высокие коэффициенты корреляции между рассчитанными и реальными показателями лесистости в тех же точках, если для реконструкции была взята территория 21x21 км вокруг каждой точки. Таким образом, мы можем использовать этот удачный опыт для исследования древесной растительности в Европе.

Для оценки точности реконструкции величины покрытых лесом площадей аналогичным методом также была проведена перекрестная проверка, подобно той, что была нами выполнена для реконструкции климатических характеристик. Результаты теста показали удовлетворительную корреляцию между величинами лесистости (рис. 7), определенными при помощи аналогового метода на основе современных спорово-пыльцевых спектров и измеренными по спутниковым данным MODIS (коэффициент детерминации $R^2=0.57$, стандартная ошибка SEE= 10.8%). Подобная точность, хотя и не является высокой, но вполне достаточна для палеогеографических реконструкций.

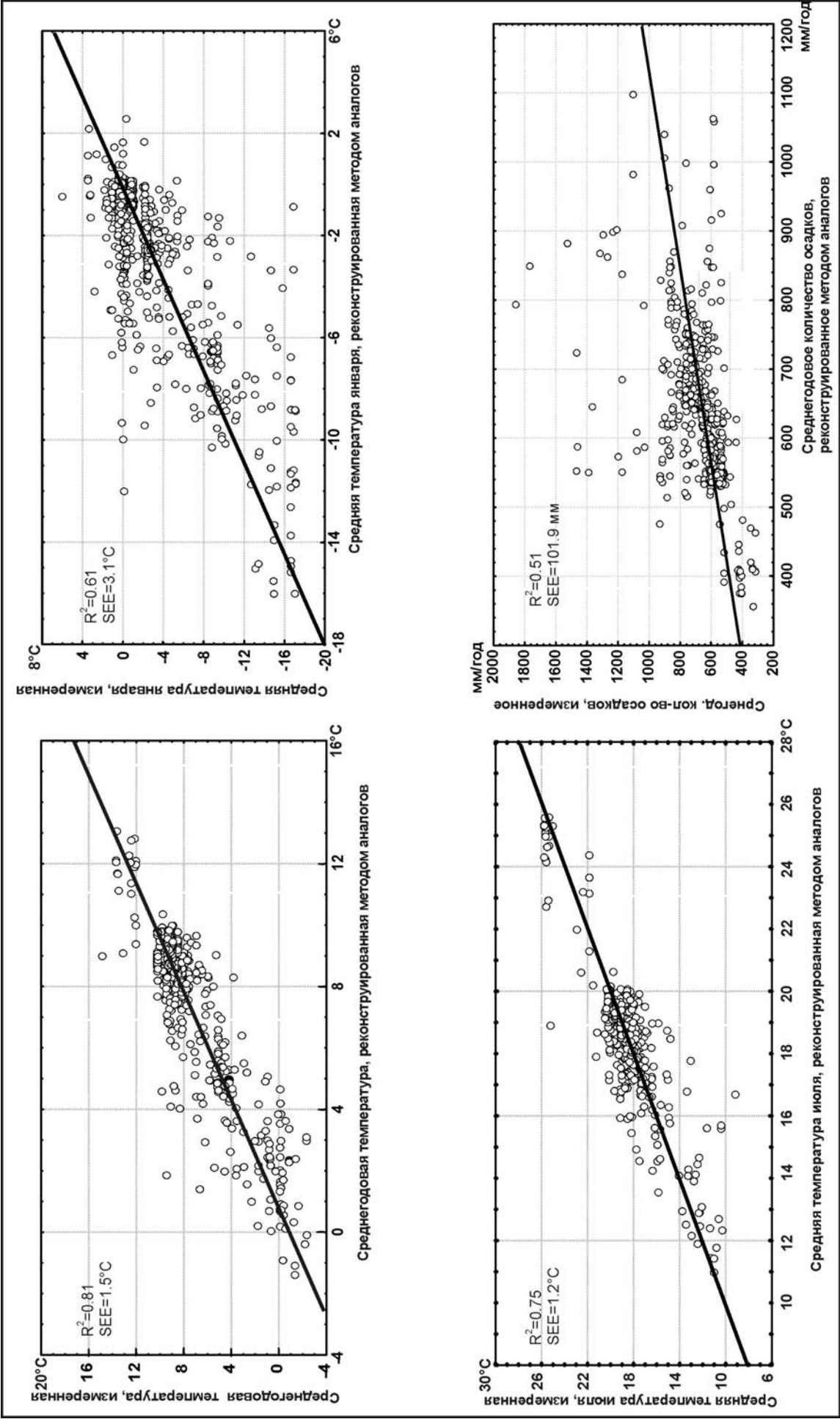


Рис. 5. Результаты тестирования точности реконструкции температур и осадков аналоговым методом на данных современных поверхностных проб

Тестирование этого метода на палинологических данных для территорий, расположенных вне лесной зоны, показало, что в аридных и тундровых регионах реконструированная доля древесной растительности получилась существенно завышенной по сравнению с реальным растительным покровом, так как в современных спорово-пыльцевых спектрах этих районов содержание дальнезаносной пыльцы древесных пород (преимущественно сосны) может достигать 30%, что накладывает ограничения на использование аналогового метода (Tarasov et al., 2007).

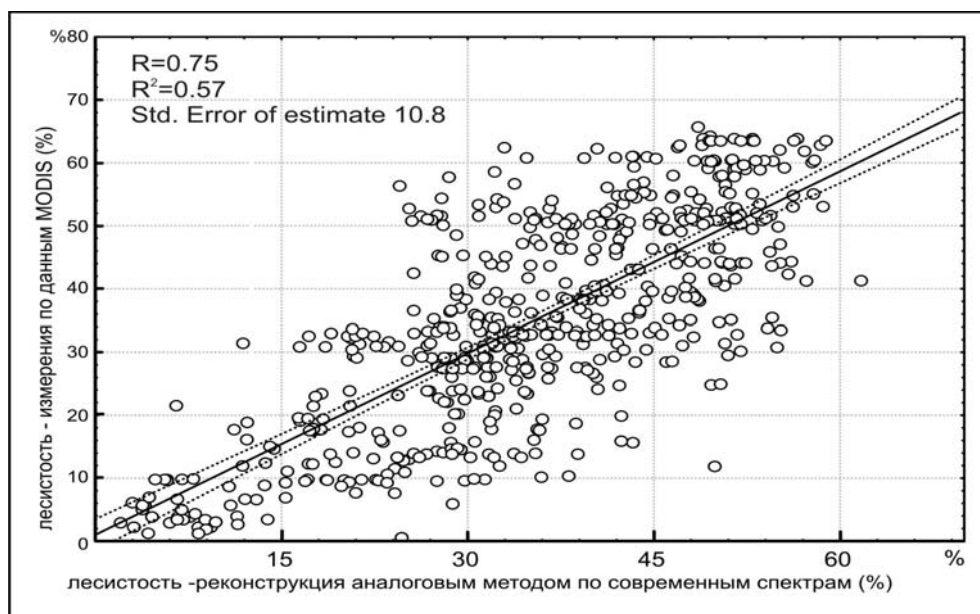


Рис. 7. Результаты тестирования метода реконструкции лесистости с использованием современных спорово-пыльцевых спектров.

ГЛАВА 2. ОСОБЕННОСТИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ РЕЗУЛЬТАТОВ СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОГО АНАЛИЗА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЭКОСИСТЕМ ЛЕСНОЙ И ЛЕСОСТЕПНОЙ ЗОН ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

2.1. Соотношение состава спорово-пыльцевых спектров и продуцирующей их растительности в лесной и лесостепной зонах Восточной и Центральной Европы

Спорово-пыльцевой анализ уже многие десятилетия применяется для реконструкции палеоландшафтов, динамики экосистем в плейстоцене и голоцене и взаимодействия человека и среды. Однако вопросы, насколько точны выводы о характере растительного покрова, и какой степени детальности можно достигнуть, применяя спорово-пыльцевой метод, до настоящего времени остаются открытыми. Изучение субрецентных спектров, начиная с работ В.П. Гричука, Е.Д. Заклинской (Гричук, 1941; Гричук, Заклинская, 1948; Заклинская, 1951), Е.Л. Мальгиной (1952), Р.В. Федоровой (1950, 1952а,б; 1956), М.Х. Моносзон (1952), М.В. Кабайлене (1969), Э.М. Зеликсон (1977) и до последних десятилетий, например, работы Л.В. Филимоновой (Филимонова, 1999; 2005), А.М. Короткого (2002), Н.Е. Рябогиной (2004, 2005), Е.Г. Лаптевой (2007, 2012), Л.М. Моховой (Mokhova et al., 2009), П.Е. Тарасова (Tarasov et al., 2007), О.В. Лисициной (Lisitsyna et al., 2011)? Е.Ю. Новенко с соавторами (Новенко и др., 2011, 2012; Матишов и др., 2012), показали важность регионального подхода к интерпретации данных пыльцевого анализа.

За рубежом среди первых исследований современных спектров следует отметить работы М. Девис (Davis, 1963) и С.Т. Андерсена (Andersen, 1970). Ими были сделаны попытки расчета переходных коэффициентов для связи растительности и состава спорово-пыльцевых спектров (в нашей стране подобные методические разработки были сделаны еще раньше В.П. Гричуком и Е.Д. Заклинской, но они не были известны на западе). Впоследствии, появился огромный массив работ по субфоссильным спорово-пыльцевым спектрам, наибольшее количество которых принадлежит исследователям из Норвегии, Великобритании, Швеции, Финляндии и стран Балтии (Bradshaw, Webb, 1985; Hicks, 1992, 2001; Hjelle, 1998; Bennet, Hicks, 2005; Sugita et al., 1999; Broström et al., 1998, 2005; Seppä et al., 2004; Gaillard et al., 2008; Giesecke, 2005; и др.). Как отдельное направление в палинологии в последние годы стала развиваться программа мониторинга пыльцевого дождя. Большое внимание в этих работах уделено определению области поступления пыльцы в рассматриваемый спектр, возможностям моделирования растительного покрова на локальном уровне на основе соотношений компонентов рецентных спектров (Sugita, 2007; Gaillard et al., 2008; 2010; Broström et al., 2008). Результаты исследований, как классических палинологических работ, так и с применением новейших методов математического

моделирования, показали, что проблема интерпретации результатов спорово-пыльцевого анализа, соотношения компонентов спектров и видового состава окружающей растительности в каждом конкретном регионе может быть решена путем сопряженного изучения поверхностных проб и описания растительности. Интерполяция закономерностей, полученных по данным одних территорий на отдаленные, и даже смежные, районы возможна только с учетом пыльцевой продуктивности отдельных видов. В этой связи собранная нами база данных поверхностных спектров, включающая точки на территории Восточной Европы, и привлечение материалов баз данных PANGEA и EPD по Центральной Европе позволяют нам рассмотреть особенности формирования пыльцевых спектров различных природных зон и использовать эти данные для интерпретации ископаемых спектров изучаемой территории.

Анализ спорово-пыльцевых спектров лесных сообществ северной и средней тайги (рис.8), проведен по материалам Пинежского и Печеро-Илычского заповедников, ряда точек из лесных сообществ на территории республики Коми и Архангельской области, государственного заказника Былина (Кировская обл.). Особенности спектров южнотаежных лесов мы рассмотрим на примере Центрально-лесного заповедника в Тверской области, на территории которого было выполнено специальное методическое исследование 65 поверхностных проб из различных растительных сообществ (Новенко и др., 2011). Кроме того, привлечены результаты изучения современных спектров с биостанции Чистый лес и с болотного массива Галицкий мох (Тверская обл.), из заповедника Кологрив (Костромская обл.), из заповедника Нургуш и заказника Бурмакино в Кировской области (рис. 9).

Полученные данные показали, что в спектрах лесных сообществ преобладает пыльца древесных пород, преимущественно ели, сосны и березы, соотношение которых в лесах зависит от местных эдафических условий. В ряде точек на северо-востоке Восточно-Европейской равнины в спектрах присутствует пыльца сибирской сосны и пихты (Жуйкова, 2001; Новенко, Жуйкова, 2014). Пыльца карликовой березки - постоянный компонент спектров точек из северной и средней тайги, в то время как в спектрах южнотаежных лесов ее пыльца либо единична, либо вообще отсутствует. Группа трав немногочисленна, отмечена пыльца злаков, осок, вересковых и некоторых других широко распространенных семейств. Характерная черта спектров таежных лесов – присутствие спор лесных плаунов *Huperzia selago*, *Lycopodium annotinum*, *L. clavatum*. В поверхностных пробах таежных лесов Финляндии и Швеции часто встречается пыльца морошки (*Rubus chamaemorus*) и плаунка плауновидного (*Selaginella selaginoides*).

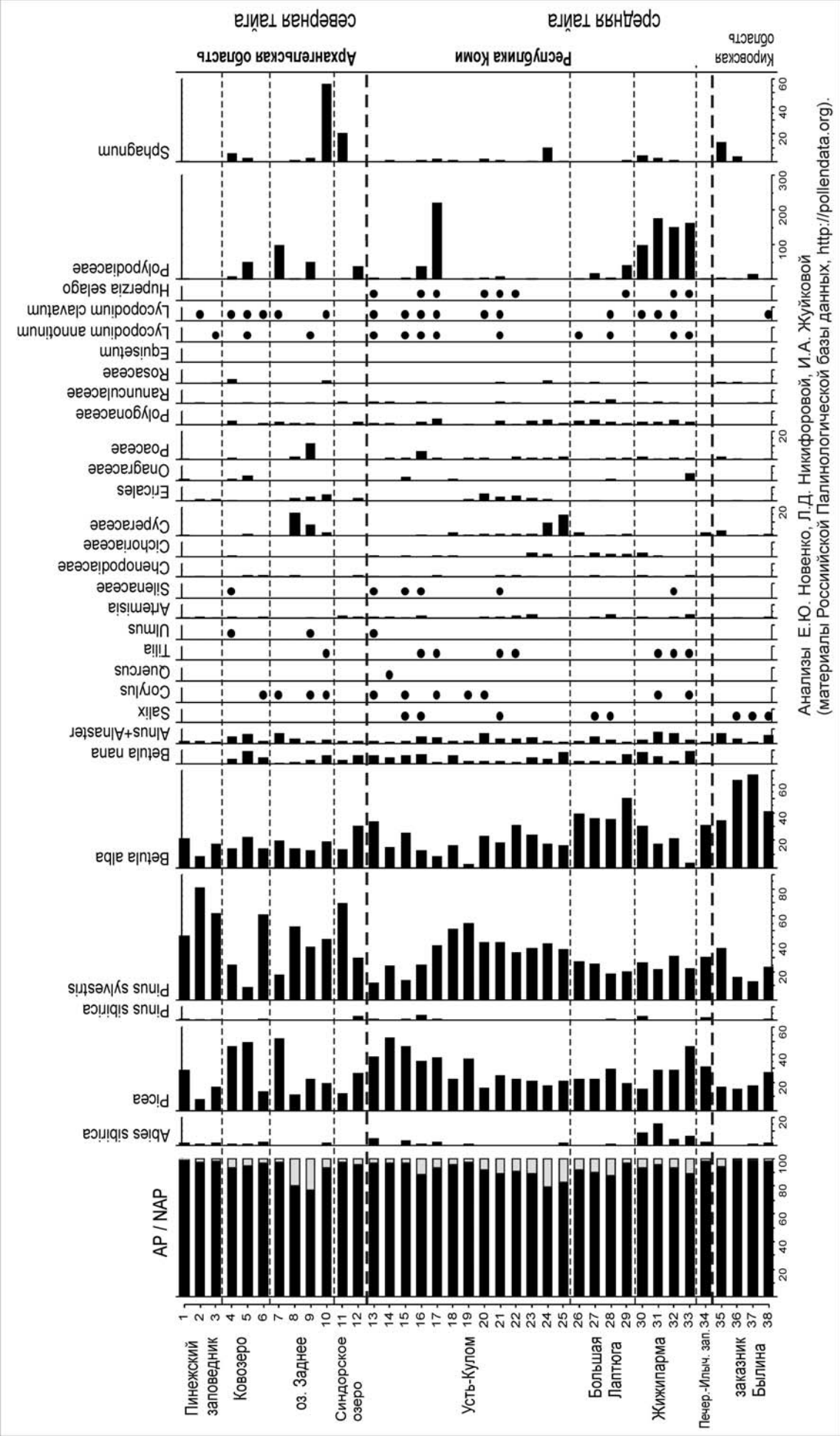
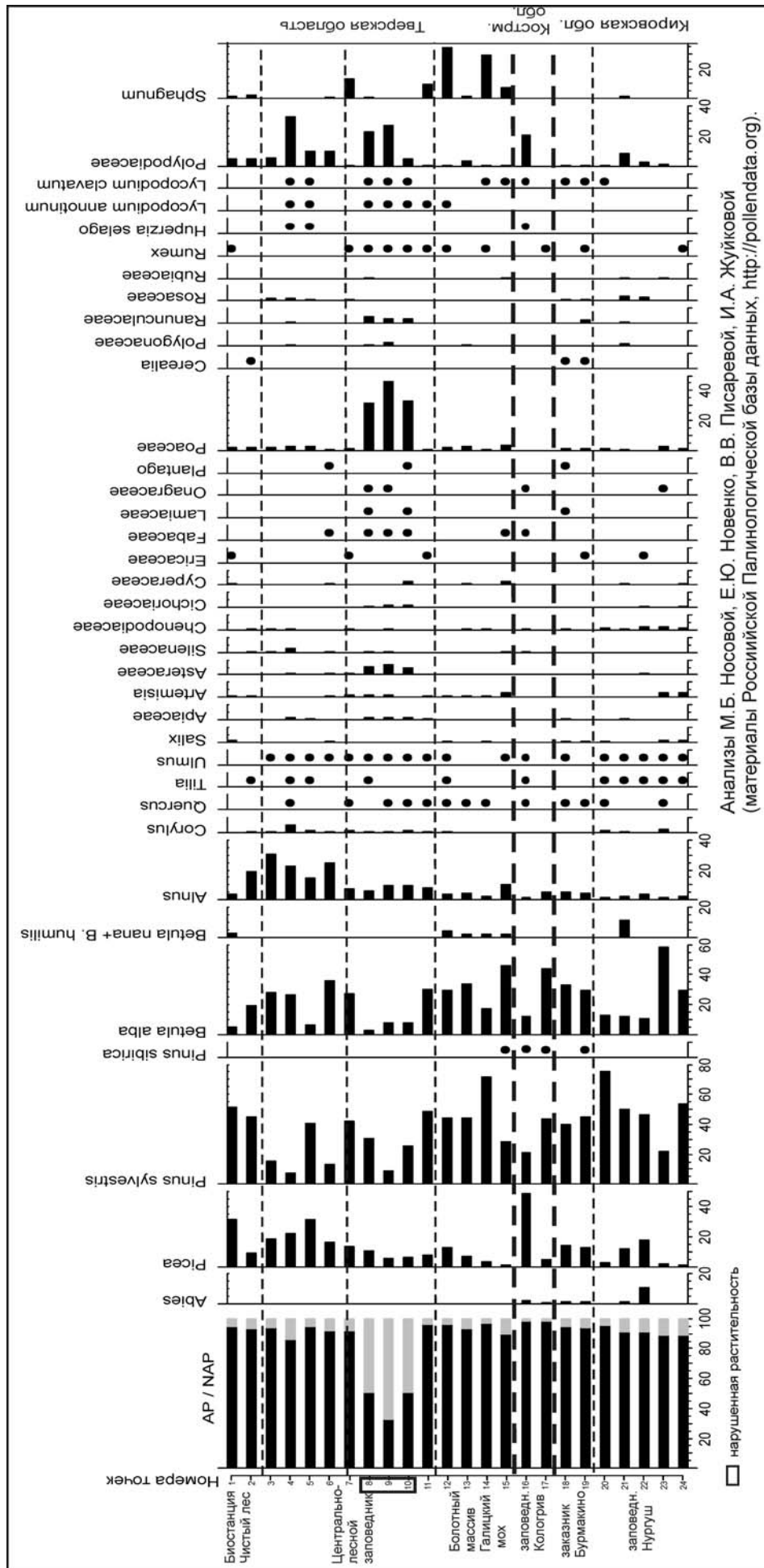


Рис.8. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных проб из северной и средней тайги Восточно-Европейской Равнины (AP+NAP=100%)



Несмотря на то, что почти все рассмотренные точки характеризуют различные типы еловых лесов, содержание пыльцы ели в спектрах колеблется от 15 до 50% и занижено по сравнению с ее присутствием в растительности. Так, например, доля пыльцы ели в спектрах поверхностных проб из Центрально-лесного заповедника составляет в среднем 15–18%, хотя содержание ее в древостое достигает 90% и более. В сфагновых ельниках участие пыльцы ели еще ниже – 11,5–12%, а на территориях, прилегающих к лесным участкам, например, в некоторых точках в центре крупного болотного массива. Содержание пыльцы ели падает до десятых долей процента (Новенко и др., 2011).

Доля пыльцы таких таксонов, как сосна, береза и ольха (ветроопыляемых растений с высокой пыльцевой продуктивностью) в спектрах практически всегда завышена по отношению к участию этих пород в составе древостоя. Содержание пыльцы сосны и березы относительно высоко во всех рассмотренных поверхностных пробах. Максимальные значения участия пыльцы сосны (до 80%), помимо собственно сосновых лесов заповедников Кологрив, Нургуш, Пинежский, отмечены в точках, расположенных в центре верховых болот и в сфагновых ельниках. Подобные закономерности отмечены также в поверхностных спорово-пыльцевых спектрах таежных лесов в Финляндии, Норвегии и Швеции (Seppä et al., 2004, Björne et al., 2005, Giesecke, 2005).

Исследование пыльцевых спектров из ловушек Таубера, проведенное Ш. Хикс (Hicks, 2001) в течение почти 20-летнего периода в Северной Финляндии, и аналогичные исследования М.Б. Носовой с соавторами в течение 5-ти лет в центральных районах Восточно-Европейской равнины (Nosova et al., 2014) показали, что в северо- и среднетаежных лесах ель обладает более низкой пыльцевой продуктивностью, чем сосна и береза. Участие ее в спектрах занижено по отношению к доле в лесных сообществах, в то время как содержание пыльцы сосны и березы существенно превышает их роль в окружающей растительности.

Следует отметить, что в спектрах таежных лесов периодически отмечается пыльца широколиственных пород (дуба, вяза) и лещины, реже липы. Эти виды на рассматриваемой территории в подзоне северной тайги не растут, в подзоне средней тайги встречаются редко, преимущественно на юго-западе рассматриваемой территории, а в южной тайге присутствуют во втором ярусе в наиболее благоприятных местообитаниях (Грибова и др., 1980). В местах отбора рассмотренных нами поверхностных проб (рис. 2; 9) широколиственные породы в составе растительности отсутствуют, за исключением нескольких точек в заповедниках Центрально-лесном и Нургуш. Очевидно, единичные зерна пыльцы широколиственных пород поступили в поверхностные пробы в результате ветрового заноса. Чаще пыльцы остальных видов встречается пыльца дуба, пыльцевая продуктивность ко-

торого выше, чем у других широколиственных пород деревьев Европейской части России. В тех же местах, где они действительно произрастают, количество их пыльцы в спектрах возрастает. Например, в спорово-пыльцевых спектрах ельников неморальных на территории Центрально-лесного заповедника доля широколиственных пород всегда выше (до 2–3% от суммы пыльцы древесных и травянистых растений), чем в остальных типах ельников (менее 1%), что может служить диагностическим признаком этих ельников при интерпретации палинологических данных. В поверхностных пробах среднетаежных лесов заповедника Кивач в Карелии Л.В. Филимоновой (1999) отмечено, что в пыльцевых спектрах липняков с островов Кижских шхер содержание пыльцы липы составляет от 2 до 11% и вяза - до 2%, в прочих же местообитаниях участие этих таксонов не превышает доли процента.

Спорово-пыльцевые спектры хвойно-широколиственных лесов изучены на территории научного стационара Лесуново кафедры ФГиЛ географического факультета МГУ (Рязанская Мещера) и на пробных площадках в районе г. Касимов (Рязанская область), в ряде точек в Пензенской области и в Тульской области, в окрестностях г. Белев (рис.10). Также привлечены материалы изучения рецентных пыльцевых спектров на Звенигородской биостанции биологического факультета МГУ в Московской области (Носова и др. 2013). Пробы отбирались в относительно ненарушенных лесных массивах, насколько это было возможно при общей высокой освоенности территории; несколько точек было взято в естественных луговых сообществах. Серия проб отобрана на зарастающих полях, чтобы выявить отличия спектров естественных и нарушенных фитоценозов.

Как показывают полученные данные, в спорово-пыльцевых спектрах лесных сообществ доля пыльцы древесных пород не опускается ниже 90%, причем ведущая роль принадлежит пыльце березы и сосны. Доля пыльцы ели колеблется от 1-3% до 40% в зависимости от состава локального растительного сообщества. Так на территории стационара Лесуново содержание пыльцы ели высокое (35-40%) только в точках, расположенных непосредственно в ельниках под кронами деревьев. Широкое развитие песчаных флювиогляциальных отложений в Рязанской Мещере обусловило доминирование сосновых и елово-сосновых лесов. В точках, расположенных в сосновых лесах, уже на расстоянии 500 м от ельников, доля пыльцы ели падает до нескольких процентов. Доля широколиственных пород также высока только в точках, где эти породы обильны в древостое. Например, в широколиственном массиве в урочище Гиблицы в Касимовском ополье (Рязанская область) содержание пыльцы дуба возрастает до 40%. В некоторых точках Пензенской области доля пыльцы дуба составляет 5-10%.

Рис.10. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных спектров лесных сообществ хвойно-широколиственных и широколиственных лесов и лесостепи Восточно-Европейской Равнины (AP+NAP=100%)

Рассматривая особенности спорово-пыльцевых спектров зоны смешанных хвойно-широколиственных лесов, привлекая материалы палинологической базы данных поверхностных спектров, следует отметить, что в поверхностных спектрах хвойно-широколиственных лесов Эстонии, Латвии и Беларуси соотношение основных пыльцевых таксонов также варьирует в широких пределах (Kimmel et al., 1996; Kopf et al, 2002, Еловичева, 1993). Однако в большинстве поверхностных пыльцевых спектров участие широколиственных пород выше, чем в центральных районах Европейской части России, появляется пыльца граба и бука.

В Центральной Европе хвойно-широколиственные буково-еловые и буково-сосново-еловые леса распространены только в областях Среднеевропейских герцинских глыбовых гор, к которым относятся, например, массивы Шварцвальда, Гарца, Тюрингский лес и Рудные горы. В спорово-пыльцевых спектрах ненарушенных растительных сообществ этих районов содержание пыльцы ели может колебаться от 50 до 80% при заметном участии пыльцы сосны и бука (Dambach, 2000). Исследования, проведенные в рамках программы пыльцевого мониторинга на девяти ключевых участках в различных природных зонах в Европе, показали, что пыльцевая продуктивность ели в центрально-европейских хвойно-широколиственных лесах значительно выше, чем в таежных лесах северной Финляндии и Швеции (Broström et al., 2008).

Широколиственные леса в виду их фрагментарного распространения в настоящее время в пределах Восточно-Европейской равнины удалось изучить только в районе Тульских засек на территории Яснополянского лесничества и в Национальном парке (НП) Орловское полесье. Две пробы взяты их верхнего горизонта мха на небольших карстовых болотах в районе г. Тулы в окружении агроландшафтов.

Характерная черта пыльцевых спектров относительно ненарушенных широколиственных лесов – преобладание пыльцы деревьев и кустарников (80-90%). Несмотря на то, что в спектрах доминирует пыльца березы и сосны, обращает на себя внимание увеличение доли липы (до 20%) и дуба (до 10%) в спектрах из Тульских засек. В поверхностных пыльцевых спектрах из широколиственных лесов на территории Прибалтики и Польши (материалы базы данных) существенно возрастает доля пыльцы дуба, значительную роль в спектрах играют граб и бук, содержание пыльцы остальных широколиственных пород деревьев невелико (Latalowa, 1982; Makohonienko, Walanus, 1991). На существенное увеличение доли пыльцы широколиственных пород в поверхностных пробах из широколиственных лесов на Южном Урале указывает Е.Г. Лаптева (2007). Согласно результатам ее исследований, сумма пыльцы липы, клена, дуба и вяза в этих фитоценозах составляет 30-40 % (от AP+NAP).

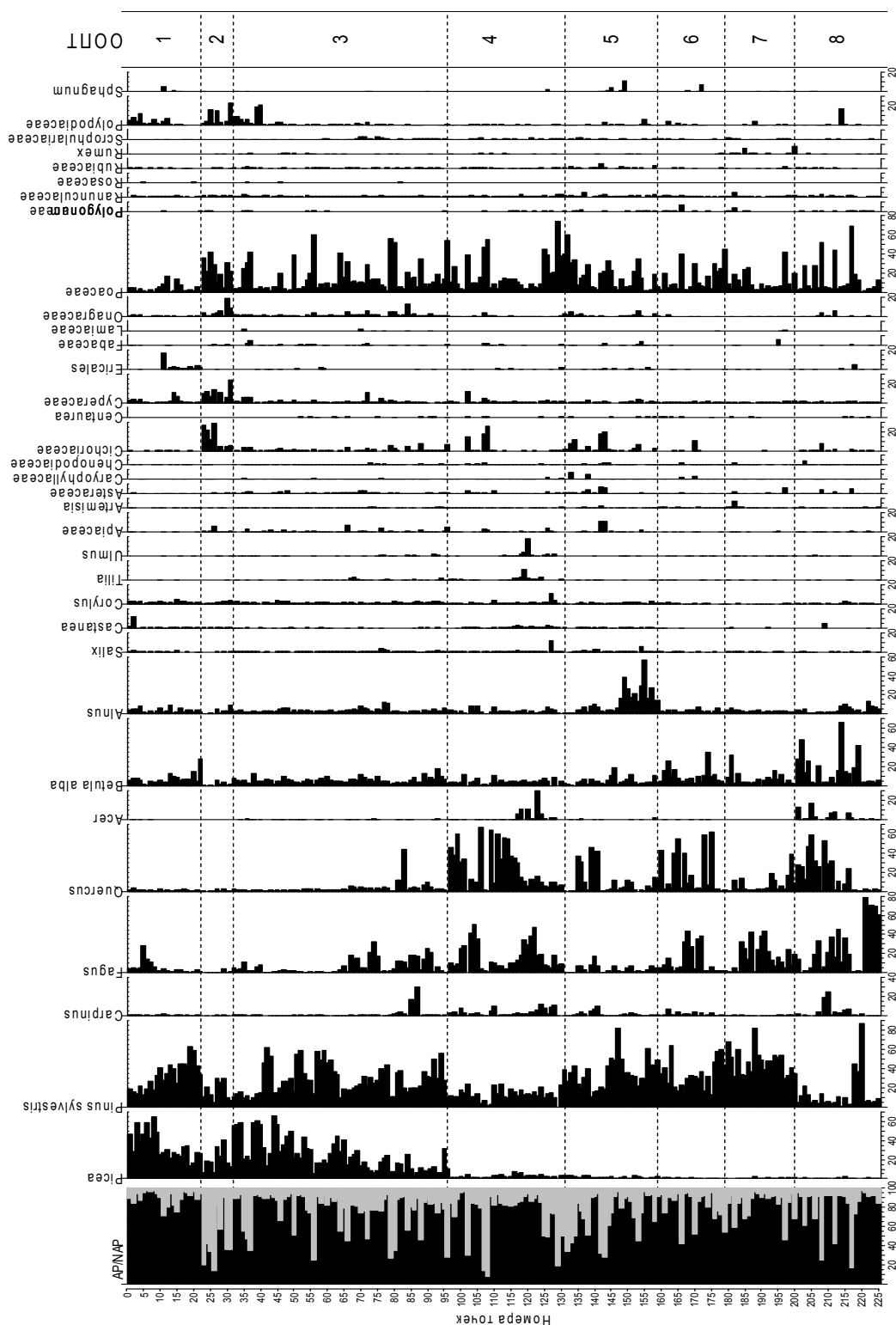


Рис. 11. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных проб ООПТ (особо охраняемых природных территорий) в Германии и Австрии (диаграмма построена по материалам базы данных RANGEA, AP+NAP=100%).

ООПТ: 1 – Nordschwarzwald (Северный Шварцвальд, Германия), 2 – Waldviertel (Вальдфиртель, лесной массив на северо-востоке Австрии), 3 – Donnersberg (заповедник Доннерсберг, Северный Пфальц, Германия), 4 – Bienwald (заповедник Биенвальд, южный Пфальц, Германия), 5 – Eberswalder Urstromtal (лесной массив в восточном Бранденбурге, на границе Германии и Польши), 6 – Vilm (заповедник на острове Вильм в Балтийском море), 7 – Rheinsberg (лесной массив Райнсберг, Бранденбург), 8 – Ruegen (заповедник на острове Рюген в Балтийском море).

На территории национального парка Орловское полесье основными почвообразующими породами являются зандровые пески, что создало предпосылки для широкого распространения сосновых и широколиственно-сосновых лесов. Нами были изучены поверхностные спектры, как в чистых сосняках, так и в смешанных дубово-сосновых лесах с участием липы. Доля сосны в спектрах составляет от 70 до 85%, березы около 15-20%. Содержание пыльцы дуба и лещины не превышает 5% каждого таксона, пыльца остальных широколиственных пород представлена единично. В небольшом количестве отмечена пыльца ели, южная граница ареала которой проходит вблизи НП Орловское полесье.

Спектры центрально-европейских широколиственных лесов и горных хвойно-широколиственных лесов, представленные данными 225 точек из 8 особо охраняемых территорий Германии и Австрии, характеризуются доминированием пыльцы бука, дуба и сосны (рис.11; Dambach, 2000). Участие пыльцы этих таксонов колеблется от 20 до 80% в зависимости от состава древесного яруса лесных сообществ, откуда были взяты пробы. В некоторых точках в спектрах существенную долю составляет пыльца граба. Содержание пыльцы остальных древесных пород (клена, липы, вяза и лещины) невелико (не превышает 5-7%), за исключением нескольких точек. Постоянный компонент спектров – пыльца каштана, широко культивируемого в Германии в парках и на улицах городов. Пыльца ольхи также немногочисленна в спектрах. Исключение составляют поверхностные пробы из лесного массива Эберсвальдер (Eberswalder) в восточном Бранденбурге, на границе Германии и Польши, расположенного в пологой древней долине стока талых ледниковых вод. Развитию ольшатников здесь способствуют местные эдафические условия.

Спорово-пыльцевые спектры Восточно-Европейской лесостепи изучены на территории музея-заповедника Куликово поле в различных геоморфологических позициях – на водоразделе, на остепненных склонах крупных балок в сообществах, близких к ковыльно-разнотравным степям, на склонах вблизи балочных лесов, в пойме реки Непрядвы. Кроме того, для характеристики спектров лесостепи были привлечены опубликованные данные Р.В. Федоровой по поверхностным пробам в районе с. Костенки (Борисковский, 1963) и верхний образец разреза болота у села Ступино Воронежской области (анализы М. Чернавской, материалы EPD), а также несколько поверхностных проб, проанализированных автором, из района с. Авдеево Курской области. К сожалению, все эти точки характеризуют пойменные луга или агроландшафты.

Спектры лесостепи имеют четкие отличия от спектров лесной зоны (см. рис.10). Содержание пыльцы трав и таксономическое разнообразие этой группы заметно возрастает. Участие группы травянистых колеблется от 40% до 60%, а в спектрах нарушенных сообществ достигает 80%. Ведущие компоненты – полынь и злаки; появляется пыльца рас-

тений, характерных для лугово-степных сообществ: *Centaurea*, *Polygonum bistorta*, *Valeriana*, Dipsacaceae, Campanulaceae, Caryophyllaceae, Brassicaceae, Fabaceae. Пыльца различных видов семейств маревых и сложноцветных также присутствуют в спектрах, но в большом количестве отмечается только в спектрах сообществ на сельскохозяйственных землях. Обращает на себя внимание бедность группы спор, среди которых в спектрах лесостепи отмечены только споры хвоща, папоротников сем. Polypodiaceae и сфагновых мхов (единично).

Содержание пыльцы древесных пород в спектрах лесостепи существенно завышена по отношению к реальному участию древесной растительности на окружающей территории, что неоднократно отмечали палинологи, проводившие исследования на границе леса и степи (Федорова, 1952а; Мальгина, 1950; Болиховская, 1995; Лаптева, 2007; Рябогина, 2004). Особенно доля этой группы возрастает на площадках, непосредственно примыкающих к лесным участкам, и в точках, расположенных в пойме. Преобладает пыльца сосны и березы, видов, обладающих высокой пыльцевой продуктивностью и дальностью разноса. Постоянные компоненты - пыльца ольхи и широколиственных пород, но их содержание невелико (до 3%). Как показали исследования Н.Е. Рябогиной в лесостепной области Западной Сибири, участие пыльцы деревьев и кустарников в современных спектрах остепненных или луговых участков может превышать реальную долю лесных сообществ в ландшафте района в 1,8–4,5 раза (Рябогина, 2005).

Рассмотренные данные по составу и соотношению основных компонентов спорово-пыльцевых спектров поверхностных проб из различных регионов Центральной и Восточной Европы позволяют сделать заключение, что спорово-пыльцевые спектры проб из лесной зоны, отобранных на небольших озерах и болотах, расположенных внутри лесных массивов, адекватно описывают окружающую растительность. Сочетание нескольких точек дает возможность достаточно полно описать растительность на региональном уровне. Анализ состава спорово-пыльцевых спектров ненарушенных растительных сообществ различных природных подзон внутри лесной зоны и лесостепи, позволил выявить их характерные признаки, которые учитывались при интерпретации ископаемых пыльцевых спектров изученных разрезов.

2.2. Признаки антропогенных нарушений растительного покрова в спорово-пыльцевых спектрах

2.2.1. Оценка антропогенных нарушений растительности на качественном уровне

Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров могут также отражать трансформации растительного покрова вследствие хозяйственной деятельности человека. На качественном уровне подобные реконструкции основаны на таких диагностических признаках изменений пыльцевых спектров, как увеличение доли травянистых растений, увеличение доли березы и сокращение содержания ели и широколиственных пород; появление пыльцы культивируемых растений и специфических видов – индикаторов нарушенных грунтов и сельскохозяйственных земель (Ralska-Jasiewiczowa, 1977; Behre, 1981; Vuorela, 1986; Vorren, 1986; Rybnicek, Rybnickova, 1992; Zernitskaya, Mikhailov, 2009; Гуман, 1978; Гуман, Хотинский, 1981; Благовещенская, 1995; Новенко и др, 2010, Носова и др., 2014).

Имеющаяся в нашем распоряжении база данных поверхностных спорово-пыльцевых спектров позволила выполнить сравнение спектров естественных местообитаний и агроландшафтов, как в лесной, так и в лесостепной зонах. Полученные данные показали существенное увеличение доли пыльцы трав в спектрах нарушенных сообществ, а также появление в этой группе характерных таксонов. Например, в спорово-пыльцевых спектрах поверхностных проб из луговых сообществ, отобранных в лесной зоне на местах зарастающих полей (в Центрально-лесном заповеднике, в ряде точек в Рязанской и Тульской областях), количество пыльцы травянистых растений достигает до 60 %. Велико содержание пыльцы трав и в спектрах вторичных березовых лесов (в среднем около 40%). В спектрах нарушенных фитоценозов в лесостепной области участие пыльцы травянистых растений еще выше и может достигать до 80%. Увеличение роли травянистых растений вызвано, прежде всего, пылью злаков (до 50 %), полыни и маревых, по сравнению с другими травами, наиболее чувствительных к антропогенному воздействию (Гуман, Хотинский, 1981; Vuorela, 1986). В спорово-пыльцевых спектрах залежей также относительно высока доля Rosaceae (в среднем 10 %) и Asteraceae (до 7 %). Важно отметить присутствие пыльцы таксонов лугового разнотравья, которые в естественных фитоценозах характерны только для спектров лесостепной области. К таким таксонам относятся, например, представители семейств Polygonaceae, Ranunculaceae, Fabaceae, Brassicaceae и луговых видов васильков.

Другой не менее значимый признак изменений спорово-пыльцевых спектров, отражающий нарушения растительности – изменение соотношений в группе древесных пород и увеличение доли пыльцы пионерных пород деревьев – сосны и березы. Такая ситуация вполне естественна, так как в настоящее время большие площади в Центральной и Восточной Европе заняты вторичными осиново-березовыми и сосновыми лесами, занявшими место еловых, хвойно-широколиственных и широколиственных лесов после массо-

вых вырубок в течение последних столетий. Полученные нами данные по поверхностным пробам Восточно-Европейской равнины наглядно демонстрируют, что несмотря на то, что нами были выбраны точки внутри особо охраняемых территорий, растительность которых близка к естественной для данной природной зоны, большие площади вторичных мелко-лиственных лесов, образовавшихся на месте вырубок, прилегающих к заповедным территориям, оказывают существенное влияние на состав спектров. Так, например, в пробах из Центрально-лесного заповедника доля пыльцы березы в составе спектров ельников зеленомошных варьирует от 23,9 до 65,8%, при том, что доля этой породы в растительном сообществе не превышает 5%. В некоторых точках в ельниках неморальных процентные содержания пыльцы березы могут достигать 57%, хотя в окружающих древостоях доля березы около 1%.

Пыльца культурных злаков (*Cerealia*) спорадически встречается в современных спектрах южной тайги и хвойно-широколиственных лесов, а в зонах широколиственных лесов и лесостепи является постоянным компонентом спектра. Следует отметить, что пыльца культурных злаков не переносится на расстояния далее нескольких километров (Федорова, 1959). Поэтому в значительных количествах их пыльца может быть встречена непосредственно в местах посевов (Vuorela, 1973). Однако ее отсутствие в разрезах болотных отложений, окруженных лесом, как, например в некоторых изученных нами точках отбора поверхностных проб, не является признаком того, что земледелие не развито в регионе в целом. Под полог леса проникает лишь небольшое количество пыльцы с прилегающих сельскохозяйственных земель, благодаря фильтрующему эффекту крон (Dimbelby, 1961) и высокой пылевой продуктивности деревьев. Исследования в Центрально-лесном заповеднике показали, что процентное содержание пыльцы трав в поверхностных спектрах падает уже в 50 метрах от опушки.

Надежным индикатором земледелия также можно считать пыльцу гречихи. В рассматриваемых нами регионах произрастают два вида гречихи: *Fagopyrum esculentum* (гречиха посевная) и *F. tataricum* (гречиха татарская, адвентивный вид, встречающийся преимущественно в посевах культурной гречихи, либо ржи и овса). Среди сеgetальных сорных растений наиболее показательным видом является василек синий (*Centaurea cyanus*), пыльца которого хорошо морфологически различима. *Centaurea cyanus* - специализированный сорняк посевов ржи, характерный для постоянных полей. На вырубках и после лесных пожаров ему не дает удержаться выгорание семян, а затем конкуренция с иванчаем и длиннокорневищными злаками (Кучеров и др., 2000; Носова, 2007). И.В.Благовещенский и Н.В.Благовещенская (1981) и Я.К. Еловичева с соавторами (2004)

наряду с васильком синим в качестве индикатора земледелия указывают *Polygonum convolvulus* и *Convolvulus arvensis*.

Надежным диагностическим признаком наличия антропогенных нарушений растительного покрова может служить появление в спектрах пыльцы растений - индикаторов уплотненных субстратов (*Polygonum aviculare*, *Plantago major/media*), сорняков пасквальных местообитаний – выгонов и стравливаемых участков: *Plantago lanceolata*, *Rumex acetosella*, Rubiaceae (*Galium-type*), Cichoriaceae (*Taraxacum-type*), Rosaceae (*Achillea-type*) и рудеральных сорняков из семейств Asteraceae (*Cirsium-type*), Chenopodiaceae (*Chenopodium album*) (Behre, 1981; Vuorela, 1986; Гуман, 1978; Благовещенская, 1995; Еловичева и др., 2004; Матишов и др., 2013; Zernitskaya, Mikhailov, 2009).

Многие исследователи рассматривают крапиву (*Urtica dioica*), нитрофильный вид, как индикатор поселений и пастбищ (Vuorela, 1973; Behre, 1981; Гуман, 1978). По нашим наблюдениям, например, на территории Куликова поля крапива составляет 90% общего проективного покрытия на пустырях, возникших на месте разрушенных построек, и пыльца ее довольно часто присутствует в спектрах поверхностных проб.

При использовании рассмотренных закономерностей для интерпретации ископаемых спорово-пыльцевых спектров, следует заметить, что все признаки выделения антропогенных изменений растительности, установленные в результате анализа поверхностных проб, за исключением явного присутствия культурных растений, справедливы только при анализе спорово-пыльцевых спектров постоптимальных фаз голоцена, когда растительный покров приобрел современную структуру. Так, например, широкое развитие березовых лесов в раннем голоцене не имеет никакой связи с антропогенным фактором. Кроме того, виды с низкой конкурентной способностью, ставшие впоследствии сорняками, играют существенную роль в ископаемой флоре ледниковой эпохи и позднеледниковья (например, Новенко, 2006). Единичные пыльцевые зерна подорожника (*Plantago lanceolata*), встреченные ниже эмпирического предела суммарной кривой антропогенных индикаторов (Vuorela, 1973; Behre, 1981), могут быть лишь с большой осторожностью трактованы как признак скотоводства, а крапива, наряду с другими индикаторами, является естественным компонентом фитоценозов влажных местообитаний, в частности, ольшаников.

2.2.2. Подходы к количественным оценкам антропогенных нарушений растительности по палинологическим данным

В практике спорово-пыльцевого анализа попытки количественных оценок антропогенных нарушений растительности были связаны в первую очередь с реконструкцией из-

менений площадей занятых лесной растительностью, за счет увеличения в ландшафте доли открытых пространств, занятых вырубками, полями или другими сельскохозяйственными землями. Первые исследования в этом направлении были выполнены на основе простых статистических моделей, основанных на взаимосвязи между количеством древесной пыльцы в спектрах и площадью лесной растительности на окружающей территории (Frenzel et al., 1992; Rösch, 1992; Broström et al., 1998; Sugita et al., 1999). В моделях следующего поколения учитывалось влияние региональных компонентов спорово-пыльцевого спектра (Caseldine et al., 2006), пыльцевая продуктивность отдельных видов растений и размер территории, с которой пыльца поступает на исследуемый участок (Broström et al. 2005; 2008). Следующим шагом в развитии модельных подходов был LRA (“Landscape Reconstruction Algorithm”), предложенный Ш. Сугитой (Sugita, 2007) и успешно использованный для реконструкции динамики лесной растительности в различных регионах Европы (Gaillard et al., 2008). Однако сложность модельных расчетов препятствует широкому использованию LRA в практике палеоландшафтных реконструкций.

В последнее десятилетие инновационная методика для количественной оценки динамики древесной растительности на северо-востоке Азии и в Сибири была применена П.Е. Тарасовым с соавторами (Tarasov et al., 2007). Для восстановления степени облесённости территории в позднем плейстоцене и голоцене были использованы современные и ископаемые спорово-пыльцевые спектры, данные дистанционного зондирования (Hansen et al., 2003) и аналоговый метод палеоэкологических реконструкций. Автором данной работы эта методика была применена для реконструкции изменений лесистости в голоцене в Восточной и Центральной Европе (Новенко, Еремеева, 2013). Применение этого подхода для реконструкции изменений лесистости на ключевых участках в лесной и лесостепной зонах показало, что предложенная методика может быть надежным инструментом для индикации нарушений растительного покрова в результате деятельности человека в доисторическое время (Novenko et. al., 2014).

ГЛАВА 3. ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

3.1. Место эемского (микулинского) межледниковья в структуре климатического макроцикла позднего плейстоцена. Оценки продолжительности межледниковья.

Последнее межледниковье, отделенное от текущего межледниковья (голоцена) продолжительной ледниковой эпохой, является хорошо изученным временным интервалом, описанным в сотнях разрезов, как морских, так и континентальных отложений по всему миру. В стратиграфических схемах Западной и Центральной Европы оно выделяется как эемское межледниковье, в Европейской России - как микулинское (рис.12), в различных региональных схемах ему соответствует муравинское (Беларусь), мяркинское (Литва), казанцевское (Западная Сибирь), сангамонское (Северная Америка) межледниковье (Величко, 1973; Гричук, 1961; Палеогеография Европы..., 1982; Кондратене, 1996; Вазнячук и др., 1979; Величkevич, 1982; Махнач и др., 1981; Еловичева, 2001; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002, Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2011). В лёссово-почвенных сериях Восточно-Европейской равнины микулинскому межледниковью соответствует салынская почва мезинского педокомплекса (Величко, 1973).

Очень важным вопросом, особенно при решении задач, поставленных в настоящей работе, является длительность теплого этапа и хронологическая позиция раннеледниковья. Поскольку отложения эемского (микулинского) межледниковья и ранней фазы последующего оледенения лежат за пределами возможностей радиоуглеродного метода, общепринятым подходом для оценки продолжительности межледниковья и его отдельных фаз является сопоставление с изотопно-кислородными данными по глубоководным морским осадкам и ледниковым кернам, а также сопоставление глобальных климатических изменений, запечатленных в этих природных архивах, с астрономической хронологией, выраженной в изменении прихода инсоляции на верхней границе атмосферы (Kukla et al., 2002; Berger et al., 1981).

Большинством специалистов признается, что эемскому (микулинскому) межледниковью соответствует морская изотопная стадия (МИС) 5e (Shackleton, 1969). При помощи изотопно-кислородной кривой SPECMAP, основанной на изменении изотопного состава бентосных фораминифер (Imbrie et al., 1984), продолжительность эемского (микулинского) межледниковья была оценена в 13 тыс. лет, между 128 и 115 тыс. л. н. (лет назад); климатический оптимум межледниковья наступил ~ 125 тыс. л. н.

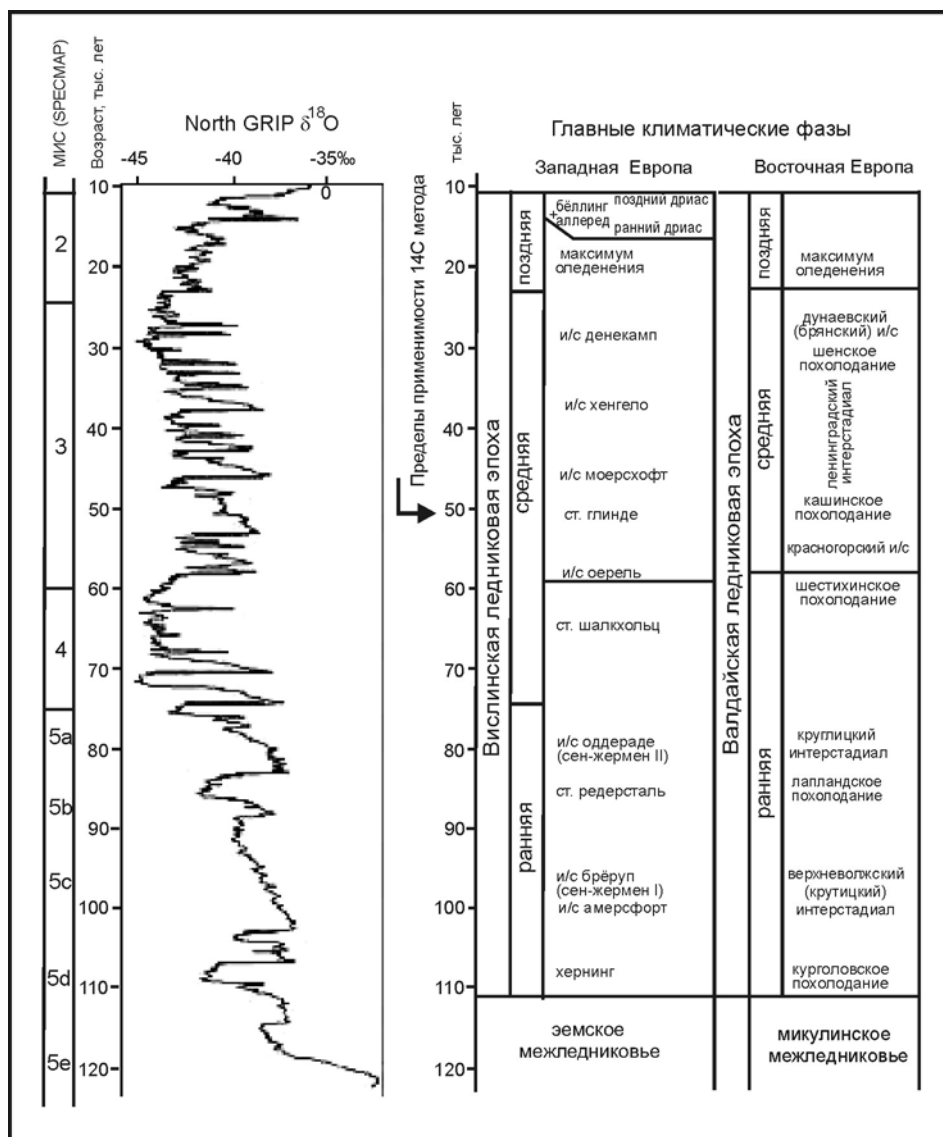


Рис.12. Сопоставление основных климатических фаз позднего плейстоцена

(схема составлена А.А. Величко, М.А. Фаустовой и О.К. Борисовой, приведена с сокращениями [Палеоклиматы..., 2009])

Такая геохронологическая позиция земского межледниковья была принята Международной стратиграфической комиссией и закреплена в системе GSSP (Global Stratotype Section and Point) (Litt, Gibbard, 2008).

В некоторых разрезах на территории Центральной и Восточной Европы были получены уран-ториевые датировки, которые хотя и имеют широкий интервал неопределенности, все же не противоречат отнесению последнего межледниковья к интервалу 128 – 115 тыс. л. н. В качестве примеров приведем следующие $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировки земских (микулинских) отложений: 113 ± 11 тыс. лет (Микулино [Кузнецов и др., 2002]), $102 \pm 11,9$ тыс. лет (Мурава [Санько, 2004]), $105,7 \pm 10,0$ и $108,8 \pm 8,7$ тыс. л. н. (Нятесос [Gaigalas et al., 2005]). Получены также датировки методом оптически инфракрасно-стимулированной лю-

минесценции (IRSL) для ряда разрезов: Клинге 127 ± 16 тыс. л. н. (Degering, Krbetschek, 2007), Плес 124 ± 12 тыс. л. н. (Boettger et al., 2009), Неймарк-Норд 132 ± 12 тыс. л. н. и 122 ± 13 тыс. л. н. (Mania et al., 2010; Strahl et al., 2010), разрез в долине р. Поер (Roer Valley Graben¹; 114 ± 12 тыс. л. н. [Schokker et al., 2004]). Датировка морских отложений, соответствующих финальной фазе эемского межледниковья, полученная по моллюскам из разреза Амстердам-Терминал в Нидерландах также методом оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции, составляет 118 ± 6.3 тыс. л. н. (Kruk, 1998).

Другой, не менее важный природный архив, дающий возможность рассмотреть динамику природной среды в глобальном масштабе в течение последнего межледниковья и начальных фаз оледенения – изотопно-кислородные серии ледниковых кернов Гренландии и Антарктиды. По материалам наиболее глубоких скважин на ледниковом покрове Гренландии (GRIP и GISP), пробуренных в центральной части острова в 90-х годах прошлого века, а также пробуренной в начале 2000-х в северной части Гренландии скважины NGRIP (NorthGRIP Project members, 2004), была получена непрерывная летопись климатических изменений за последние 123 тыс. лет, включающая большую часть межледниковья и переходный период к оледенению. Полученная в последние годы непрерывная изотопно-кислородная кривая по скважине NEEM (North Greenland Eemian Ice Drilling (NEEM) international project, 2007-2012) охватывает уже период 130 тыс. лет, и таким образом, позволяет рассмотреть весь межледниковый период в целом и оценить его временные границы как 130-115 тыс. л. н.; а время его термического максимума ~126 тыс. л. н. (NEEM Project members, 2013; Turney et al., 2010).

Существуют также косвенные оценки хронологической позиции и продолжительности последнего межледниковья по данным изменения уровня Мирового океана, поскольку его колебания связаны с глобальными запасами материкового льда. Результаты изучения морских отложений в большом количестве разрезов на побережье Европы дают основания реконструировать быстрый подъем уровня моря в начале эемского межледниковья (бореальная трансгрессия), связанного с таянием материкового оледенения (Zagwijn, 1983, 1996; Menke, 1985; Liivrand, 1991; Forsström, Punkari, 1997; Forsström, 2001). Эти реконструкции хорошо согласуются с выявленными тенденциями изменения уровня Мирового океана в тропических регионах, например по изотопно-кислородному составу кораллов, с результатами их датирования уран-ториевым методом и возрастом морских террас в Новой Гвинее (Shackleton, 1987), в Красном море (Rohling et al. 2008) и

¹ При первом упоминании иностранных названий разрезов в скобках приводится их написание на языке оригинала.

на Багамских островах (Slowey et al., 1996). Согласно данным, полученным Коппом с соавторами (Kopp et al., 2013) на основании статистической обработки обширной базы данных о региональных колебаниях уровня моря по всему миру, после значительной регрессии в предшествующую ледниковую эпоху уровень Мирового океана достиг современных отметок около 127 тыс. л. н., и затем его поднятие продолжилось, превысив современные значения в максимальную фазу трансгрессии на 6-7.5 м (Kopp et al., 2010), а по оценкам других авторов – на 7-9 м (Dutton, Lambeck, 2012). Направленное и непрерывное понижение уровня Мирового океана началось 116-118 тыс. л.н. (Kopp et al., 2013), хотя, следует отметить, что реконструкция колебаний уровня моря в финальные фазы эемского межледникового обеспечена гораздо меньшим количеством определений абсолютного возраста, чем его первая половина.

В последние годы все большее значение для палеоклиматических реконструкций приобретают исследования изотопного и геохимического состава натечных кальцитов пещер в различных регионах, которые в сочетании с серией уран-ториевых датировок позволяют выявить колебания температуры и влажности и определить хронологические рамки последнего межледникового (Drysedale et al., 2009; Wainer et al., 2011; Winograd et al., 1997; Yuan et al., 2004). Исследования натечных кальцитов и сталагмитов целого ряда пещер в южной Европе и Восточном Средиземноморье, сфокусированные, в основном, на исследовании переходного этапа от предшествующего оледенения к эемскому межледниковью, показали, что существенное и ярко выраженное потепление имело место в интервале ~129.7 - 125.8 тыс.л.н. (Drysedale et al., 2005; Couchoud et al., 2009; Wainer et al., 2011). Однако в других регионах, например, в областях муссонного климата Южной Америки и Юго-Восточной Азии, переходный период от оледенения к межледниковью был более плавным и длительным (Cruz et al., 2006; Yuan et al., 2004). Финальные стадии межледникового и переходный период к последующему оледенению охарактеризованы меньшим количеством данных, как в Европе, так и в Северном полушарии в целом. Особого внимания заслуживают изотопно-кислородные данные по натечным минеральным образованиям детально изученной и надежно датированной пещеры Энтрише Кирхе (Entrische Kirche cave) в австрийских Альпах (Meyer et al., 2008), согласно которым верхняя граница эемского межледникового имеет возраст около 118 тыс.л.н.

Следует также упомянуть расчеты длительности последних четырех межледниковий, основанные на анализе изотопно-кислородного состава и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировании натечного кальцита из очень известной пещеры Девилз-Хоул (Devils Hole) в штате Невада, США (Winograd et al., 1997), цитируемой во множестве работ. Согласно этим данным, длительность последнего межледникового оценивается в 22 тыс. лет, а возраст его нижней

границы - 142 ± 3 тыс. л.н. Подобная геохронологическая позиция эемского (сангамонского) межледникового и ее расхождение с данными морской изотопно-кислородной кривой SPECMAP вызвала оживленную дискуссию и имеет, как сторонников (Kukla et al. 1997, 2002), так и противников (Turner, 2002; Forsström, 2001; Litt, Gibbard, 2008). Были высказаны мнения, что на изотопный состав натечных кальцитов могут оказывать влияние не только климатические изменения глобального характера, но и региональные и локальные факторы (Crowley, 1994; Forsström, 2001). До настоящего времени вопрос остается открытым.

Одним из подходов при оценке продолжительности последнего межледникового является анализ озерных отложений с годичной слоистостью. Трудности такого подхода заключаются в том, что разрезы эемских (микулинских) отложений, имеющих годичную слоистость очень редки и не позволяют охарактеризовать межледниковье полностью. По данным анализа озерных отложений с годичной слоистостью в разрезе Биспинген в Германии, длительность межледникового оценивается в 11 тыс. лет (Müller, 1974). Однако, в разрезе Биспинген отложения с годичной слоистостью охватывают только начальные фазы и оптимум межледникового, продолжительность же фаз второй половины межледникового была рассчитана путем интерполяции. Впоследствии на территории Германии были изучены разрезы Квакенбрюк (Quakenbrück) и Гросс Тодсхорн (Gross Todtshorn [Hahne et al., 1994; Caspers, 1997; Caspers et al., 2002]), в которых слои с годичной слоистостью соответствуют не только оптимуму межледникового, но и его постоптимальным фазам. Также на юге Германии в разрезе Крумбах (Krumbach) были описаны отложения с годичной слоистостью, накапливавшиеся в финальную фазу эемского межледникового (Frenzel, Bludau, 1987). Таким образом, сопоставление и совмещение этих данных дает возможность получить хронологические рамки отдельных фаз и оценить продолжительность эемского межледникового для Западной и Центральной Европы к северу от Альп. Данные по новым разрезам подтвердили оценки, сделанные Мюллером (Müller, 1974) по разрезу Биспинген, о длительности межледникового порядка 11 тыс. лет. Хотя если учесть возможные погрешности и пропуски информации, длительность межледникового может быть увеличена до 12-13 тыс. лет (Turner, 2002).

Однако если в отношении хронологической позиции оптимальной фазы последнего межледникового среди исследователей существует относительное единство мнений, то возраст его верхней границы остается дискуссионным (Cleveringa et al., 2000; Turner, 2002). Так в ряде разрезов, характеризующихся непрерывной последовательностью отложений от эемского межледникового до голоцена, таких как Гран Пиль (La Grande Pile) на

северо-востоке Франции (Woillard, 1978; Kukla et al., 2002), Лаго Гранде ди Монтиччо (Lago Grande di Monticchio) в южной Италии (Brauer et al., 2007) и в колонках морских отложений на шельфе Атлантического океана у берегов Португалии (Sanchez-Goni et al., 1999), межледниковый интервал, выделенный по спорово-пыльцевым спектрам и сопоставляемый с эемским межледниковьем, значительно продолжительнее, чем в Германии и Нидерландах и включает не только МИС 5e, но и 5d. Основываясь также на анализе озерных отложений с годичной слоистостью в разрезе Монтиччо, А. Брауер с соавторами определили нижнюю границу эемского межледниковья как 127.2 ± 1.6 тыс.л.н., а его продолжительность в 17.7 ± 0.2 тыс. лет (Brauer et al., 2007). Отложения озера Монтиччо содержат прослой вулканической тефры, что позволило более надежно сопоставить этот разрез с морскими осадками и верифицировать расчеты скорости осадконакопления.

Н.С. Болиховская и А.Н. Молодьков (Болиховская, Молодьков, 1999, 2000; 2009; Molodkov, Bolikhovskaya, 2006, 2009), основываясь на результатах многолетних палинологических исследований отложений лессово-почвенной формации Восточно-Европейской равнины, их корреляции с морскими отложениями Северной Евразии и большой серии датировок по раковинам моллюсков из трансгрессивных морских отложений электронно-парамагнитно-резонансным методом, предложили включать в эемское/микулинское межледниковье не только всю МИС5, но и часть МИС 6, выделяя внутри межледниковья несколько эндотермальных похолоданий. При этом продолжительность эемского/микулинского межледниковья, согласно этим авторам, составляет около 75 тысяч лет.

Дискуссия о длительности последнего межледниковья и хронологии его переходных этапов далека от завершения, появляются все новые и новые данные, которые поддерживают различные, и подчас противоположные точки зрения. Дж. Кукла с соавторами (Kukla et al., 1997) предложили разделить понятия эемское межледниковье (“Eemian”) *sensu stricto* (s.s.), как теплый период, выделенный в разрезах западной Европы, и эемское межледниковье *sensu lato* (s.l.), как интервал существования относительно термофильной лесной растительности в юго-западной и южной Европе. Такую точку зрения разделяет и автор представленной работы. Подробная аргументация авторской позиции приведена в главе 6, посвященной анализу ландшафтно-климатических изменений финальной фазы межледниковья.

3.2. Биостратиграфические схемы эемского (микулинского) межледниковья. принципы корреляции разрезов

Отложения эемского межледниковья в Западной Европе были впервые описаны в конце 19-го века в разрезе в бассейне реки Эем в Нидерландах (Zagwijn, 1961). Позднее в

качестве парастратотипа эемского межледникового был принят разрез скважины в порту г. Амстердам, так называемый разрез Амстердам Терминал (Amsterdam Terminal), в котором отложения последнего межледникового представлены наиболее полно и детально изучены различными методами (Cleveringa et al., 2000). В качестве опорных и наиболее подробно изученных разрезов в среднеширотной области Европы следует упомянуть Биспинген (Müller, 1974) и Редерсталь (Menke, Tynni, 1984) в Западной Германии, Греберн (Litt, 1994) в Восточной Германии, Имбрамовице (Mamakowa, 1989) и Горошки (Bitner 1954; Granoszewski 2003) в Польше. Кроме того, имеется целый ряд хорошо изученных разрезов в Восточной Европе на территории бывшего СССР (Гричук, 1961, 1982, 1989; Чеботарева, Макарычева, 1974; Махнач и др., 1981; Кондратене, 1996; Болиховская, 1995; Borisova et al., 2007, Savchenko, Pavlovskaya, 1999; Satkunas et al., 2003, Еловичева, 2001; Новенко и др., 2008), послуживших основой для разработки и уточнения региональных биостратиграфических схем межледникового. Стратотипом микулинского межледникового в России является разрез у села Микулино, парастратотипом – разрез на р. Каспле у д. Нижняя Боярщина в Смоленской области, где была выявлена более полная последовательность межледниковых и раннеледниковых отложений (Гричук, 1961).

Для определения хроностратиграфической позиции отложений при реконструкции изменений растительности и климата в течение эемского (микулинского) межледникового большинство исследователей используют палеоботанические материалы. В пределах Центральной и Восточной Европы различными исследователями по изменениям состава спорово-пыльцевых спектров были выделены так называемые пыльцевые зоны, которые уверенно распознаются на диаграммах разрезов данного региона и могут быть сопоставлены с пыльцевыми зонами других регионов Европы (Erd, 1972; Behre, 1989; Litt, 1994, Mamakowa, 1989; Menke, Tynni, 1984; Müller, 1974, Selle, 1962 и другие), что позволяет проводить корреляцию отложений (табл.2). Последовательности выделенных пыльцевых зон позволили выявить закономерную смену фаз развития растительности. Каждая из этих фаз характеризуется существованием определенного зонального типа растительного покрова. В представленной работе для разрезов Центральной Европы применялась получившая широкое распространение на западе биостратиграфическая схема зональности эемского межледникового, предложенная Б. Менке и Р. Тунни (Menke, Tynni, 1984). В восточной части трансекта последовательность фаз развития растительности была рассмотрена согласно концепции В.П. Гричука (1961).

Характерной особенностью интразональной (водной, прибрежной и болотной) флоры последнего межледникового являлся так называемый бразениевый комплекс (Величkevич, 1979), карпологические остатки которого являются важным диагностическим

признаком для отнесения отложений к эмскому (микулинскому) времени. Комплекс получил свое название по вымершему плейстоценовому виду *Brasenia holsatica* (Величкевич, 1982). В отличие от средне- и раннеплейстоценовых межледниковий бразениевому комплексу свойственно не столько участие вымерших таксонов, в настоящее время в Европе не произрастающих, сколько высокое разнообразие растений, ныне заметно сокративших свой ареал, что служит надежной основой для палеоэкологических реконструкций.

Таблица 2. Корреляция схем биостратиграфического деления эмского (микулинского) межледниковья Восточной и Центральной Европы.

Обобщенная схема для Западной и Центральной Европы (Menke, Tynni, 1984)	Восточная Германия, бассейны Эльбы и Одра (Erd, 1973)	Северо-Польская низменность (Mamkowska, 1989)	Восточно-Европейская равнина (Гричук, 1961)
E7 Pinus	E9 Pinus-Betula	E7 Pinus	M ₈ Pinus-Picea-Betula
E6 Pinus-Picea-Abies	E8 Pinus-Picea – Alnus-Abies	E6 Pinus-Picea-Abies	M ₇ Picea
E5 Carpinus-Picea	E7 Carpinus-Alnus-Picea (Abies)	E5 Carpinus-Picea-Alnus	M ₆ Carpinus
	E6 Carpinus-Taxus-Tilia-Alnus (Picea)		
E4b Corylus-Taxus-Tilia	E5b Corylus-Taxus-Tilia-Alnus	E4 Corylus-Quercus-Tilia	M ₅ Tilia-Quercus-Ulmus- (вторая половина максимума Corylus)
E4a Quercetum mixtum-Corylus	E5a Corylus-Taxus-Quercus-Alnus		M ₄ Quercus-Ulmus (первая половина максимума Corylus)
	E4 Corylus-Quercus-Alnus-Pinus		
E3 Pinus-Quercetum mixtum	E3 Pinus-Quercus-Betula -Ulmus	E3 Quercus-Fraxinus-Ulmus	M ₃ Pinus-Betula-(Quercus-Ulmus- Corylus)
E2 Pinus-Betula	E2 Pinus-Betula -Ulmus	E2 Pinus-Betula -Ulmus	
E1 Betula	E1 Betula-Pinus	E1 Pinus-Betula	M ₂ Betula
			M ₁ Picea

Основываясь на палеоботанических и историко-флористических данных, В.П. Гричук (1982, 1989) убедительно показал, что оптимум эмского (микулинского) межледниковья, то есть переход от его термоксеротической к термогигротической фазе, был относительно синхронным на территории Европы и являлся отражением климатических изменений высокого ранга. Однако очень важным вопросом остается, насколько синхронны были изменения растительности в начальные и постоптимальные фазы межледниковья в различных регионах Европы. Одним из подходов для решения данного вопроса может

служить привлечение в качестве аналога палинологических данных для голоцена, полученные из тех же районов (Величко и др., 1991). Т. Гийзеке с соавторами (Giesecke et al., 2011) сопоставили около 60 надежно датированных спорово-пыльцевых диаграмм, и пришли к заключению, что подъем и кульминация кривых лещины (*Corylus avellana*) и ольхи (*Alnus glutinosa*) в голоцене на территории Западной и Центральной Европы происходили практически одновременно, тогда как в восточной части территории, рассмотренной этими авторами (страны Балтии, Беларусь, восточная Польша), происходило запаздывание этих процессов, связанное, как с расстоянием от рефугиумов, так и с широтным климатическим градиентом. Похожие закономерности эти авторы указывают и для кривой содержания пыльцы дуба.

Оценка длительности фаз микулинского межледниковья с учетом скоростей миграции отдельных широколиственных пород дана в работе А.А. Чепурной (2009), основанной как на собственных расчетах, так и на привлечении данных сотрудников лаборатории эволюционной географии ИГ РАН - А.А. Величко, Э.М. Зеликсон, О.К. Борисовой и др. (Величко и др., 1991). Согласно полученным результатам, основные фазы развития растительности на протяжении межледниковья (следовательно, и границы биостратиграфических зон) были асинхронны. В северо-западных и центральных районах Восточно-Европейской равнины стадии межледниковья, характеризовавшиеся развитием широколиственных лесов, не только позже начинались, но и раньше заканчивались, по сравнению с территорией Прибалтики и Польши (Чепурная, 2009).

В представленной работе корреляция разрезов, расположенных в Центральной и Восточной Европе, на основе сопоставления биостратиграфических схем не является хронологической в строгом смысле слова, но позволяет выявить сходные тенденции в развитии растительности в восточном и западном секторах исследуемой территории.

3.3. Вислинская (валдайская) ледниковая эпоха. Хронологическое и стратиграфическое положение переходного этапа от межледниковья к оледенению.

В определении хроностратиграфического положения различных этапов последнего (вислинского, валдайского) оледенения в стратиграфических схемах, принятых в России, странах СНГ и в зарубежной Европе, существуют терминологические несоответствия, которые несколько затрудняют межрегиональную корреляцию. Согласно принятым региональным схемам для Европейской части России, в составе верхнего плейстоцена (верхнего неоплейстоцена) выделяется микулинский горизонт и валдайский надгоризонт, включающий калининский (нижневалдайский), ленинградский (средневалдайский) и осташковский (верхневалдайский) горизонты (Постановления..., 2002). Им соответствуют микулинское межледниковье и валдайское оледенение, включающее ранневалдайское оледенение, средневалдайский мегаинтерстадиал, и поздневалдайское оледенение. Ранневалдайское оледенение включает МИС 5d-a и МИС 4 шкалы SPECMAP, средневалдайский мегаинтерстадиал и поздневалдайское оледенение сопоставляются с МИС 3 и МИС 2 соответственно.

В Западной и Центральной Европе в пределах вислинской ледниковой эпохи выделяют раннеледниковье, пленигляциал, который разделяется на ранний, средний и поздний, и позднеледниковье (серия потеплений и похолоданий в конце ледниковой эпохи при переходе к голоцену). Раннеледниковье данной схемы сопоставляется с подстадиями 5d-a и ранневислинским временем, ранний пленигляциал соответствует МИС4 и первой половине средневислинского времени, средний пленигляциал охватывает МИС 3 и вторую половину средневислинского времени, а поздний пленигляциал соответствует МИС 2 и поздневислинскому времени. Для Северной Европы такое подразделение последней ледниковой эпохи приведено в обобщающей работе Я. Мангеруда (Mangerud, 1989), а также принято в решениях Стратиграфической комиссии Германии (Litt et al., 2007), основанных на детальных биостратиграфических исследованиях (Menke, Tynni, 1984; Behre, 1989, Litt, 1994). Подобной схемы придерживаются В. Загвийн (Zagwijn, 1989) для корреляции разрезов в Западной и Центральной Европе, а также польские коллеги (Mamakowa, 1989; Tobolski, 1986) и исследователи из стран Балтии (Satkunas et al., 2003).

В представленной работе, чтобы избежать терминологической путаницы при исследовании основных изменений ландшафтов и климата на переходном этапе от межледниковья к оледенению в восточном и западном секторах Европы, автор, имея в качестве примера удачный опыт монографии О.К. Борисовой (2008), вынужден больше оперировать

понятиями «раннеледниковье» и «пленигляциал» и сопоставлением с изотопно-кислородными подстадиями шкалы SPECMAP.

Раннеледниковье, как в западной Европе, так и на Восточно-Европейской равнине включает в себя серию похолоданий и потеплений (табл.3). Внутри ранневалдайского оледенения для Европейской России выделяются: первое послемиленинское (курголовское) похолодание (стадия 5d), верхневолжский (крутицкий) интерстадиал (стадия 5c), лапландское похолодание (стадия 5b) и круглицкий интерстадиал (стадия 5a) (Чеботарева, Макарычева, 1974; Палеогеография Европы..., 1982; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Палеоклиматы..., 2009).

В Европе ранневислинская ледниковая эпоха начинается стадиалом гернинг (стадия 5d). С первым значительным потеплением, получившим в России название верхневолжский интерстадиал (Гричук, 1961) и изученным в большом количестве разрезов, сопоставляется интерстадиал брёруп в схеме периодизации Центральной и Западной Европы (Menke, Tynni, 1984). В Нидерландах этот интерстадиал подразделяется на более раннюю фазу (амерсфорт) и более позднюю фазу (брёруп). Второе похолодание (стадия 5b) в Западной Европе носит название стадиал редерсталь. Второму ранневислинскому потеплению (стадия 5a) в европейской схеме соответствует интерстадиал оддераде. После него в климатостратиграфических схемах выделяется глубокое продолжительное похолодание, отвечающее стадии МИС 4 (75-60 тыс. лет), которое в западноевропейской периодизации относится уже к раннему пленигляциалу.

Среднему пленигляциалу (среднему валдаю, 60-25 тыс. л. н.) соответствует стадия МИС3, внутри которой выделяется ряд относительно холодных и теплых фаз (см. рис. 12); в целом этот период характеризуется общим смягчением континентальности климата. В климатостратиграфической схеме для Европейской части России этот интервал называется средневалдайским (брянским) мегаинтерстадиалом (Палеоклиматы..., 2009).

Поздний пленигляциал (поздний валдай) сопоставляется со стадией МИС2 (25-10¹⁴С тыс. л. н.); максимальное распространение ледников и похолодание климата приурочено к интервалу 18–22 тыс. л. н. В этот период вся территория бореальной области Европы за пределами Скандинавского ледникового покрова представляла собой единую гиперзону (Величко, 1973), ландшафты которой сформировались под сильным воздействием процессов криогенеза. Обширные территории современной лесной зоны были заняты весьма своеобразной перигляциальной растительностью с преобладанием травянистых сообществ степного типа (Гричук, 1982).

Таблица 2. Хроностратиграфические подразделения раннеледниковья вислинского\валдайского оледенения. Региональные названия интервалов

Изотопно-кислородная стадия	Принадлежность к циклу DO	Нидерланды (Zagwijn, 1989)	Германия, Дания (Menke, Tynni, 1984; Andersen, 1961)	Норвегия, Швеция, Финляндия (Mangerud., 1989)	Франция (Beaulieu, Reille, 1984)	Польша (Mamałkova, 1989; Tobolski, 1986)	Литва (Кондрагене, 1996)	Беларусь (Санько, 1987)	Россия (Чеботарева, Макрычева, 1974; Величко и др, 2009)
5a	21	и\с оддераде	и\с оддераде	Торвастад, Тэрэндо (Tärendö)	Сен-Жермен-II	рудунки	и\с йонёнис 2	полоцкий и\с	круглицкий интерстадиал
5b		похолодание	ст. редерсталь	Бенес (Bønes)	Мелисей-II	ст. редерсталь	ранняямунское похолодание 1b	раннепоозерское похолодание 2	лапландское похолодание
5c	23\24	и\с брёруп	и\с брёруп с подстадией амерсфорт	Фана, Ямтланд (Jämtland) Перэпохьола (Peräpohjola)	Сен-Жермен-I	и\с брёруп	и\с йонёнис 1	суражский и\с	верхневолжский и\с
5d		и\с амерсфорт	ст. гернинг	гернинг	Мелисей-I	ст. гернинг	ранняямунское похолодание 1a	раннепоозерское похолодание 1	курголовское похолодание
		похолодание							

ст. – стадиал, и\с - интерстадиал.

Помимо крупных хроностратиграфических подразделений внутри вислинской (валдайской) ледниковой эпохи выделяются похолодания и потепления более низкого ранга продолжительностью порядка нескольких тысячелетий (Walker et al., 1999; Sanchez-Goni et al. 2008). Согласно изотопно-кислородным данным по морским отложениям и ледниковым кернам Гренландии, климатические условия Северной Атлантики в течение криохрона характеризовались серией резких и ярко выраженных потеплений, так называемых событий Дансгора-Эшгера (D-O), которые вместе с последующим похолоданием образуют D-O-циклы (Dansgaard et al., 1993; NorthGRIP Project members, 2004). В публикациях, посвященных непосредственно ледниковым кернам, потепления и похолодания также обозначают как гренландские интерстадиалы и стадиалы соответственно (Walker et al., 1999). Всего выделено 25 циклов Дансгора-Эшгера. Похолодание, предшествующее самому раннему событию (D-O 25), принято считать верхней границей эемского межледниковья (NorthGRIP Project members, 2004). В морских отложениях Северной Атлантики с холодными фазами D-O-циклов сопоставляются слои, насыщенные грубообломочным материалом, сформировавшиеся при участии айсбергового разноса, так называемые слои Хайнриха (Heinrich layers), а эпизоды их накопления получили название - события Хайнриха (Heinrich, 1988; Harrison, Sanchez-Goni; 2010). Однако, следует заметить, что слоев Хайнриха выделено значительно меньше, чем D-O-циклов, и циклы, включающие события Хайнриха, имеют большую длительность.

Причины, вызывавшие климатические колебания, подобные циклам D-O, до настоящего времени остаются предметом острых дискуссий. Наиболее общепринятой гипотезой является объяснение похолодания климата вследствие нарушения термохалинной циркуляции Атлантического океана из-за опреснения поверхностных холодных водных масс и ослабления притока теплых водных масс на север (Кислов и др., 2008). Проявления этих климатических колебаний зафиксированы, как в морских, так и в континентальных отложениях в различных регионах мира (например, Bond et al., 1993; Allen et al., 1999; Wang et al., 2001; Gonzalez et al., 2008).

3.4. Позднеледниковье и голоцен

Первые обобщения палинологических данных, соответствующих послеледниковому этапу развития природы, для территории Европы к северу от Альп принадлежат Ф. Фирбасу (Fibas, 1949), М.И. Нейштадту (1957) и В.П. Гричуку (1969, 1982). Большой вклад в изучение флоры и растительности позднеледниковья и голоцена внесли исследования Н.А. Хотинского (1977), а также работы научной группы Института географии РАН под руководством А.А. Величко, среди которых особенно следует отметить палеоэколо-

гические реконструкции для интерстадиала *аллерёд*, выполненные Э.М. Зеликсон (Зеликсон, 1994; Zelikson, 1997), исследования ландшафтно-климатических изменений стадиала *поздний дриас*, проведенные О.К. Борисовой (Борисова, 1994; Borisova, 1997), реконструкции климатических условий различных хроносрезов голоцена для территории России и сопредельных стран при помощи информационно-статистического метода, выполненные В.А. Климановым (Климанов, 1989; 1996; Климанов и др. 1995; Клименко, Климанов, 2003). Огромное количество работ посвящено реконструкции растительности и климата в голоцене на региональном уровне, основанным на палинологических данных по разрезам аллювиальных, озерных и болотных отложений Восточно-Европейской равнины (Болиховская, 1988, 1990, 2007, 2011; Болиховская и др., 2002; Благовещенская, 2009; Климанов, Серебряная, 1985; Носова, 2008; Кременецкий и др., 1996, 1998; Сапелко и др., 2006, 2014; Спиридонова, 1991; Спиридонова, Алешинская, 2004, 2008; Субетто и др., 2003; Филимонова, 2005, 2009, 2014; Кожаринов и др. 2003; Borisova et al., 2006; Kremenetski et al., 2000; 2003; Subetto et al., 2002; Novenko et al., 2009; 2013; 2014 и др. публикации).

Большое значение для реконструкции ландшафтно-климатических изменений позднеледникового и голоцена имеют появившиеся в последние десятилетия результаты комплексных исследований хорошо датированных озерных отложений на территории Беларуси, стран Балтии, Польши и Германии (Litt, 1994; Goslar et al., 1993; Merkt, Müller, 1999; Jahns, 2000, 2001; Latałowa 1982, Latałowa, Borówka 2006; de Klerk, 2002, 2008; Heikkilä et al., 2009; Seppä, Poska, 2004; Stančikaite et al., 2004; 2008; 2009; Зерницкая и др., 2005; Зерницкая, 2011; Zernitskaya, Michailov, 2009 и др.). Обобщающие работы, посвященные климатическим условиям голоцена в глобальном и макрорегиональном масштабах, принадлежат А.А. Величко с соавторами (серия атласов-монографий «Динамика ландшафтных компонентов...», 2002; «Палеоклиматы и палеоландшафты...», 2009), О.Н. Соломиной (2010), О.К. Борисовой (2014) и ряду коллективов зарубежных исследователей (Davis et al., 2003; Mayewski et al. 2004; Bradley, 2008; Wanner et al., 2008; Mann et al., 2009).

Позднеледниковье, период 14700 – 11700 календарных лет назад (кал. л.н.), характеризовалось короткопериодными (продолжительностью менее 1000 лет) колебаниями климата (рис. 13). Согласно изотопно-кислородным данным по ледниковым кернам Гренландии, этот временной интервал включал ярко выраженное потепление, состоящее из нескольких фаз и осцилляций (гренландский интерстадиал 1; 14700 – 12900 кал. л.н.) и глубокое похолодание (гренландский стадиал 1; 12900 – 11700 кал. л.н.) (Walker et al., 2009). Начальное потепление этого интерстадиала образует событие Дансгора-Эшгера DO-1. По

данным изучения континентальных отложений Европы, внутри потепления выделяют интерстадиалы *бёллинг* и *аллерёд* (14700 - 14000 кал. л.н. \ 12750-12250 радиоуглеродных (^{14}C) л.н² и 13600–12900 кал. л.н. \ 11800-11000 ^{14}C л.н.), а похолодание сопоставляют со стадиалом *поздний дриас* (12900-11700 кал. л.н. / 11000-10300 ^{14}C л. н.).

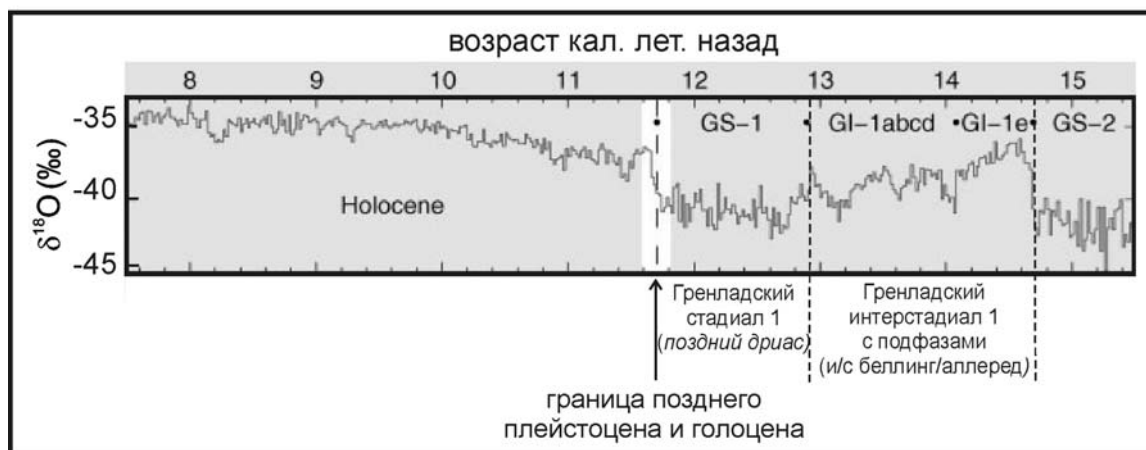


Рис.13. Изменение изотопно-кислородного состава льда в кернах Гренландской скважины NGRIP (Walker et al., 2009).

Примечание: На данном графике возраст “лет назад” отсчитывается от 2000 г.

Согласно решению Стратиграфической комиссии INQUA, нижней границей голоцена считается начало ярко выраженного потепления сразу после окончания холодного интервала *поздний дриас* \ гренландского стадиала 1 (рис.13; Walker et al., 2009). Основными стратотипическими разрезами для определения границы плейстоцена и голоцена являются ледниковый керн скважины NGRIP в Гренландии и ряд детально изученных и хорошо датированных разрезов в различных регионах Европы.

При определении геохронологической позиции границы позднеледниковья и голоцена в разрезах континентальных отложений возникает трудность, связанная с так называемым плато радиоуглеродного возраста (*radiocarbon age plateau*) продолжительностью около 600 лет - периодом, когда радиоуглеродный возраст отложений остается постоянным (Ammann, Lotter, 1989; Björck et al., 1996; Lowe et al., 2001). В этом случае для определения продолжительности фаз привлекаются дендрохронологические данные и определения возраста при помощи озерных отложений с годовой слоистостью. В Западной Германии к наиболее подробным разрезам, охватывающим отложения позднеледниковья и раннего голоцена, относятся принятые в качестве стратотипов положения нижней гра-

² В представленной работе используются калиброванные радиоуглеродные даты (календарный возраст), принятые в мировой практике в последние десятилетия. Для удобства читателей приводятся также некалиброванные радиоуглеродные даты (радиоуглеродный возраст). При использовании данных из публикаций прошлых лет, в случае если калиброванные даты не приводятся, то для сопоставления результатов, полученных автором, с опубликованными данными автором произведена калибровка этих дат в программе Cal-Pal.

ницы голоцена озера Хольцмаар (Holzmaar) и Меерфельдер Маар (Meerfelder Maar), отложения которых имеют годичную слоистость, а также содержат прослои вулканической тефры, что делает их датирование более надежным (Walker et al., 2009; Lotter et al., 1992, 1995; Brauer et al., 2001; Lücke et al., 2003, Litt et al., 2001). В Центральной Европе к таким разрезам также относится озеро Хэмельзее (Hämelsee) в Восточной Германии (Merkt, Müller, 1999).

В течение интерстадиала *бёллинг* территория бореальной области Европы полностью освободилась от ледниковых покровов. На спорово-пыльцевых диаграммах Западной и Центральной Европы интерстадиал *бёлиинг* диагностируется по резкому пику пыльцы березы (Merkt, Müller, 1999; Leroy et al., 2000; Litt et al., 2001). Однако дословно высокое содержание пыльцы травянистых растений, в том числе *Artemisia*, позволяет предположить, что березовые леса были разреженными и в растительности сохранялись элементы перигляциальных сообществ (Litt et al., 2001). На территории Восточно-Европейской равнины как показывают материалы спорово-пыльцевого анализа разреза Понизовье, расположенного на севере Смоленской области, в центральных районах были распространены таежные леса (Чеботарева и др., 1961, Борисова, Фаустова 1994). Последующее похолодание (*средний дриас*), разделяющее интерстадиалы *бёллинг* и *аллерёд*, зафиксировано, к сожалению, пока в очень малом количестве разрезов, как на западе, так и на востоке Европы, поэтому в большинстве случаев эти два потепления рассматриваются как один ярко выраженный теплый интервал.

В течение интерстадиала *аллерёд* (14700 - 14000 кал. л.н. \ 11800-11000 ^{14}C л. н.) в Западной и Центральной Европе получили распространение сосново-березовые леса (Merkt, Müller, 1999; Litt et al., 2001). Характерной чертой спорово-пыльцевых спектров этого интерстадиала в центральных районах Восточно-Европейской равнины является преобладание пыльцы ели в группе пыльцы древесных пород – так называемый «нижний максимум ели» (Нейштадт, 1957; Хотинский, 1977; Хотинский и др. 1991). Согласно палеоботаническим реконструкциям (Гричук, 1982; Зеликсон, 1994), бореальные леса были широко распространены в среднеширотных областях Европы. Доля лесных видов значительно увеличилась по сравнению с эпохой последнего оледенения, как во флоре, так и в фауне (Маркова и др., 2006, Эволюция экосистем Европы..., 2008); произошло расширение ареалов растений и животных в северном направлении.

Похолодание *поздний дриас* (12900-11700 кал. л.н. / 11000 –10300 ^{14}C л. н.) проявляется на спорово-пыльцевых диаграммах резким увеличением доли травянистых растений (преимущественно за счет пыльцы видов *Artemisia* и семейства *Chenopodiaceae*) и кустарниковых берез. В эту холодную стадию в растительности на всей территории Евро-

пы ведущую роль снова стали играть перигляциальные формации, близкие по структуре к растительному покрову ледниковой эпохи (Гричук, 1982).

Признаки похолодания *позднего дриаса* прослеживаются глобально (Petit, 1995). О глубоком и резком похолодании климата, предшествующем началу голоцена, свидетельствуют результаты изучения изотопно-кислородного состава льдов Антарктиды и Гренландии (Dansgaard et al., 1989, Petit et al., 1999; Walker et al., 2009; NorthGRIP Project members, 2004; EPICA community members, 2004), донных осадков Атлантического океана (Lea et al., 2003), а также интенсивности муссонов тропических районов Юго-Восточной Азии (Кислов и др., 2008). По палинологическим данным стадиял *поздний дриас* четко выделяется, как в Северном, так и в Южном полушариях (Борисова, 2008).

Для изучения динамики растительности и климата голоцена широко применяется схема периодизации Блитта–Сернандера, первоначально созданная для Северной Европы и модифицированная для центральных районов Европейской части России Н.А. Хотинским (1977). Для территории Западной Европы схема периодизации Блитта–Сернандера была адаптирована Я. Мангерудом с соавт. (Mangerud et al., 1974). Согласно схеме Блитта–Сернандера голоценовая эпоха включает в себя пять климатических периодов: *пребореальный* (10300–9300 ^{14}C л. н. / 11700 – 10500 кал. л.н.), *бореальный* (9300–8000 ^{14}C л. н. / 10300 – 8800 кал. л.н.), *атлантический* (8000–4600 ^{14}C л. н. / 8800 – 5300 кал. л.н.), *суббореальный* (4600–2600 ^{14}C л. н. / 5300 – 2600 кал. л.н.), и *субатлантический* (с 2600 л. н.) периоды (табл.3). Опорным разрезом для корреляции пыльцевых зон для Восточно-Европейской равнины является Половецко-Купанское болото, расположенное в Ярославской области, один из наиболее полно датированных разрезов центра Европейской части России, принятый в качестве эталона для периодизации голоцена (Хотинский 1977; Хотинский и др., 1991; см. табл. 3). За рубежом в последние несколько десятилетий схема периодизации Блитта–Сернандера практически не применяется, и исследователи, преимущественно, при реконструкции последовательности событий в голоцене оперируют датировками абсолютного возраста.

Согласно концепции об асимметрии основного климатического тренда в межледниковье (Величко, 1973, 2012; Климанов, 1996), среднегодовая температура для Северной Евразии быстро росла в начальные фазы голоцена и плавно понижалась после климатического оптимума. Быстрое потепление в раннем голоцене сопровождалось подъемом уровня Мирового океана, вызванным таянием материковых льдов. Так, например, данные по вертикальному приросту кораллов в Тихом океане показывают, что подъем уровня моря, продолжался с переменной скоростью до среднего голоцена, и достиг своего максимума приблизительно около 7000 кал. л. н. (Horton et al., 2005).

Таблица 3. Пыльцевые зоны и фазы развития растительности голоцена (Хотинский, 1977; Хотинский и др., 1991).

Основные климатические периоды голоцена	Основные климатические фазы и их продолжительность	Фазы развития растительности (разрез Половецко-Купанское болото)	Спорово-пыльцевые зоны
СУБАТЛАНТИЧЕСКИЙ	Позднесубатлантическое похолодание (последние 800 лет)	Резкое снижение роли еловых лесов и распространение березняков или сосняков	SA3
	Среднесубатлантическая фаза (0,8–1,8 тыс. ^{14}C лет н./ 0,7–1,8 тыс. кал. л.н.) – похолодание и потепление	Господство темнохвойных лесов (второй «верхний максимум ели»)	SA2
	Раннесубатлантическое потепление (1,8–2,6 тыс. ^{14}C л.н./ 1,8–2,6 тыс. кал. л.н.)	Частичное уменьшение роли еловых лесов и увеличение роли широколиственных лесов, березняков или сосняков	SA1
СУББОРЕАЛЬНЫЙ	Позднесуббореальное похолодание (2,6–3,2 тыс. ^{14}C лет н., 2,6–3,5 тыс. кал. л.н.)	Массовое распространение тяжелых еловых лесов	SB3
	Среднесуббореальное потепление (3,2–4,2 тыс. ^{14}C лет н./ 3,5–4,7 тыс. кал. л.н.)	Восстановление широколиственных лесов и сокращение тяжелых формаций	SB2
	Раннесуббореальное похолодание (4,2–4,6 тыс. ^{14}C лет н./ 4,7–5,3 тыс. кал. л.н.)	Господство темнохвойных еловых лесов (первый «верхний максимум ели»), деградация широколиственных лесов	SB1
АТЛАНТИЧЕСКИЙ	Климатический оптимум голоцена	Максимальное развитие многоярусных широколиственных лесов из вяза, липы, дуба, орешника. Во второй половине периода появляются темнохвойные леса.	AT3
			AT2
			AT1
БОРЕАЛЬНЫЙ	Позднебореальное похолодание (8,0–8,3 тыс. ^{14}C лет н./ 8,8–9,3 тыс. кал. л.н.)	Господство сосняков и березняков, исчезновение еловых лесов, во второй половине периода появляются широколиственные леса из вяза и липы	BO3
	Среднебореальное потепление (8,3–8,9 тыс. ^{14}C лет н./ 9,3–10,1 тыс. кал. л.н.)		BO2
	Раннебореальное похолодание (8,9–9,3 тыс. ^{14}C лет н./ 10,1–10,5 тыс. кал. л.н.)		BO1
ПРЕБОРЕАЛЬНЫЙ	Переславское похолодание (9,3–10,0 тыс. ^{14}C лет н./ 10,5–11,5 тыс. кал. л.н.)	Частичное восстановление перигляциального комплекса растительности и уменьшение роли лесных формаций	PB2
	Половецкое потепление (10,0–10,3 тыс. ^{14}C лет н./ 11,5–11,8 тыс. кал. л.н.)	Массовое распространение сосновых и березовых лесов	PB1

Примечание: календарный возраст был добавлен в таблицу автором данной работы.

Согласно имеющимся материалам палеогеографических исследований, на фоне основного климатического тренда в голоцене выделяется ряд потеплений и похолоданий второго порядка. На основе анализа палинологических данных по лесной зоне Н.А. Хотинский (1977) выделил три основных термических максимума голоцена: бореальный (8900–8300 ^{14}C л. н./ 9900–9200 кал. л.н.), атлантический (6000–5000 ^{14}C л. н. / 6800 – 5800

кал. л.н.) и суббореальный (4200–3400 тыс. ^{14}C л. н./ 4700 – 3600 кал. л.н.). Наиболее ярко в Европе проявился атлантический максимум (Динамика ландшафтных компонентов, 2002).

Серии холодных осцилляций в раннем голоцене выделены в Скандинавии и на северо-западе России (Субетто и др., 2003) и были связаны с ослаблением термогалинной циркуляции в Северной Атлантике (Björk et al, 1996). Эти похолодания относятся к концу *пребореального* периода – так называемая *пребореальная осцилляция*, а также к *бореальному* периоду и рубежу *бореала* и *атлантика*. Н.А. Хотинский (1977) указывал на похолодание во второй половине бореального периода, обозначенное им, как «переславское похолодание».

Одной из наиболее заметных осцилляций начала среднего голоцена является так называемое событие 8200 кал. л.н. («8.2 k yr event») – короткопериодное похолодание, зафиксированное по изменениям изотопно-кислородного состава льдов в Гренландии (Thomas et al., 2007) и в ряде «природных архивов» в Северной Атлантике, а на суше не только в Европе, но и в Северной Америке (Björk et al, 1996; Kleiven et al., 2008).

В постоптимальные фазы голоцена похолодания и увлажнение климата во многих регионах Европы и мира зафиксированы по палинологическим данным в начале *суббореального* периода (Хотинский, 1977; Борисова, 2014; Davis et al., 2003; Mayewski et al. 2004; Wanner et al., 2008). Это похолодание сопровождалось существенным увеличением площади ледников в горных районах, поэтому для него часто применяют термин «неогляциал» (Grove, 1979; Соломина, 1999).

Сопоставление климатических реконструкций для голоцена в разных регионах и широтных поясах Европы, проведенное Б. Дэвисом с соавт. (Davis et al., 2003), показало приблизительную синхронность наиболее значительных потеплений и похолоданий в голоцене для всего макрорегиона в целом.

Ландшафтно-климатические изменения последнего тысячелетия, как наиболее близкого к современной истории временного отрезка, вызывают повышенный интерес у исследователей. В течение последнего тысячелетия имели место две ярко выраженных климатических фазы - *Средневековый климатический оптимум*, в европейской литературе - *Средневековая климатическая аномалия* (950–1250 гг.) и *Малый ледниковый период* (1400–1700 гг.) (Mann et al., 2009; Grove, 1988; Гриббин, Лэм, 1980; Борисенков, Пасецкий, 1983; Климанов и др., 1995). Существенное потепление *Средневекового климатического оптимума* первоначально было выделено на основе исторических данных (знаменитая «эпоха викингов»), а затем нашло подтверждение в данных по гренландским кернам и в палеоботанических материалах. Наступившее затем похолодание, вызвавшее более или

менее синхронное наступание ледников во всех горных странах Европы (отсюда и название - *Малый ледниковый период*), отчетливо установлено по данным изучения древесных колец, ледяных кернов и спорово-пыльцевых спектров на территории Европы и Северной Америки. Вместе с тем количество фаз похолодания и его хронологические рамки до настоящего времени остаются предметом дискуссии.

ГЛАВА 4. ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЕВРОПЫ

4.1. Физико-географические условия территории исследований

Реконструкции изменений растительности и климата Центральной Европы основаны на изучении разрезов позднеплейстоценовых и голоценовых отложений двух ключевых участков, расположенных в Восточной Германии (см. рис. 1).

Согласно физико-географическому районированию эти территории находятся в южной части Германо-Польской низменности, обширной выположенной равнины с моренным рельефом, ограниченной с юга областью Среднеевропейских герцинских глыбовых гор (Ерамов, 1973). Данная область лежит в прогибе земной коры между поднятием Скандинавского массива на севере и герцинских гор – на юге, что отобразилось в однообразном низменном рельефе. В палеогене и неогене эта территория неоднократно была занята морскими бассейнами. В строении толщи четвертичных отложений преобладают ледниковые и флювиогляциальные образования, а также широко развиты аллювиальные отложения.

Рельеф равнины сформировался под действием двух оледенений – позднеплейстоценового вислинского оледенения и среднеплейстоценового оледенения заале, которое покрывало всю равнину целиком. Вислинское оледенение охватывало северо-восточную часть равнины, и изучаемые нами ключевые участки расположены за пределами его распространения (рис. 14). Отложения времени последнего оледенения представлены здесь лессами и лессовидными суглинками. В рельефе территории преобладают ледниковые аккумулятивные формы, наиболее характерны протягивающиеся в субширотном направлении конечно-моренные гряды. Формы рельефа стадии варта максимального заальского оледенения размыты и сглажены, но, тем не менее, отчетливо проявляются в современном рельефе. К северу от изученных разрезов в области распространения вислинского оледенения конечно-моренные гряды хорошо выражены, образуют несколько параллельных рядов, местами с лопастными выступами. Между моренными грядами обоих оледенений протягиваются довольно широкие продольные низины, сложенные флювиогляциальными песками (в краевых частях подобных низин расположены изученные нами разрезы Клинге и Неймарк-Норд). Эти низины служили ложбинами стока талых ледниковых вод, огибавших край ледника и впадавших в Северное море. Современная гидрографическая сеть, которая относится к бассейну Балтийского моря, наследует древние прадолины лишь частично.

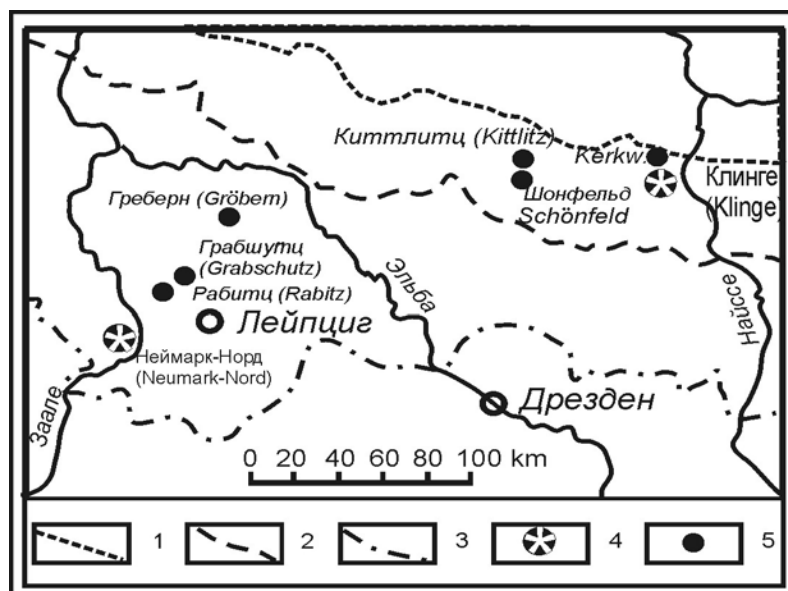


Рис. 14. Географическое положение изученных разрезов эемских отложений в Центральной Европе по отношению к границам плейстоценовых оледенений
 Границы оледенений (по Eissmann, 2002): 1 – поздневислинского оледенения, 2 – стадии варта оледенения заале, 3 – стадии дренте оледенения заале;
 4 – разрезы, изученные автором, 5 – наиболее полные разрезы региона, упоминающиеся в тексте главы.

Климат рассматриваемой нами южной части Германо-Польской низменности – умеренно континентальный. На климат влияет уже достаточная удаленность от побережья Атлантического океана, что обуславливает ослабление его обогревающего влияния, и периодические вторжения холодных воздушных масс с востока. Зима относительно мягкая и непродолжительная. Средняя температура января около 0°C . Морозы непродолжительны и незначительны. Снег выпадает, но не образует устойчивого покрова. Лето теплое, средняя температура июля $+19^{\circ}\text{C}$. Осадков выпадает от 600 до 800 мм в год.

В настоящее время почвенный и растительный покров сильно изменены хозяйственной деятельностью человека, и на большей части площади естественная растительность заменена посевами зерновых и технических культур. Естественная растительность сохранилась только в заповедниках и национальных парках. Для потенциальной растительности западной части равнины характерны буковые и дубовые леса. Помимо дуба и бука в состав лесов входят граб, несколько видов клена, липы, вяза и ясеня. На востоке равнины распространены смешанные леса с преобладанием сосны и дуба, а на территории Польши в составе древостоев появляется ель. Для песчаных низин характерны сосновые леса, верещатники и торфяные болота.

4.2. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК КЛИНГЕ

4.2.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Межледниковые и межстадиальные отложения вскрыты в нескольких карьерах около небольшой деревушки Клинге в районе г. Котбус (местность Нижняя Лузатия, Федеральная земля Бранденбург, Восточная Германия близ границы с Польшей). История их изучения насчитывает уже более ста лет (Nehring, 1895; Erd, 1960a; Striegler, 1986; Knetsch et al., 2007), и к настоящему моменту разрез Клинге принадлежит к числу наиболее полных и хорошо изученных разрезов данного региона.

Первые детальные палеоботанические исследования разреза Клинге проведены К. Эрдом (Erd, 1960a; Kühner et al., 1989) и М. Зайферт (неопубликованные данные). Палинологические материалы и реконструкции растительности и климата приведены в работе Ж. Штраль (Strahl, 2004) и публикациях с участием автора (Velichko et al., 2005; Novenko et al., 2008). Согласно имеющимся данным, период накопления отложений, вскрытых разрезом, охватывает временной интервал, начиная от финальных фаз оледенения заале, полностью эемское межледниковье и начальные этапы ранневислинской ледниковой эпохи. Для нижней части разреза, относящейся по палинологическим данным к первой половине эемского межледниковья, получена IR-OSL датировка 127 ± 16 тыс. л. н. (Degering and Krbetschek, 2007)

В настоящей работе представлены результаты спорово-пыльцевого анализа образцов разреза Клинге-Норд, отобранных немецкими коллегами Т. Беттгер и Ф. Юнге в карьере Йэнсшвальде (Jänschwalde). Образцы затем были переданы в лабораторию эволюционной географии ИГ РАН в рамках совместного проекта EEM-DEKLIM. В отличие от более ранних исследований этого разреза, посвященных главным образом флоре и растительности наиболее теплых фаз межледниковья, основное внимание в нашей работе было уделено переходным периодам межледниково-ледникового цикла.

Геологическое строение территории изучено в нескольких крупных бурогольных карьерах (Nowel, 1986; Nowel & Sepek, 1988; Kühner et al., 1989; 2008; Lippstreu et al., 1994). Район находится за пределами распространения ледниковых покровов вислинского оледенения, однако его граница проходит всего на расстоянии 20-30 км к северу. Карьер Клинге приурочен к краевой части обширной выположенной водно-ледниковой долины Барувер (Baruther Urstromtals, рис. 15), которая с юга граничит с возвышенностью Хорноер (Hornoer), моренной равниной позднезаальского возраста, а с севера – с конечно-моренными образованиями последнего оледенения (Kühner et al., 1989; 2008). Долина наследует древнюю эрозионную структуру в кровле миоценовых пород. Четвертичные от-

ложения, мощность которых в ее пределах достигает 80 м, включают как ледниковые (морены, слоистые глины) и перигляциальные отложения (флювиальные гравийные отложения, лессы) различного возраста, так и межледниковые органогенные осадки, относящиеся к межледниковьям эем и голштейн. Характерная черта строения четвертичных отложений региона – наличие мощного горизонта (от 7-10 до 20 м) гравийных отложений раннезаальского возраста, содержащих большое количество грубообломочного материала (так называемый “Tranitz Fluvialtil”) и разделяющих моренные горизонты оледенения эльстер и стадии дренге оледенения заале (рис. 16). Часто в основании разрезов гравийных отложений находятся органогенные осадки межледниковья голштейн, что позволило более точно определить стратиграфическую позицию гравийного горизонта. В понижениях рельефа, например в пределах долины Барувер, позднезаальская морена выклинивается. В этом случае гравийные отложения замещаются вверх по разрезу водно-ледниковыми песками позднезаальского времени (Nowel & Sepek, 1988; Kühner *et al.*, 2008). В ряде мест в карьерах вскрываются озерно-болотные отложения эемского и ранневислинского времени, приуроченные к небольшим депрессиям в кровле морены стадии варта оледенения заале, образование которых связывают с таянием глыб мертвого льда при отступании ледника. Там, где морена отсутствует, подстилающими породами для эемских отложений служат водно-ледниковые осадки.

В течение вислинской ледниковой эпохи на изучаемой территории накапливались лессовидные суглинки и супеси, непрерывным покровом распространенные, как на возвышенных, так и на пониженных элементах макрорельефа.

Разрез Клинге (51.7475 с.ш. 14.51361 в.д.) был изучен в ходе полевых работ в 1999 г. Озерно-болотные отложения разреза, включающего 6 основных горизонтов (см. литологическую колонку на диаграмме, рис. 17 и 18), накапливались в небольшой (размером не более 150 м), но относительно глубокой (около 9 м) депрессии в кровле позднезаальских отложений (см. рис. 16). В основании разреза вскрыты карбонатные тонкослоистые глинистые осадки (слой 1, 850-725 см). Органогенные отложения залегают в интервале глубин 725-300 см. Они представлены горизонтами глинистой гиттии (слой 2), торфа (слой 3, так называемый «нижний торф»), и на глубине 425-300 см слоистой толщей, состоящей из прослоев глинистой гиттии и торфа. Отмечено увеличение содержания минеральной составляющей вверх по разрезу. Выше залегают тонкослоистые озерные глины (слой 5, 300-45 см), перекрытые горизонтом торфа (слой 5, «верхний торф», 45-0 см).

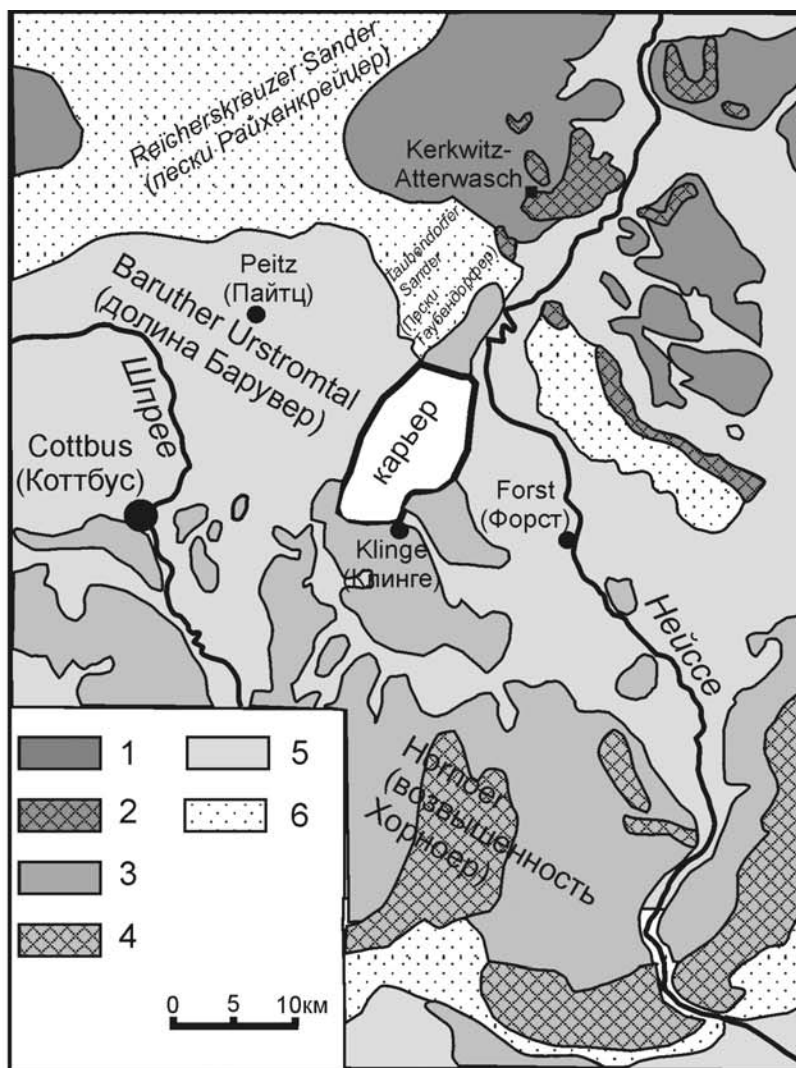


Рис.15.
Геоморфологическая
позиция разреза
Клинге (по Strahl, 2004).

1. Холмистый моренный рельеф вислинского оледенения
2. Морены напора и конечно-моренные образования вислинского оледенения
3. Холмистый моренный рельеф стадии варта оледенения заале
4. Конечно-моренные образования стадии варта оледенения заале
5. Низменность (продольная долина Барувер)
6. Песчаные массивы

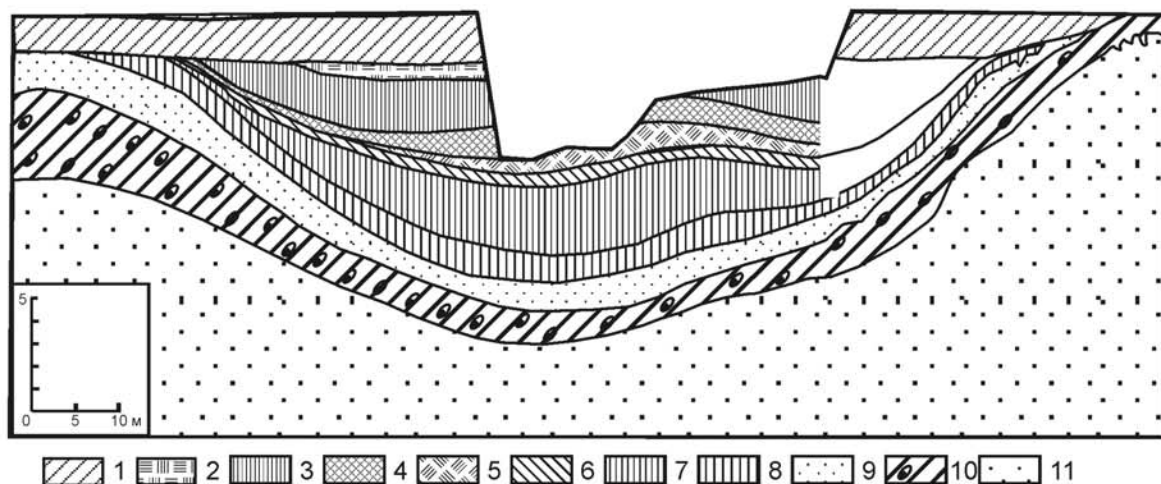


Рис.16. Геологическое строение карьера Клинге (по Eissmann, 2002).

Отложения вислинского оледенения: 1 – склоновые отложения и покровные лессовидные суглинки; отложения земского межледникового: 2 – «верхний торф», 3 – гиттия, 4 – гиттия с прослоями торфа, 5 – «нижний торф»; отложения поздней фазы оледенения заале: 6 – тонкослоистые глины, 7 – плотные однородные глины, 8 – глины опесчаненные, 9 – флювиогляциальные пески, 10 – морена; отложения ранней фазы оледенения заале: 11 – пески с гравием «Tranitz fluviatill»

4.2.2. Результаты палеоботанического изучения опорного разреза Клинге

Изучение разреза проводилось в трех расчистках, расположенных на расстоянии нескольких метров друг от друга и хорошо сопоставимых по литологическим характеристикам вскрытых отложений, что позволило составить сводную комплексную спорово-пыльцевую диаграмму, а также подробно рассмотреть каждую часть разреза в отдельности (рис. 17 и 18). Две нижние расчистки были проанализированы в ИГ РАН в 2003 г. (аналитики Е.Ю. Новенко, В.В. Писарева и Э.М. Зеликсон). Спорово-пыльцевой анализ верхней расчистки был выполнен двумя годами ранее палинологом М. Зайферт из горной академии Фрайберга. К сожалению определения концентрации пыльцы были выполнены только для части разреза, обработанного в ИГ РАН, поэтому эти данные приведены только для нижней и средней части разреза.

Полученные спорово-пыльцевые спектры отражают типичную смену доминантов лесных сообществ в период эемского межледниковья, установленную для Центральной и Западной Европы (Erd, 1973; Litt, 1994, Menke, Tynni, 1984). В то же время спорово-пыльцевые спектры некоторых интервалов разреза имеют особенности, связанные с динамикой растительного покрова рассматриваемого региона. Палеоботанические данные позволяют нам выделить 11 основных фаз развития растительности и климата региона.

Отложения нижней части разреза Клинге (расчистка 1, рис. 17) дают возможность детально проследить изменения растительности в течение позднеледниковья (зона E1 *Betula*, согласно периодизации Menke and Tynni, 1984). Самые нижние образцы разреза характеризуют безлесную растительность ледникового времени (п. зона KL1, 835-825 см). Содержание пыльцы древесных пород (24% от суммы AP+NAP) и их концентрации здесь минимальны, в этой группе преобладает пыльца кустарников *Hippophae* и *Salix*.

Спорово-пыльцевые спектры зоны KL2a (835-775 см, рис. 17) отражают распространение березовых и сосново-березовых редколесий при потеплении климата в начале позднеледниковья. Содержание пыльцы группы AP возрастает до 70%, преимущественно за счет пыльцы березы, сосны и можжевельника. Компонентами спорово-пыльцевых спектров изучаемого разреза являются холодостойкие виды, как *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Arctostaphylos uva-ursi*, а также гелиофиты (*Ephedra*, *Helianthemum*). В группе пыльцы травянистых растений доля пыльцы злаков и осок сократилась, а содержание полыни и маревых возросло. Выше по разрезу (п. зона KL2b, 775-755 см) содержание пыльцы сосны увеличивается до 60%, доля пыльцы деревьев и кустарников в целом возрастает до 80%. Появляются единичные пыльцевые зерна лиственницы. При этом резко сокращается участие гелиофитных кустарников (облепихи, можжевельника) и ивы, уменьшается участие полыней, не встречается пыльца эфедры.

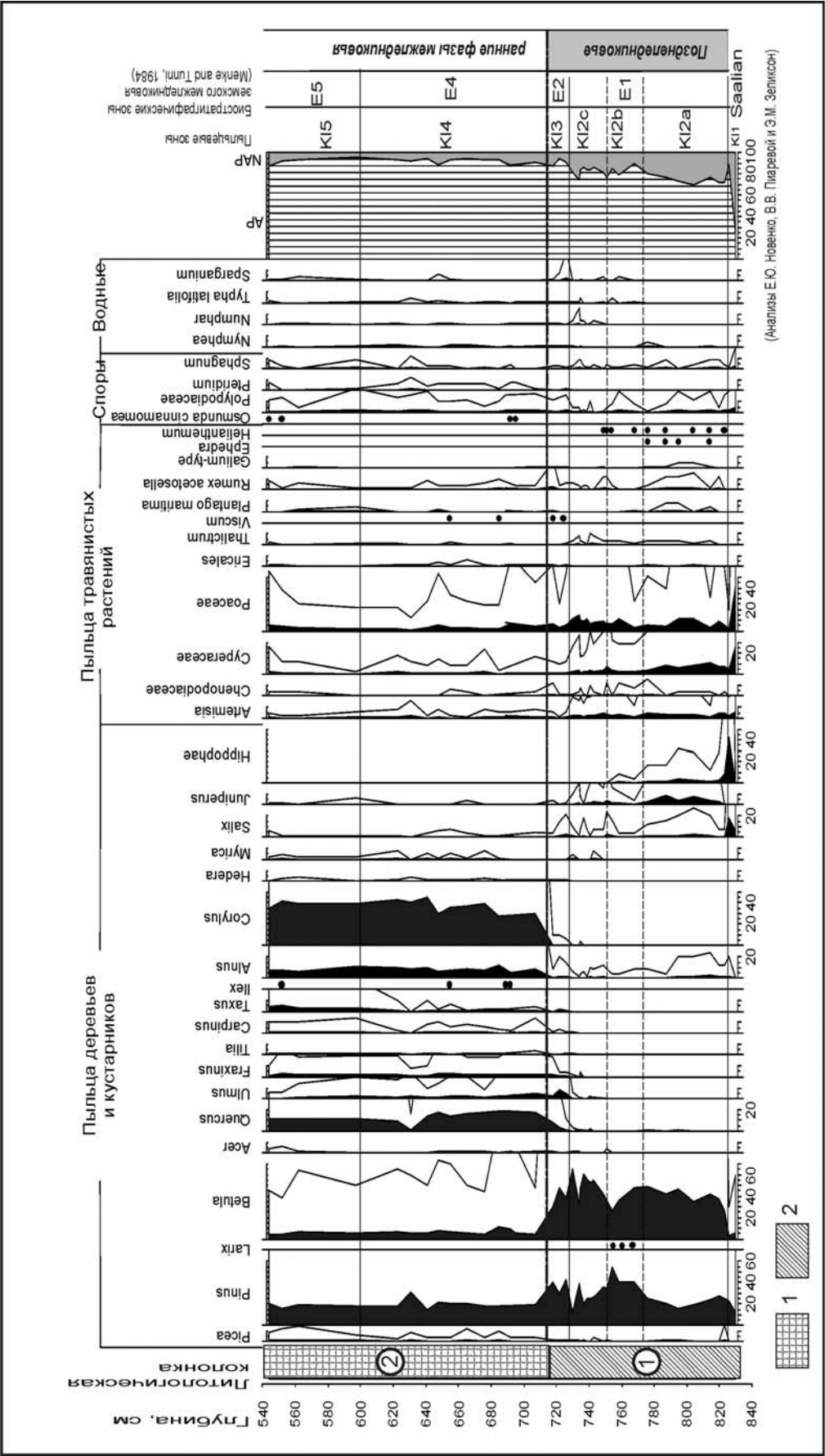


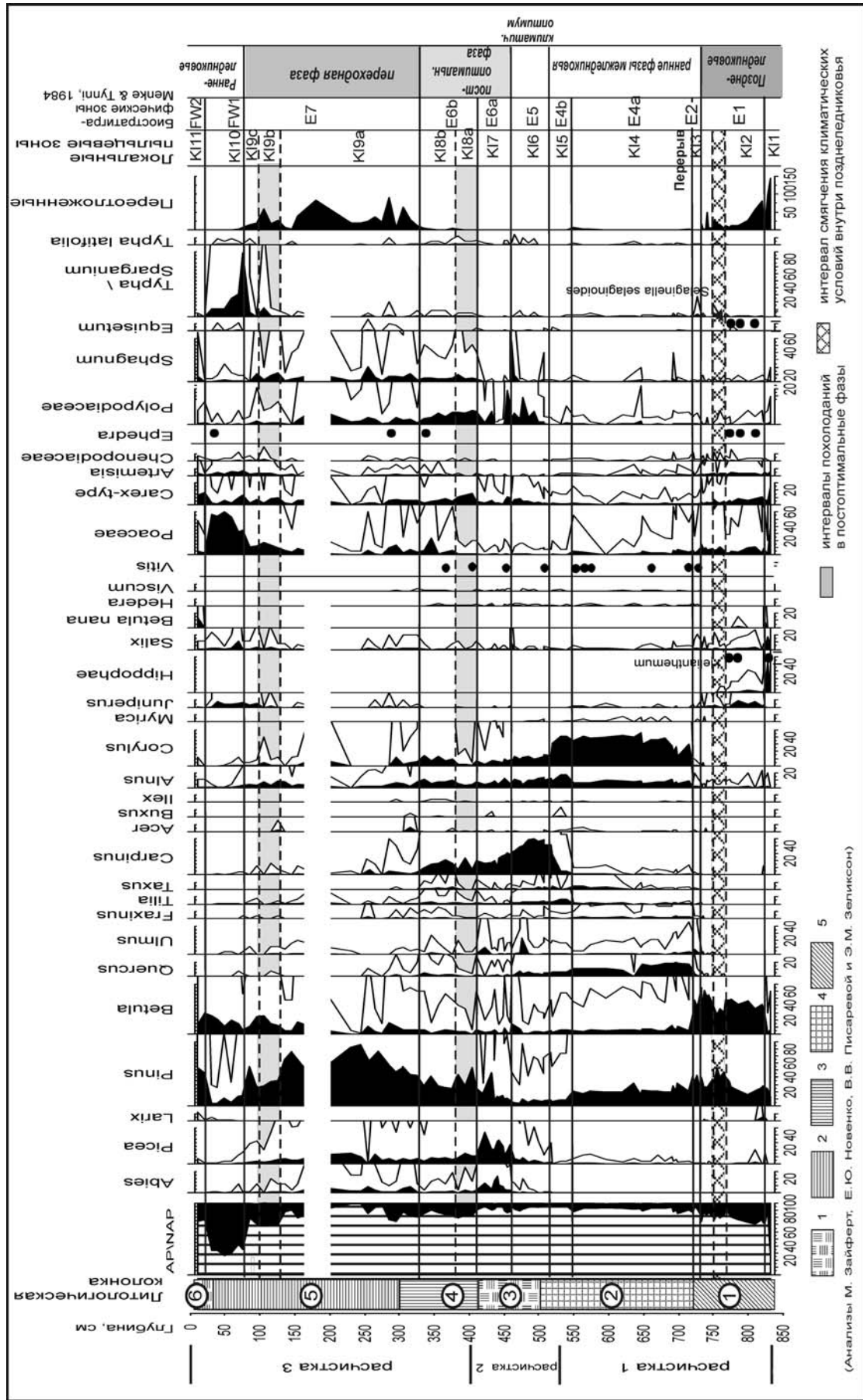
Рис. 17. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Клинге (расчистка нижней части разреза).
AP+NAP=100%. Литогеология: 1 - глина, 2 - гиттия. Номера слоев соответствуют описанию в тексте.

Как показывают полученные данные, потепление не было монотонным и прерывалось похолоданием, ставшим причиной изменений растительности (п. зона KL2с, 755-730 см). Доля пыльцы сосны в спектрах падает до 20-30%, содержание пыльцы березы резко возрастает, вновь увеличивается содержание пыльцы ив, можжевельника и трав. Очевидно, что на месте сосновых лесов вновь распространились березовые редколесья и перигляциальные формации. Следует отметить, что подобные изменения спорово-пыльцевых спектров отложений позднеледникового оледенения заале характерны и для пыльцевых диаграмм других разрезов, расположенных в непосредственной близости от Клинге, например, разрезы Киттлиц (Kittlitz (Erd, 1973)), Шонфельд (Schönfeld (Erd, 1991)) и Керквитц-Аттерваш (Kerkwitz-Atterwasch (Erd, 19606)).

Переход климатической системы к типично межледниковым условиям проявился на изучаемой территории значительным потеплением и распространением лесной растительности с участием относительно термофильных элементов флоры (зона E2 *Betula-Pinus* (Menke and Tynni, 1984)). Содержание AP в спектрах возрастает до 95% (п. зона KL3, 730-717 см), доминантами являются сосна и береза (в основании зоны). Отличительной особенностью спектров является появление в небольшом количестве пыльцы дуба и вяза, а также ольхи и орешника. Впервые в спектрах появляется пыльца омелы (*Viscum album*).

Дальнейшее направленное потепление привело к распространению хвойно-широколиственных лесов (биостратиграфические зоны E3 *Pinus-Quercetum mixtum* и E4a *Quercetum mixtum-Corylus* (Menke and Tynni, 1984)). Как показывают результаты спорово-пыльцевого анализа и изучения макроостатков отложений этого разреза (Kuhner et al., 1989), основными лесообразующими породами были сосна и дуб (*Quercus robur*, *Q. pubescens*), в древостоях также принимали участие вяз, в меньшем количестве липа (*Tilia cordata*, *T. platyphyllos*), клен, ясень (п. зона KL4, 717-550 см, см. рис. 18). В кустарниковом ярусе были обычны крушина, калина, восковник (*Myrica gale*), широкое распространение получил плющ (*Hedera helix*). В спектрах отмечена пыльца граба, тиса и падуба, границы ареалов которых, очевидно, достигли рассматриваемой территории.

В рассматриваемой п. зоне KL4 содержание п. орешника достигает своего максимального значения (до 46%). На спорово-пыльцевых диаграммах разрезов, расположенных в том же регионе, что и Клинге - Киттлиц (Erd, 1973, 19606) и Шонфельд (Erd, 1991) в Нижней Лузатии, Греберн и Грабшутц в районе Лейпцига (Litt et al., 1996) – максимум содержания пыльцы орешника имеет место значительно позже, чем максимум пыльцы дуба. Подобная последовательность отмечена на диаграммах северо-запада Польши (например, разрез Имбрамовице, Mamakowa, 1989).



В разрезе Клинге увеличение доли пыльцы дуба и орешника происходит практически одновременно, что, очевидно, свидетельствует о перерыве в осадконакоплении или размыве верхней части слоя глин.

Согласно полученным данным, в первую половину оптимума межледниковья в окрестностях разреза Клинге были распространены широколиственные леса сложного состава (п. зона KL5, 550-510 см, рис. 18), состоящие из липы, тиса, дуба и граба (зона E4b *Corylus-Taxus-Tilia*). Важными компонентами лесных ценозов были вяз, ясень, клен, паду́б. Семена паду́ба (*Ilex aquifolium*) были зафиксированы в эемских отложениях из разреза Клинге предыдущими исследователями этого местонахождения (Erd, 1960a), что является надежным свидетельством произрастания этой древесной породы в окрестностях разреза.

Во вторую половину оптимума межледниковья (п. зона KL6, 510-460 см) основной лесообразующей породой деревьев стал граб (зона E5 *Carpinus-Picea*, Menke and Tynni, 1984). Остальные широколиственные породы (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*, а также *Ilex*, *Taxus*) сохранялись в лесах, но не были многочисленны. В верхней части зоны увеличивается количество пыльцы ели и пихты.

Постепенное похолодание в течение постоптимальных фаз межледниковья привело к увеличению численности ели и пихты в древостоях и формированию хвойно-широколиственных (преимущественно елово-грабовых) лесов (п. зона KL7, 410-460 см). Относительно высокие процентные содержания пыльцы ольхи и орешника свидетельствуют об их существенном участии в составе лесных сообществ. Виды, чувствительные к температурному режиму, такие как *Ilex*, *Hedera*, *Viscum* и *Vitis*, сохраняются в растительном покрове территории, но частота встречаемости их пыльцы значительно снижается.

Изменения соотношения основных компонентов спорово-пыльцевых спектров на границе зон KL7 и KL8 отражают динамику растительности, обусловленную как дальнейшим снижением теплообеспеченности, так и увеличением грунтовой влажности. Граница пыльцевых зон в данном случае соответствует литологической границе между горизонтом торфа (слой 3) и слоистой толщей, состоящей из прослоев гиттии глинистой и торфа (слой 4). Очевидно, увеличение увлажнения территории привело к обводнению болотной экосистемы и переходу в озерный режим. Периодически озеро пересыхало, и накапливался торф. Возрастание содержания пыльцы осоковых и кустарничков *Ericales*, спор сфагнома, и, возможно, пыльцы сосны, которая могла принадлежать болотным формам, указывает на активное развитие болот и заболоченных лесов на изучаемой территории. На хорошо дренированных участках были распространены елово-сосновые леса с участием пихты и широколиственных пород (зона E6a *Pinus-Picea-Abies*).

Внутри временного интервала, соответствующего биостратиграфической зоне E6b, можно четко выделить две фазы. Прогрессирующее похолодание климата в течение ранней фазы (п. подзона KL8a, 365-410 см) привело к сокращению доли хвойно-широколиственных формаций и распространению сосновых лесов. Потепление климата в позднюю фазу послужило причиной возрастания доли граба, дуба, ясеня, ольхи и орешника в древостоях. Пики пыльцы этих древесных пород (например, *Carpinus* до 20%, *Alnus* и *Corylus* до 10%) могут быть прослежены на спорово-пыльцевой диаграмме разреза (п. подзона KL8b, 365-325 см).

Заключительная фаза эемского межледниковья (зона E7 *Pinus*) характеризовалась существенными изменениями условий окружающей среды, как на локальном, так и на региональном уровнях, связанными с похолоданием и увлажнением климата при приближении ледниковой эпохи. В локальной депрессии изменились условия озерного осадконакопления: на смену гиттии стали накапливаться плотные тонкослоистые глины, бедные органическим веществом (слой 5).

В начале рассматриваемого интервала (зона KL9) территория в окрестностях разреза Клинге была покрыта сосновыми и березово-сосновыми лесами с примесью ели и пихты. Доля пыльцы сосны в спектрах (зона KL9a, 325-125 см) достигает 85% в некоторых образцах. Также в спектрах отмечается рост содержания пыльцы травянистых растений, например семейств Poaceae, Chenopodiaceae и рода *Artemisia*, присутствует пыльца растений разнообразных луговых (Ranunculaceae, Polygonaceae, Rosaceae, Rubiaceae, Lamiaceae, *Thalictrum* и др.) и болотных (Cyperaceae, *Sphagnum*) местообитаний. Очевидно, в растительном покрове помимо лесов были распространены заболоченные редколесья, луга и болота. Термофильные элементы исчезли из состава флоры. Несмотря на то, что в образцах в небольшом количестве встречается пыльца граба, вяза, липы, ольхи и орешника, тот факт, что спорово-пыльцевые спектры содержат большое количество переотложенных дочетвертичных микрофоссилий, позволяет считать пыльцу широколиственных пород также продуктом переотложения в результате усиления эрозионных процессов по берегам водоема.

Палинологические данные по разрезу Клинге свидетельствуют о значительных короткопериодных перестройках растительного покрова в конце эемского межледниковья. Спорово-пыльцевые спектры подзоны KL9b (125-100 см, см. рис. 18) отражают частичную деградацию лесной растительности и распространение березовых редколесий в сочетании с лугами и болотами. Доля пыльцы травянистых растений возрастает с 12 до 32%, преимущественно за счет злаков и полыней, содержание пыльцы березы возрастает, в то время как пыльца хвойных пород становится менее обильной. Однако, заметный пик пыльцы

сосны (до 78%) в верхней части зоны, некоторое увеличение содержания пыльцы ели и пихты на фоне увеличения доли пыльцы древесных в целом (позона KL9с, 100-80 см), позволяет в самом конце межледниковья выделить небольшое потепление, обусловившее восстановление сосновых лесов на рассматриваемой территории.

Как показывают полученные данные спорово-пыльцевого анализа разреза Клинге, растительность начала ледниковой эпохи (стадия *гернинг* вислинского оледенения) имела мозаичный рисунок и была близка к современной лесотундре (п. зона KL10). Очень сходные характеристики спорово-пыльцевых спектров, относящихся к раннеледниковую вислинского оледенения, были получены из других разрезов на территории Восточной Германии и сопредельных районов Польши, в которых эемские слои перекрыты отложениями ранневислинского возраста без стратиграфических перерывов (Erd, 1960б, 1973, Litt, 1994; Matakowa, 1989). Такие признаки, как резкое сокращение содержания пыльцы древесных пород в спектрах, почти полное отсутствие пыльцы хвойных, при небольшом участии пыльцы березы и увеличении содержания пыльцы ив, карликовой березки и можжевельника, свидетельствуют о распаде лесного пояса и распространении перигляциальных ландшафтов. В их состав входили березовые редколесья, заросли кустарников, степные и луговые сообщества. В группе пыльцы травянистых растений доминирует пыльца злаков, наблюдается некоторое увеличение содержания пыльцы *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Присутствие в спектрах пыльцы растений, характерных, как для степных ценозов, так и для пионерных группировок на местах с нарушенным или несформированным почвенным покровом (*Ephedra fragilis*, *Plantago*, *Armeria maritima*) косвенно подтверждает существование подобных местообитаний.

Соотношение компонентов и флористический состав спорово-пыльцевых спектров горизонта «верхнего торфа» позволяют их сопоставить с интерстадиалом бреруп, выделенным в ряде разрезов Западной и Центральной Европы (Menke, Tynni, 1984; Litt, 1994; Erd, 1973; Zagwijn 1996 и др.). Пыльцевые спектры этого интервала отражают быструю экспансию сосновых лесов с примесью березы, ели и лиственницы (п. зона KL 11, см. рис. 18), вызванную потеплением климата интерстадиального ранга. Открытые пространства, занятые луговыми и степными сообществами, значительно сократили свои площади. Доля пыльцы светлюбивых кустарников (ив и можжевельника) в спектрах уменьшается, содержание пыльцы злаков падает до нескольких процентов. Потепление климата, вероятно, явилось причиной более интенсивного накопления органического вещества, обмеления озерного водоема, перехода его в болото и формирования горизонта торфа.

4.3. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК НЕЙМАРК-НОРД

4.3.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Буроугольный карьер Неймарк-Норд (Neumark-Nord) широко известен среди геологов и археологов не только в Германии, но и за ее пределами. В процессе разработки карьера в 80-х годах прошлого века была обнаружена уникальная стоянка среднепалеолитического человека, богатейшая коллекция которой насчитывает более 20 тысяч предметов каменного инвентаря и около 120 тысяч фаунистических остатков (Mania, 2010). Изучение условий залегания культурного слоя стоянки, его геохронологической позиции и природного окружения древнего человека инициировало широкий спектр геолого-геоморфологических, палеоботанических, палеофаунистических и геохимических исследований (Eissmann, 2002, van Kolfschoten, 2000; Mania, 2010; Strahl et al.; 2010; Sier et al.; 2011).

Местонахождение Неймарк-Норд расположено в 15 км к юго-западу от г. Халле (Заале) в окрестностях небольшого городка Мерсбург (Средняя Саксония, Восточная Германия). Эта местность носит название Geiseltal (долина небольшой реки Гайзель, притока Заале), которая уже более ста лет знаменита палеонтологическими находками, сопровождающими добычу угля.

Рассматриваемая территория расположена в пределах Саксонской низменности (юго-западная оконечность Северной равнины Средней Европы), с запада ограниченной герцинским массивом Гарца, а с юга - поднятиями Тюрингенского бассейна и Рудных гор. Район находится за пределами распространения льдов стадии варта оледенения заале, поэтому в строении толщи четвертичных отложений принимают участие только морены более ранней стадии дренте и флювиогляциальные образования. Граница позднеплейстоценового оледенения находится примерно в 200 км к северо-востоку. Находясь у южного предела распространения раннезаальского ледника, моренные отложения здесь маломощны и часто размыты. Древний ледниковый рельеф в значительной степени переработан последующими эрозионными процессами и перекрыт мощным лессовым покровом (до 6-8 м). Долина р. Гайзель наследует древнюю продольную ложбину стока талых ледниковых вод оледенения заале, с которой связана мощная толща гравийно-песчаных отложений.

В карьере Неймарк-Норд вскрываются озерные отложения нескольких палеоводоемов (рис. 19), период накопления этих осадков охватывает значительную часть оледенения заале и эемское межледниковье. Как показали геологические исследования этого объекта, депрессии палеоводоемов образовались в результате процессов деформации буроугольных пластов в ледниковую эпоху. Под давлением ледника, движущегося по насыщенному влагой пластичному угольному пласту, происходило выдавливание субстрата в

ослабленные участки нижних слоев льда и образование поднятий, в прогибах между которыми впоследствии образовались палеоводоемы. Большинство исследователей относит время образования буроугольных «диапиров» ко времени стадии дренте оледенения заале (Litt, 1994; Strahl et al., 2010; Sier et al., 2011). Однако есть мнения, что процесс формирования подобных деформаций мог протекать неоднократно (Mania, 1992).

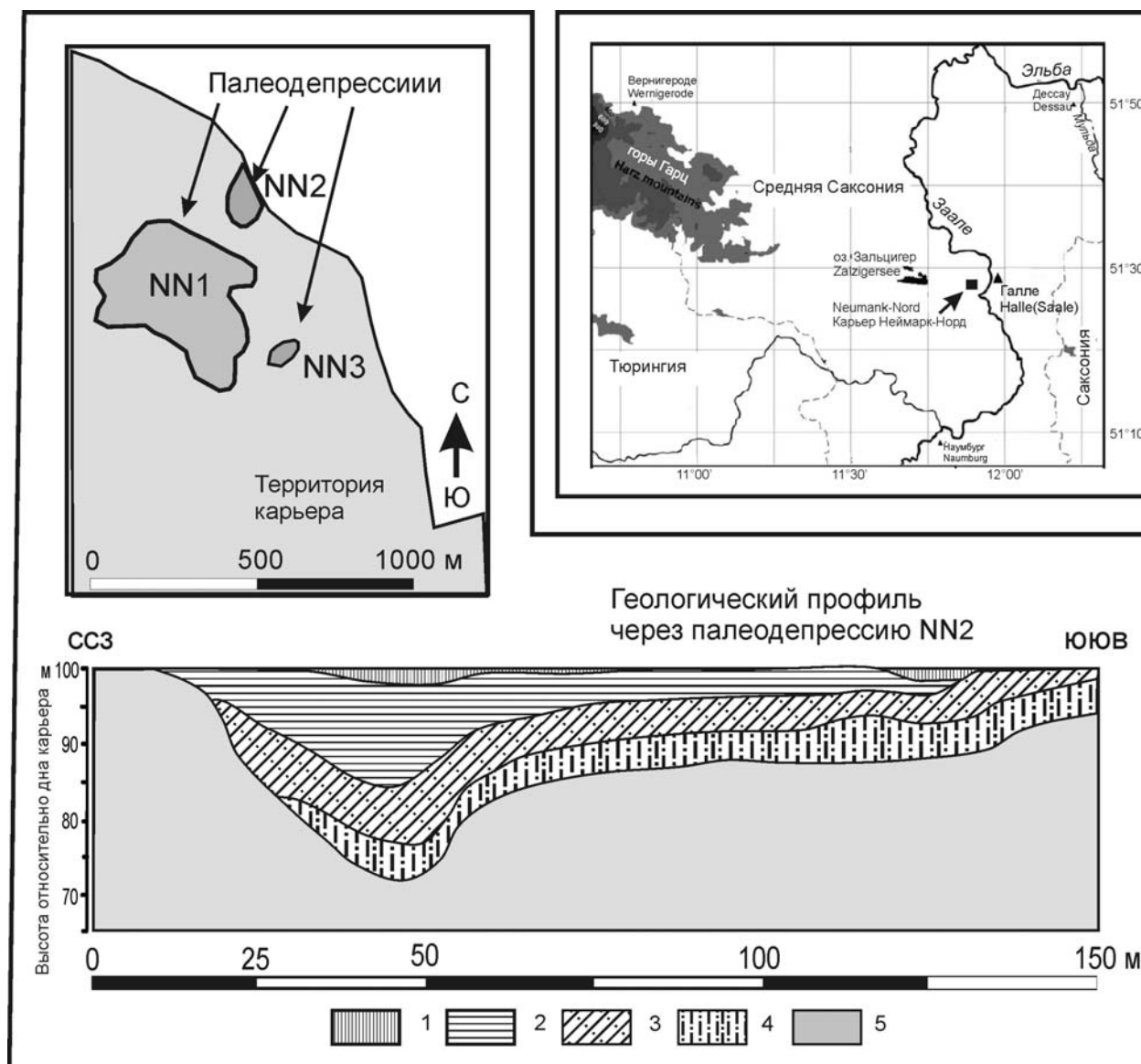


Рис. 19. Географическое положение района исследований Неймарк-Норд и геологическое строение карьера (по Strahl et al., 2010).

Литология: 1 – покровные отложения, 2 – озерные отложения (заполнение палеодепрессии), 3 – морена, 4 – песчано-гравийные отложения, 5 – уголь.

В пределах карьера Неймарк-Норд изучено три палеодепрессии, расположенных на расстоянии не более 100 метров друг от друга. Наиболее крупная депрессия NN1 протягивается с северо-запада на юго-восток примерно на 800 м и имеет в ширину около 600 м,

вторая депрессия NN2, почти правильной овальной формы, имеет размеры 150 x 100 м. Рядом с ними расположено небольшое понижение, получившее название NN3. Согласно данным бурения и изучения открытых обнажений в стенках карьера, заполнение этих депрессий в целом сходно. В основании разрезов вскрываются флювиогляциальные гравийно-песчаные отложения мощностью около 5 м. Выше залегает морена раннезаальского оледенения, мощность которой колеблется от 5 до 7 м. Озерные отложения представлены мощной толщей (до 15 м) плотных озерных глин. В верхней части разреза, соответствующей эемскому межледниковью, слои глин обогащены органическим веществом и на некоторых глубинах содержат скопления растительных остатков и раковин моллюсков. В верхней части разреза в стенках карьера вскрываются отложения лессово-почвенной серии вислинской ледниковой эпохи (около 6 м), в ряде мест нарушенные криогенными деформациями.

Для озерных глин депрессии NN1 получена серия термолюминесцентных дат. Для отложений, относящихся к оледенению заале, определены следующие значения абсолютного возраста: 144 ± 14 тыс. лет, 141 ± 9 тыс. лет и 139 ± 13 тыс. лет. Для средней части толщи озерных осадков, накопившихся в период эемского межледниковья, имеется дата 132 ± 12 тыс. лет (Mania et al., 2010; Strahl et al., 2010). Из отложений депрессии NN2 для образца, согласно данным спорово-пыльцевого анализа, расположенного на границе эемского межледниковья и предшествующего оледенения, получена датировка методом оптически инфракрасно-стимулированной люминесценции, которая составила 122 ± 13 тыс. лет (Strahl et al., 2010).

4.3.2. Результаты палеоботанического изучения разрезов карьера Неймарк-Норд

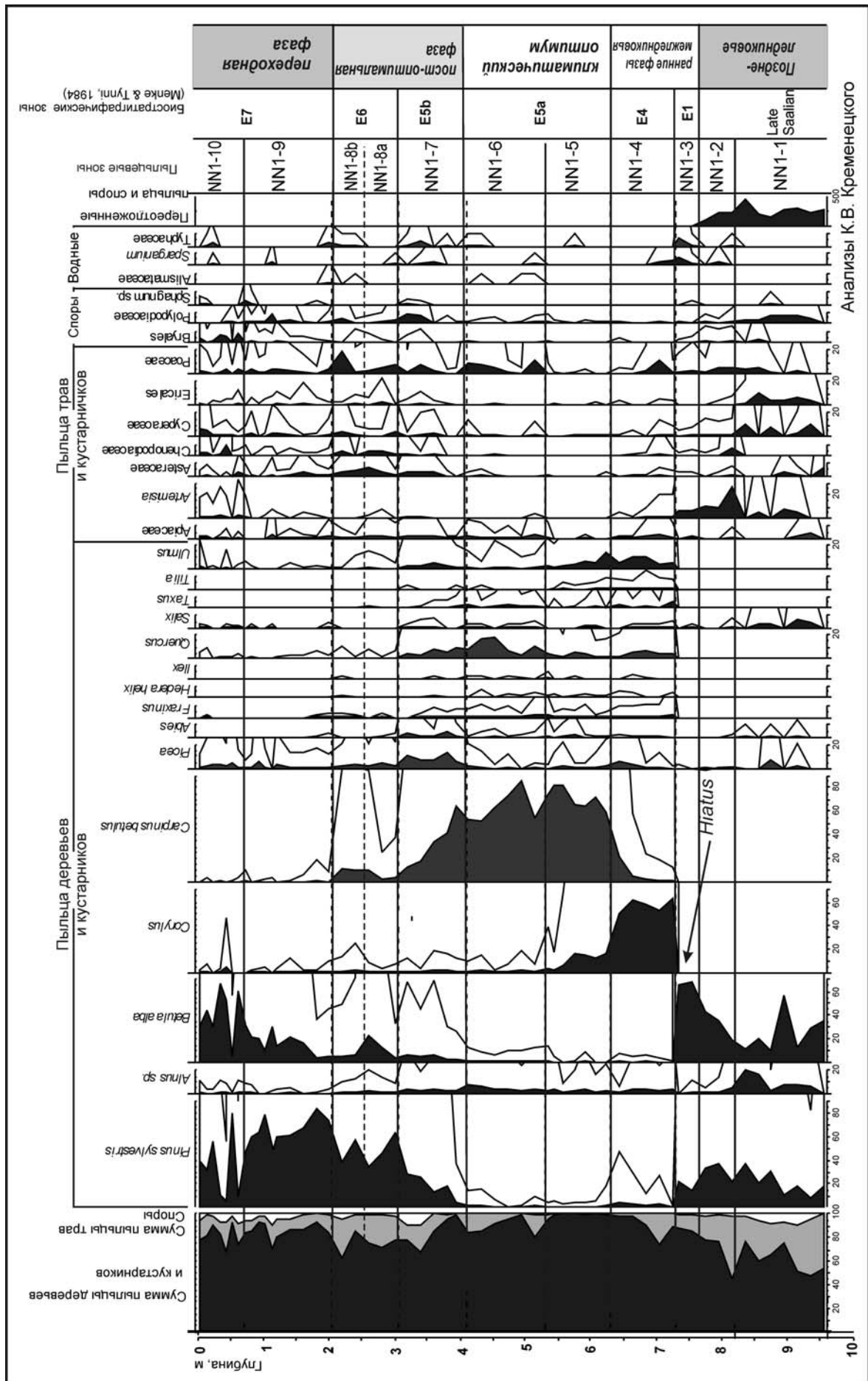
Наиболее представительные палинологические данные для депрессии NN1 получены К.В. Кременецким (Boettger et al., 2007; рис. 20). Ранее этот разрез изучали Т. Литт (Litt, 1994) и М. Зайферт (Mania, 1992). Палинологические исследования отложений депрессии NN2 провели Ж. Штраль (Strahl et al., 2010) и Е.Ю. Новенко. Единственная скважина в пределах депрессии NN3 проанализирована автором, однако результаты исследования 6-ти метровой скважины показали, что эта депрессия заполнилась в течение ледникового времени, предшествующего эемскому межледниковью.

Несмотря на такое большое количество работ, ни одна из имеющихся спорово-пыльцевых диаграмм не охватывает эемское межледниковье полностью, включая его переходные этапы. В разрезах установлены перерывы в осадконакоплении, и кроме того, на формирование спорово-пыльцевых спектров рассматриваемых отложений большое влия-

ние оказали локальные факторы, что затрудняет корреляцию наших данных с другими известными разрезами региона.

В пределах депрессии NN2 автором было проанализировано 2 расчистки, расположенных на расстоянии около 10 метров друг от друга. Образцы из первой расчистки были отобраны в 2005 г. немецким археологом Д. Мания. Вторую расчистку описали и отобрали образцы также немецкие коллеги Т. Беттгер и Ф. Юнге в 2008 г. В целом эти два разреза частично перекрывают и дополняют друг друга. Но, принимая во внимание высокую литологическую изменчивость отложений палеоводоёма, мы не стали объединять все образцы в сводную спорово-пыльцевую диаграмму, а рассмотрели обе расчистки, как самостоятельные разрезы (см. рис. 21 и 22).

Спорово-пыльцевые спектры, позволяющие охарактеризовать изменения растительности финальных фаз оледенения заале, получены только для депрессии NN1 К.В. Кременецким (см. рис. 20; п. зоны NN1-1 и NN1-2). На основании анализа пыльцевой диаграммы в позднеледниковые оледенения заале можно выделить две фазы. В течение ранней, более теплой фазы (п. зона NN1-1) на рассматриваемой территории были распространены березово-сосновые редколесья с участием ели, пихты и ольхи в сочетании с открытыми пространствами, занятыми травянистой растительностью. Значительное участие в спектрах пыльцы ивы, кустарничков порядка *Ericales*, осок свидетельствует о широком развитии болотных ценозов. Изменения соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров говорят о похолодании и иссушении (увеличении континентальности) климата в последующую фазу (п. зона NN1-2). Пыльца относительно термофильных для ледникового времени пород деревьев (ель, пихта, ольха) полностью исчезает из спектров. Увеличивается доля пыльцы полыни и маревых, в то время как пыльца осок, вересковых и ив составляет доли процента или отсутствует вообще. Очевидно, произошли существенные перестройки растительного покрова, и место влажных лугов и болот заняли перигляциально-степные формации. Потепление на границе межледниковой эпохи привело к распространению березовых лесов (зона E1 *Betula*). Доля пыльцы древесных пород возросла до 85% (п. зона NN1-3), в то время как содержание пыльцы полыней и маревых сократилось.



Пик пыльцы водных растений (*Typhaceae*) указывает на увеличение температуры воды по сравнению с временем оледенения, что может также свидетельствовать о потеплении климата, так как водные растения быстрее, чем наземные реагируют на изменение условий. К сожалению, отложения последующих фаз (E2 и E3) межледникового в данном разрезе не представлены, в рассматриваемой расчистке выявлен перерыв в осадконакоплении (см. рис. 20).

Спорово-пыльцевые спектры нижних образцов изученного нами разреза отложений депрессии NN2 (рис. 21, п. зона NN2-1, глубина 1010-970 см) относятся к зоне сосны эемского межледникового (E2), однако отложения двух последующих фаз в этом разрезе отсутствуют. В расчистке, изученной Ж. Штраль (Strahl et al., 2010), находящейся всего в 20 м к югу от нашего профиля зона дубово-сосновых лесов (E3 *Pinus-Quercetum mixtum*) присутствует, но очень сжата. В литологических колонках этому интервалу соответствуют прослой песка или сильно опесчаненной гиттии, что может указывать на размыв отложений.

Период накопления почти 5-метровой толщи глин (п. зоны NN2-2 - NN2-4) относится к первой половине оптимума межледникового, к зоне орешника и смешанного дубового леса (E4a *Quercetum mixtum-Corylus*). В этот период на территории, окружающей палеоводоем, были распространены широколиственные леса из дуба и вяза, с участием других широколиственных пород с густым подлеском из лещины (*Corylus avellana*), высокие пики пыльцы которой являются диагностическим признаком пыльцевых диаграмм эемского межледникового (Erd, 1973).

Интерпретация причин изменений растительности внутри фазы смешанных дубовых лесов и орешника, вызвавших резкое падение доли пыльцы древесных пород в спектрах, уменьшение содержания пыльцы орешника и почти полное выпадение широколиственных пород из спектров (п. зона NN2-3), довольно неоднозначна. Очевидно, что на месте широколиственных лесов сначала распространились березовые, а затем сосновые древостои. Увеличение содержания пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cichoriaceae*, *Plantago* и других трав указывает на распространение либо лугово-степных фитоценозов, либо сообществ нарушенных грунтов. Позднее широколиственные леса и орешниковые заросли восстановили свои позиции (п. зона NN2-4).

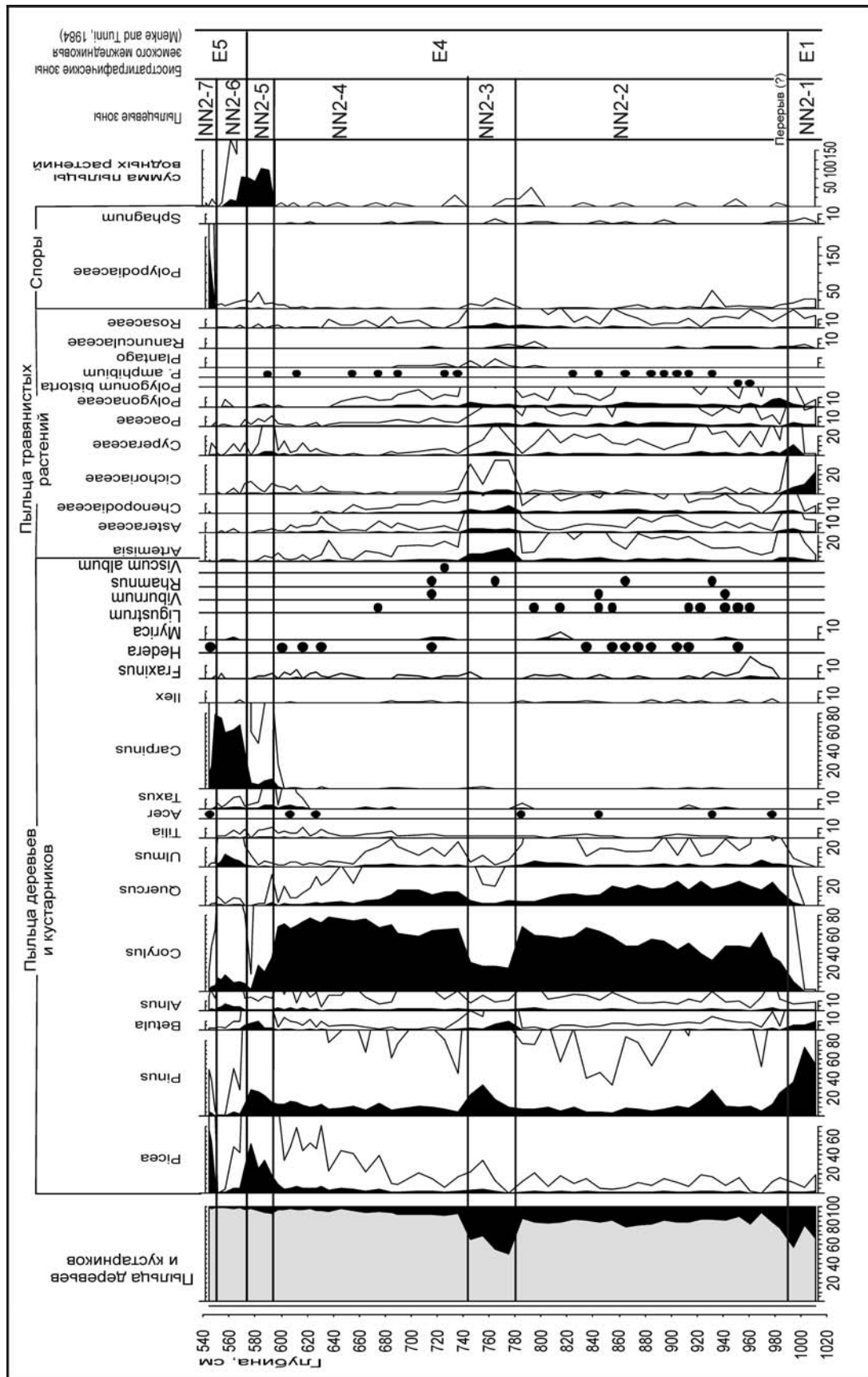


Рис. 21. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза Неймарк-Норд, депрессия NN2, расчитка 1
(AP+NAP=100%)

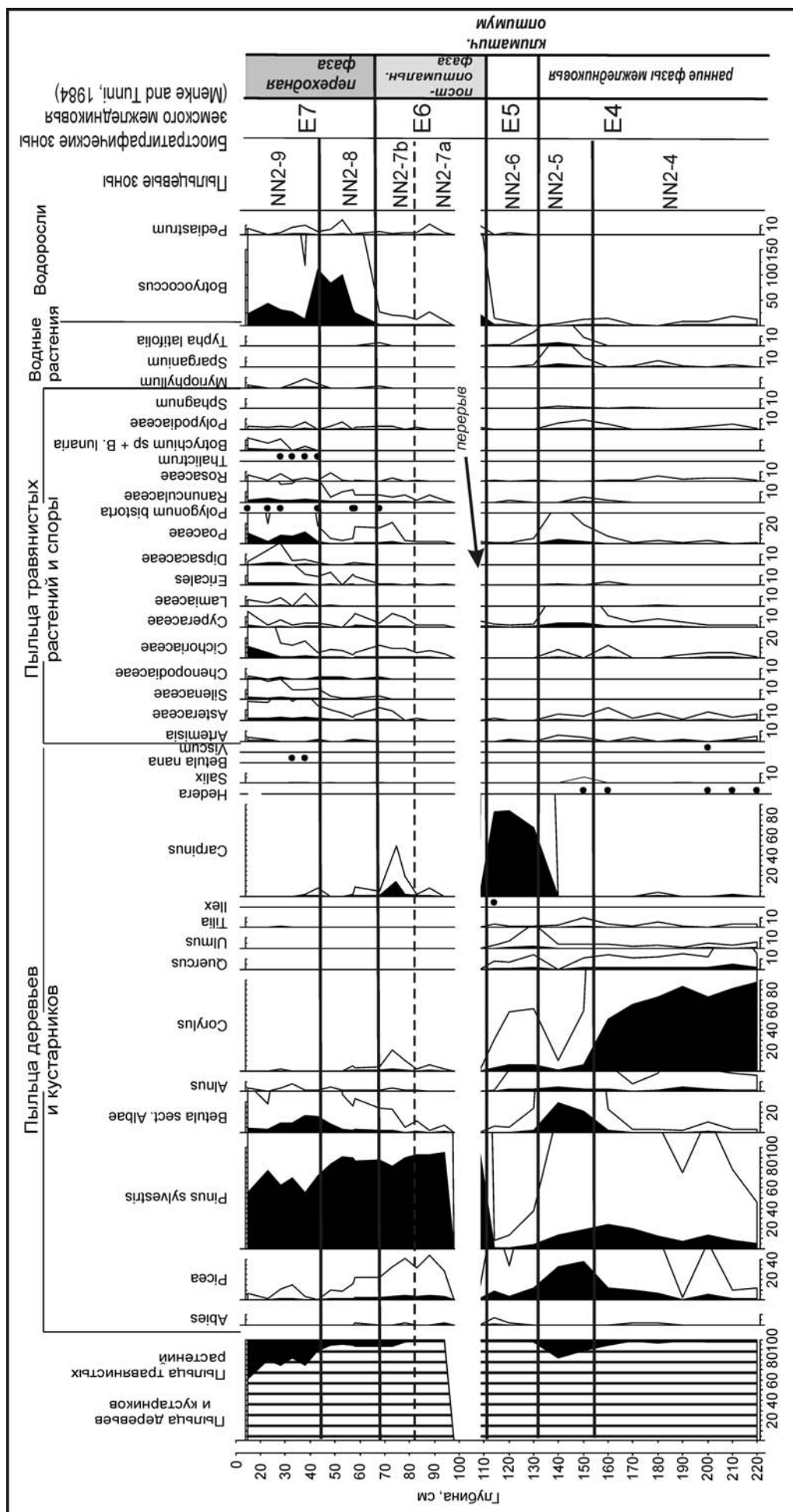


Рис. 22. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Неймарк-Норд, депрессия NN2, расчистка 2 (AP+NAP=100%).

Если учесть, что пачка озерных отложений мощностью 5 м, соответствующая зоне Е4 земского межледниковья, в рассматриваемом нами разрезе накапливалась в течение 3000 лет, согласно расчетам длительности зоны Е4 на основе анализа озерных отложений с годичной слоистостью в разрезе Биспинген, проведенного Мюллером (Müller, 1974), то время накопления пыльцевой зоны NN2-3 составляло несколько сотен лет. Возможно, она отражает восстановительную сукцессию после уничтожения растительности вследствие действия локальных факторов (пожара или катастрофического наводнения). Тем более, что признаки таких глубоких климатических изменений внутри зоны Е4, которые могли бы вызвать столь глубокие изменения растительности, не выявлены не только в других, более полных разрезах региона, но и в диаграммах по осадкам соседнего палеоводоема, полученных Т. Литтом и М. Зайферт.

Во вторую половину межледниковья основными лесообразующими породами стали граб и ель (п. зоны NN2-5, NN2-6, рис. 22). Остальные широколиственные породы (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*) сохранялись в лесах в качестве примеси. В спектрах отмечена также единично пыльца падуба (*Ilex*) и тиса (*Taxus*).

Особенностью спорово-пыльцевых диаграмм из депрессии NN2 карьера Неймарк-Норд – очень раннее появление пыльцы ели в разрезе и относительно высокое ее содержание в оптимум межледниковья, в то время как на диаграммах из депрессии NN1 пыльца ели также присутствует в течение всего межледниковья, но не образует ранних пиков. Эта особенность послужила поводом для дискуссии о возрасте межледниковых отложений. Однако, большинство исследователей (Litt, 1994; Boettger et al. 2005; Strahl et al, 2010), в том числе и автор данной работы, полагают, что нет оснований считать отложения, вскрывающиеся в депрессии NN2, относящимися к более раннему межледниковью (например, МИС 7). Изучаемая территория находится у южной границы распространения плейстоценовых оледенений. Герцинский массив Гарца, не покрывавшийся ледником, где ель сохранялась в течение всего плейстоцена, находится всего на расстоянии около 50 км к западу от карьера Неймарк-Норд. По-видимому, ель могла неоднократно на протяжении всего земского межледниковья распространяться в долину Гайзель и произрастать в качестве примеси в широколиственных лесах.

Наиболее полно постоптимальные фазы межледниковья представлены в разрезе из депрессии NN2, изученном К.В. Кременецким (рис. 20). Во второй изученной нами расчистке отложения этого временного интервала также присутствуют (рис. 22), но отделены от зоны оптимума межледниковья 10-сантиметровым прослоем, насыщенным органическими остатками (обрывками растительных тканей, мелким детритом), но почти не содержа-

щим пыльцы. Спорово-пыльцевые диаграммы других исследователей карьера Неймарк-Норд заканчиваются зоной граба и ели.

Согласно имеющимся палинологическим данным (см. рис. 19, 22), похолодание во вторую половину эемского межледниковья привело к существенному сокращению численности граба и других широколиственных пород в составе лесов и распространению березово-сосновых лесов с примесью ели (зона E6 *Pinus-Picea-Abies*). Как показали результаты исследований, направленное похолодание осложнялось колебаниями климата второго порядка. В спорово-пыльцевых спектрах в депрессии NN1, и в депрессии NN2 прослеживаются признаки потепления внутри зоны E6. В спектрах заметно увеличивается содержание пыльцы граба и орешника (п. зоны NN1-8 и NN2-7). В спектрах отложений из депрессии NN2 отмечается также некоторое увеличение содержания пыльцы других широколиственных пород на этом же уровне (п. зона NN1-8a). Подобные изменения спорово-пыльцевых спектров, свидетельствующие о расширении площади грабовых, елово-грабовых и сосново-грабовых лесов в рассматриваемый временной интервал, отмечены нами в разрезе Клинге, а также упоминаются при анализе ряда разрезов Восточной Германии. Если рассматривать разрезы Саксонии, расположенные в том же регионе, что и карьер Неймарк-Норд, то сходные изменения спорово-пыльцевых спектров зафиксированы в достаточно полных и хорошо изученных разрезах - Грабшутц и Рабитц (Litt, 1994), расположенных в районе Лейпцига (40 км к юго-востоку от Неймарк-Норд).

Финальная фаза эемского межледниковья (зона E7 *Pinus*) наиболее полно представлена в отложениях депрессии NN1, проанализированных К.В. Кременецким (п. зоны NN1-9 и NN1-10). Наш разрез захватывает только ее начало (п. зоны NN2-8 и NN2-9). Такие изменения спорово-пыльцевых спектров, как сокращение доли пыльцы древесных до 60%, увеличение содержания пыльцы сосны и березы, небольшое участие пыльцы ели и ольхи при почти полном отсутствии пыльцы широколиственных пород, появление пыльцы карликовой березки, свидетельствуют о распространении сосновых и березово-сосновых лесов с участием ели, а также о вымирании термофильных видов при прогрессирующем похолодании. В спектрах отложений депрессии NN1 в небольшом количестве отмечена пыльца дуба, вяза и орешника. Возможно, эти древесные породы сохранялись какое-то время в наиболее благоприятных местообитаниях, в то время как более требовательные к теплообеспеченности виды деревьев (граб, тис) полностью исчезли из состава лесов. В спектрах верхней части разреза депрессии NN1 (п. зона NN1-10) отмечены резкие разнонаправленные колебания содержания пыльцы сосны и березы от 10-15 до 80%. Принимая во внимание сложность процесса осадконакопления в палеоводоеме и влияние различных локальных факторов на формирование спорово-пыльцевых спектров, трудно ут-

верждать, что эти колебания содержания пыльцы (следовательно, и численности деревьев в древостоях и/или их пыльцевой продуктивности) были обусловлены только климатическими причинами. Однако, нужно заметить, что увеличение содержания пыльцы сосны совпадает с появлением пыльцы дуба, вяза и орешника, а пики кривой пыльцы березы согласуются с увеличением доли полыни.

Результаты изотопно-геохимических исследований (рис. 23) показали увеличение общего содержания органического вещества и карбонатов в самых верхних образцах разреза депрессии из NN1 (Boettger et al., 2009), что является признаком роста продуктивности палеоводоема и увеличения температуры воды. Рост содержания карбонатов в верхнем горизонте депрессии NN1 также связан со скоплениями раковин моллюсков, массовое отмирание которых, вероятно, связано с изменениями условий среды. В отложениях депрессии NN2, соответствующих, согласно данным спорово-пыльцевому анализу, тому же временному интервалу (зона E7 *Pinus*), зафиксирован высокий пик содержания водорослей *Botryococcus*, обилие которых является индикатором обмеления водоема (Jankovska, Komarek, 2000).

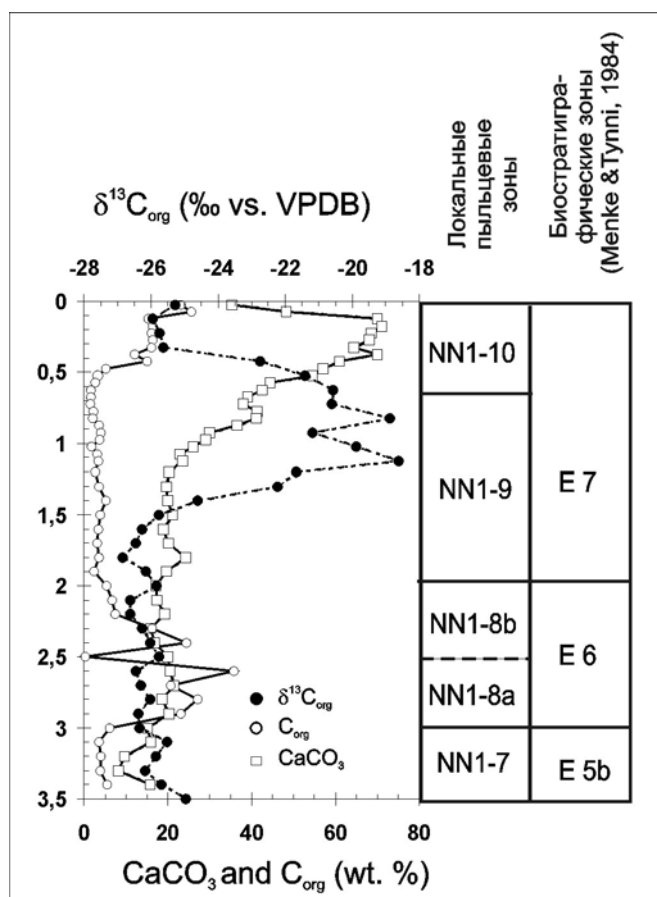


Рис. 23 Результаты изучения содержания стабильных изотопов в верхней части разреза Неймарк-Норд, депрессия NN1 (по Boettger et al., 2009).

4.3.3. Палеоботанический анализ голоценовых отложений озера Зальцигер

Отложения голоцена в пределах рассматриваемой территории были изучены на примере разреза небольшого озерного бассейна Зальцигер (Salziger See), расположенного в 25 км к северо-западу от карьера Неймарк-Норд. В настоящее время озеро Зальцигер полностью спущено. До осушения озера в конце 19-го века, оно занимало площадь 8.79 км² и имело среднюю глубину 7-8 м. Бурение, отбор образцов и геохимические исследования отложений были выполнены в 2003 году немецкими коллегами из Института геофизики и геологии Университета Лейпцига (Wennrich et al., 2005).

Скважиной, заложенной в наиболее глубокой части озерной котловины, вскрыт разрез мощностью 8.5 м (рис. 24), представленный в верхней и средней его частях - опесчеченной гиттией и карбонатной гиттией; а в нижней части - прослоями алевроита и гиттии. В основании разреза залегает слой крупнозернистого песка с включением гравия. Хронологическая позиция разреза и его отдельных горизонтов определена на основании серии AMS-датировок абсолютного возраста. Материалом для радиоуглеродного датирования послужили растительные остатки, семена, раковинки остракод и брюхоногих моллюсков. Кроме того, в разрезе озерных отложений на глубине 642-634 см был обнаружен прослой, содержащий микрочастицы вулканического стекла (Wennrich et al., 2005). Геохимический анализ этого материала показал его сходство с так называемым пепловым прослоем озера Лаашер (Laasher See Tephra), обнаруженным ранее в озерных отложениях Западной Германии и имеющим возраст согласно радиоуглеродным датировкам - 12917 кал. л.н. и согласно данным изучения озерных отложений с годичной слоистостью - 12880 лет назад (Litt et al., 2001).

Полученные данные свидетельствуют, что отложения нижней части разреза (глубина 670-850 см) сформировались в условиях сурового и холодного климата позднеледниковья в период 13200-14000 тыс. кал. л.н. Спорово-пыльцевые спектры (зоны SAZ1-2, рис. 25) характеризуются относительно низким содержанием пыльцы древесных пород (от 35 до 60%), представленных в основном пылью сосны и березы. Единично присутствуют пыльцевые зерна *Picea*, *Salix* и *Hippophae rhamnoides*. Группа трав, содержание пыльцы которой существенно возрастает в интервале глубин 755-670 см, включает пыльцу *Artemisia*, Cyperaceae, Chenopodiaceae, Poaceae, Ranunculaceae, Ericales.

Отличительной особенностью этих отложений является высокая доля песчанистой фракции, повышенная скорость осадконакопления (Wennrich et al., 2005, см. рис. 24), а также большое содержание переотложенной пыльцы неогенового возраста. Эти признаки указывают на широкое развитие эрозионных процессов на территории, окружающей озеро, покрытой разреженной перигляциальной растительностью.

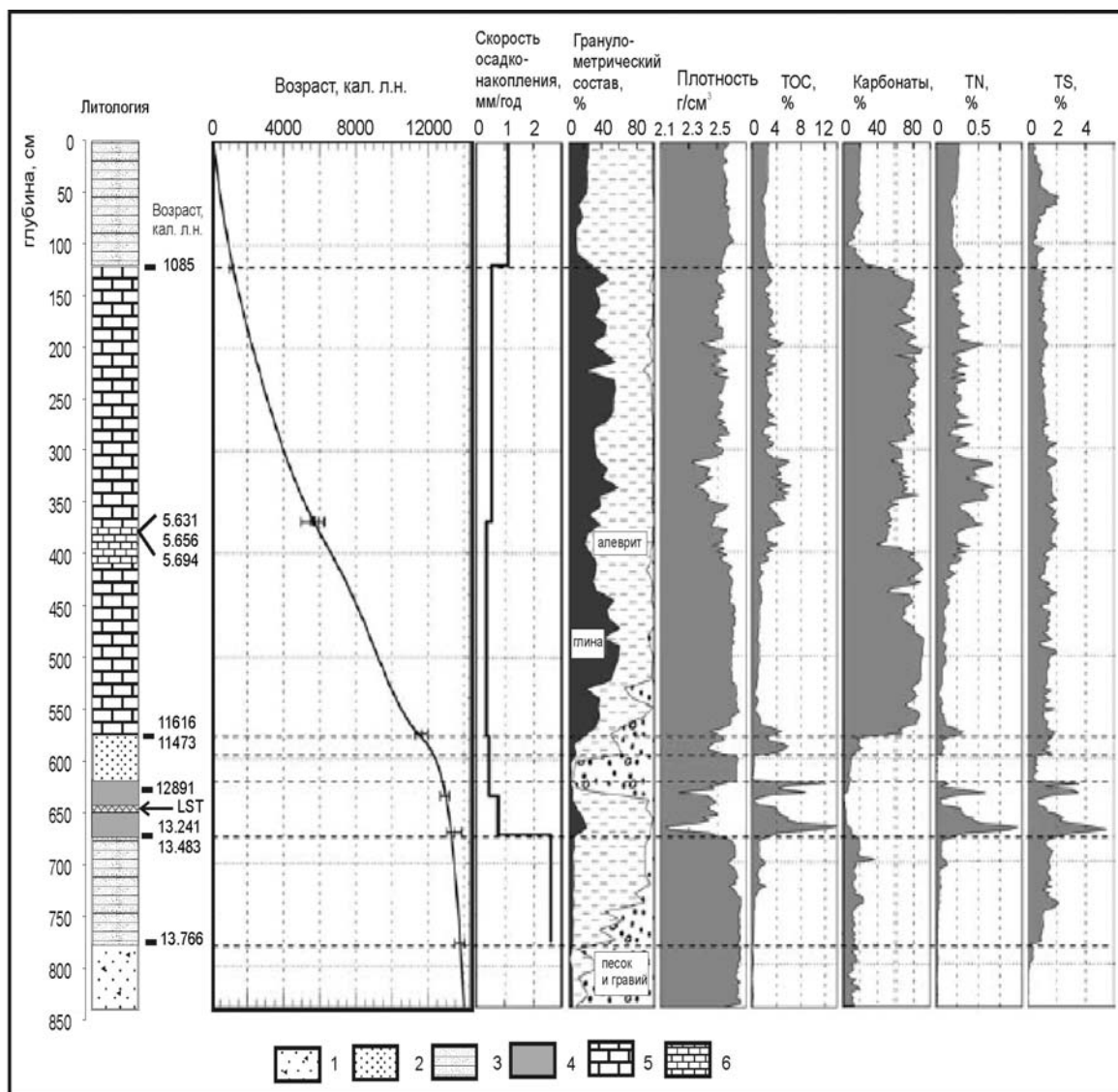


Рис. 24. Строение и литологические характеристики отложений озера Зальцигер, результаты радиоуглеродного датирования и модель возраст/глубина (по Wennrich et al., 2005).

Литология: 1 – песок с гравием, 2 – песок к/з, 3 – гиттия опесчаненная, 4 – гиттия, обогащенная органическим веществом, 5 – гиттия карбонатная, 6 – гиттия карбонатная слоистая. LST - пепловый прослой озера Лаашер (Laasher See Tephra)

Существенные изменения, как в озерной экосистеме, так и на прилегающей территории произошли около 13200 кал. л.н. и связаны с потеплением климата интерстадиала *аллерёд*. Увеличение участия в спектрах пыльцы сосны и резкое сокращение процентной доли пыльцы полыней и маревых (зона SAZ3, гл. 660-625 см) указывает на распространение сосновых лесов и сокращение площадей, занятых перигляциально-степными формациями. На потепление климата указывают также изменения характера осадконакопления

озерного бассейна и увеличение продуктивности озерной экосистемы. В озере начала накапливаться темно-серая гиттия, с высоким содержанием органического вещества, азота и серы (см. рис. 24).

Похолоданию *позднего дриаса* (12900-11700 кал. л.н.) в разрезе отложений озера Зальцигер соответствует прослой крупнозернистого песка с гравием (глубина 625-575 см). Этот горизонт отличается очень низким содержанием органического вещества, почти полным отсутствием пыльцы и спор четвертичного возраста, и большим количеством перотложенных дочетвертичных микрофоссилий, которых было подсчитано несколько сотен.

Граница позднеледниковья и голоцена в рассматриваемом разрезе совпадает с началом накопления карбонатных отложений. Обломки древесины, обнаруженные в 3-6 см выше нижней границы слоя карбонатной гиттии, имеют возраст 11616 и 11437 кал. л.н., что соответствует времени начала голоцена, определенному по данным разрезов Германии и Польши (Litt et al., 2001). Спорово-пыльцевые спектры периода примерно 11600-10000 кал. л.н. в разрезе отложений озера Зальцигер (зона SAZ5, гл. 575-546 см, рис. 25) отражают распространение сосновых и березово-сосновых лесов на территории, прилегающей к озеру. Спектры характеризуются ростом содержания пыльцы сосны (до 80%) и березы (15-20%) и появлением единичных пыльцевых зерен широколиственных пород деревьев (*Quercus*, *Ulmus* и *Alnus*).

В период с 10000 по 7000 кал. л.н. озеро Зальцигер было окружено широколиственно-сосновыми лесами с участием дуба, вяза, липы, клена и ясеня и хорошо развитым подлеском из лещины (зоны SAZ6-7а, гл. 546-460 см). Подъем кривой *Corylus* на спорово-пыльцевых диаграммах является диагностическим признаком раннего голоцена в европейских хроностратиграфических схемах и происходил почти синхронно на обширной территории Центральной и Западной Европы (Litt et al., 2001; Finsinger et al., 2006; Geisike et al., 2011). Начиная примерно с 7000 кал. л.н., доля сосны в древостоях сократилась, и дубовые леса стали доминировать в растительном покрове (зона SAZ7б, гл. 460-400 см). Увеличение содержания глинистых частиц в гранулометрическом составе озерных отложений и накопление автохтонных карбонатов указывает на подъем уровня озерного водоема в условиях влажного климата (Wennrich et al., 2005).

В среднем голоcene на территорию Центральной Европы начал распространяться бук (Litt, 1994; Kalis et al., 2003). В отложениях озера Зальцигер единичные пыльцевые зерна *Fagus* зафиксированы с глубины 520 см (около 8500 кал. л.н.), но постоянным компонентом спектров с заметным процентным участием (5-10%) бук становится с глубины

400 см, около 6700 кал. л.н. (зона SAZ8, гл. 400-300 см). В это же время появляется пыльца граба, но его доля в спектрах не превышает нескольких процентов.

Начиная с 4000 кал. л.н., содержание пыльцы бука в отложениях увеличивается до 25-30%, а граба – до 5-7% (зона SAZ9, гл. 300-120 см). Максимальное содержание пыльцы бука зафиксировано в отложениях, сформировавшихся в период 2500-1200 кал. л.н. (подзона SAZ9б). Участие пыльцы прочих широколиственных пород деревьев заметно сокращается, однако пыльца дуба присутствует в спектрах в количестве 10-12%, что указывает на существование в течение второй половины голоцена дубово-буковых и грабово-дубовых лесов. Влажные местообитания были заняты ольшатниками: доля пыльцы ольхи остается относительно высокой в верхней части разреза (зоны SAZ8-9).

Драматические изменения растительности вокруг озера Зальцигер произошли около 1100 кал. л.н. и связаны с хозяйственным освоением территории в Средние века (зона SAZ10, 120-0 см). Содержание пыльцы широколиственных пород заметно сокращается, как и общее количество пыльцы деревьев и кустарников (до 45-50% на глубине 100-110 см), при этом участие пыльцы сосны возрастает (до 40%). В группе пыльцы травянистых растений обильна пыльца злаков, в том числе культивируемых, кривая содержания пыльцы которых образует пик на диаграмме на глубине 100-80 см. Постоянные компоненты спектров – растения-индикаторы антропогенных нарушений растительности, в частности, виды из сем. *Chenopodiaceae*, *Plantago*, *Rumex*, *Urtica*, присутствует пыльца *Polygonum aviculare*-type, *Convolvulus*, *Centaurea cyanus*. На развитие процессов эрозии почв на окружающей территории указывают также изменения состава озерных отложений, увеличение доли алевроито-песчаного материала и сокращение содержания карбонатов (см. рис. 24).

Полученные данные позволяют сделать заключение, что отложения озера Зальцигер начали формироваться в позднеледниковье вислинского оледенения и накапливались в течение всего голоцена до конца 19-го века, когда озеро было осушено. Выделены следующие основные этапы ландшафтно-климатических изменений: (1) позднеледниковье вислинского оледенения, которое включает четко выраженное потепление *аллерёд*, характеризовавшееся распространением сосновых редколесий; (2) экспансия широколиственных лесов, обусловленная потеплением климата раннего голоцена; (3) развитие буковых и дубово-буковых лесов; (4) антропогенные нарушения растительности и формирование агроландшафтов.

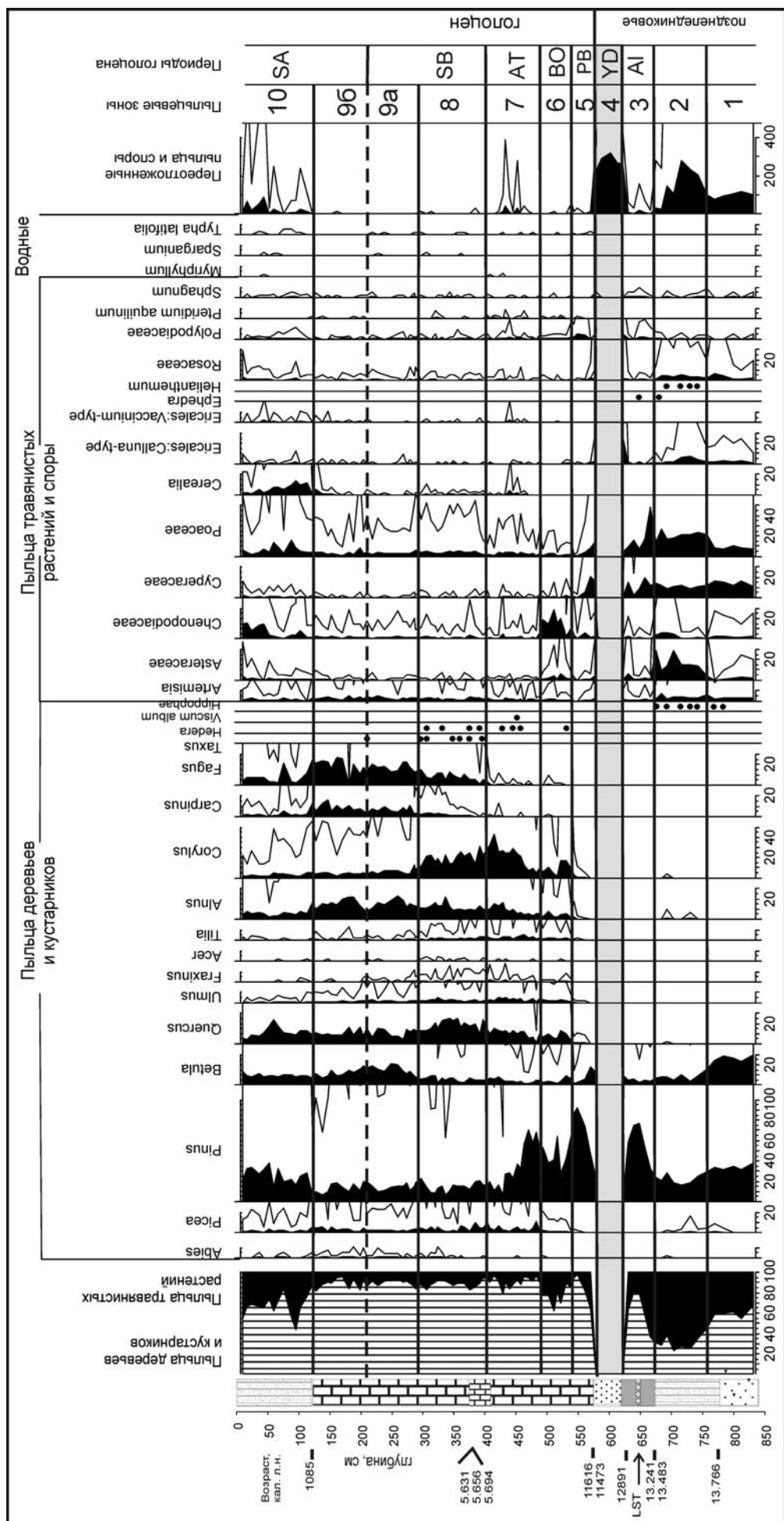


Рис. 25. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений озера Зальцигер (AR+NAP=100%) Условные обозначения к стратиграфической колонке см. рис. 24.

ГЛАВА 5. ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИЗУЧЕННЫХ РАЗРЕЗОВ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

5.1. Физико-географические условия территории исследований

Реконструкция растительности и климата микулинского межледниковья и голоцена, включая переходные этапы этих теплых интервалов ледниково-межледниковых макроциклов на территории Восточно-Европейской равнины, основана на материалах по шести ключевым участкам, расположенным в различных подзонах лесной зоны и в северной лесостепи (см. рис. 1).

На формирование современного рельефа территории центральных районов Восточно-Европейской равнины, находящихся в пределах субширотного трансекта, рассмотренного в представленной работе, существенное влияние оказали геологическое строение региона, рельеф кровли дочетвертичных отложений, неотектонические движения, и особенно важную роль сыграли четвертичные покровные оледенения и процессы периглациальной зоны. Для орографического рисунка районов исследований характерно сочетание низких обширных равнин и цепи крупных и более мелких возвышенностей (Давыдова и др., 1989). К наиболее крупным возвышенностям относятся Смоленско-Московская, Валдайская и Северные Увалы. По ним в основном проходят водоразделы между Северным Ледовитым, Атлантическим и внутренним (бессточным Арало-Каспийским) бассейнами. На юге лесной зоны расположены крупные возвышенности Среднерусская и Приволжская, разделенные Окско-Донской низменностью. Почти все крупные возвышенности и низменности рассматриваемой территории тектонического происхождения, при этом значительная часть крупных морфоструктур современного рельефа унаследована от структуры кристаллического фундамента.

Основные изученные нами разрезы (Центрально-лесной заповедник, Черемошник, Плес, Галичское озеро) приурочены к территориям, находящимся за пределами распространения льдов валдайского оледенения (рис. 26). Для этих районов характерен преимущественно крупно- и пологохолмистый моренный рельеф московской стадии днепровского оледенения, который сочетается с участками плоских и пологоволнистых, слабо расчлененных моренных равнин и древнеозерных низин (Исаченко, 1985). Разрезы голоценовых отложений, изученные нами в на юге современной лесной зоны в бассейнах верхнего течения рек Оки и Дона, расположены на южной периферии распространения максимальной стадии среднеплейстоценового оледенения, где наблюдается полоса зандровых равнин и останцовых возвышенностей, покрытых лессовидными суглинками, расчлененными оврагами и балками.

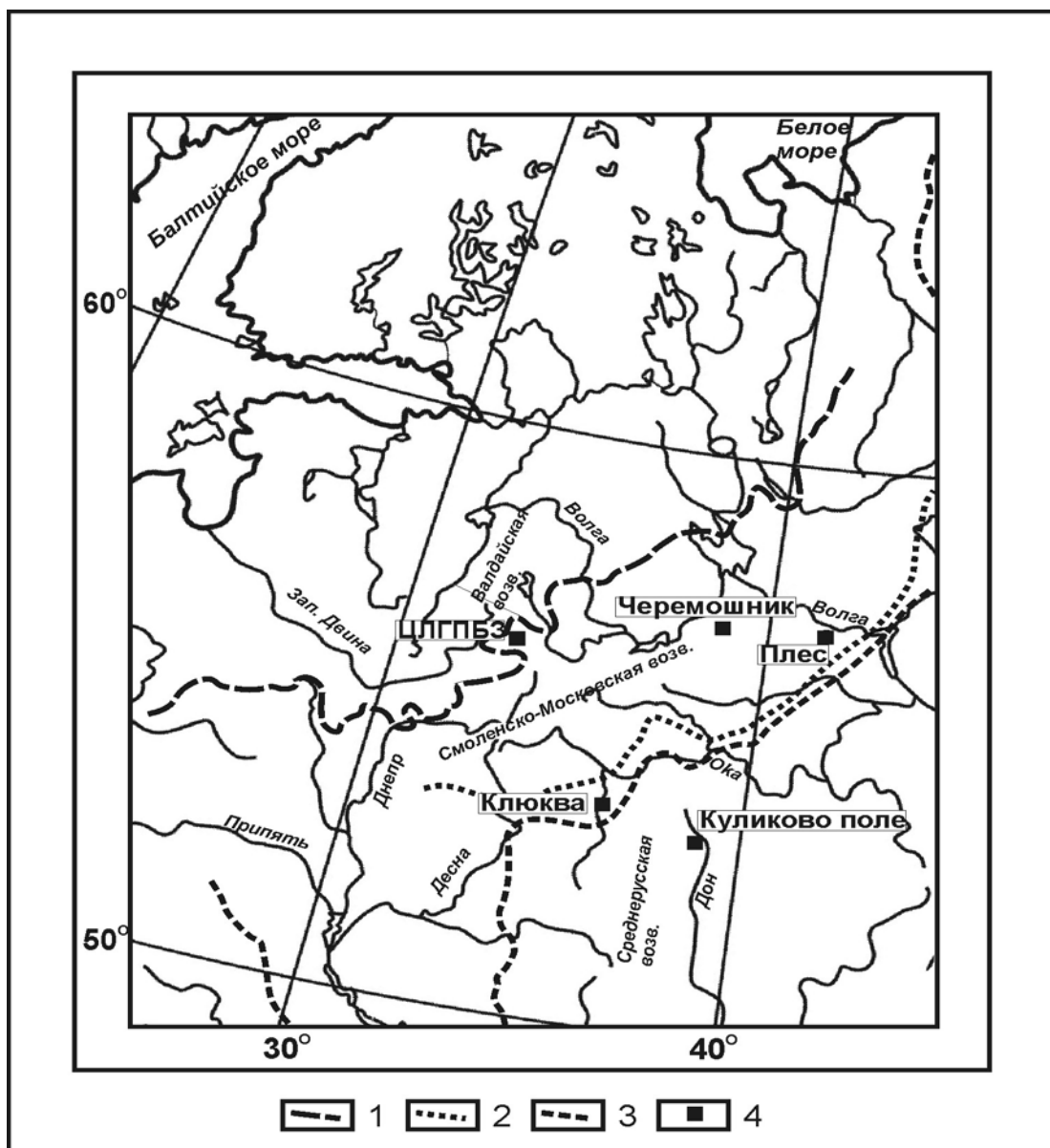


Рис.26. Положение районов исследований по отношению к границам оледенений Восточно-Европейской равнины.

Условные обозначения. Границы оледенений (по Величко и др., 2005): 1 - поздневаладского, 2 - московской стадии днепровского оледенения, 3 - днепровского оледенения. 4 - положение района исследований

Изучению ледниковой истории этих районов были посвящены специальные исследования, итогом которых можно считать обобщение данных о мощности, составе и распространении ледниковых и перигляциальных отложений (Геология СССР, 1971; Лопатников, Шик, 1962; Чеботарева, Фаустова, 1969; Величко и др., 2005). В пределах рассматриваемой территории вскрыты отложения окского, донского, днепровско-московского ледниковых покровов (Оледенения среднего плейстоцена..., 2001), а также озерно-болотные отложения, сформировавшиеся в течение микулинского и лихвинского межледниковий (Геология СССР..., 1971; Лопатников, Шик, 1962).

Климат центральных районов Европейской части России умеренно-континентальный. Лето — относительно тёплое, короткое, средняя температура июля составляет 17-18°C (табл. 4). Зима — умеренно холодная, продолжительная. Положение январских изотерм в средней части Восточно-Европейской равнины субмеридиональное, что связано с большей повторяемостью вторжений в западных районах атлантического воздуха и меньшей его трансформацией (Давыдова и др., 1989). Средняя температура января понижается с запада на восток от -9°C (ключевой участок Центрально-лесной заповедник) до -12.8°C (район Галичского озера).

Таблица 4. Физико-географические условия районов исследований на Восточно-европейской равнине

Разрез	Координаты разрез	Климатические условия*	Почвы	Растительность
Тверская область, Центрально-лесной заповедник	N 56.46266 E 32.97957	T _{январь} = -9.0°C T _{июль} = 17.1°C T _{год} = 4.0°C P = 700 мм/год	Дерново-подзолистые	Хвойно-широколиственные леса
Ярославская область Ключевой участок «Черемошник»	N 57.16638 E 39.2811	T _{январь} = -11.0°C T _{июль} = 18.0°C T _{год} = 3.7°C P = 600 мм/год	Дерново-подзолистые	Хвойно-широколиственные леса, на границе с зоной южной тайги
Ивановская область Ключевой участок «Плес»	N 57.44944 E 41.52083	T _{январь} = -11.7°C T _{июль} = 17.8°C T _{год} = 3.5°C P = 610 мм/год	Дерново-подзолистые	Южная тайга
Костромская область Ключевой участок Галичское озеро	N 58.40277 E 42.29861	T _{январь} = -12.8°C T _{июль} = 17.0°C T _{год} = 3.2°C P = 620 мм/год	Дерново-подзолистые	Южная тайга
Тульская область ключевой участок Болото Клюква	N 53.834812, E 36.252488	T _{январь} = -10.1°C T _{июль} = 18.0°C T _{год} = 4.4°C P = 550 мм/год	Серые лесные	Хвойно-широколиственные леса, на границе с зоной широколиственных лесов
Тульская область ключевой участок «Куликово поле»	N 51.66944 E 38.59778	T _{январь} = -9.9°C T _{июль} = 18.6°C T _{год} = 4.7°C P = 525 мм/год	Черноземы выщелоченные	Северная лесостепь

*Период осреднения: 1961-1990 гг. (<http://meteoinfo.ru>)

Летом почти всюду на равнине важнейшим фактором в распределении температуры является солнечная радиация, поэтому изотермы в отличие от зимы располагаются в основном в соответствии с географической широтой. Средняя температура июля повыша-

ется с севера на юг от 16.5 °С до 18.6 °С. Распределение осадков по территории Восточно-Европейской равнины находится в первую очередь в зависимости от циркуляционных факторов (западного переноса воздушных масс, положения арктического и полярного фронтов и циклонической деятельности). Особенно много циклонов перемещается с запада на восток между 55-60° с.ш. (Валдайская и Смоленско-Московская возвышенности). Эта полоса является наиболее увлажненной частью Восточно-Европейской равнины: годовая сумма осадков здесь достигает 700-800 мм на западе и 600-700 мм на востоке. На северном и западном макросклонах Среднерусской возвышенности выпадает около 600 мм в год (<http://meteoinfo.ru>).

Для рассматриваемой территории характерна необычайная пестрота почвенно-растительного покрова, что обусловлено частой сменой почвообразующих пород и форм рельефа. Моренные холмы и гряды покрыты широколиственно-еловыми лесами на дерново-подзолистых и подзолистых почвах (Давыдова и др., 1989). На слабодренированных водораздельных равнинах, условия которых неблагоприятны для произрастания широколиственных пород, встречаются крупные участки южнотаежных ельников (Факторы регуляции..., 1983). На зандровых равнинах, приозерных песках и песчаных холмах преобладают сосновые леса. На известняках, доломитах и карбонатной морене распространены темноцветные перегнойно-карбонатные почвы, на которых произрастают елово-широколиственные леса с господством дуба, с липой, ясенем и ильмом во втором ярусе. На юге лесной зоны, так как климат становится более теплым, количество осадков приближается к испаряемости, господство переходит к широколиственным породам, хвойные деревья становятся редкими. В этих лесах основная роль принадлежит липе и дубу (Давыдова и др., 1989). Растительный покров рассматриваемой территории в настоящее время значительно изменен хозяйственной деятельностью человека. Коренные леса, за исключением заповедников и особо охраняемых территорий, почти полностью сведены. Их место заняли вторичные березово-осиновые и сосновые леса. По долинам рек распространены березово-черноольховые леса с болотным крупнотравьем. В настоящее время большую часть территории Центральной России занимают сельскохозяйственные угодья, в том числе заброшенные, или селитебные земли.

Восточная часть рассматриваемой нами территории относится к подзоне южной тайги. Естественная растительность региона здесь была представлена еловыми лесами, преимущественно травяно-кустарничковыми (Александрова, Юрковская, 1989). На хорошо дренированных возвышенных участках моренного рельефа с богатыми почвами сохранились места ельники неморальные с липой в первом ярусе с участием лещины, а иногда и дуба. Однако часто на месте ельников сейчас произрастают вторичные осиновые

и березовые леса или находятся сельскохозяйственные земли. В понижениях рельефа встречаются березово-черноольховые леса с елью.

5.2. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК ЦЕНТРАЛЬНО-ЛЕСНОЙ ЗАПОВЕДНИК

5.2.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Центрально-лесной государственный природный биосферный заповедник (ЦЛГПБЗ) расположен на территории Нелидовского, Андреапольского и Селижаровского административных районов Тверской области. Лесной массив заповедника занимает участок водораздела крупнейших рек Восточно-Европейской равнины: Волги, Западной Двины и Днепра – на юго-западе Валдайской возвышенности.

Территория заповедника находится за пределами области валдайского оледенения (см. рис 26) и характеризуется преимущественно крупно- и пологохолмистым моренным рельефом московской стадии днепровского оледенения, который сочетается с участками плоской и пологоволнистой, слабо расчлененной моренной равнины с абсолютными высотами более 230–250 м (Динамика лесных экосистем..., 2011). На формирование современного рельефа существенное влияние оказали геологическое строение территории, рельеф кровли дочетвертичных отложений, неотектонические движения, и особенно важную роль сыграли четвертичные покровные оледенения, неоднократно распространявшиеся с севера на рассматриваемую территорию.

Изучению ледниковой истории района были посвящены специальные исследования, итогом которых можно считать картирование форм ледникового рельефа, обобщение данных о мощности, составе и распространении ледниковых и связанных с ними отложений (Чеботарева, Фаустова, 1969; Пузаченко, Козлов, 2007). В сопредельных с заповедником районах Тверской области вскрыты отложения окского, днепровско-московского и валдайского ледниковых покровов, а также осадки, формировавшиеся в течение микулинского и лихвинского межледниковий (Оледенения среднего плейстоцена..., 2001). В районе ЦЛГПБЗ и его окрестностей мощность четвертичных отложений колеблется от 10 до 40 м. (Соколов, 1949). Формирование основной толщи четвертичных отложений связано со среднеплейстоценовыми ледниковыми покровами, преимущественно с последней, московской стадией днепровского оледенения. Отложения валдайского оледенения небольшой мощности (до 5 м) развиты в 20 км севернее зоны заповедника.

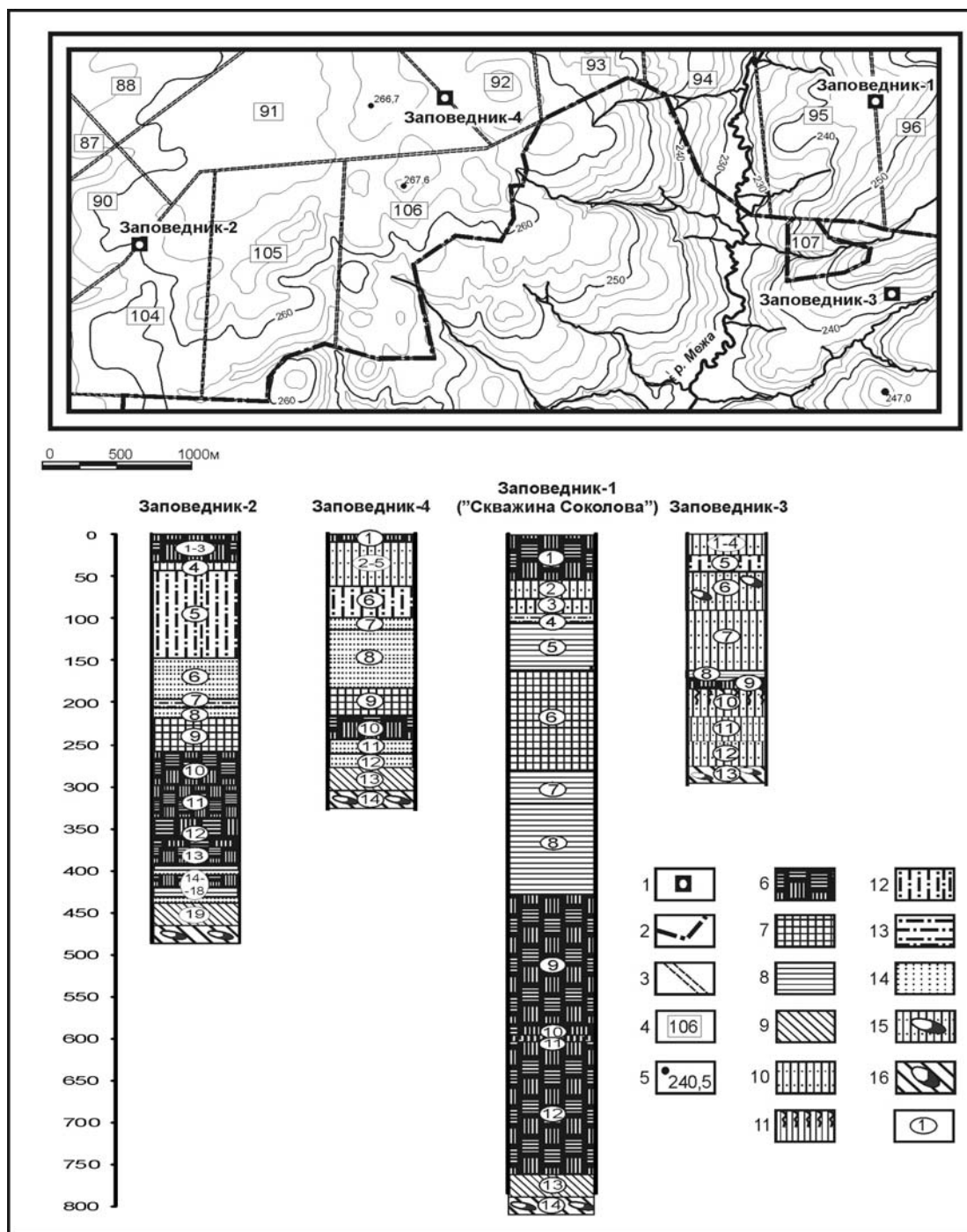


Рис. 27. Геоморфологическая позиция и литологическое строение разрезов ЦЛГПБЗ

Условные обозначения: 1 – положение изученных разрезов; 2 – граница ЦЛГПБЗ; 3 – границы кварталов ЦЛГПБЗ; 4 – номера кварталов ЦЛГПБЗ; 5 – отметки высот (м); Литология: 6 – торф; 7 – глина с высоким содержанием органического материала (гиттия); 8 – глина; 9 – глина карбонатная; 10 – суглинок; 11 – суглинок гумусированный; 12 – суглинок лессовидный; 13 – супесь; 14 – песок; 15 – суглинок с редкими валунами; 16 – морена (суглинок карбонатный с дресвой), 17 – номер слоя

Непосредственно на территории заповедника верхний горизонт моренных отложений, относящихся к московской стадии днепровского оледенения, мощностью 6–16 м, представлен валунными карбонатными опесчаненными суглинками. Карбонатная морена перекрыта светло-бурыми легкими крупнопылеватыми лессовидными покровными суг-

линками или супесями, мощностью от 0,3 до 1,5 м, реже – водноледниковыми песками, мощностью 2–6 м (Кучинский, 1937; Соколов, 1949). Между покровными суглинками и моренными отложениями часто встречаются водноледниковые пески и супеси разной мощности, а в пределах депрессий моренного рельефа – озерные глины и органогенные осадки до 1–7 м мощности. В замкнутых понижениях рельефа в настоящее время развиваются верховые болота. Мощность торфа в самых крупных из них достигает 6 м (Соколов, 1949; Пузаченко, Козлов, 2007).

В схеме ботанико-географического районирования леса заповедника принадлежат к Валдайско-Онежской подпровинции Североевропейской таежной провинции (Исаченко, Лавренко, 1980) и расположены в центральной части полосы хвойно-широколиственных лесов Восточно-Европейской равнины. Для этого региона характерно чередование массивов зональных широколиственно-еловых лесов с крупными участками южно-таежных ельников. Переувлажненность водораздельных равнин, возникающая из-за слабой дренированности в сочетании с обилием осадков, предопределяет здесь доминирование лесов бореального облика и состава (Кураева и др., 1999, Факторы регуляции..., 1983). В структуре растительного покрова ЦЛГПБЗ доминирующее положение занимают еловые леса, представленные целостным, относительно ненарушенным массивом (40%). Кроме еловых лесов, коренными формациями являются сосновые леса сфагновой классификационной группы (10%), а также черноольховые леса (1%), приуроченные к логам, долинам ручьев и рек. Производные леса из березы пушистой, осины и, реже, ольхи серой занимают около 43% всей территории (Шапошников, 1988).

5.2.2. Результаты палеоботанического изучения отложений микулинского межледниковья и раннего этапа валдайской ледниковой эпохи

Изучение межледниковых и межстадиальных озерно-болотных отложений в Центрально-лесном заповеднике имеет более, чем полувековую историю. Исследования погребенных органогенных отложений проводились в 1930-1940-х гг. Ф.В. Сороченковым (1937), И.П. Герасимовым (1939), Н.Н. Соколовым (1939, 1948, 1949) и Н.И. Пьявченко (1955), которые относили их к микулинскому межледниковью. Н.Н. Соколов (1949) на основании палеоботанических данных: спорово-пыльцевого анализа, проведенного В.В. Пряхиной, и определений растительных макроостатков, полученных М.В. Машатиной-Хатанской, выделил основные фазы развития растительности последнего межледниковья. Впоследствии описанный Н.Н. Соколовым разрез фигурировал в литературе как один из типичных разрезов микулинского межледниковья и начала ранневалдайского оледенения (Чеботарева, Макарычева, 1974; Латышева и др., 1975). В последние годы высказывались

мнения о средневалдайском возрасте погребенных торфяников, вскрытых на территории заповедника (Минаева и др., 2005); это предположение было сделано по результатам радиоуглеродного датирования погребенного торфа.

В 2004–2005 гг. коллективом под руководством Е.Ю. Новенко было проведено повторное, более детальное геолого-геоморфологическое и палеоботаническое изучение разреза, описанного Н.Н. Соколовым (в данной работе он фигурирует как разрез Заповедник-1), а также исследования еще трех разрезов погребенных озерно-болотных отложений на территории ЦЛГПБЗ (Новенко и др., 2008; Zugarova, 2009; Динамика лесных экосистем..., 2011). Разрезы находятся в разных геоморфологических условиях и различаются мощностью и составом органогенной части и особенностями перекрывающих отложений. Геоморфологическая позиция и литологическое строение разрезов представлено на рис. 27.

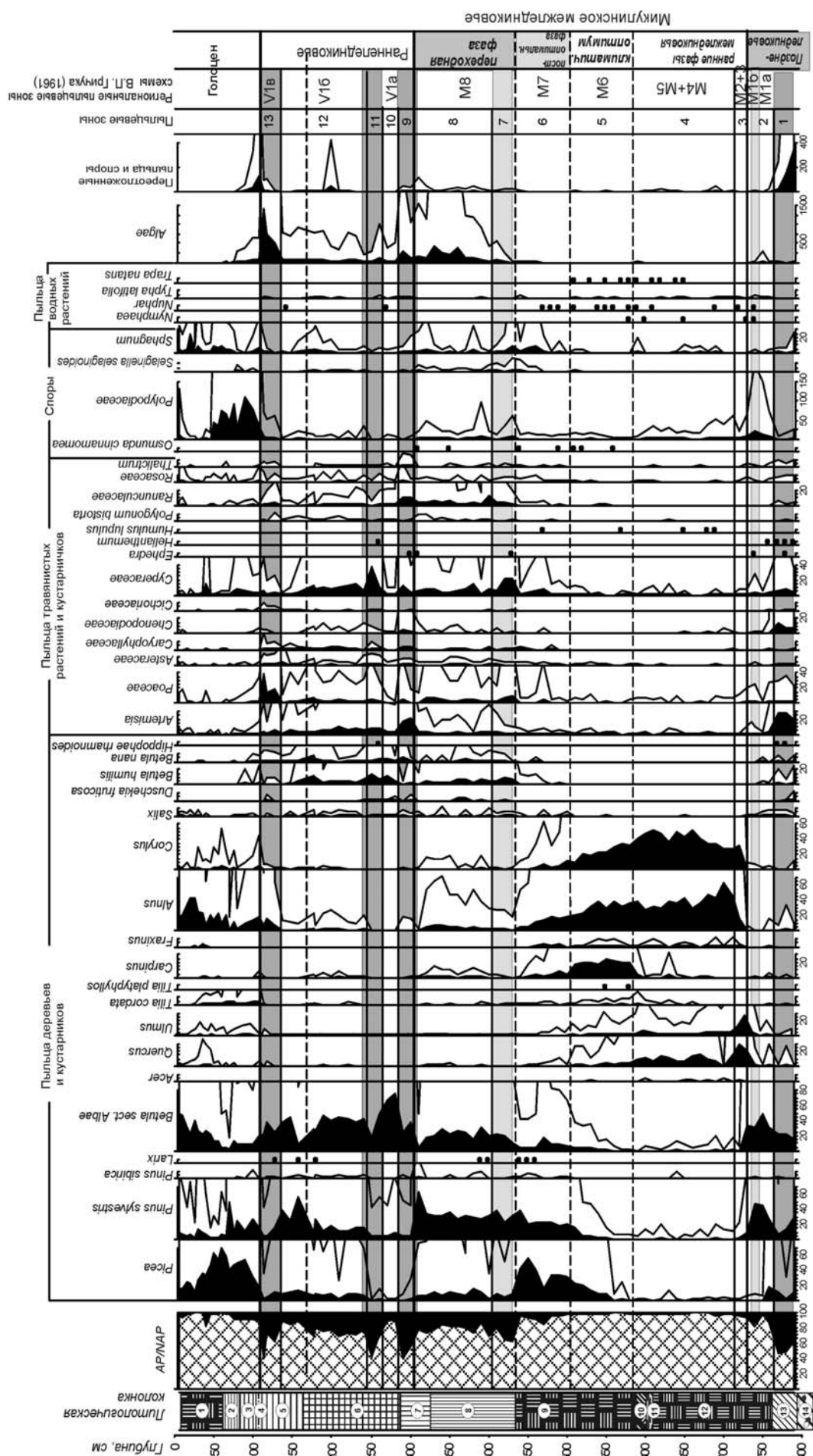
Разрез Заповедник-1

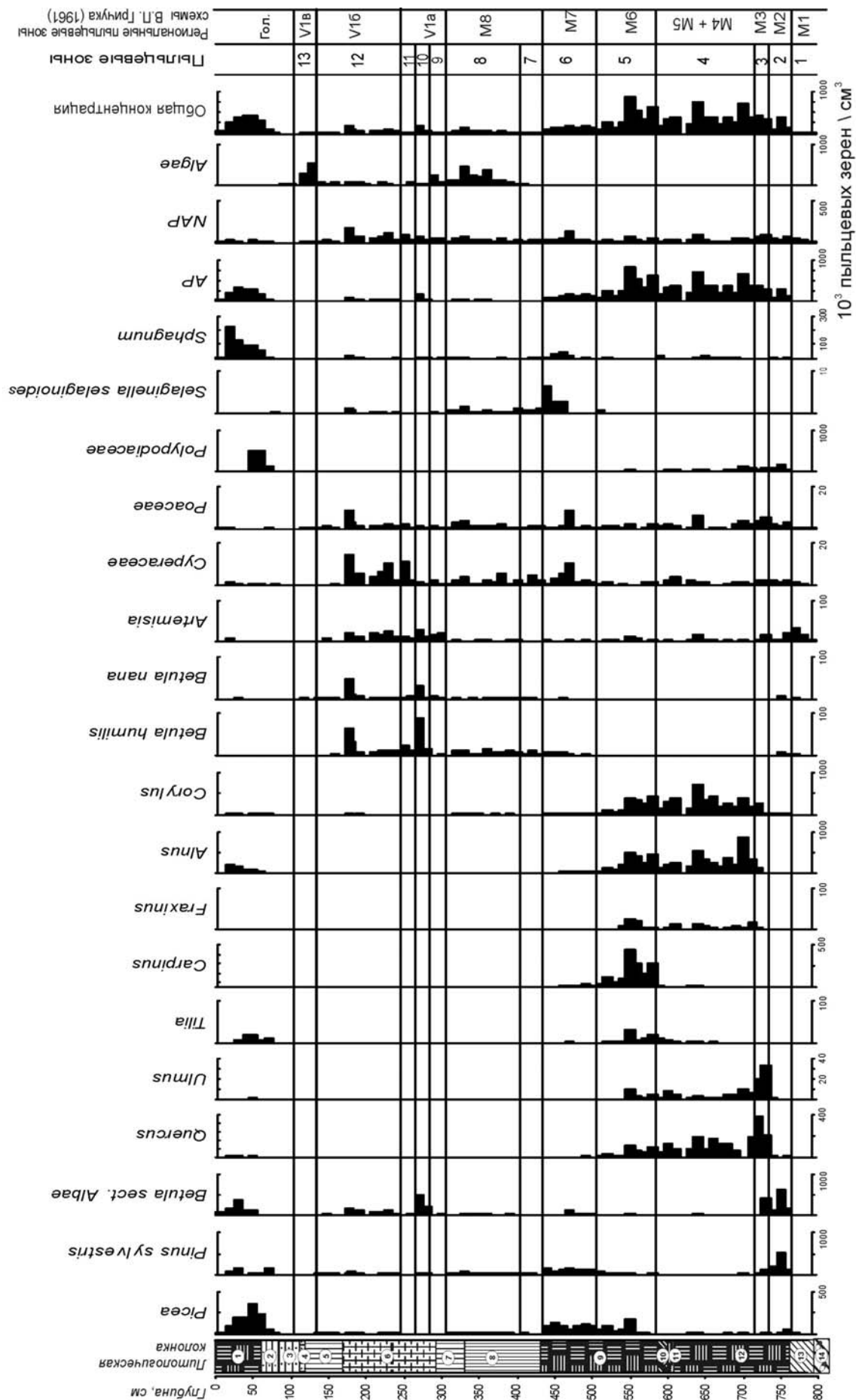
Разрез расположен на склоне моренной гряды в пределах выположенного ступенчатого участка шириной 500–650 м (N 56.46266 E 32.97957). В пределах этого участка в рельефе кровли московской морены хорошо выражена депрессия шириной 150–250 м и глубиной 4–5 м (Соколов, 1949; Пузаченко, Козлов, 2007). Это понижение может быть связано с исходной морфоскульптурой моренного рельефа или иметь эрозионное происхождение. Депрессия перехватывает сток со склона моренной гряды, что в совокупности с небольшими уклонами днища обуславливает развитие заболачивания. Мощность голоценового низинного торфа в пределах днища депрессии составляет 65–70 см. Из подошвы этого слоя торфа была получена радиоуглеродная дата 5540 ± 50 кал. л.н. (ИГ РАН 3169).

Верхняя часть разреза представлена торфом (гл. 0–65 см), ниже залегает толща покровных суглинков (слои 2, 3, см. рис. 27). Ниже 110 см залегает толща погребенных озерных и болотных отложений, представленных глинами и торфами. На глубине 790 см вскрыты отложения московской стадии днепровского оледенения, представленные тяжелыми суглинками с примесью дресвы.

В спорово-пыльцевой диаграмме разреза (рис. 28 и 29) на основании изменений в составе спектров и концентрации пыльцы и спор было выделено 13 пыльцевых зон (не включая верхнюю часть скважины, относящуюся к голоцену).

Для нижней части разреза (зона 1, 790–775 см, горизонт коричневатого-серых глин) (слой 13) характерны низкие значения концентрации пыльцы и спор в осадках. Доля пыльцы древесных пород (ель, сосна, береза) не превышает 50%, отмечены компоненты кустарниковых формаций – *Betula nana*, *B. humilis*, *Duschekia*. Группа трав (NAP) разнообразна по составу; преобладает пыльца полыни (до 20%), маревых и осоковых.





Определена пыльца гелиофитов – показательных видов перигляциальных растительных сообществ (*Hippophae rhamnoides*, *Helianthemum*, *Ephedra*).

Спорово-пыльцевые спектры средней части разреза (зоны 2-6, глубина 775-430 см, горизонты погребенного торфа) отражают типичную смену доминантов лесных сообществ, характерную для микулинского межледниковья, выделенную для большого количества разрезов на территории Восточно-Европейской равнины (Гричук, 1961; 1982). На границе горизонтов глины и торфа (глубина 775 см) происходит резкое возрастание концентрации пыльцы и спор. В нижней части зоны пыльца ели составляет 20%, затем на уровне 760 см ее содержание резко уменьшается до 0,8–1%. Выше по разрезу (до глубины 735 см) пыльца сосны и березы абсолютно доминирует в спектрах. В период накопления сильно разложившегося торфа (зоны 3 и 4, 735 - 585см) среди лесообразующих пород деревьев доминировали дуб и вяз, образуя пики на пыльцевой диаграмме: до 25% и 30% от AP+NAP соответственно. Увеличение процентного содержания пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus* в спектрах соответствует максимумам концентрации пыльцы этих таксонов (рис. 29). В небольшом количестве встречается пыльца клена, появляется также пыльца граба, затем увеличивается содержание пыльцы липы. Сосна и береза уступают свои позиции. Отмечается быстрый подъем содержаний пыльцы ольхи и орешника, концентрация которых в зоне 4 достигает 900 и 600 тыс. п.з./см³. Максимум пыльцы ольхи и орешника – диагностический признак спорово-пыльцевых диаграмм микулинского возраста.

Оптимум микулинского межледниковья (зона 5, 585 - 505см) характеризуется развитием полидоминантных широколиственных лесов с участием граба. Содержание пыльцы граба образует четко выраженный максимум, изменяясь в пределах этой зоны от 17 до 23% от суммы AP+NAP. Несмотря на то, что процентное содержание пыльцы липы, дуба и вяза не превышают 5%, концентрация этих таксонов остается достаточно высокой. В состав спорово-пыльцевых спектров в небольшом количестве входит пыльца ясеня, клена, липы крупнолистной (*Tilia platyphyllos*, единичные зерна). Постоянный компонент спектров – *Osmunda cinnamomea*, показательный вид для микулинского межледниковья.

Похолоданию в постоптимальную фазу межледниковья (зона 6, 505 – 435см) соответствует отчетливый максимум пыльцы ели (до 55% от AP+NAP в нижней части зоны, где ее концентрация составляет от 50 до 200 тыс. п.з./см³). В верхней части зоны появляется единичная пыльца кедровой сосны, отмечена также пыльца лиственницы. Содержание основных древесных пород испытывают в этой зоне заметные колебания. Так на уровне 470 см доля пыльцы ели падает с 40 до 10%, замещаясь в спектрах пылью березы и трав (злаки и осоки). Процентные содержания пыльцы термофильных пород в начале зоны невысоки (граб – 1,5 %, орешник 5–7%, ольха до 10%), концентрации пыльцы этих

растений ничтожны. В верхней части зоны пыльца этих растений исчезает из спектров. Начиная с зоны 6, постоянными компонентами спектров становятся кустарниковые березы. Хотя доля AP в зоне остается весьма высокой (более 80%), отмеченные изменения в составе этой группы указывают на значительное похолодание, что подтверждается находками спор такого микротермного растения, как *Selaginella selaginoides*.

Времени перехода от микулинского межледниковья к валдайскому оледенению соответствуют зоны 7 и 8 (435-305 см, горизонты серо-коричневой глины и светло-серой плотной однородной глины). Спорово-пыльцевые спектры характеризуются значительным возрастанием доли пыльцы травянистых растений (до 40%). В ней доминирует пыльца Сурегасеае и Роасеае, обильно разнотравье. Концентрация пыльцы осок и злаков возрастает до 5–7 и 10 тыс. п.з./см³ соответственно, хотя общая концентрация пыльцы и спор здесь снижается до 60-80 тыс. п.з./см³ (как в зоне 1). Концентрация пыльцы большинства древесных пород, за исключением ивы и *Betula humilis*, резко снижается. Среди пыльцы деревьев господствует пыльца сосны и березы. В небольшом количестве присутствует пыльца ели, кедровой сосны и лиственницы. Несмотря на относительно высокую долю AP в спектрах, мы можем полагать, что на изучаемой территории были распространены только разреженные древостои.

В отложениях, сформировавшихся в начале ранневалдайского оледенения (зона 9, 305-285 см), содержание пыльцы древесных пород снижается до 40%, среди них преобладает пыльца березы и заметную роль играют микротермные кустарники *Betula humilis*, *B. nana*. В группе травянистых растений несколько возрастает роль Сурегасеае, Роасеае и Ranunculaceae, однако особенно заметно увеличиваются концентрации пыльцы полыней и маревых (до 20 и 2 тыс. п.з./см³). Пыльца *Artemisia* в зоне 9 составляет до 20% в спектрах. Частота встречаемости спор *Selaginella selaginoides* уменьшается.

Некоторое потепление климата внутри ранневалдайской ледниковой эпохи нашло отражение в увеличении доли органического материала в отложениях (серые плотные глины сменились гиттией темно-серой, 285 – 275 см) и в изменении состава спорово-пыльцевых спектров (зона 10). Происходит заметное увеличение доли пыльцы древесных пород в спектрах (70–85%), преимущественно за счет пыльцы березы (от 65 до 75% от суммы AP+NAP). Максимум концентрации пыльцы *Betula sect. Albae* ярко выражен на диаграмме (см. рис. 29). Внутри группы NAP отмечается уменьшение доли *Artemisia* и злаков. Присутствуют травянистые растения – спутники березы (*Polygonum bistorta*, *Sanguisorba officinalis*, *Thalictrum*, *Valeriana*). Единично отмечена пыльца *Nuphar lutea*.

Для спорово-пыльцевых спектров последующей фазы развития растительности (зона 11, 285-245 см), характерно падение доли AP (30–40%) и уменьшение ее concentra-

ции. Среди пыльцы деревьев по-прежнему преобладает *Betula sect. Albae*, хотя ее содержание снижается от 40 до 10% вверх по разрезу в пределах зоны. В небольшом количестве присутствует пыльца сосны и ели. Среди исключительного разнообразия пыльцы трав, определенной в этой зоне, преобладают Cyperaceae (до 50% NAP), *Artemisia* и Poaceae.

В спорово-пыльцевых спектрах отложений на глубине 135–245 см (глина темно-серая) отчетливо проявляются признаки заметного потепления климата. Этот интервал отличается резким возрастанием процентного содержания пыльцы деревьев и кустарников. Среди пыльцы деревьев по-прежнему наиболее многочисленна пыльца *B. sect. Albae* (до 62%). Наряду с березой лесные сообщества формировали сосна и ель. С глубины 150 см пыльца сосны замещает пыльцу березы среди доминирующих компонентов спектра. Отмечены единичные зерна сосны сибирской и лиственницы. Относительно обильна пыльца холодолюбивых кустарников. Состав группы NAP близок к нижележащей зоне, несколько сокращается роль осок, увеличивается роль *Sphagnum*. Во всех образцах этой зоны в небольшом количестве присутствует пыльца широколиственных пород (дуба, вяза, липы и граба) и ольхи.

Для спектров верхней части глин и супеси пылевой (зона 13, 135 – 110 см) характерно наиболее низкое для разреза содержание AP в спектрах (до 20%, береза и сосна) и минимальные значения ее концентрации, как и общей концентрации пыльцы в осадках, что свидетельствует о деградации лесной растительности на изучаемой территории и снижении пылевой продуктивности растительности в целом. В группе NAP отмечен значительный подъем доли злаков, обильны Cyperaceae, *Artemisia*, Chenopodiaceae, Asteraceae, Ranunculaceae. Обращает на себя внимание резкий пик содержания водорослей рода *Pediastrum* и переотложенных дочетвертичных пыльцы и спор.

Палинологические данные позволяют сделать вывод, что на уровне 110 см в разрезе зафиксирован длительный перерыв в осадконакоплении. Верхняя часть разреза представляет собой торфяник, начало формирования которого, согласно радиоуглеродной дате 5540 ± 50 кал. л.н. относится к суббореальному периоду голоцена.

Разрез Заповедник-2

Разрез Заповедник-2 (N 56.45240 E 32.88978) по геоморфологическому положению сходен с рассмотренным выше разрезом Заповедник-1 («скважина Соколова»). Он находится в 10.8 км к западу и расположен на выположенной поверхности на склоне моренной гряды (см. рис. 27). На этом участке наблюдается развитие процесса заболачивания, мощность голоценового торфа достигает 43 см; из основания слоя получена радиоуглеродная дата 5563 ± 170 кал. л.н. (ИГ РАН 3168), очень близкая к дате, полученной в основании

торфа в разрезе заповедник-1. Однако в литологическом строении этих разрезов наблюдаются заметные различия. Так, разрез Заповедник-2 включает в себя более мощные покровные лессовидные отложения (глубина 43–150 см, см. рис. 27), и, кроме того, погребенные горизонты торфа и гиттии в нем меньше по мощности. В разрезе Заповедник-2 мощность органогенных отложений составляет около 2 м, в то время как в «скважине Соколова» толща озерно-болотных отложений превышает 5 м.

Результаты спорово-пыльцевого анализа органогенных отложений (450–240 см) из разреза Заповедник-2, содержащих пыльцу и споры, позволяют сделать вывод о формировании этих осадков в течение микулинского межледниковья (рис. 30). Пыльцевые спектры позднеледниковья московской стадии днепровского оледенения имеют те же характеристики, что и в разрезе Заповедник-1. Кроме того, фаза «позднеледниковой» растительности во втором разрезе заповедника выражена более отчетливо. На диаграмме разреза Заповедник-2 очень хорошо выражен «нижний максимум ели», недостаточно четко проявившийся в «разрезе Соколова». На глубине 420 см (зона 2) пыльца ели составляет 60%, затем на уровне 410 см ее содержание резко уменьшается до 1–2%.

Спорово-пыльцевые спектры вышележащих слоев (410–240 см) имеют как типичные признаки, свойственные всем пыльцевым диаграммам микулинского возраста, так и индивидуальные особенности. Так, резкий пик содержания пыльцы березы в разрезе Заповедник-2 (зона 3, 410–385 см), вероятно, отражает нарушение лесной экосистемы в результате пожара и последующее восстановление зональных лесных сообществ (зона 4, 385–365 см).

Очевидно, на уровне 337 см в разрезе присутствует перерыв в осадконакоплении. Литологические данные подтверждают это заключение. На этом же уровне в разрезе зафиксирована хорошо выраженная граница между двумя горизонтами торфа (слои 11 и 12, см рис. 27 и 30). Возможно, в этот период болото пересыхало, и торфонакопление было замедлено. В разрезе Заповедник 2 хорошо представлена постоптимальная фаза развития елово-грабовых лесов (зона 6) и постепенная деградация термофильных широколиственных пород в условиях прогрессирующего похолодания (зона 7).

В ископаемой флоре разреза Заповедник-2 присутствует омела (*Viscum album*), сейчас произрастающая в районах с более океаническим климатом. Пыльца этого растения определена в зоне 6.

Толща лессовидных покровных суглинков, отделяющая микулинские межледниковые отложения от голоценового торфяника, почти не содержит пыльцы и спор. При анализе обнаружены только редкие пыльцевые зерна широколиственных пород, вероятно, переотложенные из более древних отложений.

Разрез Заповедник-3

Разрез Заповедник-3 (N 56.44853, E 32.98156) расположен в долине ручья Жерновка, притока р. Межа. Особенностью литологического строения этого разреза является то, что погребенные органогенные горизонты здесь перекрыты суглинками, содержащими гравий и валуны кристаллических пород, очевидно склоновыми отложениями, содержащими перемытый материал московской морены. В рассмотренном разрезе горизонт торфа залегает не на озерных отложениях, что типично для территории заповедника, а на легком гумусированном суглинке. Образование болота и формирование торфа в данном месте протекало не за счет зарастания водоема, а в результате заболачивания почвы. В настоящее время данный участок не заболочен.

Спорово-пыльцевой анализ проведен для органогенных отложений (глубина 170–260 см). В разрезе выделено четыре пыльцевые зоны (рис. 31).

Главная особенность спорово-пыльцевых спектров нижней части разреза (зона 1, 260–190 см) – подавляющее преобладание пыльцы древесных пород (97–98%), большое количество пыльцы ольхи и орешника (до 30–40%). Пыльца сосны составляет 30% в основании зоны, вверх по разрезу ее содержание понижается до 10–15%. В небольшом количестве присутствует пыльца ели (5–7%) и широколиственных пород (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Acer*). В верхней части зоны появляется пыльца граба.

В спектрах пыльцевой зоны 2 (190–182 см) по-прежнему доминирует пыльца деревьев и кустарников, но ольха и орешник несколько уступают свои позиции сосне и широколиственным породам. Содержание пыльцы сосны составляет до 40%. Наблюдается небольшой, но четко выраженный максимум липы. Содержание спор папоротников увеличивается вдвое по сравнению с предыдущей зоной. Споры *Osmunda cinnamomea* постоянно принимают участие в спектрах, в зоне 2 их содержание увеличивается (до 5%).

Верхняя часть погребенных органогенных отложений (зона 3, торф плотный, листоватый) характеризуется высоким содержанием пыльцы ели в спектрах. В подзоне 3а (175–182 см) ее доля достигает 70–80%. В небольшом количестве в спектрах принимают участие сосна и широколиственные породы. В подзоне 3б роль ели сокращается до 50–55%, отмечается небольшое увеличение содержания ольхи и граба. Группа NAP немногочисленна и бедна по флористическому составу. Доля спор не превышает 10%.

Пыльцевая зона 4 (165–170 см) выделяется по дальнейшему сокращению доли пыльцы ели, возрастанию доли пыльцы сосны и спор папоротников (до 250% от AP+NAP).

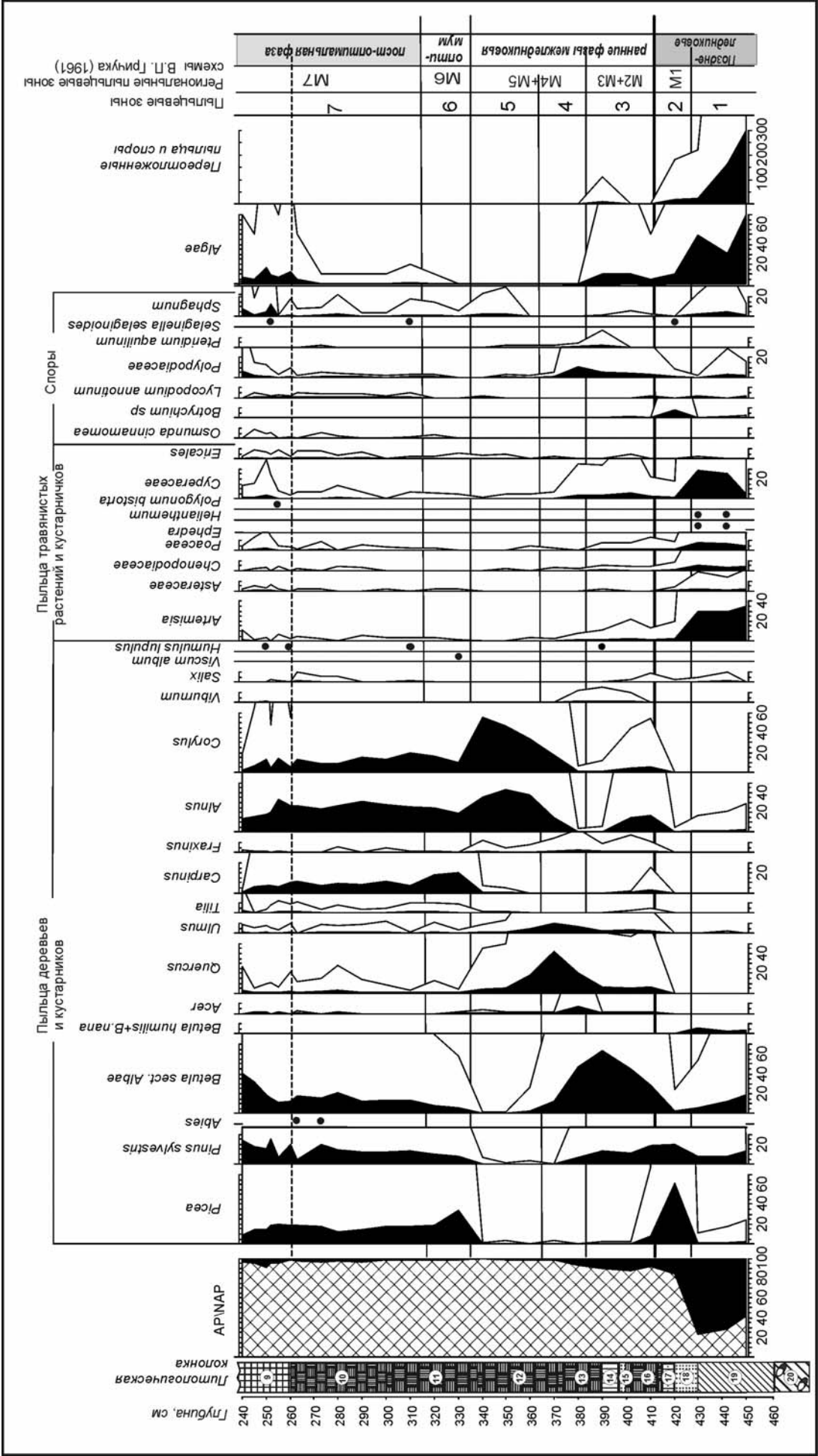


Рис. 30. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза Заповедник-2
AP+NAP=100%. Условные обозначения к литологической колонке см. рис 27.

Полученные данные позволяют предположить, что пыльцевые зоны 1 и 2 в разрезе Заповедник-3 соответствуют зонам М4 (*Quercus-Ulmus-Corylus*) и М5 (*Tilia-Quercus-Ulmus-Corylus*) микулинского межледникового по схеме В.П. Гричука (1961). Зона граба в рассмотренном разрезе не представлена. Очевидно, в этот период происходила стабилизация поверхности, формирование почвы, и осадконакопление было замедленно. Образование погребенного торфа соответствует зоне ели (М7) микулинского межледникового. В верхней части этой зоны на диаграмме отмечается увеличение доли широколиственных пород (преимущественно граба) и ольхи, что может указывать на кратковременное потепление в конце теплого периода.

Разрез Заповедник-4

Разрез Заповедник-4 (N 56.46037, E 32.94251), в отличие от предыдущих, расположен не на склоне моренной гряды, а на водоразделе, в небольшом корытообразном понижении. Погребенные торфа, характерные для рассмотренных выше разрезов, в разрезе Заповедник-4 имеют очень небольшую мощность (25 см). Заболачивание данного участка возобновилось в историческое время.

Спорово-пыльцевой анализ выполнен для горизонтов разреза, содержащих органические остатки (270 - 180см, рис. 32). Полученные данные показали, что в разрезе представлены финальные фазы межледникового (М7-М8).

Хроностратиграфическая позиция спорово-пыльцевых спектров слоя песка, обогащенного органикой, в нижней части разреза (зона 1, 270 - 240см) вызывает ряд вопросов. Содержание пыльцы древесных пород (ель, сосна, береза) составляет 80%, постепенно увеличиваясь вверх по разрезу. В нижней части зоны обильна пыльца березы. В небольшом количестве присутствует пыльца широколиственных пород. Наиболее часто отмечена пыльца граба, но ее количество не превышает 5%. Группа травянистых растений представлена пыльцой *Artemisia*, Cyperaceae, Poaceae, Rosaceae.

Возможно, рассмотренные отложения сформировались в конце фазы развития грабовых лесов на территории заповедника (М6), однако спорово-пыльцевые спектры несут черты локальных изменений растительности и вторичной сукцессии, вызванной пожаром, ветровалом и т.п.

Пыльцевая зона 2 (240 – 200 см, торф и перекрывающая его гиттия) соответствует четко выраженному максимуму ели. В подзоне 2а (240 – 220 см, торф) содержание пыльцы ели достигает 55%. Помимо ели в спектрах принимает участие сосна, ольха и, в меньшей степени, береза. В небольшом количестве присутствует пыльца липы, дуба, вяза, граба и орешника. Состав NAP близок к предыдущей зоне. Отмечено увеличение доли спор *Sphagnum*. Постоянный компонент спектров – споры *Osmunda cinnamomea* (1,5–2%).

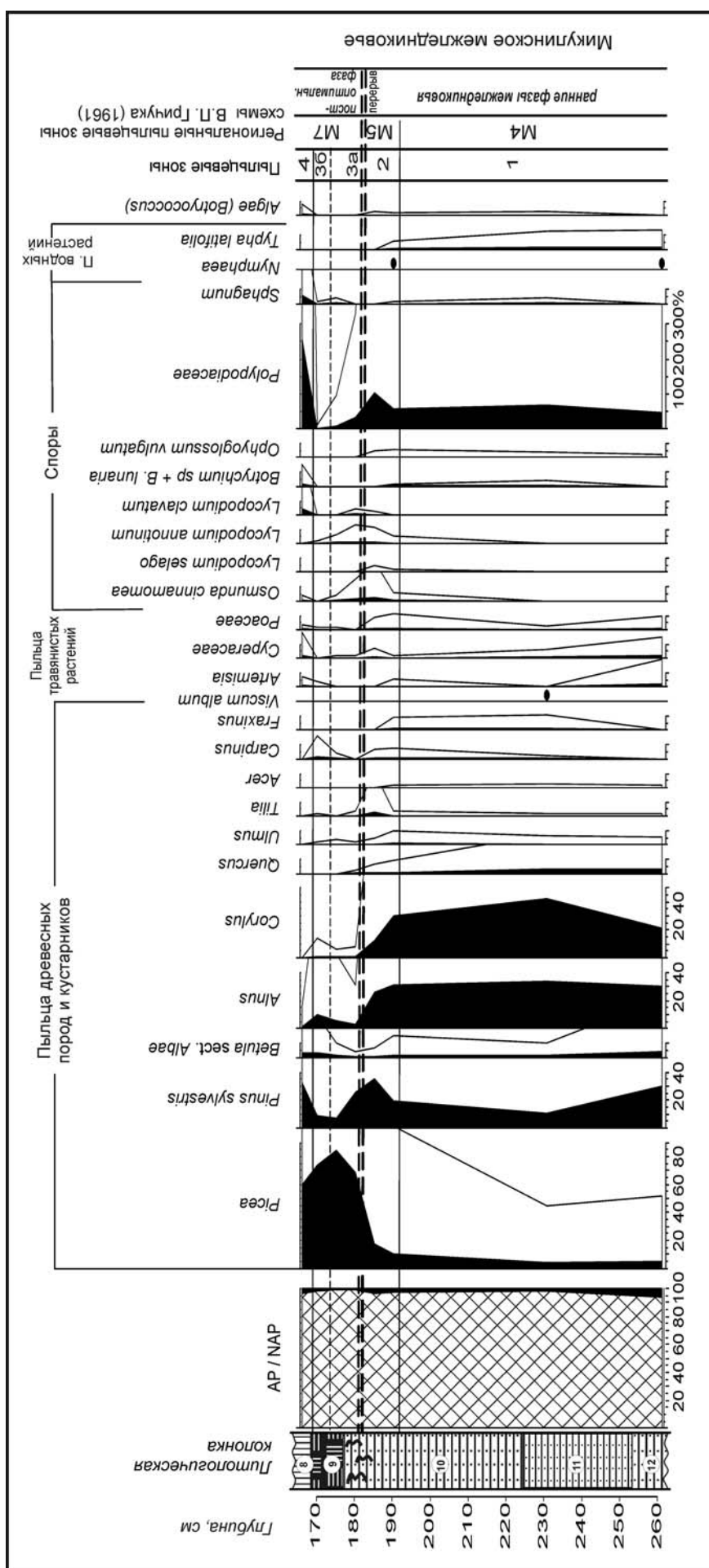


Рис. 31. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Заповедник-3.
 AP+NAP=100%. Условные обозначения к литологической колонке см. рис.27.

В подзоне 2б (220 - 200см, гиттия) наблюдается сокращение доли пыльцы ели, в то же время, сосна и широколиственные породы увеличивают свои процентные соотношения. В верхней части подзоны можно выделить слабо выраженный максимум пыльцы граба (до 7%). На этом же уровне в разрезе определена пыльца *Tilia platyphyllos*. Единично, но практически во всех образцах, отмечены споры *Selaginella selaginoides*.

Для пылевой зоны 3 (180-200 см, гиттия) характерно резкое сокращение содержания пыльцы ели и широколиственных пород, возрастание роли березы и спор сфагновых мхов. Наблюдается некоторое увеличение доли трав, преимущественно за счет пыльцы полыни и осок. Появляется пыльца кустарниковых видов берез.

Палинологические данные по рассмотренному разрезу наглядно иллюстрируют динамику растительности и климата в фазу ели микулинского межледникового. Отчетливо прослеживаются изменения лесных сообществ (увеличение численности термофильных широколиственных пород деревьев) вызванные кратковременным потеплением климата в самом конце межледникового.

5.2.3. Результаты палеоботанического изучения разрезов голоцена

Изучение голоценовых отложений Центрально-лесного заповедника имеет большую историю (Пьявченко, 1955, 1982; Латышева и др., 1975; Минаева, Носова, 2002; Минаева и др. 2007; Носова, 2009). Накопленный опыт и полученные новые детальные палеоботанические и радиоуглеродные данные позволили автору выполнить реконструкцию динамики ландшафтов и климата этого района в голоцене (Novenko et al., 2009). В качестве опорного объекта для палеоэкологических реконструкций был выбран крупный болотный массив Старосельский мох, расположенный в юго-восточной части заповедника и в его охранной зоне. В силу большой площади и открытого характера воспринимающей поверхности болотного массива, спорово-пыльцевые спектры из образцов торфа имеют региональный характер и отражают наиболее крупномасштабные изменения природной среды в голоцене. Для уточнения истории растительности поздних фаз голоцена были привлечены результаты изучения верхних горизонтов разреза Заповедник 1. Спорово-пыльцевые спектры этого лесного торфяника отражают закономерности развития изменений растительного покрова на локальном уровне.

Разрез Старосельский мох

Болотный массив Старосельский мох расположен на водоразделе первого порядка рек Межа (Западнодвинского бассейна) и Тудовка (Волжского бассейна). Его площадь составляет 617 га, наивысшая точка превышает окрайки на 3.5 м. Максимальная мощность

торфа – 5.5 м. Северо-западная часть болотного массива подстилается озерными глинами, а его юго-восточная часть – суглинками различного механического состава (Боч, Минаева, 1991). Для палеоботанических исследований в центральной части болотного массива была пробурена скважина (N 56.28548, E 32.02772). Результаты определения абсолютного возраста представлены в таблице 5, модель возраст/глубина – на рис. 33. Согласно данным спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного датирования озерно-болотные отложения разреза Старосельский мох накапливались в течение позднеледниковья валдайского оледенения и всего голоцена.

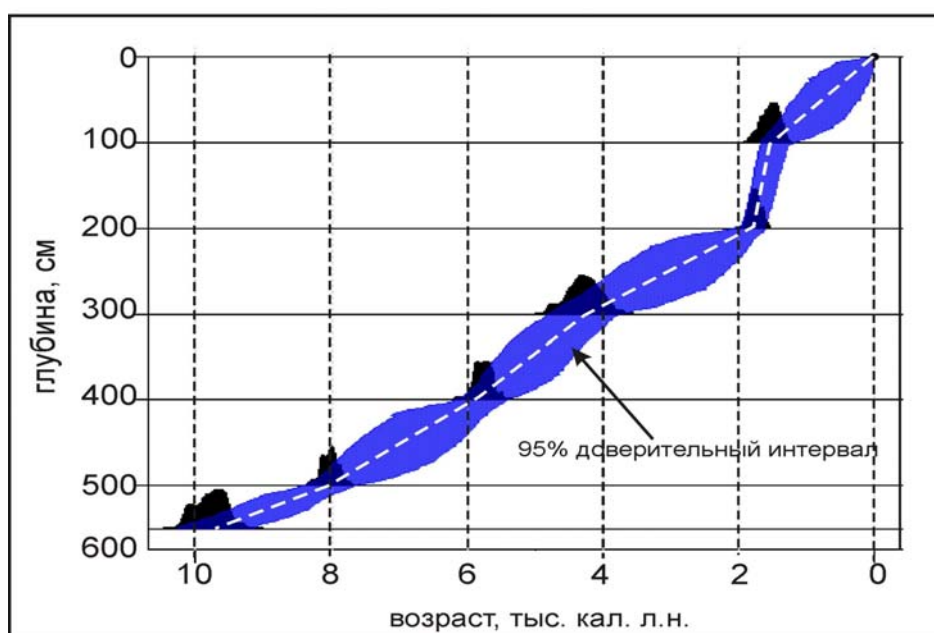


Рис. 33. Модель возраст/глубина отложений разреза болота Старосельский мох

Таблица 5. Радиоуглеродные датировки отложений ЦЛГПБЗ

Лабораторный номер, ИГ РАН	Глубина (см)	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет назад, ВР	Калиброванный возраст, лет назад, ВР (1 sd)
Разрез Старосельский мох				
3279	100	торф	1620 ± 130	1505 (1382–1628)
3555	170	»	1830 ± 70	1852 (1840–1865)
3281	300	»	3860 ± 170	4423 (4403–4449)
3282	400	»	5010 ± 130	5772 (5644–5900)
3286	500	»	7190 ± 120	8048 (7932–8164)
3330	550	гиттия	8700 ± 180	9729 (9528–9929)
Разрез Заповедник-1(Г)				
3165	20	торф	150 ± 50	197 (170–225)
3167	60	»	3020 ± 70	3240 (3143–3337)
3169	80	гиттия	4750±50	5540 (5496–5584)

На спорово-пыльцевой диаграмме разреза и диаграмме концентрации пыльцы можно выделить 10 пыльцевых зон (рис. 34, 35).

Ландшафтно-климатические изменения позднеледниковья мы имеем возможность реконструировать на основе палинологических данных нижней части разреза (зоны 1-2, 650-550 см). Несмотря на то, что озерные отложения в основании разреза не содержат органического вещества, необходимого для определения абсолютного возраста, на основании экстраполяции радиоуглеродных дат из залегающих выше горизонтов торфа и общего характера спорово-пыльцевых спектров, можно определить хронологическую позицию этих пыльцевых зон (см. модель возраст/глубина, рис. 33).

Растительный покров территории заповедника в *аллерёде* (14700 - 14000 кал. л.н.) включал в себя сосново-березовые редколесья с участием ели и перигляциально-степные сообщества. Спорово-пыльцевые спектры этого времени (зона 1, 650-605 см) характеризуется относительно низким содержанием (50–60%) и концентрацией пыльцы древесных пород. Участие пыльцы березы, включая кустарниковые формы, составляет 25–30%, доля пыльцы ели, сосны и ивы не превышает 10%. В группе NAP ведущими компонентами является *Artemisia*, *Roaceae*, *Chenopodiaceae*. Присутствует пыльца *Helianthemum*, типичного гелиофильного растения, и *Eurotia ceratoides* – вида, современными местообитаниями которого являются открытые степные сообщества.

В следующую фазу (зона 2, 605-550 см. рис. 34) произошло сокращение роли лесных сообществ в растительном покрове. Высокие процентные значения и концентрация пыльцы полыней и видов семейства маревых и увеличение доли пыльцы кустарниковых берез свидетельствует о восстановлении растительности, характерной для времени оледенения. Этот интервал можно сопоставить со стадиялом *поздний дриас* (12900-11700 кал. л.н.).

Отложения начального этапа голоцена (примерно 11700-10000 кал. л.н.), очевидно в разрезе не представлены. Верхняя граница пыльцевой зоны 2, время формирования пыльцевых спектров которой мы сопоставляем со стадиялом *поздний дриас* совпадает с границей озерных глин и торфа, радиоуглеродная дата подошвы которого 9730 ± 200 кал. л.н. (ИГ РАН 3300). Определение радиоуглеродного возраста основания торфяной залежи на одном из близлежащих участков (Носова, 2008) выявило сходные значения возраста начала аккумуляции торфа 9640 ± 50 кал. л.н. (ГИН 11722). Очевидно, между окончанием озерной стадии и возникновением Старосельского болота существовал перерыв осадконакопления.

Полученные данные показали, что в раннем голоцене (9700-8000 кал. л.н.) в растительном покрове заповедника доминировали березовые леса. В спектрах пыльцевой зоны

3 (550-505 см, см. рис.34) доля пыльцы древесных пород возрастает до 95%, среди которой абсолютно доминирует пыльца березы (80% от суммы AP+NAP), в небольшом количестве присутствует пыльца сосны и ели, единично отмечена пыльца кустарников - *Viburnum*, *Sorbus*, *Salix*. Кустарниковые березы (*Betula nana*, *B. humilis*), чьи макроостатки были определены в отложениях (Novenko et al., 2009), сохранялись в составе лесных и болотных сообществ как реликты ледниковой эпохи. Отдельные местонахождения карликовой березки известны на территории заповедника и в настоящее время (Миняев, Конечная, 1976), хотя цветение ее наблюдается очень редко.

Потепление климата около 7900 кал. л.н. (зона 4, 505 – 460 см) повлекло за собой распространение хвойно-широколиственных лесов на территорию Центрально-лесного заповедника. Нижняя граница зоны 4 на спорово-пыльцевой диаграмме разреза болота Старосельский мох выделяется по существенному увеличению пыльцы широколиственных пород (дуб, липа, вяз, ясень). В последующий этап (около 7000-6500 кал. л.н.) участие широколиственных пород в древостоях возрастало. Несмотря на то, что кривые пыльцы широколиственных пород не образуют ярко выделенных пиков на диаграмме процентных соотношений компонентов спектра, на диаграмме концентрации пыльцы (рис. 35) фиксируется существенное увеличение обилия термофильных древесных пород в этом временном интервале (зона 5, 460-420 см., примерно 7000-6500 кал. л.н.).

Начиная с 5700 кал. л.н. (зона 6, 245–380 см), в лесные сообщества территории заповедника начала активно внедряться ель. Процентные соотношения пыльцы широколиственных пород существенно не меняются по сравнению с зоной 4, однако концентрация этих таксонов снижается в 3–4 раза (см. рис.35). В период 4000-2000 кал. л.н. (зона 7, 245-150 см) сохраняется тенденция к увеличению доли ели в спектрах. Ольха и широколиственные породы удерживают свои позиции, доля пыльцы ольхи даже несколько возрастает в верхней части зоны. Зафиксировано появление в спектрах единичных пыльцевых зерен граба, очевидно связанных с ветровым заносом. В спорово-пыльцевых спектрах зоны 7 впервые встречается пыльца видов-индикаторов антропогенного влияния на растительный покров. Спорадически присутствует пыльца культурных злаков, отмечена пыльца *Chenopodium album*, *Urtica*, *Centaurea cyanus*.

Около 2000 кал. л.н. (зона 8, 150-55 см) в растительности территории заповедника произошли значительные изменения. Для спектров характерно сокращение содержания пыльцы ели, заметное снижение роли широколиственных пород и увеличение содержания пыльцы березы. Участие видов, типичных для сельскохозяйственной деятельности увеличивается. Пыльца хлебных злаков образует непрерывную кривую, достигая максимального содержания и концентрации в интервале 100-50 см (1500-1000 кал. л.н.).

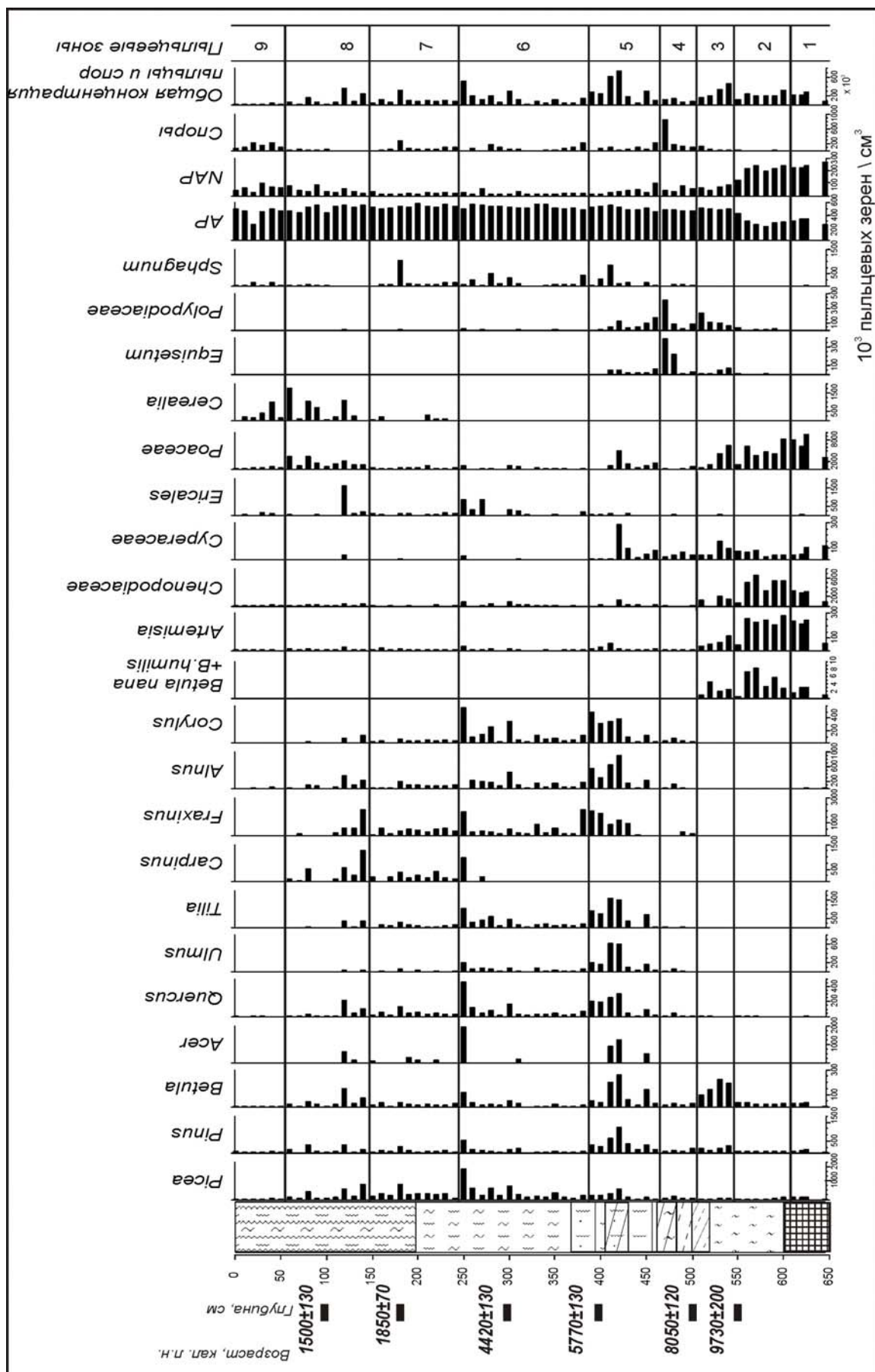


Рис. 35. Диаграмма концентрации пыльцы в разрезе болота Старосельский мох.

Постоянные компоненты спектров: *Rumex acetosella*, *Polygonum aviculare*, *Fagopyrum*, *Plantago*, Cichoriaceae. Отмечены споры печеночных (*Riccia*) и антоцеротовых (*Anthoceros*) мхов.

Верхняя часть торфяной залежи (зона 9, 55-0 см) сформировалась в течении примерно последних 800 лет. Доля AP в спектрах составляет 90%, преобладает пыльца березы и сосны, количество пыльцы ели и ольхи невелико, сумма пыльцы широколиственных пород снижается до 1–2%. Содержание пыльцы видов индикаторов антропогенного влияния остается по-прежнему высоким, в самых верхних образцах увеличивается обилие пыльцы *Rumex acetosella*. Среди трав также выделяется небольшой пик содержания пыльцы вересковых, очевидно, обусловленный широким распространением болотных кустарничков. Обращает на себя внимание максимальный для всего рассмотренного разреза пик содержания спор *Sphagnum* (до 80%) и высокие значения их концентрации. Согласно ботаническому анализу торфа, проведенному Е.М. Волковой сфагновые мхи в этой части торфяной залежи представлены видами *Sphagnum magellanicum*, *S. angustifolium*, *S. balticum*,

Разрез Заповедник 1(Г).

Верхняя часть разреза Заповедник 1, в данной работе получившая обозначение, как разрез Заповедник 1(Г), представлена отложениями голоцена. Торфяная залежь (см. литологическую колонку на рис.27), мощностью 65 см, подстилается слоем суглинка, темно-серого, тяжелого, обогащенного органикой (глубина 65-85 см). Ниже залегает суглинок, средний, голубовато-серый, оглееный (глубина 85-110 см). Для подошвы горизонта торфа получена датировка 3240 ± 70 кал. л.н. (ИГ РАН 3167), а для основания суглинка темно-серого 5540 ± 50 кал. л.н. (ИГ РАН 3169).

Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Заповедник-1(Г) была разделена на четыре пыльцевые зоны (рис.36). Пыльцевые спектры всей рассматриваемой части разреза характеризуются высоким содержанием пыльцы деревьев и кустарников, существенной ролью пыльцы ели и небольшим участием широколиственных пород. В целом, изменения участия пыльцы лесообразующих пород в спектрах и их концентрации показали те же тенденции, которые были выявлены нами при изучении разреза болота Старосельский мох.

В спектрах пыльцевой зоны 1 (100–72 см, около 6000-4000 кал. л.н.), преобладающими компонентами являются *Picea* и *Pinus sylvestris*, что соответствует времени увеличения пыльцы ели в разрезе Старосельский мох.

Существенные изменения растительности выявлены в интервале 4000-3000 кал. л.н. (зона 2, 72-65 см) и связаны с сокращением доли пыльцы ели и увеличением содержания березы и липы. Обращает на себя внимание относительно высокое

содержание пыльцы липы (5–7%). Более высокие процентные содержания пыльцы липы в спектрах небольшого лесного болота по сравнению с крупным болотным массивом Старосельский мох указывает на то, что липа росла непосредственно рядом с разрезом. После 3000 кал. л.н. ель восстановила свои позиции. Пыльцевая зона 3 (43–65 см) соответствует отчетливому максимуму ели (до 75–80%).

Изменения спорово-пыльцевых спектров верхней части разреза (зоны 3–4, 18–43 см) отображает те же тенденции, что и спектры из разреза Старосельский мох, сформировавшиеся в то же время, а именно – сокращение участия пыльцы ели, возрастание сосны и березы. Отмечены единичные пыльцевые зерна *Carpinus*. Наличие обломков угля в торфе на глубине 40–35 см в разрезе Заповедник 1(Г) и колебания в соотношениях основных компонентов спорово-пыльцевых спектров указывают на нарушения растительности вследствие пожаров.

Как показывают полученные данные, в течение последних 150 лет (зона 5, 18–0 см) вокруг небольшого лесного болота произрастали елово-березовые леса. В верхних 15 см единично отмечена пыльца растений – индикаторов антропогенного влияния (культурные злаки, щавель, марь белая). Содержание спор *Sphagnum* образует высокий пик: до 20% по отношению к сумме AP+NAP. В ботаническом составе торфа среди мхов доминируют остатки *Sphagnum girgensohnii*, присутствуют *S. riparium*, *S. nemoreum*, редко – *S. squarrosum*.

Как показали полученные данные для спорово-пыльцевых спектров последних 200 лет обоих изученных разрезов характерно падение роли широколиственных пород, почти полное исчезновение дуба из спектров, рост содержания пыльцы березы и спор сфагновых мхов. Сопоставление полученных палинологических данных по разрезам голоцена с материалами по микулинскому межледниковью, валдайскому оледенению территории ЦЛГПБЗ и поверхностными пробами показывает, что процентные содержания и концентрация спор сфагновых мхов в данном интервале максимальна. Такая высокая активность процесса заболачивания территории не имела аналогов за весь поздний плейстоцен и голоцен. Активные процессы болотообразования в историческое время не являются уникальной ситуацией для юга Валдайской возвышенности. На территории центра и северо-запада Восточно-Европейской равнины и в Карелии повсеместно фиксируется увеличение интенсивности торфонакопления в последние 500 лет (Климанов, Сирин, 1999).

5.3. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК ЧЕРЕМОШНИК

5.3.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Местонахождение Черемошник расположено в 8 км к западу от г. Ростов Великий (Ярославская область). В современном рельефе территории четко выделяются два структурных элемента – Ростовская низина и Борисоглебская возвышенность. Большинство исследователей считает этот район краевой зоной днепровского оледенения (Марков, 1940; Гричук и др., 1973, Величко и др. 2005)

Ростовская низина представляет собой гляциодепрессию, связанную с одним из лопастей ледника московской стадии днепровского оледенения. Длина котловины достигает 40 км, ширина - около 20-25 км (Гричук и др., 1973). В ее южной части находится мелководное зарастающее оз. Неро, на северо-западном берегу которого расположен г. Ростов. В доледниковом рельефе на месте гляциодепрессии располагалась крупная долина. В плейстоцене она неоднократно заполнялась ледниками, на что указывает присутствие в ней сложного комплекса четвертичных отложений с рядом моренных горизонтов (Чеботарева, Судакова, 1971). Мощность морены московской стадии днепровского оледенения в пределах депрессии составляет 15 м, а на окаймляющей ее возвышенности увеличивается до 100 м. В микулинскую эпоху на месте Ростовской котловины существовал обширный озерный бассейн, который вместе с Молого-Шекснинским и Ярославско-Костромским бассейнами входил в систему Великих озер Восточно-Европейской равнины (Гричук и др., 1973; Новский, 1975).

С севера, востока и запада к Ростовской котловине примыкает Борисоглебская возвышенность, представляющая собой мощные конечно-моренные образования, местами имеющими характер морен напора. Относительные высоты возвышенности над уровнем оз. Неро колеблются в пределах 180-200 м (Чеботарева, Судакова, 1971).

Местонахождение Черемошник расположено на пониженном участке Борисоглебской возвышенности, на высоте около 120 м относительно уровня оз. Неро. Современный рельеф этого участка имеет вид волнистой равнины с многочисленными хорошо выраженными котловинами. К некоторым из них приурочены погребенные озерно-болотные отложения.

Выше погребенных органогенных отложений в пределах, как Ростовской котловины, так и депрессий моренного рельефа Борисоглебской возвышенности, залегают песчано-глинистые осадки различного генезиса, перекрытые 3-5 метровой толщей безвалунных лессовидных суглинков. Часть этих отложений, обогащенных обломочным материалом, имеет мореноподобный облик, что стало предметом дискуссии о границе валдайского оледенения на этой территории. Однако в результате детальных исследований их вещественного состава и характера залегания было установлено, что эти осадки сформировались в результате солифлюкционно-делювиальных процессов или являются отложениями бассейновой седиментации, преобразованными в перигляциальной обстановке (Чеботарева, Судакова, 1971; Новский, 1975; Проблемы стратиграфии..., 2001)

5.3.2. Результаты палеоботанического изучения разреза отложений микулинского межледниковья Черемошник-5

Первые палеоботанические исследования в районе села Черемошник были проведены С.Н. Тюрменным (1952), В.Н. Сукачевым, А.К. Недосеевой и Р.Н. Горловой (Сукачев, 1954; Сукачев, Недосеева, 1954; Горлова, 1968а). В 1968 г. разрез изучался экспедицией географического факультета МГУ под руководством К.К. Маркова (Чеботарева, Судакова, 1971). В течение ряда лет разрезы «Черемошник-А и Б» изучались в группой сотрудников лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством В.П. Гричука (Гричук и др., 1973). В результате этих исследований разрез «Черемошник-А» стал одним из классических разрезов микулинского возраста Восточно-Европейской равнины (Горлова, 1968а; Гричук и др., 1973; Губонина и др., 1973). Большой вклад в изучение этого района внесли сотрудники Лаборатории новейших отложений географического факультета МГУ (Проблемы стратиграфии..., 2001). В 2002 году специалистами лаборатории эволюционной географии ИГ РАН совместно с немецкими коллегами были проведены новые исследования этого разреза в рамках международного проекта ЕЕМ-DEKLIM. Положение разреза 2002 года, названного Черемошник-5, было определено с использованием старых записей и зарисовок с целью как можно более близко расположить новую расчистку к разрезу «Черемошник-А», чтобы иметь возможность сопоставления флористических данных по обоим разрезам. Исследования разреза Черемошник-5 отличается более детальным отбором образцов и изучение концентрации пыльцы и спор в осадках (Novenko et al., 2005). Особое внимание в этих исследованиях было уделено получению детальных характеристик для переходного этапа от московской стадии днепровского оледенения к микулинскому межледниковью.

Озерно-болотные отложения (торф и глина), вскрытые в разрезе Черемошник-5 (рис. 37), сформировались в понижении, образовавшемся в замкнутой депрессии на поверхности морены московской стадии днепровского оледенения (Гричук и др., 1973). Котловина имеет размеры около 350 на 150 м и довольно хорошо выражена в современном рельефе. Высокая доля глинистого материала в торфе, прослой гиттии и линзы песка, видимые в разрезе, указывают на то, что водоем существовал как мелкое озерцо с оторфованными берегами, которое периодически пересыхало и функционировало, как болото. К концу микулинского межледниковья эта небольшая депрессия заполнилась и в течение последующего оледенения была перекрыта покровными суглинками. Затем, депрессия была прорезана крупным и глубоким оврагом, в верховьях которого обнажились отложения древнего водоема.

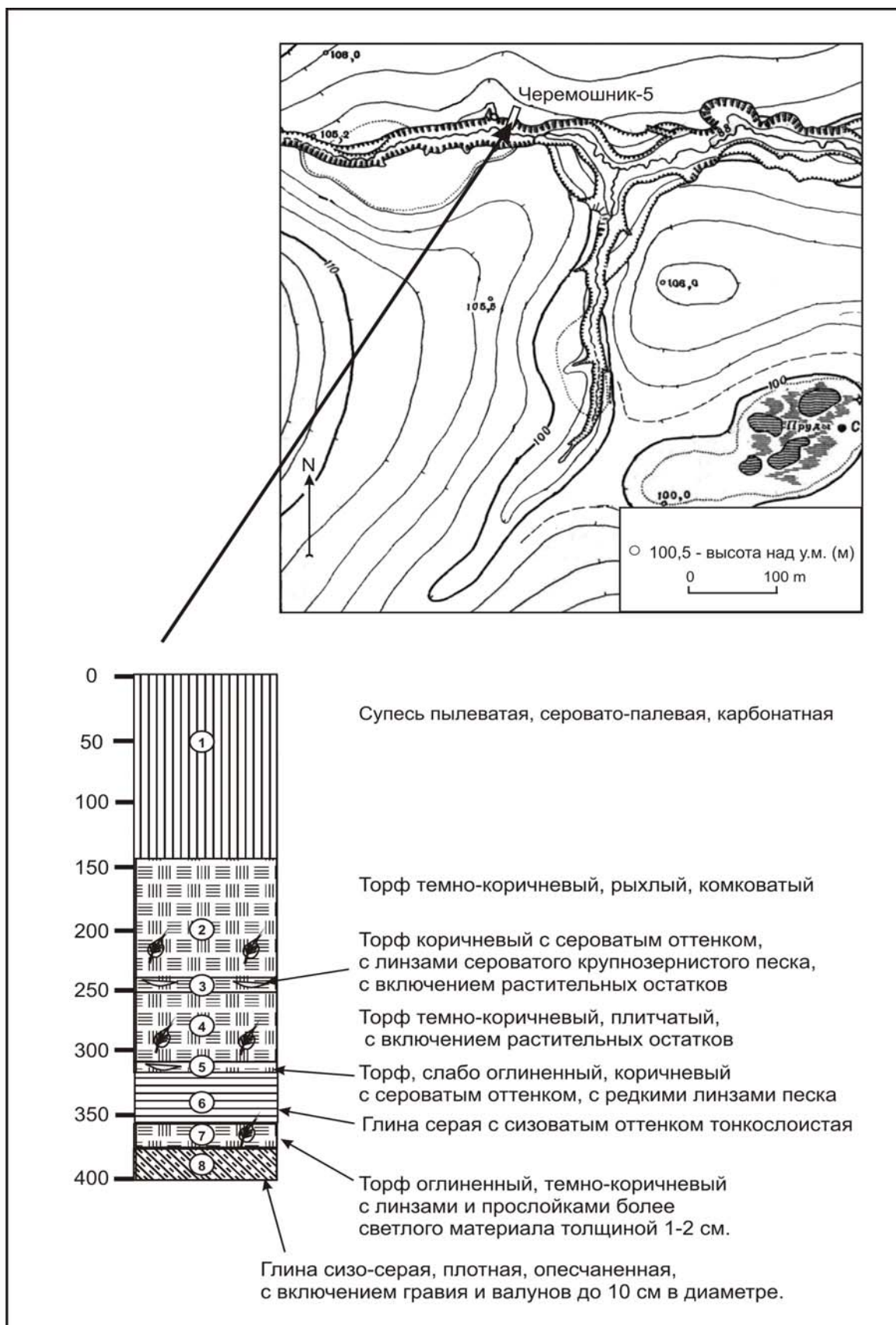


Рис. 37. Геоморфологическая позиция местонахождения Черемошник (схема по Гричук и др., 1973) и литология изученного разреза (по Novenko et al., 2005).

На пыльцевой диаграмме разреза и на диаграмме концентрации пыльцы отчетливо выделяется 7 пыльцевых зон, которые соответствуют определенным фазам изменений растительности и климата (рис.38, 39).

В позднеледниковье днепровского оледенения (зона М1 по В.П. Гричуку, 1961) четко выделяется две фазы. В раннюю фазу (пыльцевая зона 1, глубина 370-362 см, торф оглиненный, слой 7) в бассейне Верхней Волги были распространены еловые леса, кустарниковые и перигляциально-степные сообщества. Леса не имели сплошного распространения. Доля пыльцы древесных пород в спектрах не превышает 50%, концентрации их минимальны для всего разреза, как и общая концентрация пыльцы и спор. Преобладает пыльца ели, очевидно, принадлежащая ели сибирской (*Picea obovata*), шишка которой была обнаружена в этих слоях Р.Н. Горловой (1968а), исследовавшей этот же разрез в середине прошлого века. В небольшом количестве в отложениях присутствует пыльца и макроостатки сосны, березы и можжевельника. В пыльцевых спектрах отмечены компоненты кустарниковых формаций – *Betula nana*, *B. humilis* и *Duschekia fruticosa*, причем концентрация пыльцы кустарников в рассматриваемом интервале заметно выше, чем деревьев (Novenko et al., 2005). Травянистых ценозы были разнообразны по составу; группа пыльцы трав включает в себя пыльцу полыни, маревых, злаков, осоковых, лютиковых, розоцветных и др.

Похолодание и иссушение климата в позднюю фазу позднеледниковья (зона 2, 362-350 см, верхняя часть слоя торфа) привело к расширению площадей, занятых перигляциально-степными формациями. В пыльцевых спектрах происходит резкое увеличение доли травянистых растений, сопровождающееся ростом концентрации таких таксонов как *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Cyperaceae* и *Poaceae*, появляется *Ephedra* и *Helianthemum*. Содержание пыльцы злаков повышается до 45%.

В начальную фазу микулинского межледниковья (зона М2) на территории, прилегающей к разрезу Черемошник широкое распространение получили сосново-березовые леса (зона 3, гл. 350-300 см, глина, слой 6). Содержание пыльцы деревьев и кустарников возрастает до 85-90%, доминантами являются сосна и береза, многочисленные макроостатки которых также определены в отложениях этой фазы (Novenko et al., 2005; Новенко, Зюганова, 2013). В верхней части зоны в небольшом количестве в спектрах появляются дуб, вяз и орешник. Среди кустарников присутствует пыльца калины и ив. Коренные изменения растительности и появление в составе водной растительности таких относительно термофильных видов, как *Nuphar lutea*, *Nymphaea* cf. *alba* (Зюганова, 2008), указывает на быстрое потепление климата.

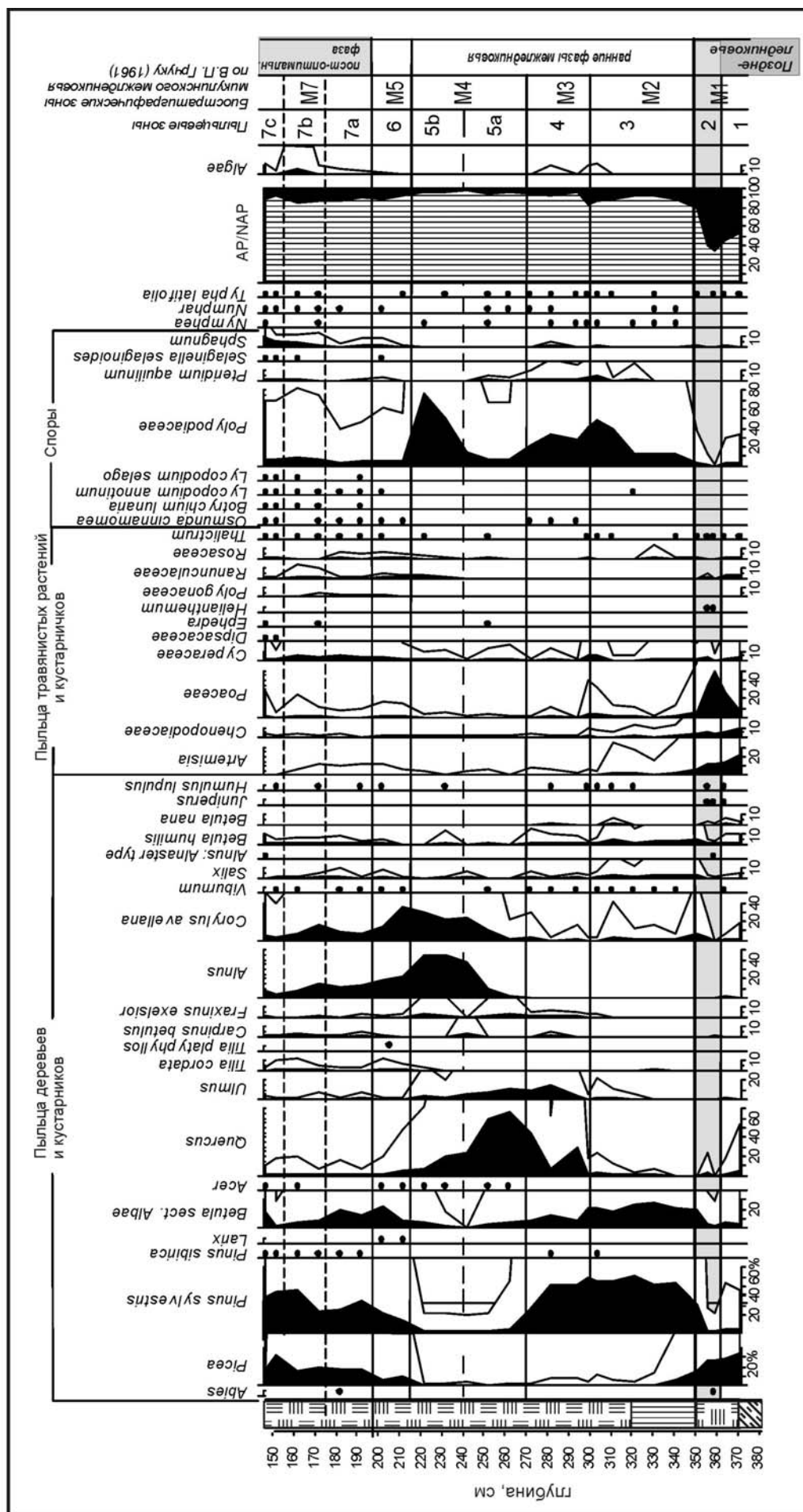


Рис. 38. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Черемошник-5

AP+NAP=100%. Литологию разреза см. на рис. 37. Темная полоса подчеркивает интервал похолодания климата.

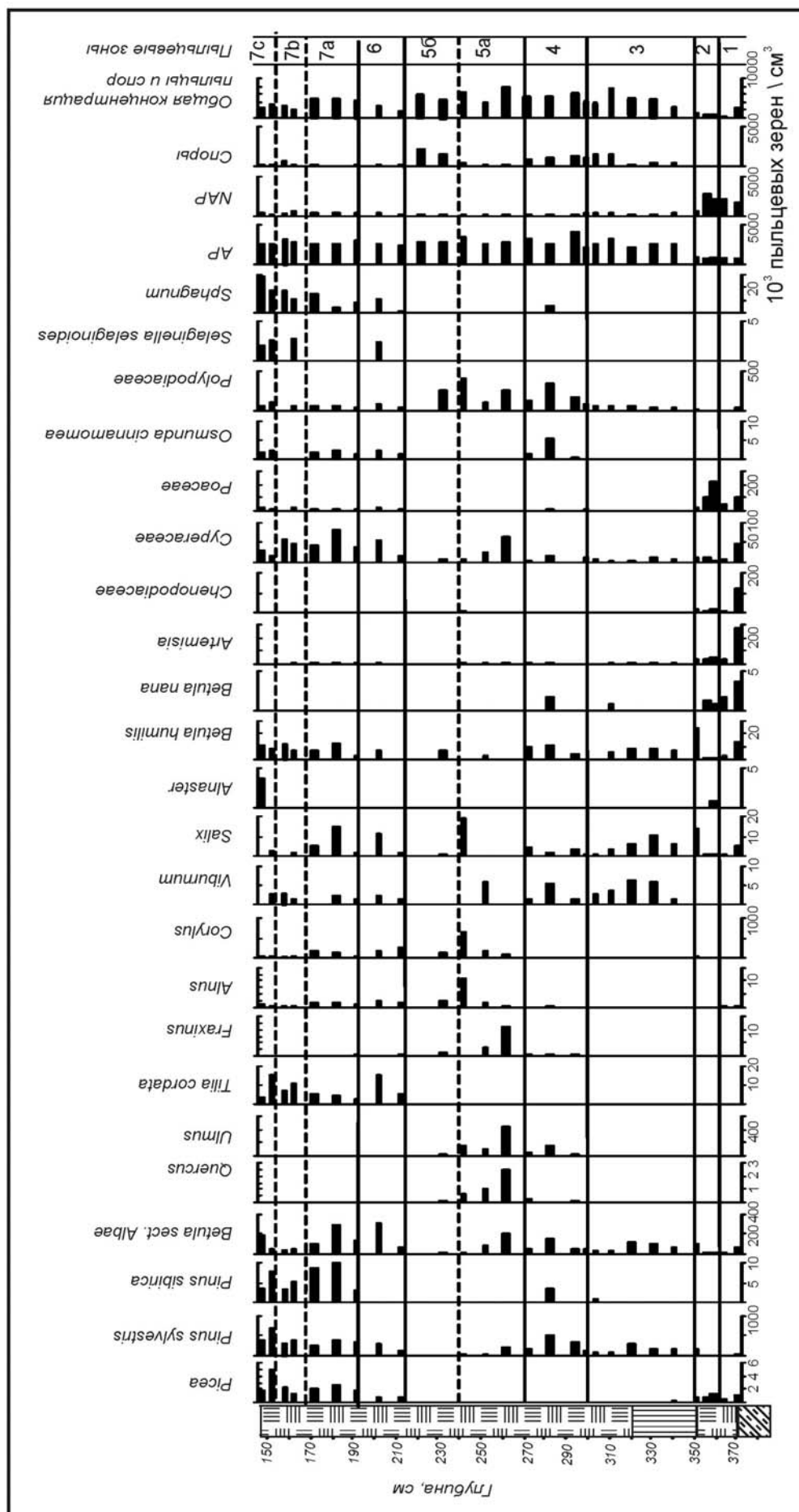


Рис.39. Диаграмма концентрации пыльцы разреза Черемошник-5

Дальнейшее развитие потепления (зона М3) привело к увеличению численности широколиственных пород в составе древостоев. Сосна и береза сохраняют свои позиции, однако, наблюдается значительный рост содержания и концентрации пыльцы дуба (до 30%) и вяза (до 15%) в пыльцевых спектрах (зона 4, 300-270 см, торф, слой 5). В небольшом количестве присутствует пыльца ясеня и орешника. В последующую фазу (зона М4) ведущими компонентами лесных сообществ становятся дуб и вяз (зона 5, гл. 270-215 см, слои торфа 2-4). Появляются липа и граб. Максимум орешника – диагностическая черта микулинских диаграмм - имеет место и в разрезе Черемошник. В верхней части зоны (подзона 5б, гл. 240-215см) наблюдается заметный пик на кривой спор папоротников сем. *Polypodiaceae*. Очевидно, дубовые леса, существовавшие в рассматриваемый период, были негустые, с обильным подлеском из лещины и хорошо развитым травянистым ярусом, образованным папоротниками. Карпологические данные для зоны М4 указывают на возрастающую роль в составе водной растительности видов «бразениевого комплекса». Из остатков широколиственных пород присутствуют единичные плоды *Tilia cordata* и *T. platyphyllos*, сравнительно велико количество пыльцы и орешков черной ольхи, что указывает на наличие топяных участков в окрестностях водоема (Горлова, 1868а, Зюганова, 2008).

«Зона липы» (М5) выражена в разрезе Черемошник-5 недостаточно четко. В спорово-пыльцевых спектрах (зона 6, гл. 215-195см, торф, слой 2) значительную долю составляет пыльца березы и сосны. В разрезе этому уровню соответствует прослой крупных корней и веточек. Вероятно, торфяник в этот период пересыхал и покрывался лесной или кустарниковой растительностью, поэтому спорово-пыльцевые спектры отражают не только смену региональной растительности, но и локальную сукцессию древесных пород.

По данным палеоботанического анализа разреза Левина Гора, расположенного в 10 км к юго-западу от местонахождения Черемошник, в первую половину оптимума межледниковья (зона М5) на рассматриваемой территории были распространены широколиственные леса, в древостое преобладали липа и дуб (Гричук и др., 1973). Стоит отметить, что плоды липы крупнолистной (*T. platyphyllos*) в разрезе Левина Гора более многочисленны, чем плоды *T. cordata*.

Верхняя часть оптимума межледниковья – «зона граба» (М6) - в разрезе Черемошник отсутствует. Вероятно, в течение этой фазы торфонакопление не только приостанавливалось, но, могло происходить также разложение торфяной залежи.

Палинологические данные по разрезу Левина Гора (Горлова, 1968) для второй половины оптимума межледниковья (зоны М6) показывают, что в составе широколиственных лесов, помимо липы и дуба, заметное участие принимал граб, к концу фазы начинает-

ся внедрение ели и сосны. В карпологических ассоциациях этого же разреза присутствуют орешки граба (*Carpinus betulus*).

Палеоботанические данные по разрезу Черемошник-5 дают возможность детально рассмотреть растительность постоптимальной фазы межледниковья («верхний максимум ели», зона М7). Экспансия темнохвойных еловых лесов с примесью пихты и кедра сопровождалось распространением березовых и сосново-березовых разреженных лесов и болот (зона 7, 195-145 см, торф, слой 3). Появление криофильных элементов флоры отражает прогрессирующее похолодание. В состав кустарниковых и болотных сообществ входили береза приземистая (*Betula humilis*) и карликовая березка (*Betula nana*), многочисленные фрагменты листьев, орешки и плодовые чешуи которой определены в этих отложениях (Зюганова, 2008; Novenko et al., 2005). Компонентом влажных лугов и торфяников был гипоаркто-монтанный вид *Selaginella selaginoides*. Концентрация пыльцы ели в этом интервале максимальна. Обращает на себя внимание тот факт, что при близких значениях процентного содержания пыльцы ели в нижней части разреза (зона 1) и в его верхней части, концентрация ее пыльцы в зоне 7 в 3-4 раза выше. Очевидно, что в московское позднеледниковье лесные ценозы носили островной характер, а в заключительную фазу межледниковья были широко распространены. При этом в позднеледниковье древостои были сформированы из ели сибирской, тогда как в позднюю фазу основной лесообразующей породой была ель европейская, макроостатки которой были обнаружены в разрезах Черемошник и Левина гора (Горлова, 1968б; Зюганова, 2008).

Изменения спорово-пыльцевых спектров внутри «зоны ели» указывают на динамику растительности, обусловленную климатическими флуктуациями. Внутри этой фазы выделяется интервал увеличения численности широколиственных пород, ольхи и орешника (подзона 7b, 175-155 см), вероятно, связанный с потеплением климата.

В спорово-пыльцевых спектрах второй половины «зоны ели» отмечается увеличение количества спор сфагновых мхов. Карпологические данные, как для разреза Черемошник, так и Левина гора указывают на развитие торфяных болот в окрестностях разрезов, в большом количестве определены остатки таких видов как *Comarum palustre*, *Menyanthes trifoliata*, *Andromeda polyfolia*, *Calla palustris*, *Carex* sp.div. (Зюганова, 2008). Очевидно, похолодание и увлажнение климата в конце межледниковья послужило импульсом для активизации процесса болотообразования в бассейне Верхней Волги. Подобное явление уже было отмечено нами при анализе палеоботанических данных разрезов Центрально-лесного заповедника.

5.4. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК ПЛЕС

5.4.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Район исследований расположен на южной окраине Галичско-Чухломской возвышенности, которая является продолжением восточной части Клинско-Дмитровской гряды. Территория имеет ясно выраженный холмистый моренный рельеф, несколько сглаженный последующими денудационными процессами (Марков, 1940; Гричук, Гричук, 1959). Пологие моренные холмы четко выражены в рельефе западнее г. Плес. Между холмами прослеживается древняя гидрографическая сеть в виде плоских ложбин и серии замкнутых понижений, занятых современными неглубокими озерами или торфяниками. Долина Волги там, где она прорезает Галичско-Чухломскую возвышенность, очень узкая и глубокая, в ней отчетливо выделяется только одна надпойменная терраса высотой 6-8 м, склоны прорезаны активно развивающимися оврагами (Гричук, Гричук, 1959).

Четвертичные отложения на рассматриваемой территории залегают на неровной поверхности коренных пород, представленных верхнепермскими мергелями и черными юрскими глинами (Марков, 1940). В районе исследований распространены два горизонта моренных отложений, относящихся к днепровской и московской стадиям днепровского оледенения. Мощность нижнего горизонта колеблется от 10 до 20 м, а верхнего составляет 3-8 м. Моренные отложения разделены мощной толщей песков и суглинков флювиогляциального генезиса. Древнеозерные отложения, вскрытые серией скважин и шурфов в депрессиях на поверхности моренного рельефа, по составу содержащейся в них ископаемой флоры относятся к микулинскому межледниковью и раннему валдайскому оледенению (Гричук, Гричук, 1959). Ледниковые отложения на междуречьях перекрыты желто-бурыми покровными суглинками, которые в долинах рек и в понижениях древнего рельефа фациально замещаются на долинные суглинки, отличающиеся от суглинков междуречий по вещественному составу и текстуре.

5.3.2. Результаты палеоботанического изучения отложений микулинского межледниковья и раннего этапа валдайской ледниковой эпохи в разрезе Плес-2002

Позднеплейстоценовые межледниковые отложения в районе г. Плеса привлекали внимание исследователей начиная с 30-х годов XX века (Марков, 1940). Наиболее полный и хорошо изученный разрез находится в овраге Гремячка, прорезающем правый склон долины Волги в 0,5 км ниже по течению г. Плеса. Первые детальные палеоботанические исследования микулинских и ранневалдайских отложений в овраге Гремячка были выполнены М.П. Гричук и В.П. Гричуком (Гричук, Гричук, 1959).

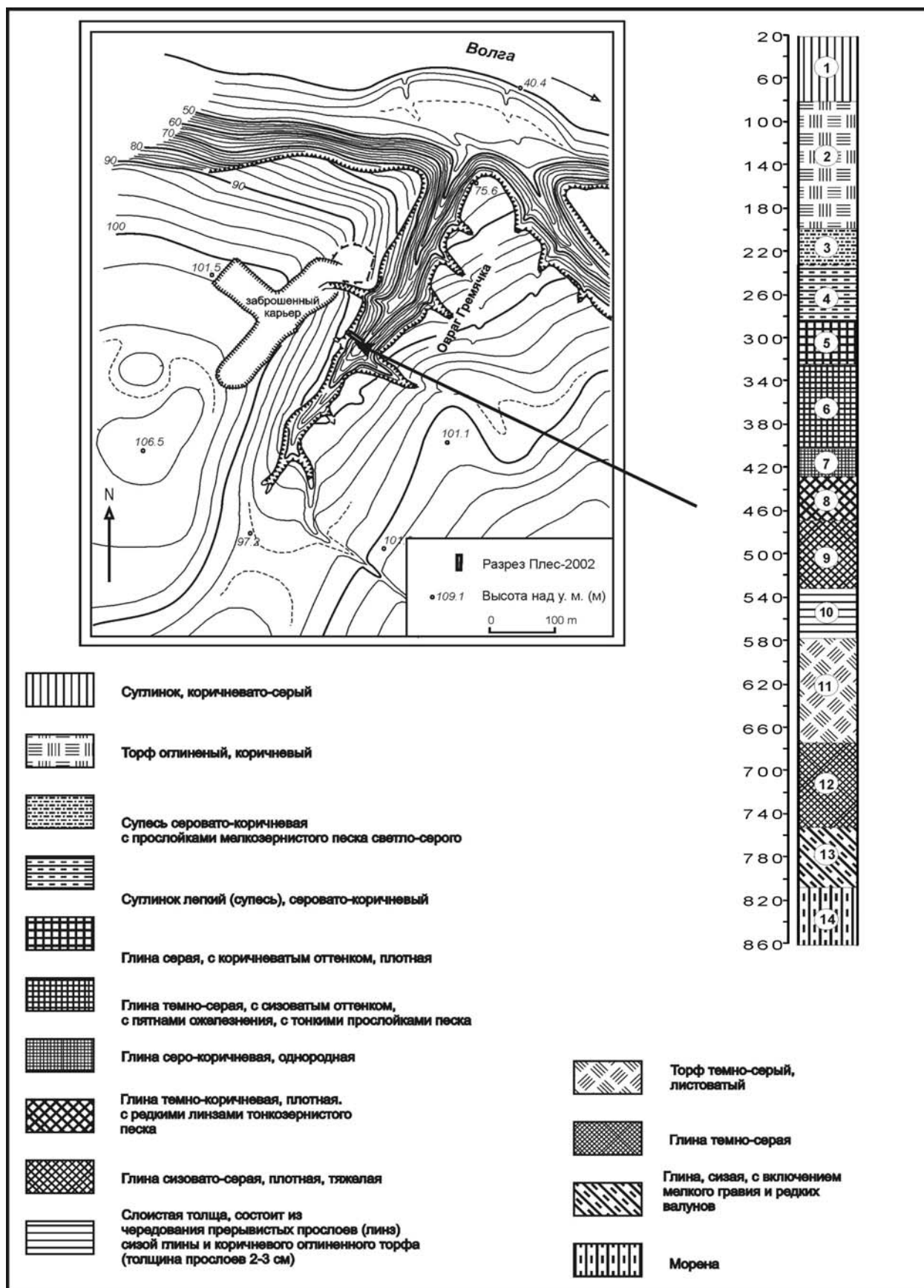


Рис. 40. Геоморфологическое положение и литология разреза Плес-2002 (карта-схема по Гричук, Гричук, 1959; литология – по Borisova et al., 2007)

В 2002 г. работы в районе Плеса были проведены в рамках российско-немецкого научного проекта EEM-DEKLIM. Настоящее исследование отличается более высокой частотой отбора образцов, а также изучение концентрации пыльцы и спор в отложениях, что дает новые возможности интерпретации результатов палинологических исследований (Борисова, Новенко, 2005; Borisova et al., 2007). Для нового разреза были выполнены также карплогические анализы (Зюганова, 2008), изотопно-геохимические исследования (Boettger et al., 2009) и определения абсолютного возраста методом инфракрасно-стимулированной люминесценции (Degering, Krbetschek, 2007).

Представительный разрез озерно-болотных отложений микулинского и ранневалдайского возраста, мощностью более 6 м, вскрыт в наиболее глубокой (20-25 м) средней части оврага, в 300 м от его устья, в расчистке его левого борта (Borisova et al., 2007). В основании разреза вскрыты моренные и флювиогляциальные отложения московской стадии днепровского оледенения. Выше залегают органогенные отложения (горизонты торфа, разделенные прослоями озерной глины), перекрытые покровными лессовидными суглинками (рис.40). Как показывают результаты изучения строения четвертичных отложений, вскрытых оврагом Гремячка (Марков, 1940; Гричук, Гричук, 1959) озерные отложения начали накапливаться в небольшом понижении ледникового рельефа. Древний водоем имел ширину не более 300 м и имел протяженность с ЮЗ на СВ не менее 1 км (Гричук, Гричук, 1959). Озерцо то зарастало и переходило в болото, тогда накапливались слои торфа, то снова заполнялось водой и функционировало, как озеро. Тогда накапливались глинистые отложения. Затем котловина заполнилась и позже была перекрыта однородным безвалунным покровным суглинком. Позднее, древняя озерная котловина была прорезана притоком Волги ручьем Гремячка и на ее месте образовался овраг.

На спорово-пыльцевой диаграмме разреза Плес-2002 на основании изменений в составе спектров было выделено 10 пыльцевых зон и соответствующих им фаз развития растительности (рис. 41 и 42, Borisova et al., 2007). Спорово-пыльцевые спектры нижней части разреза (глубина 750-535 см, зоны PL-1 - PL-6) имеют типичные характеристики, свойственные спектрам, сформировавшимся в микулинское межледниковье. Отложения переходного периода от московской стадии днепровского оледенения к микулинскому межледниковью в разрезе отсутствуют, зато постоптимальные фазы межледниковья (зоны PL-5 и 6) представлены достаточно подробно. Верхняя часть озерно-болотной толщи (глубина 535-80 см, зоны PL-7 - PL-10) сформировалась в течение раннеледниковья. Результаты спорово-пыльцевого анализа разреза Плес подробно представлены в специальной публикации (Borisova et al., 2007).

Состав и соотношение основных компонентов спектров отложений начала межледникового времени (зона PL-1, глубина 750-715 см) позволяют нам реконструировать существование светлых сосновых и березово-сосновых лесов с хорошо развитым подлеском (зона М2 по В.П. Гричуку (1961, 1989), рис.41). Доля пыльцы деревьев и кустарников (AP) достигает в зоне PL-1 85-90% от суммы пыльцы наземных растений, доминирует пыльца сосны (85-90%). Многочисленные находки обломков стволов, веточек и шишек сосны в рассматриваемой части разреза свидетельствуют об обилии сосны в древостое непосредственно около разреза. Постоянные компоненты спектров – пыльца ив и других кустарников, среди которых наиболее часто встречается калина (*Viburnum*) и единично - *Sambucus*, *Lonicera* и *Frangula alnus*. В травянистом ярусе сосновых лесов были обильны папоротники (особенно орляк), злаки и разнотравье. Темнохвойные (кедрово-еловые) леса среднетаежного облика занимали небольшие участки. Пыльца кедровой сосны (*Pinus sibirica*) и ели отмечены в спектрах в небольшом количестве. В благоприятных местообитаниях сохранялись гипоарктические элементы: например, в состав болотных сообществ входила карликовая березка (*Betula nana*).

Изменения в спорово-пыльцевых спектрах и в литологии отложений (зона PL-2, 715-655 см, верхняя часть слоя глины и нижняя часть слоя плотного торфа) свидетельствуют о быстром развитии потепления, сопровождавшегося уменьшением эффективного увлажнения (соотношения осадков и испарения). Происходит обмеление озерного водоема, и на его берегах начинается накопление торфа. В группе пыльцы древесных пород по-прежнему преобладает пыльца сосны, содержание пыльцы березы составляет 15-20%, постоянно встречается пыльца ели, единично обнаружены также пыльцевые зерна *Larix* и *Juniperus*. Постепенно возрастает содержание пыльцы широколиственных пород, прежде всего дуба и вяза. Постоянно присутствует ясень, отмечены также единичные пыльцевые зерна клена. Среди кустарников появляются ольха, лещина и относительно теплолюбивый и мезофильный вид - свидина (*Thelycrania cf. sanguinea*), тогда как карликовая березка исчезает.

В рассматриваемую фазу истории растительности на окружающей разрез территории по-прежнему господствуют сосновые леса (зона М3), однако в них начинают расселяться также дуб и вяз, а затем и ясень. В подлеске появляются ольха и лещина. Распространение еловых лесов было весьма ограниченным, а кедровая сосна отсутствовала в их составе. Климатические условия в конце биостратиграфической зоны М3 были близки к современным.

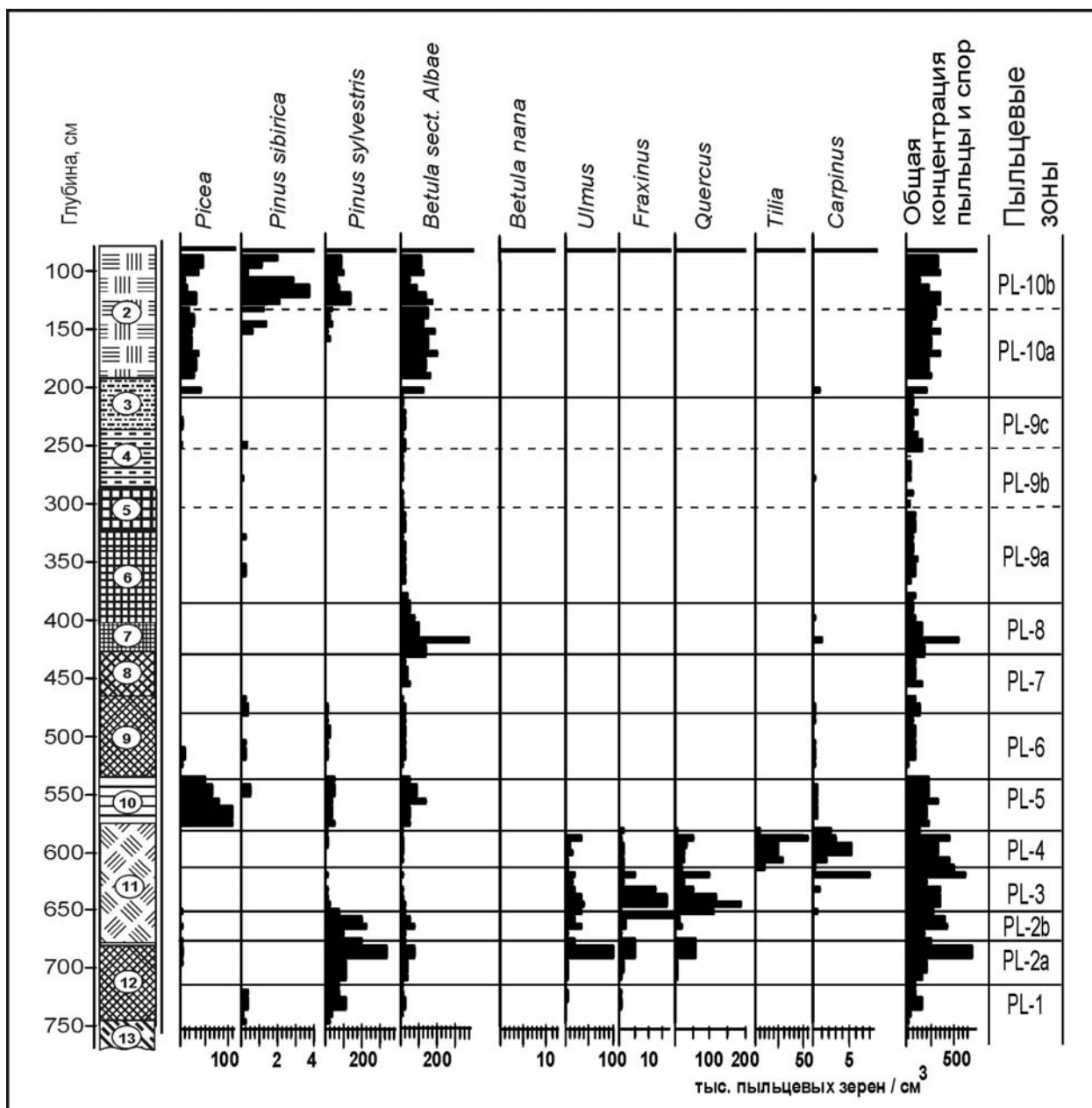


Рис. 42. Концентрация пыльцы в отложениях разреза Плес-2002 (важнейшие таксоны)

Изменения в спорово-пыльцевых спектрах отложений биостратиграфической зоны М4 (зона PL-3, 655-615 см) отражают распространение широколиственных лесов, постепенное увеличение влажности (океаничности) климата на фоне дальнейшего потепления. Доля пыльцы древесных пород возрастает до 90-95%. Среди лесообразующих пород деревьев доминируют дуб и вяз, причем пыльца дуба образует высокий пик: до 55% от AP+NAP. Увеличение процентного содержания пыльцы *Quercus*, *Ulmus*, *Fraxinus* в спектрах соответствует максимумам концентрации этих таксонов (рис. 42). В небольшом количестве встречается пыльца клена, появляется также пыльца граба. Сосна и белая береза уступают свои позиции. Отмечается быстрый подъем содержаний пыльцы ольхи и ореш-

ника, концентрация которых в верхней части зоны PL-3 существенно возрастает. Такие пики являются типичной чертой микулинских пыльцевых диаграмм Восточной Европы (Гричук, 1961). Об увеличении грунтовой влажности свидетельствует появление черной ольхи (*A. glutinosa*), образующей заболоченные леса.

Для зоны PL-4 (615-580 см) характерна наиболее высокая по разрезу доля пыльцы деревьев и кустарников в спектрах (до 98%). В это время на окружающей территории были распространены полидоминантные широколиственные леса (зона M5). В рассматриваемой пыльцевой зоне расположен пик пыльцы липы. Важными компонентами спектров являются *Tilia platyphyllos* и *Carpinus betulus* (2% от суммы AP+NAP), отсутствующие в современной флоре района исследования. Доля пыльцы дуба и вяза в спектрах заметно сокращается по сравнению с предыдущей зоной, но остается относительно высокой. Черная ольха сохраняет свои позиции. В составе лесов также принимал участие клен *Acer campestre*. Его семена отмечены в образцах, приуроченных к концу этой зоны (Зюганова, 2008). Ареал *Acer campestre* в настоящее время расположен южнее р. Оки. Флора водоема в этот период также обогатилась за счет теплолюбивых видов. В ее составе наряду с широко распространенными водными растениями по макроостаткам определен ряд видов, отсутствующих в современной флоре района исследования. В первую очередь среди них следует отметить показательные виды теплой фазы микулинского межледникового – *Brasenia*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Salvinia natans* (Зюганова, 2008).

В составе спор встречается характерный вид микулинской флоры *Osmunda cinnamomea* и впервые заметно возрастает роль сфагновых мхов. Распространение сфагновых торфяников подтверждается находкой пыльцы росянки (*Drosera*) в этой же зоне. Увеличение доли спор сфагнов во второй половине межледникового также отмечалось в разрезах Центрально-лесного заповедника, микулинские и ранневалдайские отложения на территории которого изучены наиболее подробно в рамках представленной работы.

Резкие изменения состава и соотношений основных компонентов спектров на границе пыльцевых зон PL-4 и PL-5 соответствуют в разрезе границе слоя торфа (слой 9) и перекрывающего его слоя глины, обогащенной органикой, со слоеватой текстурой (слой 10). Эти изменения, очевидно, свидетельствуют о наличии перерыва в осадконакоплении (размыва?). Отложения, соответствующие заключительной части оптимума межледникового («зоне граба» M6) в данном разрезе отсутствуют.

Вероятно, увеличение влагообеспеченности в термогигротическую стадию межледникового привело к повышению уровня озера, вызвавшему затопление прибрежного низинного торфяника и, возможно, частичный размыв верхнего слоя торфа. Подобная ситуация прослеживается и в других разрезах Ярославского и Ивановского Поволжья (Нов-

ский, 1975; Проблемы стратиграфии..., 2001). Отложения, спорово-пыльцевые спектры которых отражают изменения растительности региона в фазу граба, вскрыты в обнажении на р. Черемуха в 8 км от г. Рыбинска (Гричук, 1961). Как показывают данные по этому разрезу, во вторую половину оптимума на территории бассейна Верхней Волги были распространены полидоминантные широколиственные леса с заметной примесью граба. В конце этой фазы начала распространяться ель.

Зона PL-5 (580-535 см) характеризует постоптимальную фазу межледникового (M7) и соответствует отчетливому максимуму пыльцы ели (до 45% от AP+NAP в нижней части зоны, где ее концентрация колеблется от 50 до 80 тыс. п.з./см³, рис. 42). Столь же высоко в этой зоне содержание пыльцы березы. На третьем месте среди лесообразующих древесных пород находится сосна обыкновенная (до 30 тыс. п.з./см³). В верхней части зоны вновь появляется единичная пыльца кедра, отмечена также пыльца пихты. Начиная с пылевой зоны PL-5, постоянными компонентами спектров становятся кустарниковые березы, *Betula humilis* и *B. nana*. Среди кустарников появляется также весьма холодолюбивый ольховник (*Duschekia fruticosa*). Хотя доля AP в зоне PL-5 остается весьма высокой (более 80%), отмеченные изменения в составе этой группы указывают на значительное похолодание, что подтверждается находками спор такого микротермного растения, как *Selaginella selaginoides*. В группе травянистых растений преобладает пыльца злаков, заметно присутствие осоковых, увеличивается роль полыней, возрастает также количество и разнообразие представителей разнотравья. Очевидно, что наряду с темнохвойными еловыми лесами с примесью пихты и кедра (зона M7) широко распространились березовые и сосново-березовые разреженные леса, луга и болота. В настоящее время подобная растительность распространена в среднетаежной области Восточно-Европейской равнины, в условиях относительно холодного и влажного климата.

Характеристики спорово-пыльцевых спектров отложений следующего временного интервала (зоны PL-6, 535-480 см) отражают значительное прогрессирующее похолодание финальной фазы микулинского межледникового при переходе к последующему оледенению (зона M8). Пыльцевые спектры характеризуются значительным возрастанием доли пыльцы травянистых растений (до 50-60%). Состав этой группы отличается высоким разнообразием. В ней доминирует пыльца Poaceae и Cyperaceae. Концентрация пыльцы этих семейств возрастает до 14 и 5-13 тыс. п.з./см³ соответственно, хотя общая концентрация пыльцы и спор здесь снижается до 70-80 тыс. п.з./см³. Концентрация пыльцы *Artemisia* остается такой же, как в зоне PL-5 (около 3-4 тыс. п.з./см³). При этом продолжает возрастать обилие и разнообразие представителей разнотравья (Ranunculaceae, Polygonaceae,

Rosaceae, Rubiaceae, Lamiaceae и др.). В спектрах появляется пыльца холодостойких растений: синюх (*Polemonium*), камнеломок (*Saxifraga*) и морошки (*Rubus chamaemorus*) – типичного гипоарктического вида. Кроме того, в отложениях определена пыльца степных ксерофитов, индифферентных к температурному режиму (*Ephedra* и *Eurotia ceratoides*), указывающих на появление в комплексном растительном покрове перигляциально-степных сообществ. Концентрация пыльцы большинства древесных пород в зоне PL-6 резко снижается. Исключение составляют ива и кустарниковые виды берез (*Betula humilis* и *B. nana*), макроостатки которых также присутствуют в отложениях этой фазы (Зюганова, 2008). Среди пыльцы деревьев преобладает пыльца березы и сосны. В небольшом количестве присутствует пыльца ели, согласно данным карпологического анализа относящаяся к видам *Picea excelsa* и *P. obovata*. Появляется пыльца кедра и лиственницы.

Внутри пыльцевой зоны PL-6 выделяются два интервала, различающихся по соотношению компонентов в спектрах. В подзоне PL-6a (535 – 520 см) сокращается доля пыльцы древесных пород (до 45%), при этом возрастает содержание пыльцы кустарниковых берез, злаков и осок и спор *Selaginella selaginoides*. Подзона PL-6b (520 - 480 см) характеризуется ростом содержания пыльцы деревьев и кустарников, преимущественно за счет пыльцы березы и сосны, в то время как содержание и концентрация пыльцы травянистых растений понижаются.

Отложения зоны PL-7 (480-427 см) сформировались в начале первого послеминулинского похолодания (в раннеледниково́е). В пределах зоны содержание AP резко снижается до 20%, она представлена в основном пыльцой *Betula sect. Albae*. Из кустарников заметную роль играют *Salix* и *B. humilis*, и только концентрации пыльцы *B. nana* и *Duschekia fruticosa* несколько возрастают по сравнению с предыдущим слоем. Все это, как и почти полное отсутствие пыльцы хвойных деревьев, указывает на деградацию лесной растительности и формирование лесотундрового ландшафта. Кроме того, по возвышенным участкам рельефа происходило распространение перигляциальных сообществ с участием гелиофитов (в группе трав отмечена пыльца рода *Helianthemum*). Также среди травянистых растений несколько возрастает роль Сурегасеae и Роасеae, однако особенно заметно увеличиваются концентрации пыльцы полыней и маревых (до 20 и 3-5 тыс. п.з./см³). Пыльца *Artemisia* в зоне PL-7 составляет до 50% в группе NAP. Состав этой группы остается довольно разнообразным, однако обитатели влажных грунтов и прибрежных участков очень немногочисленны. Холодостойкий, но влаголюбивый вид *Selaginella selaginoides* исчезает из состава спор. Эти признаки указывают на нарастание суровости климата: похолодание и увеличение континентальности и засушливости. Похолодание не было монотонным. На диаграмме на глубине 445-450 см прослеживаются при-

знаки слабого потепления, проявившегося в увеличении количества пыльцы березы, как древесной, так и кустарниковых видов.

В спорово-пыльцевых спектрах зоны PL-8 (427-380 см) мы видим признаки так называемого «березового потепления», уже рассмотренного нами при анализе данных спорово-пыльцевого анализа отложений из Центрально-лесного заповедника. В образцах из этой зоны происходит заметное увеличение доли пыльцы древесных пород в спектрах (70-85%), преимущественно за счет пыльцы березы (от 65 до 80% от суммы AP+NAP). Максимум концентрации пыльцы древесных видов берез для всего разреза также достигается в этой зоне (до 60-80 тыс. п.з./см³, а в одном образце даже до 348 тыс. п.з./см³). В этом же интервале определено наибольшее число карпоидов *Betula sect. Albae* (Зюганова, 2008). Прочие древесные породы слабо представлены в зоне 8, за исключением карликовой березки, которая достигает здесь своей максимальной концентрации (свыше 5 тыс. п.з./см³). Это позволяет заключить, что господствующим типом растительности на данной территории по-прежнему являлась березовая лесотундра, но с большей ролью древостоев, чем в предыдущую фазу. Кустарниковые сообщества из *B. nana*, ивы и ольховника были широко развиты. Вероятно, там же были распространены кустарнички *Ericales*. Процентные содержания пыльцы полыней, злаков и осоковых в зоне 8 заметно снижаются. Зато травянистые растения – спутники березы (*Polygonum bistorta*, *Sanguisorba officinalis*, *Thalictrum*, *Valeriana*) появляются в этом интервале более часто. На потепление здесь указывает и состав водной растительности, выявленный, как по данным спорово-пыльцевого, так и карпологического анализов. В отложениях зоны PL-8 сравнительно велико количество остатков таких водных растений как *Ceratophyllum demersum*, *Potamogeton natans*, *Nuphar lutea*, *Caulinia flexilis*. Хотя эти виды не являются ярко выраженными термофилами, их остатки широко распространены в межледниковых флорах и флорах умеренных интерстадиалов, характеризовавшихся лесной растительностью (Величkevич, 1982; Зюганова 2008). Однако смягчение климатических условий, по-видимому, было непродолжительным и не привело к значительным перестройкам растительного покрова.

Характер спорово-пыльцевых спектров зоны PL-9 (380-200 см) указывает на новое похолодание, наступившее вслед за коротким относительно теплым интервалом, отраженным зоной PL-8. Для большей части зоны характерно наиболее низкое для разреза содержание пыльцы древесных пород в спектрах (15-20%) и минимальные значения ее концентрации, как и очень низкие значения общей концентрации пыльцы в осадках.

Группа пыльцы древесных пород представлена в основном березой, в небольшом количестве присутствует пыльца ивы и кустарниковых видов берез. Отмечены единичные пыльцевые зерна хвойных пород, но значения концентрации их ничтожны. Доля пыльцы

травянистых растений достигает здесь 85%. Среди исключительного разнообразия пыльцы трав, определенной в этой зоне, преобладают Poaceae, *Artemisia* и Cyperaceae. Следует отметить постоянное присутствие пыльцы луговых и степных растений *Bupleurum*, *Centaurea cyanus*, *Echinops*, *Convolvulus*, *Linum*, *Euphorbia*, *Ephedra*, *Eurotia ceratoides* и галофильных растений из сем. Plumbaginaceae.

Большое количество плодов и семян болотных растений (*Cicuta virosa*, *Comarum palustre*, *Chamaedaphne caliculata*; анализы И.С. Зюгановой (2008)), присутствие пыльцы *Rubus chamaemorus* и спор *Sphagnum* предполагает существенное участие болот в комплексной растительности. Обнаружены споры и пыльца таких типичных микротермных аркто-альпийских растений, как *Selaginella selaginoides* и *Dryas*.

Согласно полученным данным, на изучаемой территории была распространена мозаичная растительность, близкая к современной березовой лесотундре и включавшая элементы перигляциальных степей. Подобные условия для раннеледникового интервала реконструированы другими исследователями для бассейна Верхней Волги, например, по скважинам в озерах Плещеево и Неро (Проблемы стратиграфии..., 2001).

В верхней части зоны PL-9, на глубине 225-215 см, отмечены признаки нового смягчения климата, что подчеркивается увеличением доли пыльцы древесных пород, в первую очередь ели и сосны (до 3-5%) и крайним разнообразием и обилием пыльцы лугового разнотравья.

Зоне PL-10 (200-80 см) соответствует слой коричневого торфа со значительной минеральной примесью (сл. 2). Потепление климата, зафиксированное в спорово-пыльцевых спектрах этой фазы, вероятно, привело к накоплению органического вещества в отложениях. Разнообразие пыльцы и семян водных и прибрежных растений в отложениях (*Nuphar luteum*, *Potamogeton natans*, *Menyanthes trifoliata*, *Sagittaria sagittifolia*) свидетельствует о зарастании озера и его обмелении и о постепенной смене процесса озерной аккумуляции развитием торфяника.

Спорово-пыльцевые спектры зоны PL-10 отличается резким возрастанием процентного содержания и концентрации пыльцы деревьев и кустарников (до 100-250 тыс. п.з./см³) и исчезновением пыльцы наиболее светолюбивых компонентов травянистого яруса. Среди пыльцы деревьев по-прежнему наиболее многочисленна пыльца березы: она составляет до 60%, в нижней части зоны (подзона 10а, 200-125 см) и до 40% в подзоне 10b (125-80 см). В подзоне 10а образует пик кривая пыльцы ели, а в подзоне 10b – сосны. Из сопоставления процентной диаграммы (рис. 41) с диаграммой концентраций (рис. 42) видно, что сосна, обладающая огромной пыльцевой продуктивностью, не вытесняет ель из состава лесов, а лишь внедряется на свободные территории и присоединяется к ней: кон-

центрации пыльцы ели в подзоне 10b не только не сокращаются, а даже немного возрастают по сравнению с подзоной 10a. Наряду с сосной в лесные сообщества проникает кедр: концентрация его пыльцы достигает в подзоне 10b около 2 тыс. п.з./см³. В том же слое встречается единично пыльца лиственницы. Концентрация пыльцы березы здесь несколько снижается. Таким образом, леса данного интервала имели богатый видовой состав и были близки к современным сообществам средней тайги северо-востока Восточно-Европейской равнины. В их подлеске встречались кустарниковые виды берез, ивы, калина, редко – ольховник. Карликовая березка могла расти также на торфяниках и в прибрежных зарослях кустарников.

Результаты палеоботанического изучения разреза Плес-2002 показали, что похолодание постоптимальных фаз микулинского межледникового отчетливо проявилось уже в фазу ели (зона PL-5, M7 - *Picea*) и продолжилось на протяжении его финальной фазы (зона PL-6, M8 *Pinus–Picea–Betula*). Однако, как следует из полученных данных, направленное похолодание в течение фазы M8 было прервано небольшим потеплением в самом конце межледникового. Возраст этого потепления, согласно результатам IR-OSL датирования отложений разреза, 124+/-12 ka (Degering, Krbetschek, 2007).

В течение раннеледникового валдайского оледенения на основании полученных данных нами выделены два похолодания (зоны PL-7 и PL-9) и два потепления интерстадиального характера (зоны PL-8 и PL-10). Фазы похолоданий характеризовались наиболее суровым климатом и почти полной деградацией лесной растительности на изучаемой территории. Однако внутри этих фаз выделяются кратковременные интервалы смягчения климатических условий (т.е. небольшие потепления одновременно с увеличением влажности). Более ранний, так называемый «березовый интерстадиал» (зона PL-8) был выражен значительно слабее и имел меньшую продолжительность, чем более поздняя фаза распространения лесной растительности (PL-10). По характеру спорово-пыльцевых спектров последнюю можно уверенно сопоставить с верхневолжским интерстадиалом, который на Восточно-Европейской равнине является аналогом потепления *брёруп* в Западной Европе. Подобная трактовка хронологической позиции крупного интерстадиала, выделенного в разрезе Плес, высказывалась предыдущими исследователями этого профиля (Гричук, Гричук, 1959). Для первого интерстадиала получена IR-OSL датировка 119+/-20 ka, для второго 101+/-28 ka (Degering, Krbetschek, 2007), что в целом подтверждает положение этих потеплений внутри раннеледникового валдайского оледенения и дает основания для межрегиональных корреляций по палинологическим данным.

5.5. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК ГАЛИЧСКОЕ ОЗЕРО

Изучение четвертичных отложений в районе Галичского озера началось еще в 30-х годах прошлого века и было связано с проблемами стратиграфии средне- и позднеплейстоценовых отложений региона, количеством ледниковых покровов, распространявшихся на изучаемую территорию, границами оледенений и возрастом конечно-моренных образований (Мирчинк, 1935; Марков, 1940; Москвитин, 1954; Чеботарева, Макарычева, 1974; Московский ледниковый покров..., 1982; Оледенения среднего плейстоцена..., 2001). Первые палинологические данные по разрезу Галичского озера были получены В.В. Писаревой (1965). В 1997 г. группой сотрудников ИГ РАН под руководством А.А. Величко исследования озерных отложений были возобновлены в рамках международной программы комплексного изучения озер «ELPD-European Lake Drilling Program» (Величко и др., 2001).

5.5.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Галичское озеро находится в Костромской области, в 100 км к северо-востоку от г. Кострома. Озеро расположено в южной части Галичско-Чухломской возвышенности, относящейся к системе Северных Увалов. Возвышенность приурочена к тектоническому поднятию — Солигаличско-Сухонскому мегавалу, однако на ее формирование наиболее существенное влияние оказала ледниковая аккумуляция московской стадии днепровского оледенения, в краевой зоне которого находилась рассматриваемая территория (Московский ледниковый покров..., 1982). Для региона характерен крупнохолмистый конечно-моренный рельеф с системой древнеозерно-ледниковых котловин (Хорошев и др., 2014). Ледниковые отложения представлены светло-серыми и бурыми суглинками, супесями и глинами с большим количеством гравия, гальки и валунов, мощностью от нескольких метров до 30-40 м. (Геологическая карта..., 1973) и перекрыты покровными суглинками, мощностью 0.5-0.7 м.

Озеро занимает восточную часть обширной депрессии, окруженной крутосклонными моренными холмами. Превышение бровок склонов котловины над днищем составляет 50-70 м (Хорошев и др., 2014). Депрессия приурочена к тектонически обусловленной ложбине, по которой проходит граница отложений перми и триаса (Чеботарева, Макарычева, 1974). Озеро образовалось в результате подпруживания конечноморенными образованиями ледникового стока московской стадии днепровского оледенения.

Протяженность озера составляет 17 км, ширина 6.4 км, площадь водного зеркала 77 км², средняя глубина 1.75 м. Седиментация в озере протекала непрерывно с конца средне-

го плейстоцена до голоцена, мощность озерных осадков составляет около 100 м (Величко и др., 2001).

Для изучения плейстоценовых и голоценовых отложений было пробурено две скважины (рис. 43). Скважиной, заложенной в заболоченной низине, прилегающей к восточному берегу озера близ устья р. Средней (разрез Галич-2), были вскрыты глины валдайского возраста мощностью 69 м. Верхняя часть разреза представляла собой слаборазложившийся водонасыщенный торф, поэтому он был пройден без отбора образцов. В разрезе скважины Галич-2 можно выделить следующие отложения: 0-3.1 м – торф, 3.1-10.0 м – супесь легкая, 10.0-12.5 песок разнотернистый с примесью глины, 12.5-68.8 м – глина, серовато-сизая, слоистая (Величко и др., 2001). Для детального изучения ландшафтно-климатических изменений голоцена была пробурена скважина в центральной части озера (разрез Галич-1, см. рис. 43). Скважиной Галич-1 вскрыты озерные отложения мощностью 11.9 м (гиттия темно-коричневая, до 9.30 м, и коричневатато-серые глины 9.30-11.9 м). Согласно результатам радиоуглеродного датирования (табл. 6) разрез Галич-2 позволяет охарактеризовать временной интервал, начиная с 47000 л.н. и до середины голоцена. Отложения, вскрытые разрезом Галич-2 начали накапливаться около 10000 кал. л.н. Таким образом, разрезы взаимно перекрываются в возрастном диапазоне 10000 – 5800 кал. л.н.

Спорово-пыльцевой анализ скважины Галич-2 выполнен коллективом палинологов в составе О.К. Борисовой, Э.М. Зеликсон, К.В. Кременецкого и Е.Ю. Новенко. Анализ образцов скважины Галич-1 выполнен автором. Полностью материалы изучения разреза отложений Галичского озера приведены в специальной публикации (Величко и др., 2001).

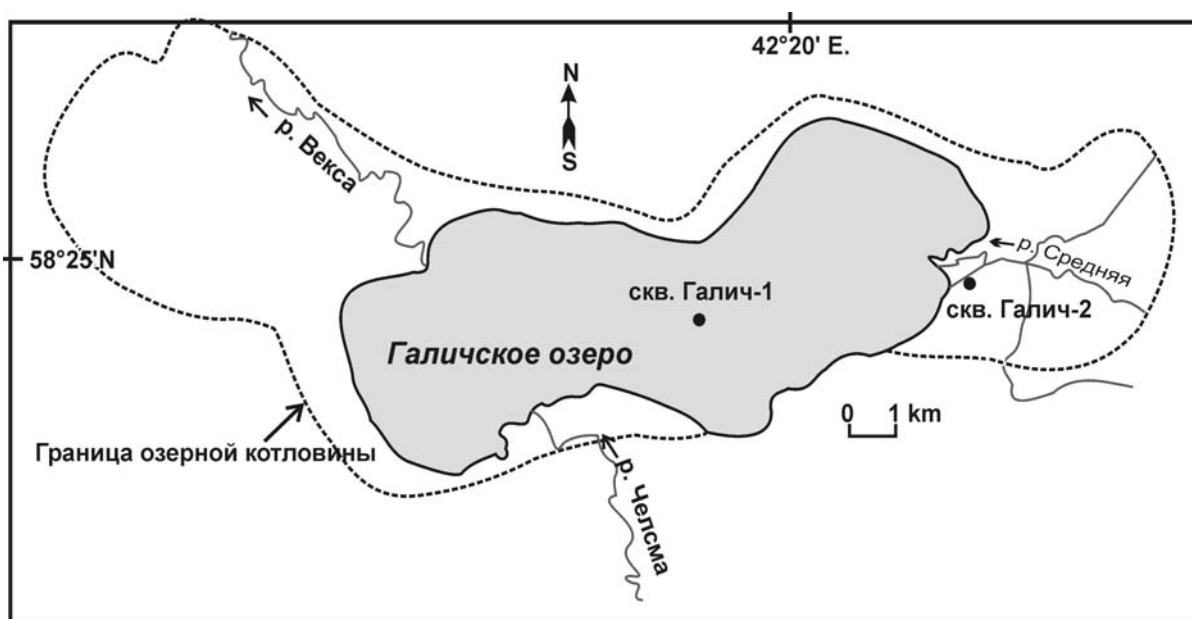


Рис. 43. Положение изученных разрезов Галичского озера (по Величко и др., 2001)

Таблица 7. Радиоуглеродные датировки отложений Галичского озера

Лабораторный номер,	Глубина (м)	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет назад.	Калиброванный возраст, лет назад (1 sd)
Разрез Галич-1				
KIA-7065	5.20-5.25	гуминовые кислоты	3431±25	3685 ± 30
KIA-7066	11.00-11.05	»	8362±44	9387 ± 60
Разрез Галич-2				
KIA-7067	3.55-3.60	»	5025±35	5793 ± 73
KIA-7068	8.43-8.48	»	5797±29	6604 ± 40
KIA-7069	13.12-13.22	»	11480±45	13389 ± 120
KIA-7070	20.68-20.77	растительные остатки	18700±100	
KIA-7070	»	гуминовые кислоты	16200±180	
KIA-7070	»	гуминовые кислоты	16950±100	
KIA-7071	35.36-35.42	растительные остатки	26840±210	
KIA-7071	»	гуминовые кислоты	24070+490/-460	
KIA-7072	59.89-59.92	растительные остатки	47150+1690/-1400	
KIA-7072	»	гуминовые кислоты	29290+560/-530	

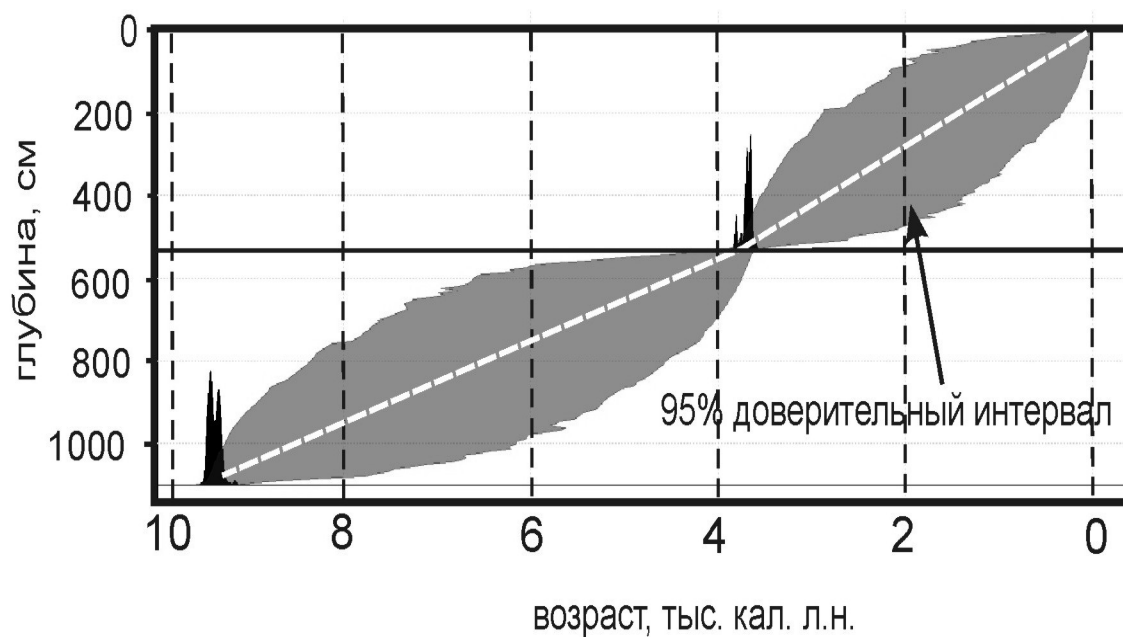


Рис. 44. Модель возраст/глубина для отложений разреза Галич-1

5.5.2. Палеоботанический анализ отложений позднеледниковых и голоценовых Галичского озера

Позднеледниковый этап накопления отложений Галичского озера охарактеризован данными изучения скважины Галич-2 (рис. 45). Несмотря на относительно низкую детальность отбора образцов в разрезе, полученные палинологические данные позволяют выделить две фазы изменения ландшафтно-климатических условий: потепление *аллерд* и похолодание *поздний дриас*.

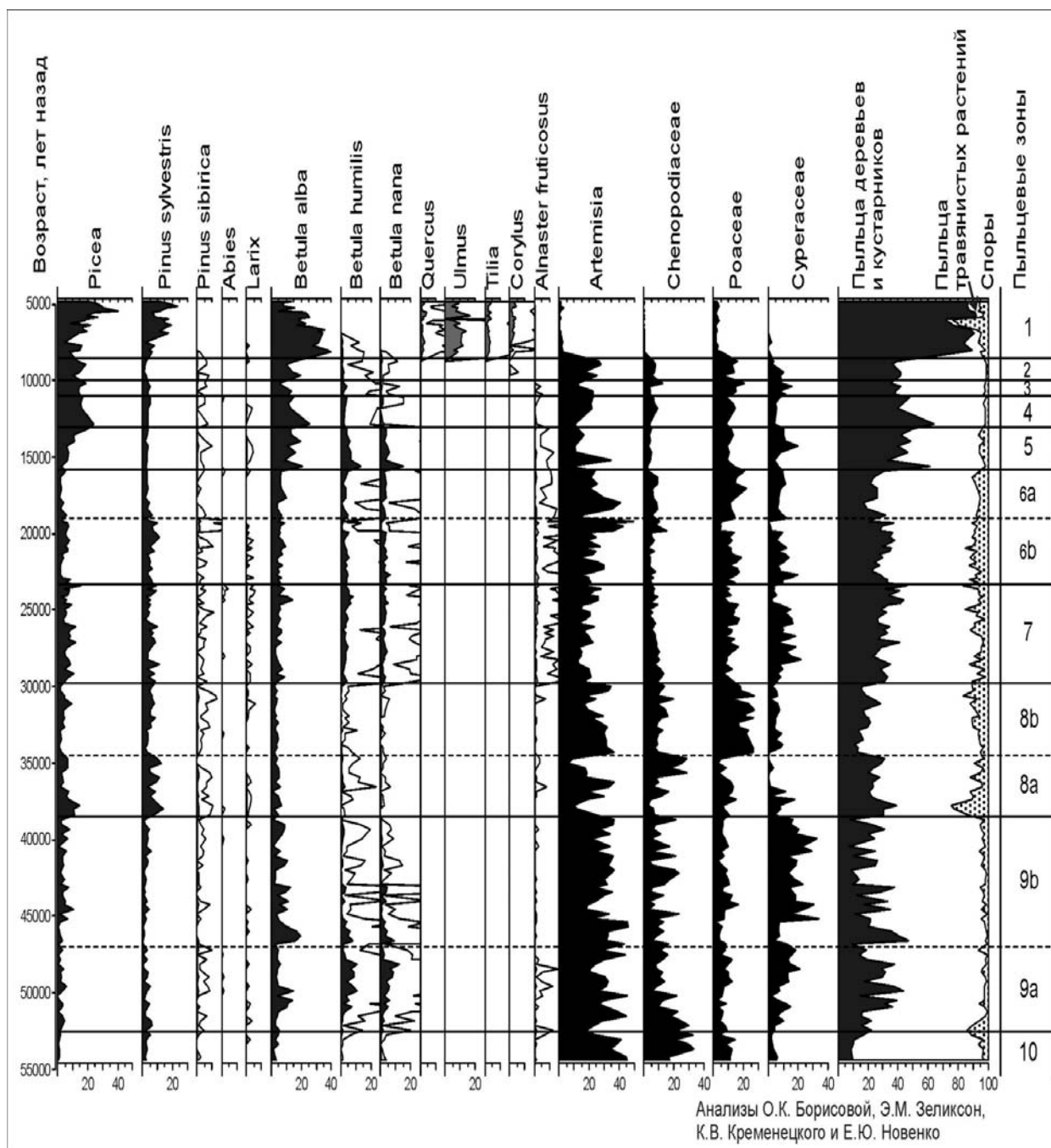


Рис. 45. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Галич-2

(по Величко и др., 2001). AP+NAP+Spores=100%

В течение интерстадиала *аллерёд* на территории, окружающей озеро, существовал комплексный растительный покров, представленный лесными, редколесными и кустарниковыми сообществами наряду с перигляциально-степными и луговыми ассоциациями (Величко и др., 2001). В пыльцевых спектрах (зона 4, см. рис. 45) доля пыльцы древесных составляет около 60%, преобладает береза и ель, также в составе спектров принимает участие пыльца сосны обыкновенной и сибирской, лиственницы и кустарниковых берез. Среди трав в большом количестве присутствует пыльца полыни, маревых, злаков и осок. Падение доли пыльцы древесных пород в последующую фазу и увеличение участия пыльцы полыни, злаков и осок (зона 3, см. рис. 45) указывает на сокращение площадей лесных сообществ и распространению перигляциальных сообществ. Причиной таких изменений, очевидно, послужило похолодание *позднего дриаса*.

Отложения, вскрытые скважиной Галич-2, дают нам возможность охарактеризовать растительность прилегающей территории, начиная с раннего голоцена. В спорово-пыльцевой диаграмме разреза Галич-1 и диаграмме концентрации пыльцы на основании изменений в составе спектров было выделено 7 пыльцевых зон. Модель возраст/глубина для отложений скважины представлена на рис. 44.

Как показывают результаты спорово-пыльцевого анализа в период 10000-7900 кал. л.н. (зона 1, 1200-950 см, рис. 46) на изучаемой территории были распространены березовые и сосново-березовые леса. В спектрах присутствует пыльца вяза, дуба, липы и орешника, причем концентрация пыльцы этих таксонов довольно значительна (от 10-15 до 30 тыс. зерен на 1 см³), что свидетельствует о начале расселения относительно термофильных древесных пород на территорию бассейна Верхней Волги. Доля пыльцы ели не превышает нескольких процентов. Очевидно, ель сохранялась в древостоях, однако популяция ее была немногочисленна. Высокая концентрация пыльцы травянистых растений, вероятно, указывает на то, что леса были негустые, с хорошо развитым травянистым ярусом, и, возможно, имели парковый облик.

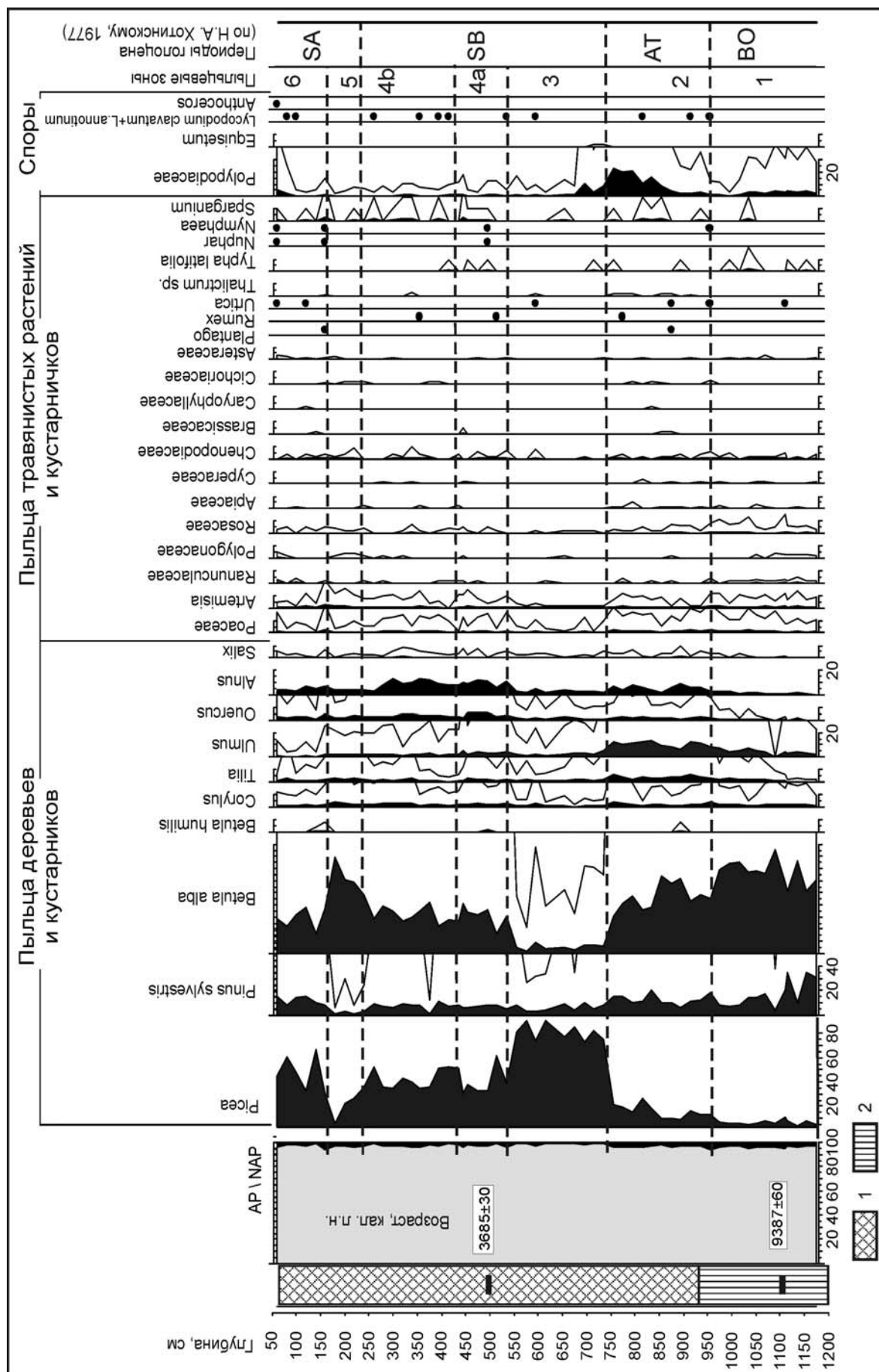
В течение следующей фазы: 7900 – 5700 кал. л.н., при потеплении климата широколиственные леса приобрели ведущую роль в растительном покрове (термический максимум голоцена). В отложениях, сформировавшихся в этот период, участие широколиственных пород и ольхи в спектрах существенно возросло (зона 2, 950-750 см). Доля пыльцы березы по-прежнему остается высокой, однако ее концентрация сократилась на 2 порядка. Как показывают результаты анализа современных поверхностных проб южной тайги (см. главу 2), содержание пыльцы широколиственных пород в спектрах, как правило, занижено по отношению к их доли в древостоях вследствие более низкой, чем у березы и сосны, пыльцевой продуктивности. Несколько увеличивается доля ели (с 1-3 до 7-15%),

при этом концентрация ее пыльцы остается низкой. Доля сосны составляет 10-15%. Обилие спор папоротников, пик содержания спор которых зафиксирован, как в образцах из скважины Галич-1, так и Галич-2, свидетельствует о хорошо развитом травянистом ярусе лесных ценозов.

Около 5700 кал. л.н. на территории, окружающую озеро, произошли существенные изменения растительного покрова, связанные, очевидно, с похолоданием и увлажнением климата. В отложениях, соответствующих временному интервалу 5700-3400 кал. л.н. (зона 3, 750-550 см) доля ели в спектрах достигает 80-90% от суммы всех определенных пыльцы и спор, концентрация ее пыльцы максимальна за весь голоцен. В небольшом количестве присутствует пыльца сосны, березы и широколиственных пород, хотя концентрация этих таксонов остается достаточно высокой. Очевидно, наряду с ельниками были распространены хвойно-широколиственные леса в наиболее благоприятных микроклиматических и эдафических условиях.

В период 3400-3000 кал. л.н. (зона 4, 550-420 см) ельники сократили свои площади. Участие пыльцы ели в спектрах сократилось примерно вдвое по сравнению с нижележащей пыльцевой зоной, при этом содержание пыльцы березы, широколиственных пород, в первую очередь, дуба и вяза, и ольхи возросло. Увеличилась доля березовых и хвойно-широколиственных лесов. Около 3000 кал. л.н. (зона 5, 420-250 см) ельники частично восстановили свои позиции. Участие пыльцы широколиственных пород в спектрах и относительно высокие значения концентрации их пыльцы указывает на их присутствие во втором ярусе еловых лесов подобно современным южно-таежным лесам. Очевидно, по влажным местам были распространены ольшатники, доля пыльцы ольхи достигает 20%.

Резкие изменения растительности региона произошли около 1000 кал. л.н. В спорово-пыльцевых спектрах зоны 6 (250-160 см) участие пыльцы ели резко сократилось с 60% на нижней границе зоны до 5 % в ее верхней части. Содержание пыльцы сосны и широколиственных пород и их концентрации также понизились. Пыльца березы становится преобладающим компонентом спектров, ее участие увеличивается до 80% от суммы AP+NAP. В спектрах отмечено некоторое повышение содержания пыльцы *Poaceae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Cichoriaceae*, появление пыльцы *Rumex*. Все эти признаки свидетельствуют о вероятном нарушении растительного покрова в результате деятельности человека, и замещении коренных лесов вторичными березовыми лесами.



Позже, примерно в период 800-400 кал. л.н. (зона 7, 160-60 см), антропогенное влияние на территорию, окружающую озеро, ослабло и южно-таежные формации восстановили свои площади.

В результате технических причин отбор проб из верхних 60 см керна скважины Галич-1 (последние 400 лет) был невозможен. Изменения растительности и климата этого периода в представленной работе будут рассмотрены по литературным данным.

Рассмотренные данные палинологического изучения отложений Галичского озера позволили выделить те же закономерности изменения ландшафтно-климатических условий, которые были прослежены нами на примере разрезов Центрально-лесного заповедника: четко выраженные фазы позднеледниковья, соответствующие интерстадиалу аллеред и стадиалу поздний дриас, распространение березовых лесов в раннем голоцене, фаза широколиственных лесов, возраст которой 7900 – 5700 кал. л.н., сменившаяся распространением еловых лесов и формирование южно-таежных формаций; сложная динамика растительности в позднем голоцене, обусловленная, как действием климатического, так и антропогенного факторов. Отличительной особенностью разреза Галичского озера является более высокое участие пыльцы ели в спектрах в течение позднеледниковья и голоцена.

5.6. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК БОЛОТО «КЛЮКВА» (БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ОКИ)

5.6.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Палеоботанические материалы разреза болотных отложений в бассейне Верхней Оки на северо-западе Среднерусской возвышенности были привлечены для более детальной реконструкции ландшафтно-климатических изменений в голоцене в средней части субширотного трансекта, рассмотренного в представленной работе. Необходимость использования этих данных заключается в возможности рассмотреть более детально поздние фазы голоцена, как временного интервала наиболее близкого к настоящему времени. Помимо этого одной из задач работы является оценка роли антропогенного фактора в формировании растительности в голоцене. Территория Центрально-лесного заповедника, природные условия которой были неблагоприятны для развития сельского хозяйства в течение всего последнего тысячелетия (Динамика лесных экосистем..., 2011), не в полной мере отвечает поставленной задаче, поэтому привлечение данных по староосвоенным районам представляется весьма важным.

Объект изучения – болото «Клюква» (Белевский р-н, Тульская обл.) – уникальный элемент ландшафта и единственное грядово-мочажинное болото в регионе, находящееся на южной границе распространения болот данного типа (Волкова, 2011). Территория верхнего течения реки Оки в пределах Тульской обл. расположена на северо-западе Среднерусской возвышенности (см. рис. 26). Современный рельеф представляет собой полого волнистую равнину с преобладанием абсолютных отметок 210–240 м на водоразделах, расчлененную хорошо развитой овражно-балочной сетью (рис. 47). Главная водная артерия, река Ока, имеет в районе исследований широкую, хорошо разработанную асимметричную долину, свойственную большинству крупных рек Восточно-Европейской равнины. Большое влияние на современный рельеф и геоморфологические процессы оказал рельеф коренных пород и геологическое строение территории. Широкое распространение и близость к поверхности известняков нижнекаменноугольного возраста обусловили как направление течения реки и большую крутизну правого склона долины, так и активное развитие карстовых процессов. Мощность четвертичных отложений колеблется от нескольких десятков метров на водоразделах до 60 м и более в переуглублениях долины пра-Оки (Асеев, 1959). Повсеместно распространенная морена донского оледенения (Геологическая карта четвертичных отложений..., 1998) на участках, прилегающих к долине Оки, перекрыта мощной толщей водно-ледниковых отложений, формирующих зандровые массивы.

Болото «Клюква» (N 53.834812, E 36.252488) находится в 5 км восточнее г. Белев Тульской обл. (см. рис. 47), занимает площадь около 1 га и является олиготрофным болотом, сформированным в карстово-суффозионном понижении на склоне водораздела, обращенным к правому борту долины р. Оки. Болото окружено участками разновозрастного широколиственного леса с примесью ели и некоторых редких для области бореальных видов (брусники, черники, плаунов годичного и булавовидного).

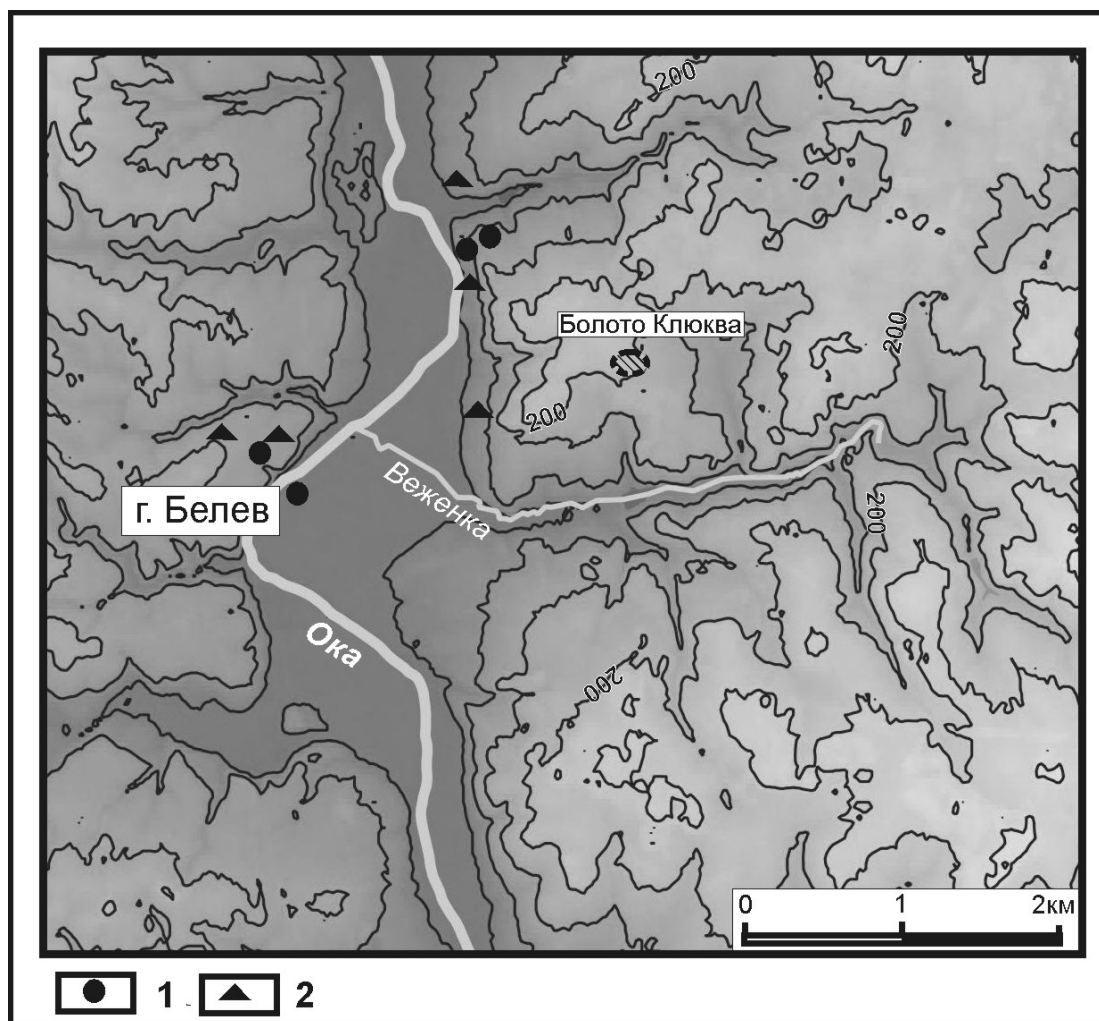


Рис. 47. Геоморфологическая позиция болота Клюква

Условные обозначения: 1 – местонахождения археологических находок эпохи неолита; 2 – местонахождений селищ раннего железного века (Археологическая карта..., 1997).

В центре болота была заложена скважина, которой была вскрыта торфяная залежь болота, мощностью 250 см, подстилаемая флювиогляциальными песками. Как показывают результаты радиоуглеродного датирования отложений, накопление органического вещества в изучаемом карстово-суффозионном понижении началось в раннем голоцене. Датировка подошвы торфяной залежи 9370 ± 115 кал. л. н. (ИГ РАН 4069). Результаты радио-

углеродного датирования отложений и модель возраст/глубина представлены в табл. 7 и на рис. 48.

Таблица 7. Радиоуглеродные датировки отложений болота Клюква

Лабораторный номер, ИГ РАН	Глубина (см)	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет назад.	Калиброванный возраст, лет назад (1 sd)
4062	30–40	торф	1050 ± 70	917–1056
4064	60–70	»	2400 ± 70	2346–2495
4063	130–140	»	4880 ± 70	5582–5664
4061	160–170	»	6610 ± 80	7456–7521
4058	220–230	»	6980 ± 80	7730–7869
4049	240–250	»	8140 ± 100	8992–9273
4069	265–270	гиттия	8350 ± 100	9256–9483

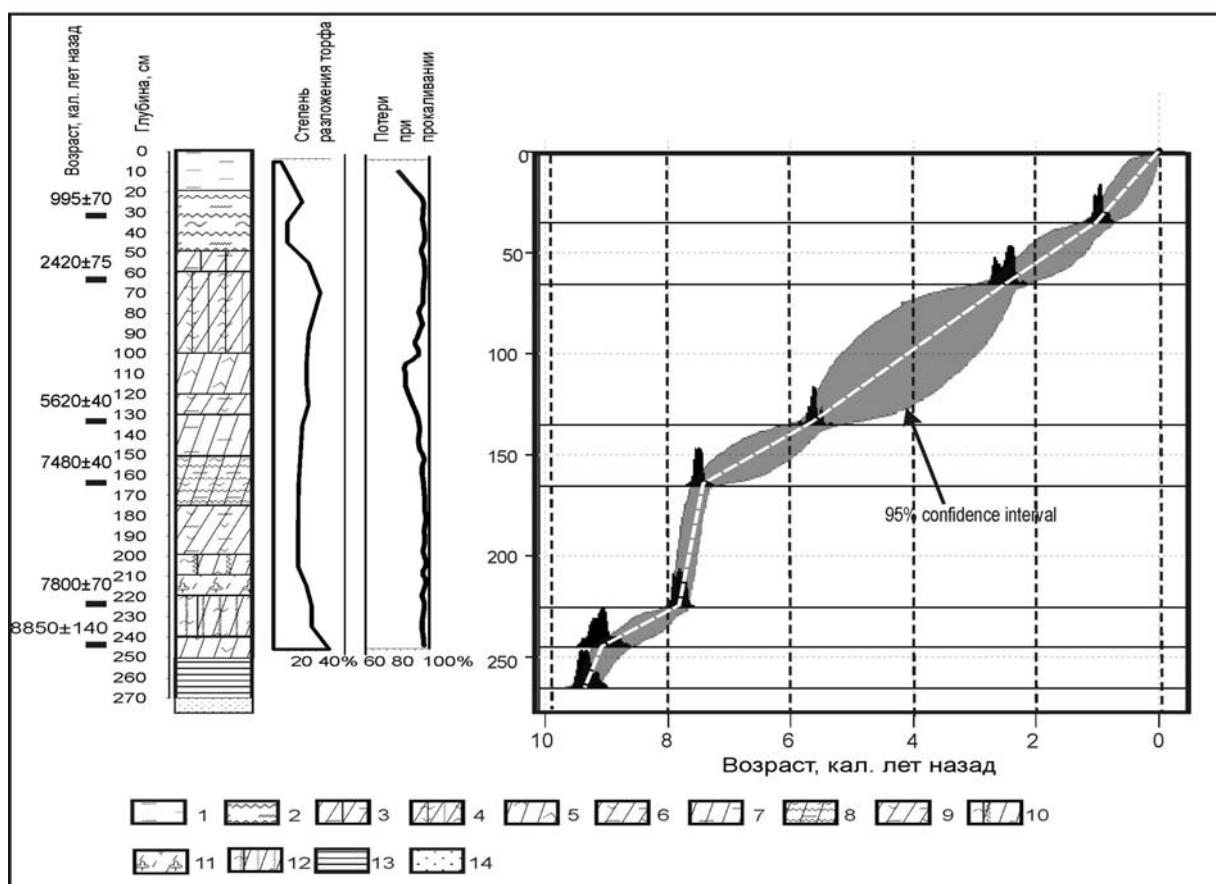


Рис. 48. Ботанический состав, степень разложения и зольность торфа. Модель возраст/глубина отложений болота Клюква

Условные обозначения: 1 – сфагновый верховой, 2 – пушицево-сфагновый верховой, 3 – древесно-сфагновый переходный, 4 – древесно-травяной переходный, 5 – травяной переходный, 6 – травяно-сфагновый переходный, 7 – осоково-сфагновый переходный, 8 – пушицево-сфагновый переходный, 9 – травяно-сфагновый переходный, 10 – травяно-гипновый низинный, 11 – вахтово-гипновый низинный, 12 – травяно-сфагновый низинный, 13 – гиттия глинистая, 14 – песок с/з.

5.6.2. Палеоботанический анализ голоценовых отложений болота Ключва

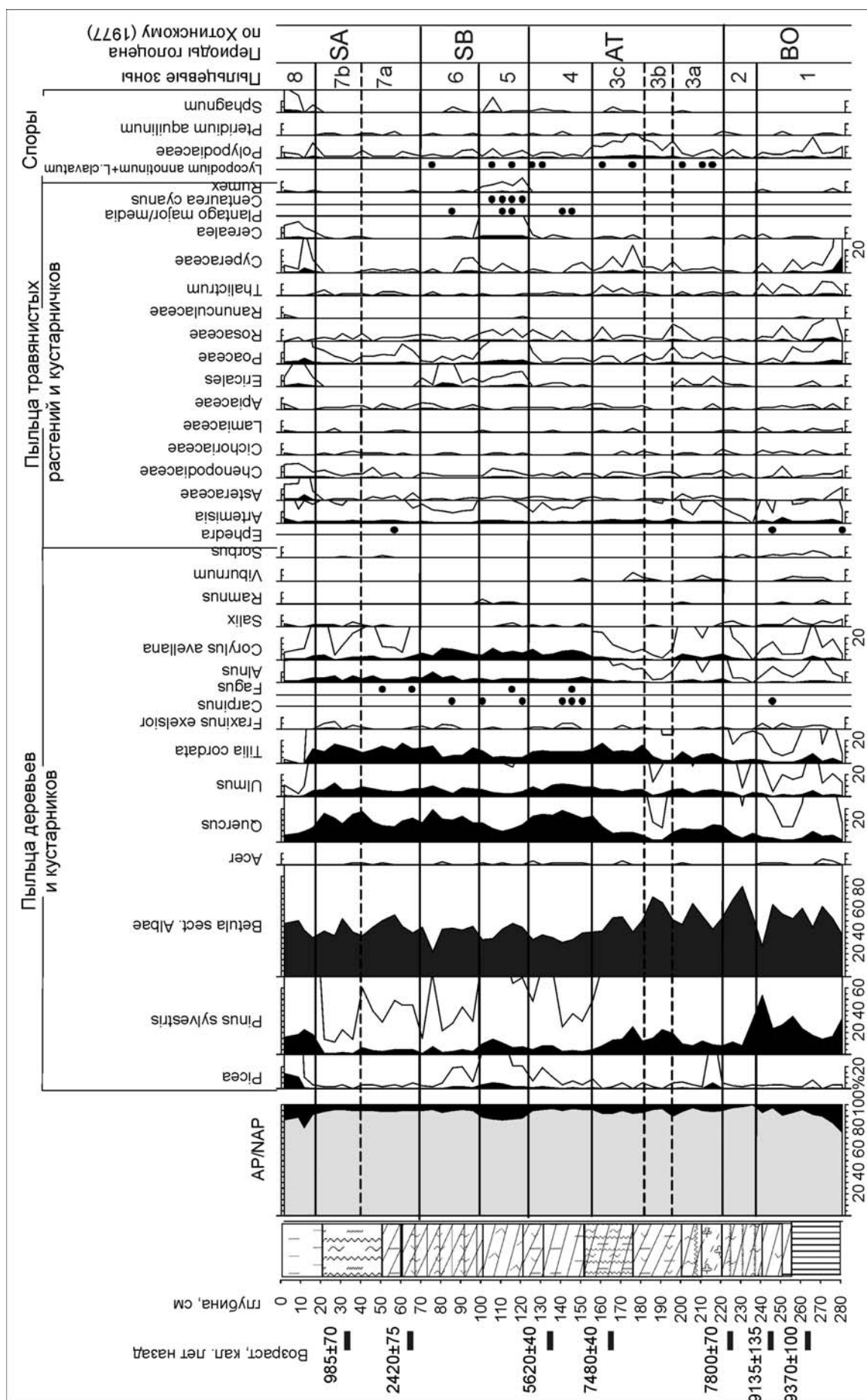
Изучение структуры торфяных отложений, выполненное Е.М. Волковой позволяет охарактеризовать залежь как переходную и выделить 3 зоны: 0–50 см – верховые, 50–200 см – переходные, 200–250 см – низинные торфа (Волкова, 2011, Новенко и др, в печати).

Определение потерь при прокаливании (зольность торфа) показало, что для всей торфяной залежи характерно очень высокое содержание органического вещества (рис. 48). Потери при прокаливании составляют 97–99% за исключением интервала глубин 95–135 см, где содержание органического вещества уменьшается и достигает своего минимума на глубине 112 см (84.5%). В верхних 20 см разреза величина потерь при прокаливании также снижается.

В спорово-пыльцевой диаграмме разреза на основании изменений в составе спектров было выделено 8 пыльцевых зон (рис. 49 и 50). Согласно полученным данным, в период 9400–9100 кал. л.н. (зона 1, 280–235 см, см. рис. 49) на прилегающей территории были распространены березово-сосновые леса с небольшим участием широколиственных пород. Концентрация пыльцы сосны в этом интервале максимальна за весь голоцен. Очевидно, леса были негустые, с хорошо развитым подлеском, в котором принимали участие лещина, калина, рябина, ива и богатым травянистым ярусом. Позднее (около 9000 – 8000 кал. л.н., зона 2, 235–220 см) доля сосны в древостоях резко сократилась, и березовые леса стали доминирующим компонентом в растительном покрове.

Значительные изменения, как в региональной, так и в локальной растительности фиксируются по данным палеоботанического анализа приблизительно начиная с возраста 7810 ± 85 кал. л. н., что соответствует важному климатическому рубежу голоцена (Хотинский, 1977, Динамика ландшафтных компонентов..., 2002). Около 7800–7700 кал. л. н. в лесных фитоценозах, окружающих болото, широколиственные породы (дуб, вяз, липа) и лещина увеличили свое участие (зона 3а, 195–220 см, рис. 49). В травяном ярусе были обильны папоротники.

Результаты спорово-пыльцевого анализа указывают на существенные короткопериодные изменения в растительности на территории, прилегающей к болоту. На спорово-пыльцевой диаграмме (зона 3б; 195–180 см, около 7700–7600 кал. л. н.) четко прослеживается интервал существенного снижения доли широколиственных пород и лещины, почти до их полного исчезновения из спектров. Вместе с этим процентные содержания и концентрации пыльцы березы и сосны резко возрастают (рис. 50). Кроме того, для временно-го интервала 7800–7500 кал. л. н. была характерна очень высокая скорость накопления торфа (см. рис. 48).



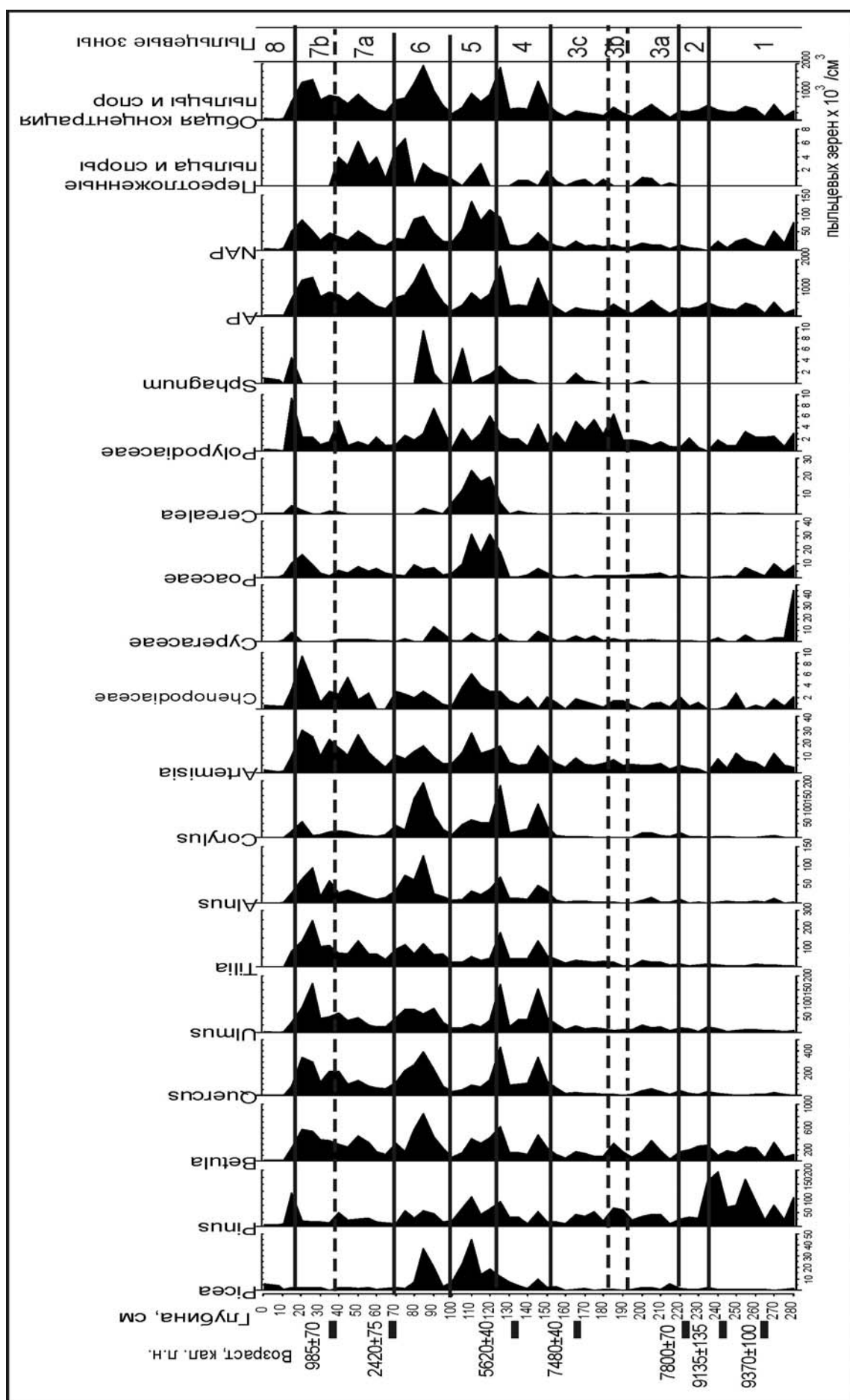


Рис. 50. Диаграмма концентрации пыльцы в отложениях болота Клюква

Даже если считать нижнюю дату несколько омоложенной, что нередко случается в разрезах голоценовых отложений, низкая степень разложения торфа (15–20%) свидетельствуют о том, что процесс торфообразования протекал очень быстро. Вероятно, в этот период сложились условия, наиболее благоприятные для торфообразования, связанные с похолоданием климата и изменением соотношения осадков и испарения. Также возможно, что в период 7800–7500 кал. л. н. изменения растительности (и как следствие пыльцевых спектров) вызваны не климатическими причинами, а нарушениями растительного покрова вследствие воздействия локальных факторов (пожара, ветровала и т.п.). Результаты ботанического анализа торфа и ризоподного анализа не выявили признаков резкого обводнения болотной экосистемы на локальном уровне в рассматриваемый период (Новенко и др., в печати).

Потепление климата с 7500 по 5200 кал. л. н. обеспечило условия для максимального развития дубовых лесов с участием вяза, липы и ясеня и хорошо развитым кустарниковым ярусом (зоны 3с и 4, 180–120 см, рис. 49) на территории, прилегающей к болоту. Содержание пыльцы лещины и ее концентрация в данном интервале максимально. В спорово-пыльцевых спектрах присутствуют единичные зерна граба и бука. Очевидно, бук в бассейне верхней Оки голоцене не произрастал, а граб мог присутствовать в небольшом количестве. Реконструкции палеоареала граба в голоцене указывают на существенное продвижение его границ в центральные районы Восточно-Европейской равнины (Авдеева, 2010; Борисова, 2014). Появление пыльцы бука в спектрах может быть связано с ветровым заносом. Хотя можно предположить, что в этот период также происходило значительное расширение области его распространения на восток.

Около 4000–5000 кал. л.н. произошли заметные изменения, как в экосистеме болота, так и на окружающей территории, связанные с антропогенными нарушениями растительного покрова. В пыльцевых спектрах заметно сократилось участие и концентрации пыльцы древесных пород (зона 5, 120–100 см, рис. 49 и 50), при этом содержание широколиственных пород значительно уменьшилась, а доля березы и лещины, видов, чутко реагирующих на уменьшение сомкнутости древесного полога, даже немного возросла. В спектрах появилась пыльца культурных злаков (до 3.5%), василька синего (сегетального сорняка), а также подорожника и щавеля – видов-индикаторов присутствия человека и нарушения растительного почвенного покрова. Тот факт, что в непосредственной близости от болота «Клюква» расположена целая группа археологических объектов: два неолитических памятника, а также обнаружены находки эпохи бронзы (Археологическая карта..., 1999), позволяет нам предположить, что в период обитания поселений происходило унич-

тожение широколиственных лесов в результате подсечно-огневого земледелия и распространение на их месте вторичных березняков.

О нарушении почвенного покрова и усилении эрозионных процессов свидетельствует увеличение на 20% минеральной фракции в торфе в период с 5180 по 4280 кал. л. н. (см. рис. 48). В локальной растительности уменьшается доля сфагновых мхов (Новенко и др., в печати), что может отражать изменения минерального питания, связанные с увеличением трофности стекающих поверхностных вод в результате эрозии. Нетребовательные к питанию сфагновые мхи при столь резком изменении условий среды могут гибнуть, чем и следует объяснять снижение их обилия и появление в структуре торфяной залежи травяного переходного торфа (глубина 120 см, рис. 48). В дальнейшем такой «вброс» зольных элементов обеспечил произрастание древесных пород. Показательным является появление вида *Heleopera rosea* в сообществе раковинных амеб (Новенко и др., в печати), который ни до, ни после в изучаемом болоте не встречался. Характерной особенностью данного вида является яркая винно-красная окраска раковинки. Вероятно, появление данного вида можно связать с увеличением концентрации минеральных частиц необходимых для построения раковинки как результат усиления эрозионных процессов в результате деятельности человека.

Появление в пыльцевых спектрах пыльцы ели (зона 5, 120-100 см) может быть отражением экспансии ели из более северных районов – верхний максимум ели в голоцене на диаграммах таежной зоны (Хотинский, 1977). Возможно, в небольшом количестве ель присутствовала в древостоях, и при уничтожении широколиственных пород вид получил конкурентные преимущества и на короткое время увеличил численность своей популяции. Около 4000 кал. л. н. человек, видимо, покинул эту территорию, и широколиственные леса восстановили свои позиции в бассейне верхней Оки (зона 6, 100-70 см, рис. 49) и сохранялись до 2400 кал. л. н.

В течение временного интервала 2400–1500 кал. л. н. сокращение процентного содержания пыльцы широколиственных пород, в первую очередь дуба, вяза и лещины (зона 7a) свидетельствует о том, что климат стал более влажным и прохладным.

При потеплении климата (1500–700 кал. л. н.) широколиственные леса восстановили свои позиции на рассматриваемой территории. При этом, доля пыльцы липы возросла, а содержание пыльцы орешника сократилась (пыльцевая зона 7b, рис. 49). Возможно, леса стали более густые. Следует отметить почти полное отсутствие ели в составе лесных сообществ вплоть до второй половины последнего тысячелетия.

В раннем железном веке территория, прилегающая к болоту «Клюква», была обитаема (имеются указания на находки нескольких селищ этой эпохи; Археологическая кар-

та..., 1999). Сокращение доли широколиственных пород (возможно, выборочные рубки) и появление пыльцы культурных злаков (единично) – являются признаками появления человека. Однако нарушения растительного покрова не были столь заметными, как в неолитическую эпоху. В этот период человек интенсивно осваивал поймы рек и низкие террасы, в то время как водоразделы оставались менее затронутыми его деятельностью (Асеев, 1959). Содержание органического вещества в торфе остается очень высоким (до 94–96%). Очевидно, поступление минеральной фракции за счет эрозии почв практически не происходило. В таких условиях развитие болота происходило в направлении олиготрофизации, что обеспечило переход к сфагновому верховому торфу в поверхностном горизонте залежи (Волкова, 2011).

Время формирования верхней части торфяной залежи (горизонта слабо разложившегося сфагнового верхового торфа, глубина 20–0 см) соответствует последним нескольким столетиям. Растительный покров болота приобрел современную структуру, в то время как на окружающей территории произошли драматические изменения (зона 8; рис. 49). Началось активное хозяйственное освоение бассейна верхней Оки, вырубка лесов под пашню и производства древесины. Широколиственные леса были почти уничтожены, и их место заняли сосново-березовые леса, в которые активно внедряется ель. Содержание пыльцы ели в спектрах в верхних 10 см максимально за весь голоцен (10–15%). Возможно, ель начала расселяться после сведения широколиственных лесов, когда ослабла конкуренция с широколиственными породами, и, в первую очередь, с дубом. Можно предположить, что на формирование хвойно-широколиственных лесов на данной территории повлияли не столько климатические причины, сколько антропогенный фактор.

5.7. КЛЮЧЕВОЙ УЧАСТОК «КУЛИКОВО ПОЛЕ» (БАССЕЙН ВЕРХНЕГО ДОНА)

Четвертым ключевым участком для реконструкции изменений растительности и климата в голоцене был выбран бассейн Верхнего дона в районе Куликова поля (Тульская область), расположенный в подзоне северной лесостепи. Эта территория включена в работу не случайно. Являясь экотоном между лесной и степной областями Восточно-Европейской равнины, лесостепная зона особенно чутко реагирует на климатические изменения. В лесостепи проходит важный биоклиматический рубеж, так называемая «нулевая полоса» соотношения осадков и испаряемости, поэтому даже небольшие колебания соотношения теплообеспеченности и увлажнения находят свое отражение в структуре растительного покрова территории. Большое ландшафтное разнообразие и высокий природный потенциал северной лесостепи определил раннее освоение этого района и интенсивное хозяйственное использование.

Палеогеографические и археологические исследования в верховьях Дона, на междуречье Дона и его притока, Непрядвы, проводятся уже более 30 лет Государственным Историческим музеем, Институтом географии РАН, Государственным военно-историческим и природным заповедником «Куликово Поле» (Фоломеев и др., 1984, 1990; Хотинский, 1988; Гласко и др., 2000; Гоняный и др., 2007; Новенко и др., 2013; Khotinsky, 1993; Novenko et al., 2009, 2012, 2014). Задачи по реконструкции природного ландшафта, соответствующего времени Куликовской битвы, и изучению героических событий 1380 г. послужили импульсом для комплексного изучения этого района. В настоящее время Куликово поле – территория площадью около 1600 кв. км – важнейший модельный регион для изучения современного ландшафта и его компонентов в условиях интенсивной антропогенной нагрузки в последние десятилетия. Детальное изучение разрезов голоценовых отложений района Куликова поля позволяет реконструировать естественные изменения природной среды и оценить влияние хозяйственной деятельности человека на ландшафт на отдельных этапах освоения территории, что делает эту территорию особенно перспективной для палеогеографических исследований.

5.7.1. Геолого-геоморфологическое строение территории

Территория Куликова поля (Богородицкий район, Тульская область) расположена на северном макросклоне Среднерусской возвышенности. Современный рельеф представляет собой небольшие по площади полого-увалистые водораздельные пространства, с абсолютной высотой 210-234 м, осложненные протяженными, плоскодонными и узкими ложбинами. Длинные и пологие водораздельные склоны расчленены балками с молодыми

донными врезами и крутыми, местами оползневыми склонами. Речная сеть хорошо развита; главные реки - Дон и Непрядва с притоками.

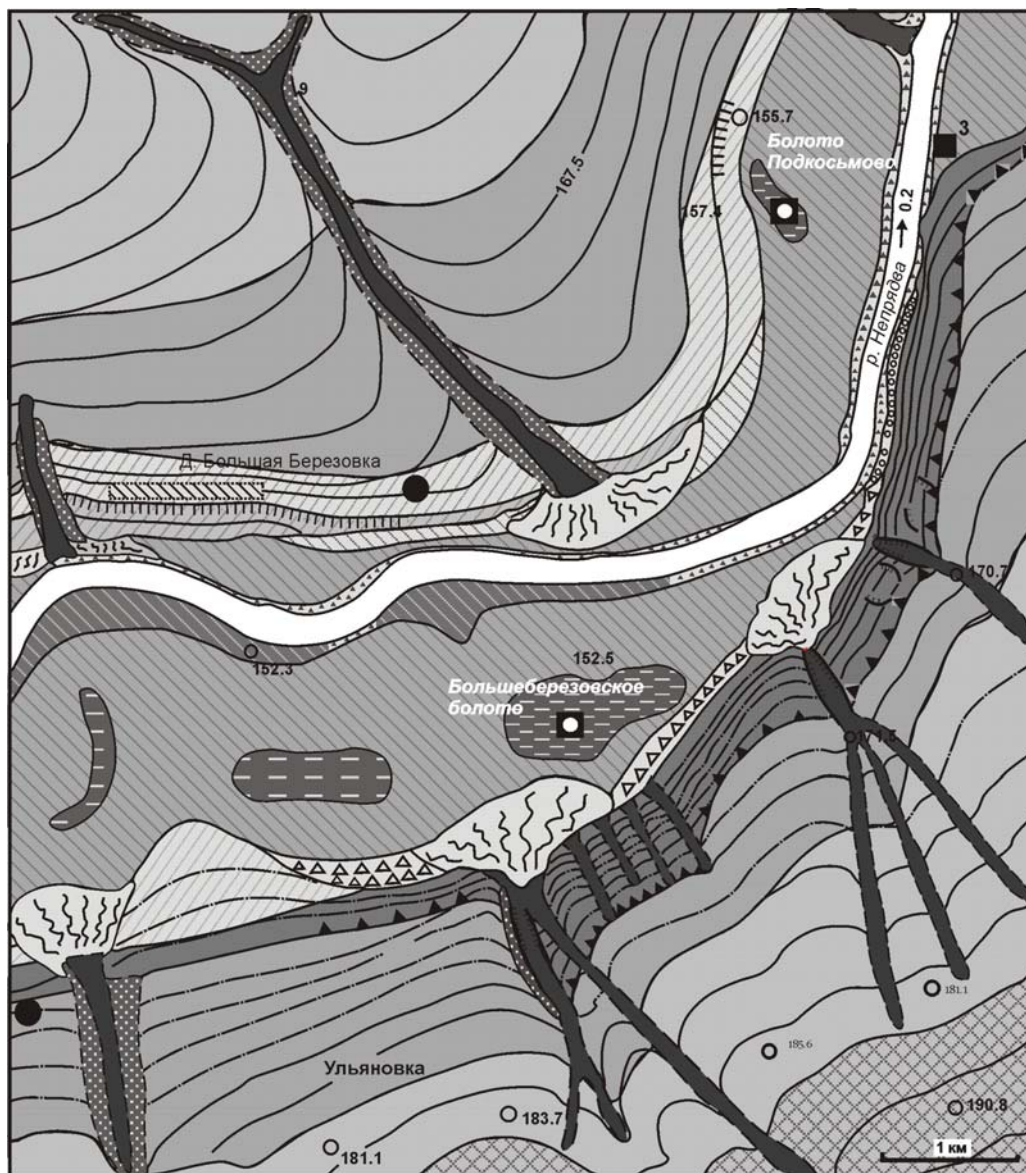
Изученные разрезы отложений голоцена: болота Большеберезовское и Подкосьмово - приурочены к пойменным торфяникам, занимающим старичные понижения в пойме долины р. Непрядвы. Долина реки на участке исследования асимметричная (рис. 51). Левый ее борт (окрестности с. Б. Березовка) протяженный и пологий, слабо террасирован. Наиболее четко выражена первая надпойменная терраса. Правый борт долины крутой, террасы отсутствуют. Уклоны его поверхности более 8° , а высота достигает 30-55 м. Склоны долины прорезаны балками и береговыми ложбинами, в днищах которых развита система современных донных врезов с выходами коренных пород. В их устьях сформированы конуса выноса, хорошо прослеживаемые и в пойме р. Непрядвы. Вдоль подножья склона протягивается делювиальный шлейф (Новенко и др., 2013).

Для территории Куликова поля, находящегося в северной лесостепи, характерно сочетание разнообразных типов почв: черноземных, серых лесных, а также луговых. Растительный покров включает в себя, как лесные, так и травянистые сообщества. В бассейне верхнего Дона и его притоков произрастают довольно крупные массивы широколиственных лесов. В целом они имеют характер лесостепных дубрав, с опушками из терна и степной вишни. Однако на большей части территории современный ландшафт – это практически полностью безлесное пространство, где на месте естественных травянистых и лесных сообществ распространены функционирующие или заброшенные агроценозы с трансформированными зональными почвами.

5.7.2. Палеоботанический анализ позднеледниковых и голоценовых отложений болот Большеберезовское и Подкосьмово

Большеберезовское болото

Большеберезовское болото впервые было изучено в 80-х годах прошлого столетия Н.А. Хотинским. К сожалению, данные палинологического и ботанического анализов торфяной залежи не были детально опубликованы, а упоминались лишь кратко (Гоняный и др, 2007; Хотинский, 1988; Khotinsky, 1993). Большеберезовское болото (N 53.661612 E 38.584223) расположено на правом берегу р. Непрядвы, в старице в притыловой части поймы, в 300 метрах юго-восточнее деревни Большая Березовка и имеет площадь 2,9 га (вместе с прилегающим мокрым лугом - 17,0 га). Болото относится к эвтрофному типу, питание его флювиально-грунтовое. Как и большинство болот региона, было осушено для выработки торфа.



	1		6		11		16		21
	2		7		12		17		22
	3		8		13		18		23
	4		9		14		19		
	5		10		15		20		

Рис. 51. Геоморфологическое положение изученных разрезв (по Новенко и др. 2013, геоморфологическая карта составлена М.П. Гласко)

Условные обозначения к геоморфологической карте: 1.Водораздельные пространства; 2.Склоны водоразделов; *Долина р.Непрядвы*: 3.Борт долины р. Непрядвы; 4.Крутой склон долины; 5.Бровка крутого склона долины; 6.Первая надпойменная терраса; 7.Уступ первой надпойменной террасы; 8.Бровка надпойменной террасы; *Пойма*: 9.Высокая пойма; 10.Средняя пойма; 11.Низкая пойма; 12.Старичные понижения; 13.Уступ поймы; 14.Болота; 15.Бичевник; 16.Конуса выноса; 17.Делювиальные шлейфы; *Балки и лощины*: 18.Днища балок и лощин; 19.Склоны балок и лощин; 20.Эрозионные врезы;

Прочие обозначения: *Памятники археологии*: 21- селища кон. XII- сер. XIII вв; 22- поселение энеолита - ранней бронзы; 23 – Положение изученных разрезв

На небольшом участке болота, уцелевшем от разрушения, был заложен шурф, которым была вскрыта торфяная залежь, мощностью 230 см, подстилаемая тяжелым суглинком, голубовато-серым. Результаты радиоуглеродного датирования и модель возраст/глубина представлены в табл. 8 и на рис. 52

Таблица 8. Радиоуглеродные датировки отложений разрезов Куликова поля

Лабораторный номер, ИГ РАН	Глубина (см)	Материал для датирования	Радиоуглеродный возраст, лет назад.	Калиброванный возраст, лет назад (1 sd)
Большеберезовское болото				
3841	25-30	торф	170±60	150 ± 60
4032	42-45	»	1440±70	1360 ± 50
3842	50-55	»	1640±60	1530 ± 80
3840	75-80	»	2420±70	2530 ± 130
3843	100-105	»	2700±70	2830 ± 60
3850	125-130	»	3670±70	4010 ± 100
3856	150-155	»	3830±80	4240 ± 120
3853	170-175	»	5060±70	5800 ± 80
3854	200-205	»	6310±80	7230 ± 90
Болото Подкосьмово				
3851	45-50	торф	607±85	598±80
3852	75-80	»	2345±75	2407±70
3855	110-120	»	4405±80	5042±80

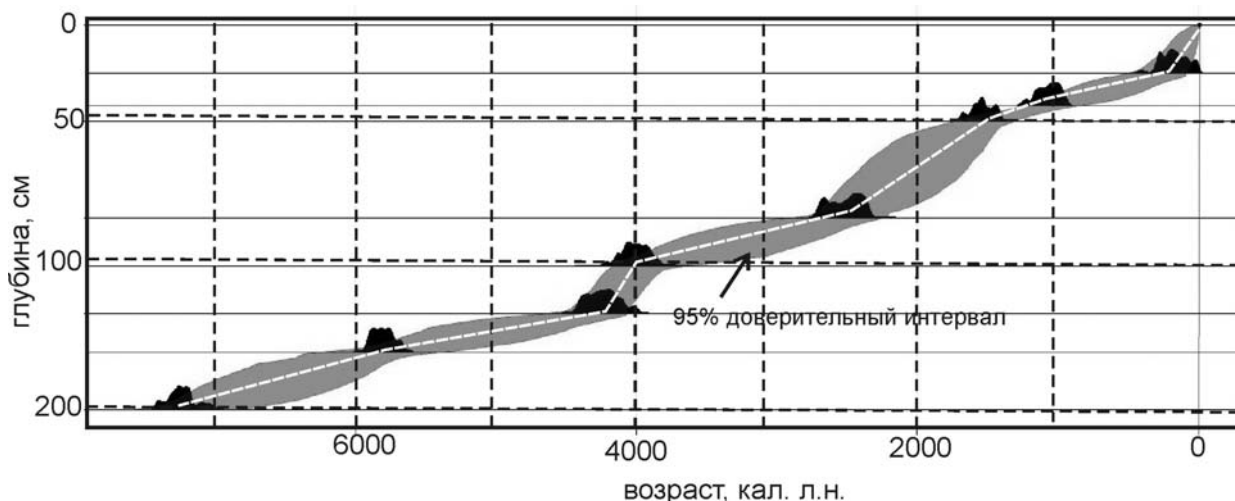


Рис. 52. Модель возраст/глубина для отложений разреза Большеберезовского болота

В торфяной залежи выделено четыре горизонта торфа: тростниковый низинный торф (150-230 см), древесно-тростниковый низинный торф с участием остатков древесины ольхи и березы (110-150 см), тростниковый низинный торф (10-110 см) и травяной низинный торф (0-10 см). В целом, для разреза характерна высокая степень разложения торфа

(см. рис. 53). За исключением верхних 20 см и узких интервалов на глубине 110-115 см, торфяная залежь характеризуется высоким содержанием органического вещества (см. кривую потерь при прокаливании, рис. 53).

Подсчеты фрагментов угля размерностью более 0,5 мм в изученных образцах позволили выделить в толще торфа интервалы, отличающиеся повышенным содержанием углистых частиц (см. рис. 53).

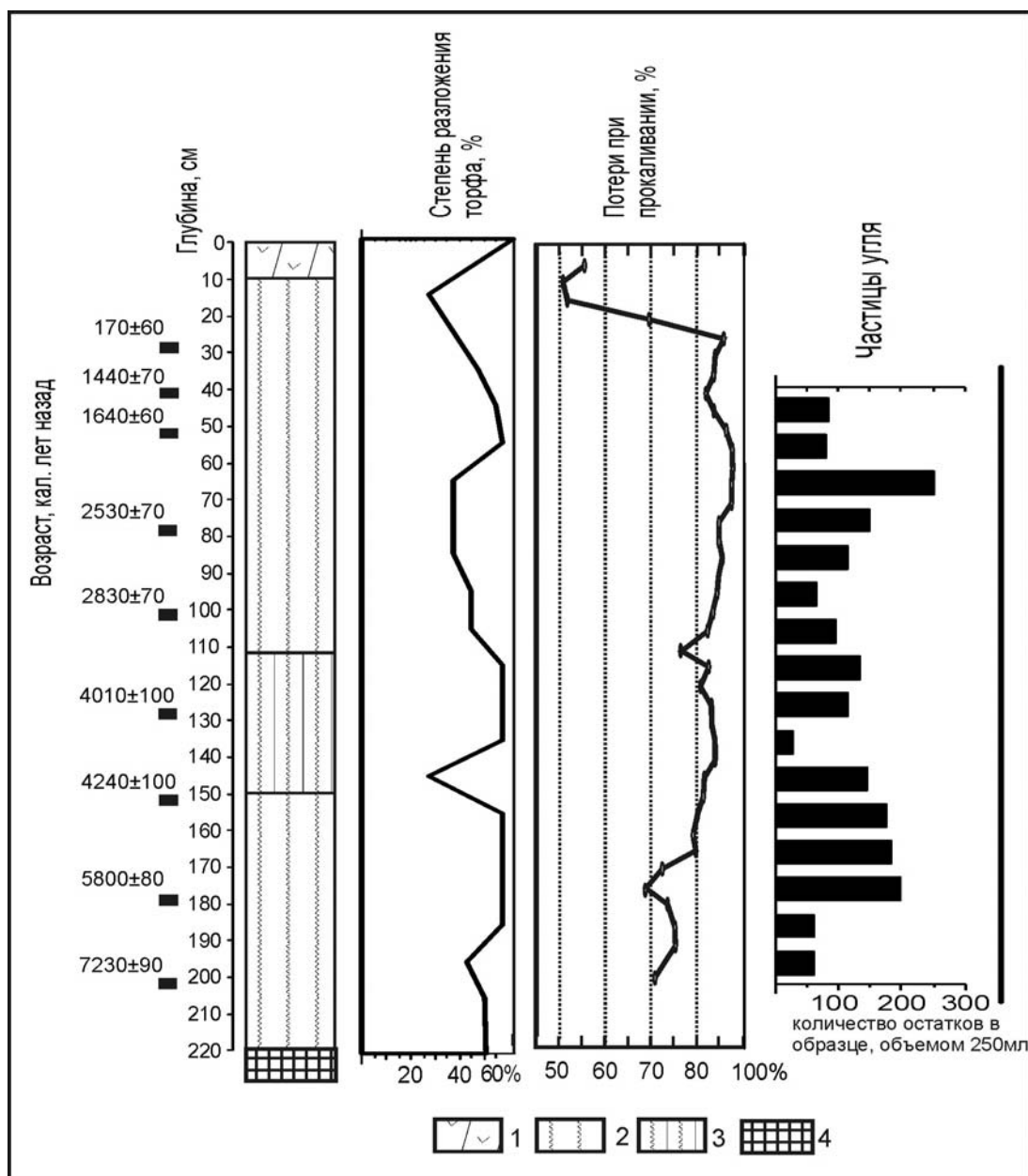


Рис. 53. Ботанический состав, степень разложения и зольность торфа, содержание частиц угля, размером более 0.5 мм. (по Новенко и др., 2013)

Условные обозначения: 1 – травяной торф; 2 – тростниковый торф; 3 – древесно-тростниковый торф; 4 – глина.

Примечание: анализ содержания частиц угля выполнен в интервале глубин 40-200 см.

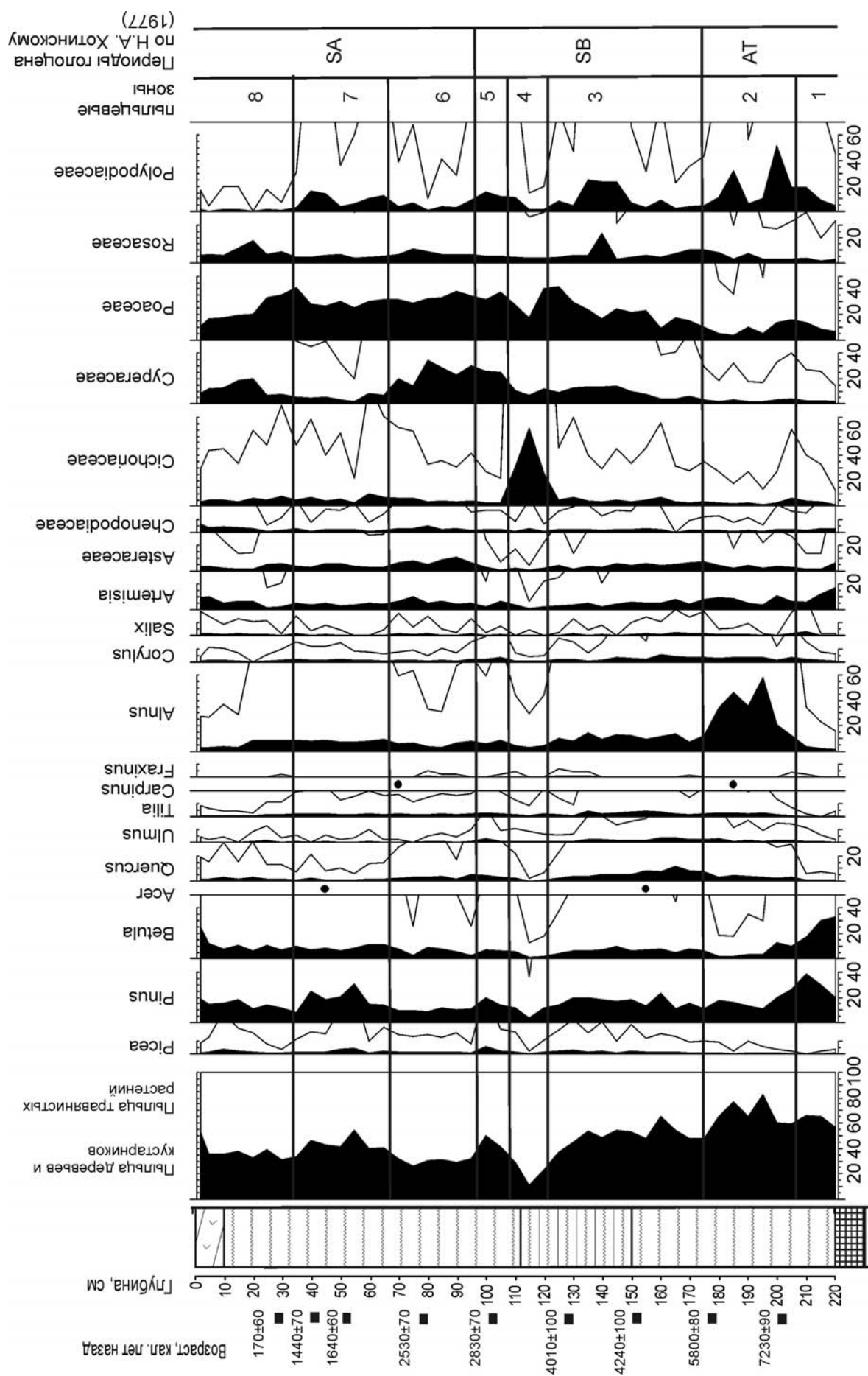
Результаты спорово-пыльцевого анализа представлены на диаграммах рис. 54 и 55. В спорово-пыльцевой диаграмме разреза Большеберезовского болота на основании изменений в составе спектров было выделено 8 пыльцевых зон.

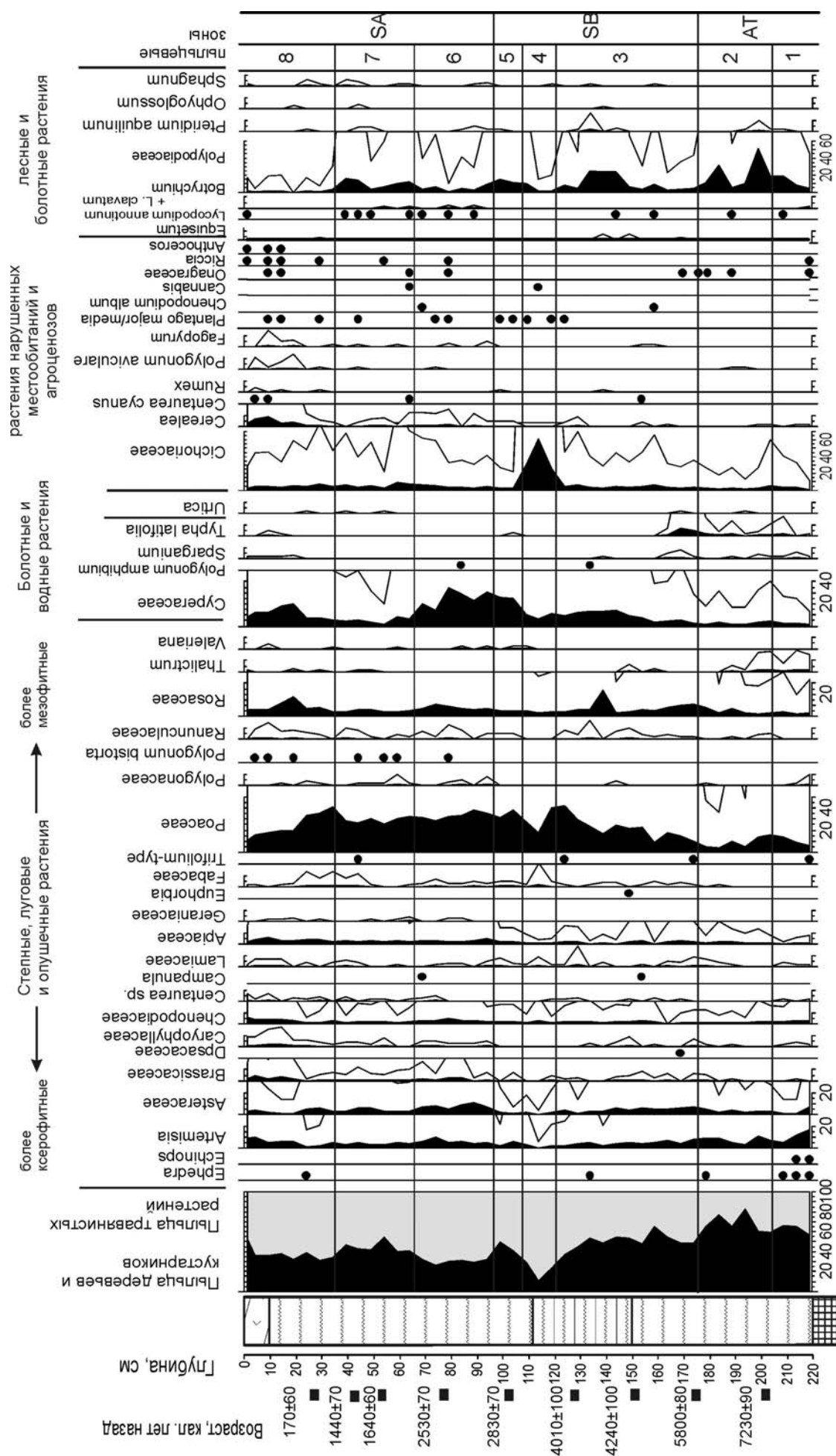
Образование болота началось в атлантический период голоцена, датировка основания торфяной залежи – 6310 ± 70 л.н. (лет назад) (см. табл. 8). Начальные этапы заболачивания сопровождались умеренным увлажнением, что способствовало формированию тростниковой формации с участием древесных пород и некоторых травянистых растений (Новенко и др., 2013). Благоприятные условия водно-минерального питания обусловили высокую степень разложения торфа (до 40-55%). Торф этого возраста характеризуется довольно высоким содержанием минеральной фракции (до 30%), так как болото, располагавшееся на пойме, время от времени заливалось полыми водами реки.

Данные спорово-пыльцевого анализа показали, что в период примерно 8000-7000 кал. л.н. (п. зона 1, 220-205 см, рис. 54, 55) на водораздельных пространствах были распространены травяные сообщества (возможно – луговые степи). На это указывает относительно высокое содержание пыльцы полыни и злаков, большое разнообразие разнотравья (Asteraceae, Rosaceae, Apiaceae, Cichoriaceae и др.) присутствие таких типично степных растений, как представители родов *Ephedra* и *Echinops*. Пыльца этих растений в отложениях среднего голоцена отмечена не только в разрезе Большеберезовского болота, но и в разрезах пойменных отложений в бассейне Верхнего Дона (см. рис. 54; Novenko et al., 2009, Спиридонова, 1991; Фоломеев и др. 1984). Содержание пыльцы древесных пород в спектрах достаточно высокое (около 60%), однако, большая ее часть продуцировалась локальной растительностью на болоте и в пойме Непрядвы. Наличие остатков коры, древесины и карпоидов *Alnus glutinosa*, *Betula pubescens* и *Salix* sp. в торфе свидетельствует о том, что они произрастали непосредственно вблизи изученного нами разреза. На прилегающей территории в балках были распространены байрачные леса с участием широколиственных пород и сосны. Содержание пыльцы сосны в спектрах достигает 30-40%, но учитывая высокую продуктивность и летучесть пыльцы этой древесной породы, нет оснований для реконструкции больших площадей сосновых лесов.

В период 7200-5800 кал. л.н. заболоченные леса из черной ольхи получили широкое распространение в пойме (зона 2, 205-175 см). На спорово-пыльцевой диаграмме четко выражен пик пыльцы ольхи, содержание которой возрастает до 55% (п. зона 2, см. рис. 54), увеличивается количество ее семян и остатков древесины в торфе.

Результаты многолетних исследований современных и погребенных почв Куликова поля (Александровский, Чичагова, 1998, Гласко и др., 2000; Гоняный и др, 2007) свидетельствуют о существовании степных ландшафтов на плакорах в среднем голоцене.





В почвенных профилях в ряде случаев фиксируются второй гумусовый горизонт, унаследованный от среднеголоценового чернозема (Александровский, Чичагова, 1998). Радиоуглеродные даты, полученные для этого гумусового горизонта, лежат в интервале от 7 до 5 ¹⁴Стыс. л.н. (примерно 7800 – 5700 кал. л.н.).

В последующую фазу Большеберезовское болото продолжало развиваться, как тростниковая формация с участием древесных пород. Около 5800 кал. л.н. в районе Куликова поля произошло распространение лесных сообществ и формирование лесостепного типа ландшафта. Соотношение количества пыльцы древесных и травянистых растений в спектрах Большеберезовского болота (зона 3, 175-120 см. рис. 54), казалось бы, противоречат такому выводу, однако спорово-пыльцевые данные этого интервала показывают не только изменения окружающей растительности, но и изменения водного режима болота и поймы реки. Ольшатники существенно сократили площади и уступили место пойменным лугам. Содержание пыльцы ольхи сокращается по сравнению с предыдущей зоной и не превышает 10%, что отразилось на уменьшении общей суммы пыльцы древесных (до 40-50%). В составе растительного сообщества Большеберезовского болота ольха продолжала расти, о чем свидетельствует присутствие остатков ее древесины и орешков в торфе. Пыльца злаков, преобладающая в спорово-пыльцевых спектрах, по-видимому, в большей части продуцировалась локальной растительностью и принадлежала тростнику (*Phragmites australis*). Кроме того, в спектрах отмечена пыльца травянистых растений – характерных представителей мезофитных луговых сообществ, в том числе и пойменных (*Polygonum bistorta*, *Thalictrum*, *Valeriana*, см. рис. 55).

Очень важная черта спорово-пыльцевых спектров Большеберезовского болота, относящихся к периоду 5800 – 4000 кал. л.н. - возрастание процентных соотношений пыльцы основных лесообразующих пород – дуба, вяза, липы (до 10-15%). Для горизонта торфа, сформировавшегося в этот период характерны очень высокие (85-90%) и стабильные величины потерь при прокаливании и относительно низкие скорости накопления (см. рис. 54, 55). Очевидно, торфяник перестал заливаться речными водами. Это свидетельствует о значительных изменениях в гидрологическом режиме реки и, прежде всего – об уменьшении высоты половодий. Другим не менее важным косвенным признаком иссушения климата является существенное, более чем в 2 раза, увеличение содержания частиц угля в торфе, возможно, связанное с ростом числа пожаров на окружающей территории в период 5000 – 4000 кал. л.н. (см. рис. 53). В образцах присутствует пыльца *Cichoriaceae* и *Onagraceae*, часто произрастающих на участках с нарушенным почвенным покровом, в том числе после пожаров, а также пыльца и макроостатки видов-индикаторов таких сообществ, например, *Rumex*, *Chenopodium album* (семена), споры печеночных мхов (Новенко

и др., 2013). Следы пожаров сохранились в виде включений угольков в делювиальных отложениях Куликова поля (Гоняный и др., 2007; Александровский, Чичагова, 1998).

Изменения состава спорово-пыльцевых спектров около 3800 кал. л.н., вероятно, связаны с нарушениями растительности, вызванных действием локальных факторов, например, с проявлением эрозионных процессов на склоне долины и в балках, прилегающих к Большеберезовскому болоту. Соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров этого времени отражает существенную деградацию растительного покрова. Так, в узком интервале разреза (п. зона 4, глубина 105-115 см, рис. 54, 55) зафиксировано резкое падение содержания пыльцы всех компонентов спорово-пыльцевых спектров и увеличение доли пыльцы растений сем. цикориевых (до 60%), большинство представителей которого входят в состав растительных группировок на нарушенных грунтах. Макроостатки древесных пород полностью исчезают из торфяной залежи. Флористический состав торфа в этом интервале вообще очень беден - только тростник (85%) и остатки папоротников. В этом же интервале резко возрастает зольность торфа (см. рис. 53). Исходя из геоморфологической позиции Большеберезовского болота, у подножия относительно крутого склона долины реки (см. карту – рис. 51) и вблизи конуса выноса балки, очевидно, что при увеличении интенсивности склоновых и эрозионных процессов материал будет накапливаться на поверхности болота и приведет к увеличению доли минеральной фракции в составе торфа. Помимо палинологических данных, о возможности кратковременных и интенсивных эрозионно-аккумулятивных процессов в голоцене, не связанных с антропогенной деятельностью, свидетельствуют данные изучения делювиально-почвенных серий в верховьях крупных балок Куликова поля (Гоняный и др., 2007).

В спектрах Большеберезовского болота, сформировавшихся в период 2700-2400 кал. л.н., происходит сокращение доли древесных пород, возрастает содержание пыльцы злаков и осок (зона 6, 67-92 см, см. рис. 54), возможно, продуцируемая локальной растительностью болота. Количество пыльцы полыни, маревых и представителей разнотравья немного увеличивается. В разрезах поймы р. Дон в месте слияния рек Дон и Непрядва и в разрезе поймы р. Мокрой Таболы, также расположенной в районе Куликова поля, в отложениях раннего субатлантика вновь часто отмечается пыльца типично степных растений, таких как *Ephedra* и *Echinops* (Novenko et al., 2009). Остатки древесных пород полностью исчезают из состава торфа (см. рис. 53). В этот период формируется тростниковый низинный торф. Доминирует *Phragmites australis*, содержание которого колеблется от 60 до 85% (Новенко и др., 2013). Также присутствуют остатки различных трав, папоротников и гипновых мхов. Увеличивается доля органического вещества в торфе (см. рис. 53). Вновь су-

щественно возрастает содержание угля в торфе, что, очевидно, отражает увеличение частоты пожаров в условиях жаркого и сухого лета.

В пыльцевых спектрах, соответствующих периоду 2300-1300 кал. л.н., увеличивается доля сосны и березы в спорово-пыльцевых спектрах, вновь появляется пыльца ели (зона 7, 75-35 см, рис. 54, 55). Флористический состав макроостатков торфа отражает увеличение увлажнения болота (Новенко и др., 2013).

Распределение радиоуглеродных дат и наличие слоя, обогащенного углистым материалом, на глубине 30 см, указывает на возможный перерыв в осадконакоплении и отсутствие (возможно выгорание) части торфяной залежи, сформировавшейся в период 1300-300 кал. л.н.

Спорово-пыльцевые спектры Большеберезовского болота верхней части разреза (зона 8, 30-0 см. рис. 54, 55) отражает антропогенные изменения ландшафтов за несколько последних столетий, когда естественная растительность была постепенно уничтожена, и широкое распространение получили агроценозы. Для этой части торфяной залежи (30-0 см) характерно значительная степень разложения (60-65%) и высокая скорость накопления торфа и более чем на 40% возрастание содержания минеральной фракции (см. рис. 53). Высокую степень разложения торфа следует, по-видимому, объяснять влиянием осушения и условиями повышенной аэрации, которые стали причиной увеличения доли микроорганизмов и интенсивного разложения торфа (Волкова и др., 2010).

Значительная зольность торфа (до 50%) в Большеберезовском болоте, а также литологические данные других рассмотренных разрезов на Куликовом поле свидетельствует об усилении эрозионно-аккумулятивных процессов на прилегающей территории (Фоломеев и др., 1984; Хотинский, 1988; Гласко и др., 2000; Гоняный и др., 2007 и др. публикации). В разрезах поймы Дона происходит интенсивное накопление делювиальных отложений. По данным Фоломеева и др. (1990) скорость осадконакопления в пойме Дона в последние 300 лет достигала 5 мм/год. Об усилении эрозионных процессов свидетельствуют также и данные спорово-пыльцевого анализа: резкое увеличение пыльцы цикориевых и переотложенных мезозойских спор, появление в спектрах печеночных мхов в разрезах пойменных отложений (Novenko et al, 2009).

Болото Подкосьмово

Болото Подкосьмово (N 53°40'117'' E 38°35'258'') расположено на правом берегу р. Непрядвы в 4.5 км к северо-востоку от Большеберезовского болота. Образование болота началось в суббореальном периоде голоцена в старице тыловой части поймы р. Непрядвы (правый приток р. Дон). Датировка основания торфяной залежи – 5042±116 кал. л.н. Глубина торфяной залежи 120 см, она сформирована осоковым низинным торфом. Степень

разложения торфа варьирует от 40 (0-10 см) до 60% и более в придонных горизонтах залежи, что обусловлено, вероятно, периодическим пересыханием залежи, обуславливающим активное разложение отмерших растительных остатков. Однородное строение залежи свидетельствует о стабильном гидрологическом режиме болота. Образцы для спорово-пыльцевого анализа и подсчетов частиц угля были взяты с интервалом 3-5 см.

Результаты радиоуглеродного датирования и модель возраст/глубина представлены в табл. 8 и на рис. 56. Возраст отложений нижней части разреза (глубина 145-115 см) определена путем экстраполяции радиоуглеродных датировок с учетом принятой модели возраст/глубина.

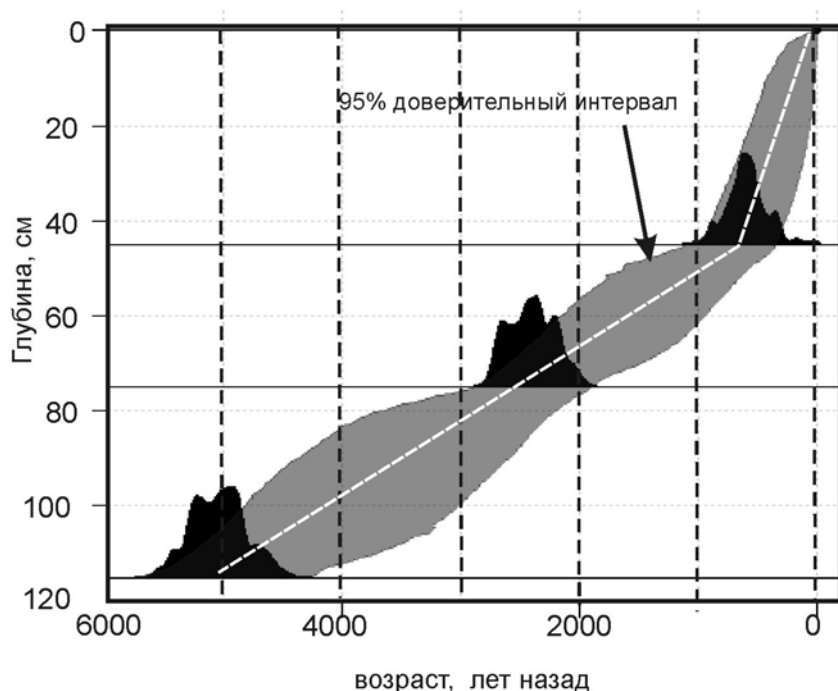


Рис. 56. Модель возраст-глубина для отложений разреза болота Подкосьюмово

Результаты спорово-пыльцевого анализа торфяных отложений болота Подкосьюмово (рис. 57), в целом, хорошо согласуются с данными по разрезу Большеберезовского болота, а также позволяют уточнить реконструкции растительности некоторых временных интервалов, представленных в разрезе Большеберезовского болота недостаточно подробно.

Состав и соотношение компонентов спектров болота Подкосьюмово отражают распространение травянистой растительности и широкое развитие степных сообществ с участием полыней, злаков и маревых в среднем голоцене (зона 1, 145-130 см). Рост содержания пыльцы древесных пород в спектрах, связанное с увеличением площадей лесных сообществ, зафиксирован на диаграмме с глубины 130 см, что соответствует примерно возрасту 5800 кал. л.н. Однако в отличие от пыльцевой диаграммы Большеберезовского болота, на которой эти изменения выражены нечетко вследствие влияния локальных факто-

ров на формирование спорово-пыльцевых спектров, изменения в спектрах болота Подкосьмово показывают, что увеличение облесенности территории происходило неравномерно и прерывалось фазой (зона 2б, 120-110 см, около 5000-4500 кал. л.н), когда открытые травянистые ценозы вновь стали доминирующим компонентом растительного покрова. Согласно данным по болоту Подкосьмово, лесная фаза в развитии растительности Куликова поля продолжалась до 2400 кал. л.н. (зона 3, 110-75 см). В спорово-пыльцевых спектрах существенно увеличилось содержание пыльцы березы, сосны и ольхи (п. зона 3; см. рис. 57). Существенно возросли процентные соотношения пыльцы основных лесобразующих пород – дуба, вяза, липы. Большое количество спор сем. *Polypodiaceae* принадлежит, очевидно, лесным папоротникам, привнесенным в торф из лесных сообществ, окружающих болото. Показательно появление в спектрах пыльцы ели. Присутствие пыльцы ели также отмечалась и в спектрах Большеберезовского болота в тот же временной интервал, но в отложениях болота Подкосьмово участие пыльцы ели значительно выше (до 10-12%). Увеличение заноса ее пыльцы указывает на продвижение границ ее ареала к югу в связи с похолоданием в конце суббореального периода и широкой экспансией ели в Центральных районах Восточно-Европейской равнины (Хотинский, 1977).

Важной особенностью горизонта торфяной залежи болота Подкосьмово, сформировавшейся в период 4500-2400 кал. л.н. (зона 3), является высокое содержание микрочастиц угля, количество которых возрастает на порядок по сравнению с нижележащими горизонтами торфа. Рост содержания угля в торфе может рассматриваться, как индикатор увеличения числа пожаров на окружающей территории, в том числе пожаров, вызванных деятельностью человека. Однако подобная интерпретация изменения содержания угля в торфе не является единственной. Сопоставление кривых участия пыльцы древесных пород и подсчетов содержания микрочастиц угля в торфе (см. соответствующие кривые на рис. 60) согласуется с мнением многих исследователей, что поступление углистых частиц в породу непосредственно зависит от типа растительности в регионе (Patterson 1987; Power et al. 2008). Концентрация угля в нижней части торфяной залежи, сформировавшейся в период 7000-4500 кал. л.н., когда на территории Куликова поля существовала безлесная степная растительность, составляет 50-100 частиц/см³. Увеличение концентрации угля до 500-1500 частиц/см³ совпадает со временем экспансии в бассейн Верхнего Дона широколиственных лесов, сгоревшая древесина которых послужила источником микрочастиц угля, определенных потом в препаратах.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части разреза (зоны 4-7) характеризуются сокращением доли пыльцы деревьев и кустарников сократилась, в то время как содержание пыльцы *Artemisia*, *Roaceae*, *Asteraceae* возросло. Спектры содержат пыльцу культурных

злаков и гречихи (*Fagopyrum esculentum*) а также видов, характерных для нарушенных грунтов и посевов (*Plantago major/media*, *Rumex*, *Polygonum aviculare*, *Centaurea cyanus*, *Onagraceae*, споры *Hepaticae*). Значительно увеличилось участие пыльцы представителей сем. *Cichoriaceae*. Очевидно, что растительность находилась под воздействием хозяйственной деятельности человека.

Изменения спорово-пыльцевых спектров зоны 7 (20-0 см) отражают колебания в соотношении древесной и травянистой растительностью в бассейне Верхнего Дона в течение последних четырех столетий. Четко прослеживается деградация лесов и нарушения растительного покрова в XX веке.

ГЛАВА 6. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА ЭМСКОГО (МИКУЛИНСКОГО) МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ. ОСОБЕННОСТИ ПЕРЕХОДНЫХ ЭТАПОВ

6.1. Переходный этап от предшествующего оледенения к эемскому (микулинскому) межледниковью (позднеледниковье-начальная фаза межледниковья)

Короткопериодные и резкие изменения растительности и климата при перестройке ландшафтно-климатической системы от оледенения к межледниковью (граница МИС 6/5e) привлекают внимание исследователей в течение уже более сорока лет. Впервые признаки теплого интерстадиала, отделенного от эемского межледниковья фазой похолодания, были выделены в спорово-пыльцевых спектрах разреза Цайфен (Zeifen) на юге Германии в предгорьях Альп (Jung et al., 1972). Позднее Ж. Войяр (Woillard, 1979) отметила подобные колебания в палинологических материалах по разрезу Гран-Пиль, одному из наиболее полных разрезов на территории Франции, и предложила дать название этому потеплению «интерстадиал цайфен». Похолодание, разделяющее интерстадиал и эемское межледниковье, было впервые описано М.С. Зайденкранцем с соавторами (Seidenkrantz et al., 1993) на основе данных детального изучения бентосных фораминифер из скважины, вскрывающей донные отложения пролива Каттегат (разрез Anholt II), расположенной у северо-западного берега п-ва Ютландия. Похолодание получило название стадиал каттегат, а климатические изменения, предшествующие эемскому межледниковью и включающие потепление и похолодание, стали называться «осцилляция цайфен-каттегат» (Zeifen-Kattegat oscillation), и этот термин затем стал широко применяться в научной литературе (например, Frogley, 1997; Glaister, Gibbard, 1998; Cleveringa et al., 2000; Satkunas, Molodkov, 2005; Beets et al., 2006 и другие публикации).

Палинологические данные по ряду разрезов на территории Центральной и Восточной Европы позволяют нам рассмотреть изменения растительности и климата во время, непосредственно предшествующее межледниковью, вдоль субширотного трансекта, расположенного в пределах современной лесной зоны Центральной и Восточной Европы между 50 и 58°с.ш. Положение рассмотренных разрезов представлено на рис. 58. Трудность изучения переходного периода оледенение - межледниковье заключается в том, что далеко не все эемские (микулинские) разрезы включают в себя отложения позднеледниковья.

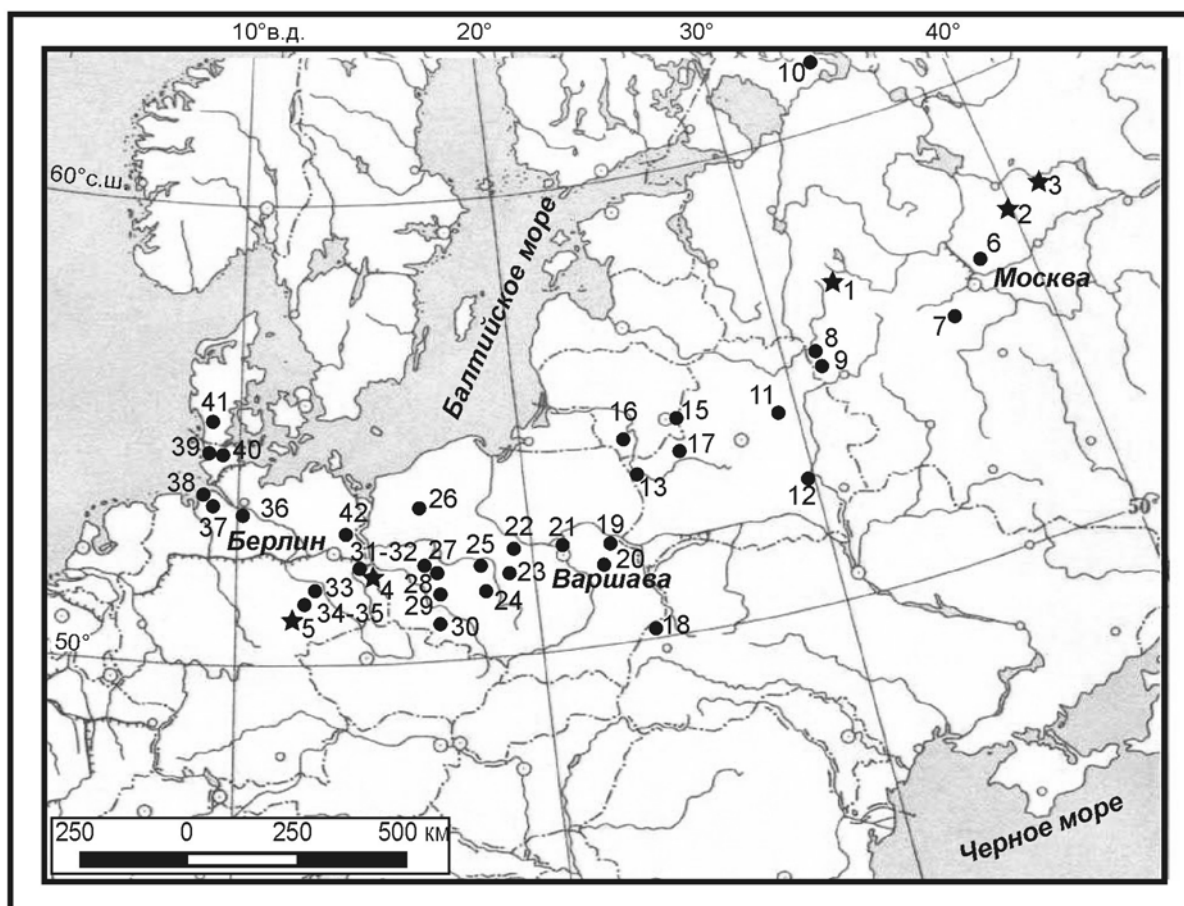


Рис. 58. Положение основных разрезов отложений земского (имкулинского) межледниковья и раннего вислинского (валдайского) оледенения, упоминаемых в тексте.

Разрезы, изученные автором: 1 – Центрально-лесной заповедник, 2 – Черемошник, 3 – Плес, 4 – Клинге, 5 – Неймарк-Норд.

Прочие разрезы: 6 – Ильинское (Величко и др., 2004), 7 – Бутовка (Borisova, 2005), 8 – Нижняя Боярщина (Гричук, 1961), 9 – Микулино (Гричук, 1961), 10 – Доманово (Гей и др., 2000), 11 – Мурава (Цапенко, Махнач, 1959), 12 – Лоев (Shalaboda, 2001), 13 – Пушки (Shalaboda, 2001), 14 – Азаричи (Savchenko, Pavlovskaya, 1999), 15 – Медининкай (Satkunas et al., 2003), 16 – Йоненис (Кондратене, 1996), 17 – Карачевщина (Вознячук и др, 1979), 18 – Колодиев (Гуртовая, 1983), 19 – Горошки (Granoszewski 2003), 20 – Отапы (Bitner, 1956), 21 – Варшава-Вавржыжев (Mamakowa, 1989), 22 – Гловчин (Noryskiewicz, 1978), 23 – Згиртц-Рудунки (Jastrzebska-Mamelka, 1985), 24 – Устков (Kolaczek et al., 2012), 25 – Владиславов (Tobolski, 1986), 26 – Накло (Niklewski, 1968), 27 – Рогачево (Kuszell, 1997), 28 – Збутки (Kuszell, 1997), 29 – Лехтов (Malkiewicz, 2002), 30 – Имбрамовице (Mamakowa, 1989), 31 – Киттлитц (Erd, 1973), 32 – Шонфельд (Erd, 1991), 33 – Греберн (Litt, 1994), 34 – Грабшутц (Litt, 1994), 35 – Рабитц (Litt, 1994), 36 – Биспинген (Müller, 1974), 37 – Оерель (Behre, Lade, 1986; Behre et al., 2005), 38 – Остерванна (Behre, 1974), 39 – Редерсталь (Menke, Tynni, 1984), 40 – Оддераде (Averdieck, 1967), 41 – Бреруп (Andersen, 1961), 42 – Февайс (Vevais, Lüthgens et al., 2011).

Согласно накопленному к настоящему времени большому объему данных комплексного изучения среднеплейстоценовых отложений перигляциальной области Европы, в том числе, и реконструкций физико-географических условий стадии варта оледенения заале (московской стадии днепровского оледенения), в эту эпоху территория Центральной и Восточной Европы, находящаяся за пределами ледникового покрова, была частью обширной гиперзоны с холодным и суровым климатом и специфическим почвенно-растительным покровом (Величко, 1973, 2013; Оледенения среднего плейстоцена..., 2001, Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009).

Полученные нами данные и обобщение опубликованных материалов позволяют рассмотреть региональную специфику растительности этого времени вдоль субширотного трансекта. Так, растительный покров финальных фаз оледенения на территории современной Германии включал в себя березово-сосновые редколесья, кустарниковые, луговые и перигляциально-степные сообщества. Пики пыльцы кустарников, требовательных к условиям освещения, таких как облепиха и можжевельник, отмечены не только на спорово-пыльцевых диаграммах разрезов Клинге и Неймарк-Норд, но и являются типичной чертой пыльцевых спектров других разрезов в бассейнах Эльбы и Одера, период накопления которых охватывает переходный этап от оледенения заале к эму. Например, к таким разрезам относятся Киттлиц (Kittlitz (Erd, 1973), Шонфельд (Schönfeld (Erd, 1991) и Керквитц-Аттерваш (Kerkwitz-Atterwasch (Erd, 1960), расположенные на востоке федеральной земли Бранденбург, и разрезы Греберн (Gröbern), Грабшутц (Grabschutz) и Рабитц (Rabitz) в Саксонии и в Средней Саксонии (Litt, 1994). Компонентами спорово-пыльцевых спектров ряда разрезов являются холодостойкие виды, такие как *Betula nana*, *Selaginella selaginoides*, *Arctostaphylos uva-ursi*, а также гелиофиты (*Ephedra*, *Helianthemum*), виды рода *Artemisia* и семейства *Chenopodiaceae*, что отражает мозаичность растительного покрова и приуроченность специфических фитоценозов к определенным элементам мезо- и микрорельефа.

Потепление климата при переходе от оледенения к земскому межледниковью послужило импульсом для распространения в Центральной Европе сначала березовых и сосново-березовых редколесий, а затем сомкнутых сосновых и березово-сосновых лесов с участием ели и лиственницы. Например, содержание сосны в спорово-пыльцевых спектрах разрезов Клинге и Неймарк-Норд увеличивается до 60%, при этом доля пыльцы деревьев и кустарников в целом возрастает до 75-80%. Единичные пыльцевые зерна ели и лиственницы отмечены почти во всех разрезах. В растительном покрове сохранялись элементы перигляциальных растительных сообществ в наиболее подходящих для них местобитаниях.

Полученные данные детального палинологического изучения ключевых участков и

обзор литературных источников показали, что физико-географические условия позднеледниковья характеризовались определенной нестабильностью. Поступательное потепление климата в течение переходного периода от оледенения к межледниковью прерывалось фазой похолодания, в течение которой были распространены березовые и сосново-березовые редколесья в сочетании с перигляциальными сообществами. В спорово-пыльцевых спектрах изученных разрезов доля пыльцы сосны падает до 20-30%, содержание пыльцы березы, в том числе кустарниковой, резко возрастает, вновь увеличивается содержание пыльцы ив, можжевельника и трав. Верхняя граница этой пыльцевой зоны на диаграммах проводится по резкому увеличению доли древесных пород за счет пыльцы сосны, березы и ольхи и появлению пыльцы широколиственных пород (начало межледниковья, биостратиграфические зоны E1-E2).

Колебания климата при переходе от оледенения к межледниковью на территории Польши особенно четко проявились в палинологических данных разреза Варшава-Вавржижев (Warszawa-Wawrzyszew (Mamakowa, 1989), расположенного в пределах современной Польской столицы (рис. 59). В этом разрезе особенно четко можно проследить начальные фазы распространения древесной растительности. Первыми на потепление климата откликнулись кустарниковые сообщества гелиофитов, сменившиеся затем березовыми лесами (зона *Hippophae-Betula*). Похолодание климата привело к деградации древесной растительности (зона NAP-*Hippophae-Juniperus*). Увеличение доли пыльцы облепихи и можжевельника, типичного гелиофильного кустарника, свидетельствует о большой доле открытых пространств в окружающем ландшафте.

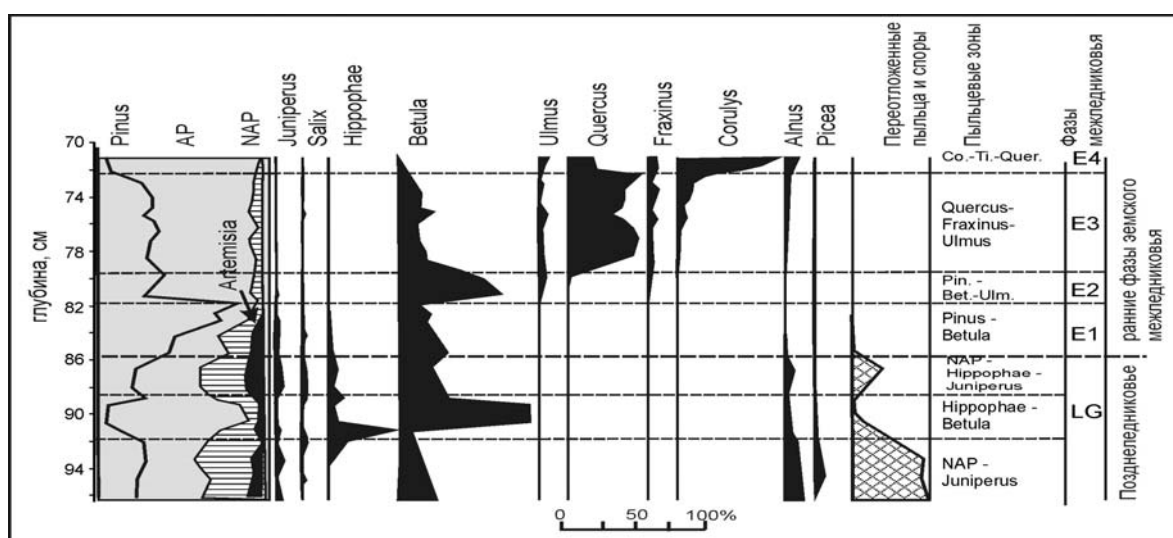


Рис.59. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза Варшава-Вавржижев (по Mamakowa, 1989)

В спорово-пыльцевых спектрах, характеризующих фазу потепления, в разрезах

восточной Польши (Отапы; Bitner, 1950; Горошки; Bitner 1954; Granoszewski 2003), Беларуси (Мурава, Тарасово; Цапенко, Махнач, 1951; Лоев-2, Пушки; Shalaboda, 2001) и ряда разрезов Литвы (Кондратене, 1996) помимо пыльцы *Pinus sylvestris* присутствует пыльца *Picea*, что свидетельствует об участии ели в растительных сообществах. Лесные ценозы в восточной части рассматриваемого субширотного трансекта были образованы преимущественно елью с небольшим участием сосны и березы. «Нижний максимум ели» - зона M1 - типичная черта микулинских диаграмм Европейской части России (Гричук, 1961).

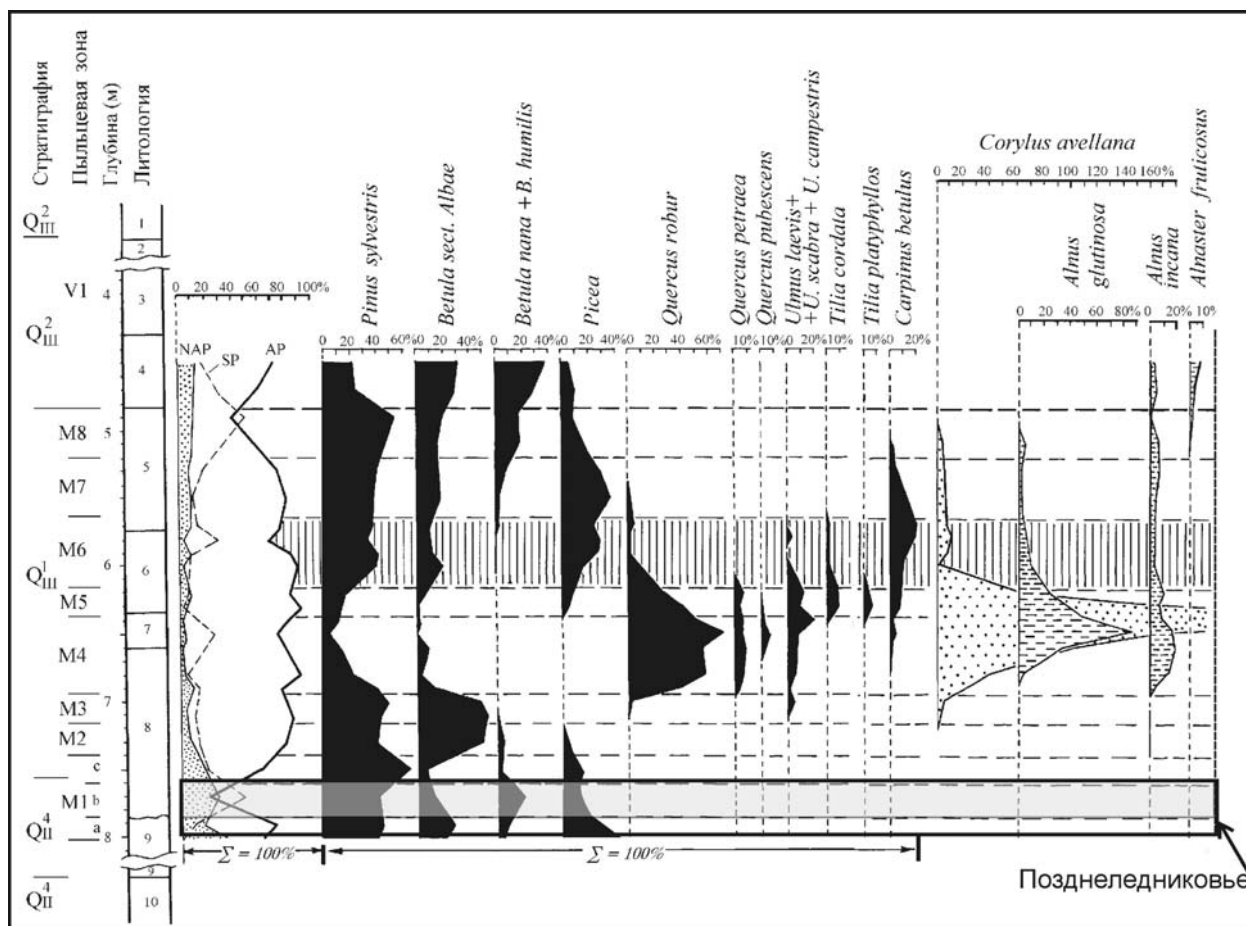


Рис. 60. Пыльцевая диаграмма разреза Нижняя Боярщина

(по В.П. Гричку (1982) с сокращением). Темной полосой выделено похолодание внутри позднеледниковья.

Наиболее отчетливо колебания в состоянии растительности и климата при переходе от оледенения к межледниковью проявляются на Восточно-Европейской равнине. Так в стратотипическом разрезе для микулинского межледниковья - Нижняя Боярщина в Смоленской области (Гричук, 1982) в нижней части диаграммы можно четко выделить две фазы (рис. 60). Для спорово-пыльцевых спектров ранней фазы (M1a) характерно высокое содержание группы AP (пыльца *Picea*, *Pinus sylvestris* и *Betula sect. Albae* преобладает). Отличительными особенностями пыльцевых спектров более поздней фазы (M1b) являются

резкое сокращение доли пыльцы древесных пород, увеличение доли пыльцы кустарниковых берез, а также пыльцы трав. Очевидно, что площади березово-сосновых лесов с участием ели, распространившихся в западных районах Восточно-Европейской равнины в начале рассматриваемого временного интервала, заметно сократились. Вместе с тем увеличилась роль кустарниковых и травянистых сообществ. Выше по разрезу отмечается значительное увеличение содержания пыльцы деревьев и кустарников и появление термофильных широколиственных древесных пород, что отличает начало микулинского межледникового.

Аналогичная смена двух фаз в развитии растительности в позднеледниковье выявлена нами при анализе разрезов на юге Валдайской возвышенности (Центрально-лесной заповедник) и в бассейне Верхней Волги (Черемошник-5). В раннюю фазу (при потеплении) в этих районах были распространены еловые леса, кустарниковые и лугово-болотные сообщества. Основываясь на карпологических данных, можно заключить, что лесные ценозы были образованы елью сибирской (Горлова, 1968б; Зюганова, 2008). Однако, изучение концентрации пыльцы в отложениях этого позднеледникового этапа показали очень низкие значения концентрации пыльцы ели и пыльцы группы древесных пород в целом (см. рис. 29 и 39), что свидетельствует о неблагоприятных условиях для произрастания древесной растительности.

В течение поздней фазы получили распространение березовые леса, значительно возросла доля кустарниковых (*Betula nana*, *B. humilis*, *Duschekia fruticosa*) и остепненных (*Ephedra*, *Artemisia*, *Roaceae*, *Chenopodiaceae*) сообществ в растительном покрове. Содержание пыльцы злаков образует хорошо выраженный пик. Например, на диаграмме по разрезу Черемошник-5 (см. рис. 38) оно достигает своих максимальных значений во всем разрезе. В разрезах Центрально-лесного заповедника интервал увеличения доли пыльцы ели и древесных пород в целом сменяется кратковременным пиком пыльцы сосны и подъемом кривых пыльцы травянистых растений. Верхняя граница этой пыльцевой зоны в разрезах ЦЛГЗ совпадает с началом накопления органогенных отложений (торф или гиттия), спорово-пыльцевые спектры которых отражают начало межледникового.

Полученные данные по ключевым участкам в Восточной и Центральной Европе и их корреляция с наиболее полными разрезами рассматриваемой территории позволяют нам детально рассмотреть перестройки растительных сообществ вдоль субширотного трансекта на переходном этапе от заключительной стадии оледенения заале к эемскому (микулинскому) межледниковью (рис. 61).

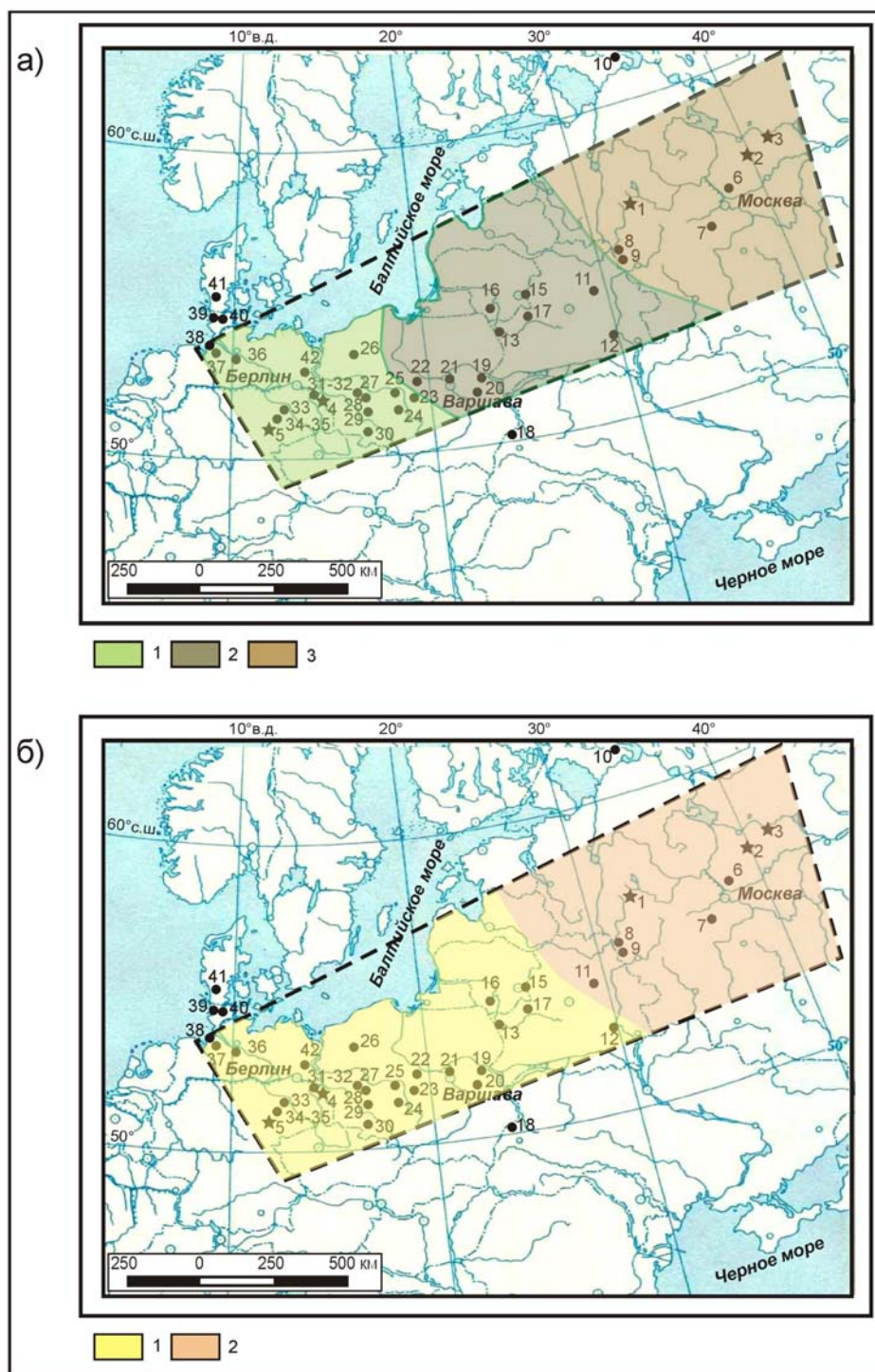


Рис. 61. Растительность позднеледникового среднеплейстоценового оледенения

Установлена следующая последовательность фаз изменения растительности: (1) перигляциальная растительность ледниковой эпохи; (2) березовые и сосново-березовые редколесья (начало потепления); (3) сомкнутые сосновые и березово-сосновые леса с участием ели и лиственницы в Германии и Западной Польше и еловые леса с примесью сосны и березы в восточном секторе трансекта (максимум интерстадиального потепления) (4) березовые и сосново-березовые редколесья в сочетании с перигляциальными сообществами (похолодание); (5) сосново-березовые леса с небольшим участием широколиственных пород (начало межледниковья).

Таким образом, позднеледниковье оледенения, предшествующего эемскому (микулинскому) межледниковью, включало две фазы: потепление, которое можно сопоставить с интерстадиалом цайфен, и похолодание, соответствующее стадиалу каттегат. Однако следует заметить, что признаки потепления и похолодания в спорово-пыльцевых спектрах рассматриваемого позднеледниковья прослеживаются не во всех разрезах (рис. 61) и у гипотезы о выделении осцилляции цайфен-каттегат есть как сторонники, так и противники. Так, например, климатические колебания типа осцилляции цайфен - каттегат, предшествующей эемскому межледниковью, уверенно выделяются Д. Биитсом с соавторами (Beets et al., 2006) по изотопно-геохимическим и палинологическим данным по озерным отложениям в Нидерландах, при этом, похолодание сопоставляется этими авторами с событием Хайнриха 11 (Heinrich Event 11). Проведенное несколько лет назад О.К. Борисовой совместно с автором данной работы палинологическое изучение разреза морских мгинских отложений в окрестностях Санкт Петербурга также выявило наличие изменений растительности и климата, соответствующих интерстадиальному потеплению и последующему похолоданию при переходе от оледенения к межледниковью (Борисова, Новенко, в печати). В то же время польские и датские коллеги (Mamakowa 1989; Bińka, Nitychoruk, 2001; Funder et al. 2002) на основании результатов спорово-пыльцевого анализа разрезов на территории Северо-Польской низменности указывают монотонное и достаточно быстрое потепление в течение позднеледниковья.

Если взглянуть на проблему выделения осцилляции цайфен-каттегат шире и рассмотреть реконструкции по другим регионам Европы, то оказывается, что свидетельств подобных климатических колебаний достаточно много, особенно в западной и южной частях Европы. Накопленный к настоящему моменту большой объем данных по изотопно-кислородному составу натечных кальцитов из пещер Румынии (Constantin et al., 2010), Австрии (Starnberger et al., 2013), юго-западной Франции (Couchoud et al., 2009; Bar-Matthews et al., 2003, Wainer et al., 2011) и раковин фораминифер из морских колонок, а также палинологических данных по морским отложениям на шельфе Атлантического

океана у берегов Испании и Португалии (Sánchez Goñi, 2007), дает основания полагать, что потепление переходного периода не было монотонным и прерывалось похолоданием, возраст которого оценивается с 129,8 по 128,9 тысяч лет назад (средние значения торий-урановых датировок). В морских осадках увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в раковинах, как бентосных, так и планктонных фораминифер, указывающее на понижение температуры воды, происходит в слоях, насыщенных грубообломочным материалом айсбергового разноса, что дает основание сопоставить это похолодание со слоем Хайнриха 11 (Lototskaya, Ganssen, 1999; Gouzy et al., 2004; Couchoud et al., 2009).

Очень ценную информацию о переходном периоде оледенение-межледниковье дают результаты палинологического изучения озерных отложений Средиземноморского региона. Результаты спорово-пыльцевого анализа более чем 300-метровой скважины отложений озера Иоаннина (Ioannina) на северо-западе Греции (Frogley et al., 1999), выполненного для эемского межледниковья с высоким разрешением, показали наличие двух хорошо выраженных фаз в структуре позднеледниковья, подобных осцилляции цайфен-каттегат. На юге Италии в разрезе осадков озера Монтиччо (разрез Lago Grande di Monticchio; Brauer et al., 2007), отложения которого имеют годовичную слоистость, возраст «холодного эпизода», предшествующего эемскому межледниковью установлен, как 128,2 – 127,9 тыс. лет назад. Таким образом, продолжительность похолодания по разным оценкам составляет от 1000 до 300 лет.

6.2. Растительность и климат ранних фаз межледниковья и его климатического оптимума

На территории Центральной и Восточной Европы эемское (микулинское) межледниковье началось *фазами березовых и сосновых лесов (биостратиграфические зоны E1-Betula и E2-Pinus-Betula-Ulmus по Menke, Tynni, 1984 и M2-Betula M3-Pinus-Betula-(Quercus-Ulmus-Corylus) по В.П. Гричуку (1961))*. В этот период распространялись сомкнутые березовые (в начале фазы) и сосновые леса; расселялись дуб, вяз, орешник и ольха. В восточных районах термофильные породы появились несколько позже – в конце фазы M2. Начиная с этого времени, лесные сообщества, в составе которых принимают участие широколиственные породы, играли ведущую роль в растительном покрове.

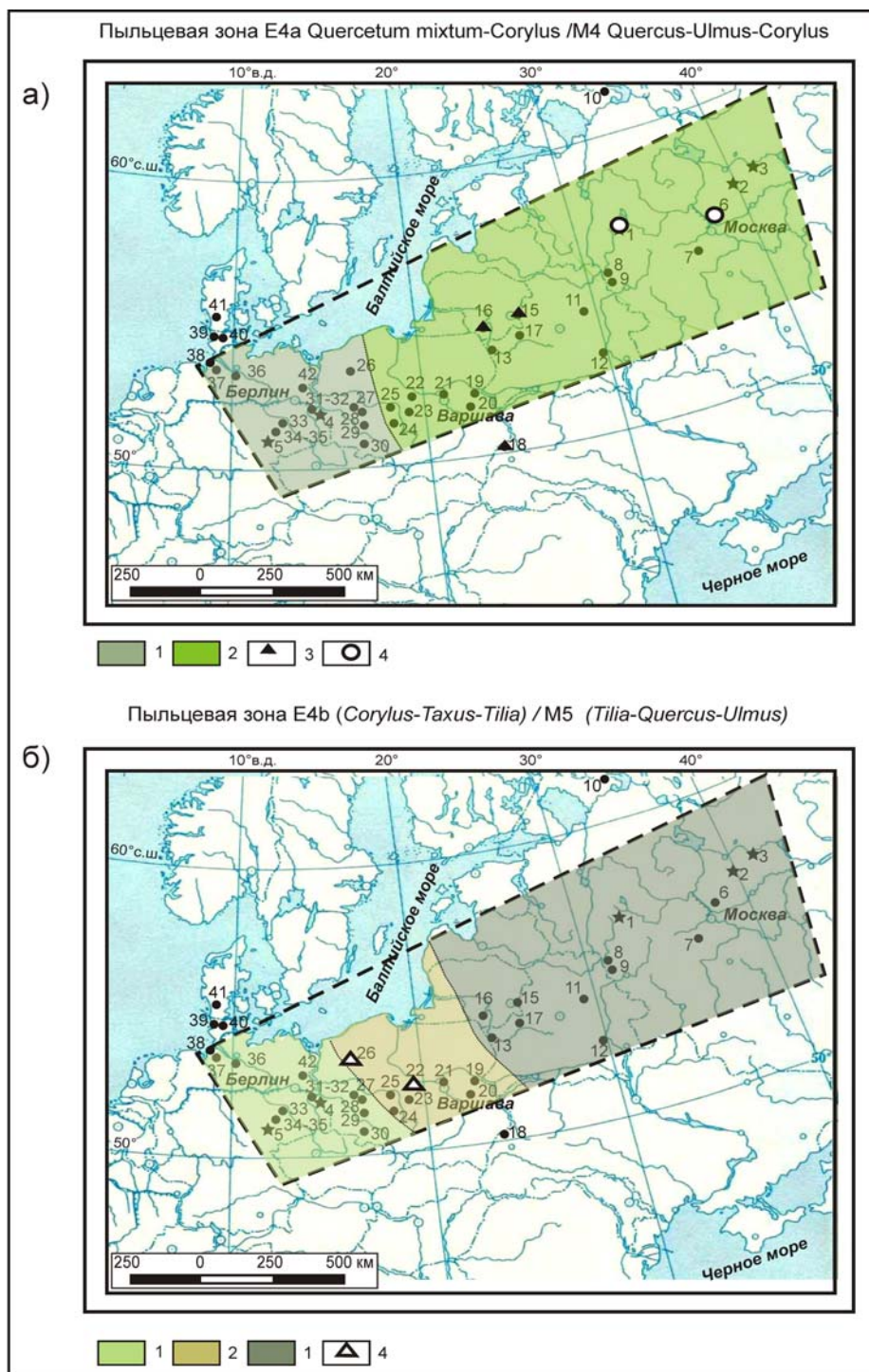


Рис. 62. Растительность первой половины земского/микулинского межледникового

а) Фаза сосново-дубовых и дубовых лесов. 1. – сосново-дубовые и дубовые леса с участием липы и вяза; 2. – дубовые леса с участием вяза; 3. – крайние восточные местонахождения пыльцы *Viscum album*; 4. – крайние восточные местонахождения пыльцы *Hedera helix*;

б). Фаза полидоминантных широколиственных лесов. 1. – широколиственные леса, образованные липой и дубом, с участием тиса и граба; 2. – широколиственные леса, образованные липой и грабом, с участием дуба и ольхи. 3. – широколиственные леса, образованные липой, дубом и вязом. 4. – крайние восточные местонахождения пыльцы *Ilex aquifolium*.

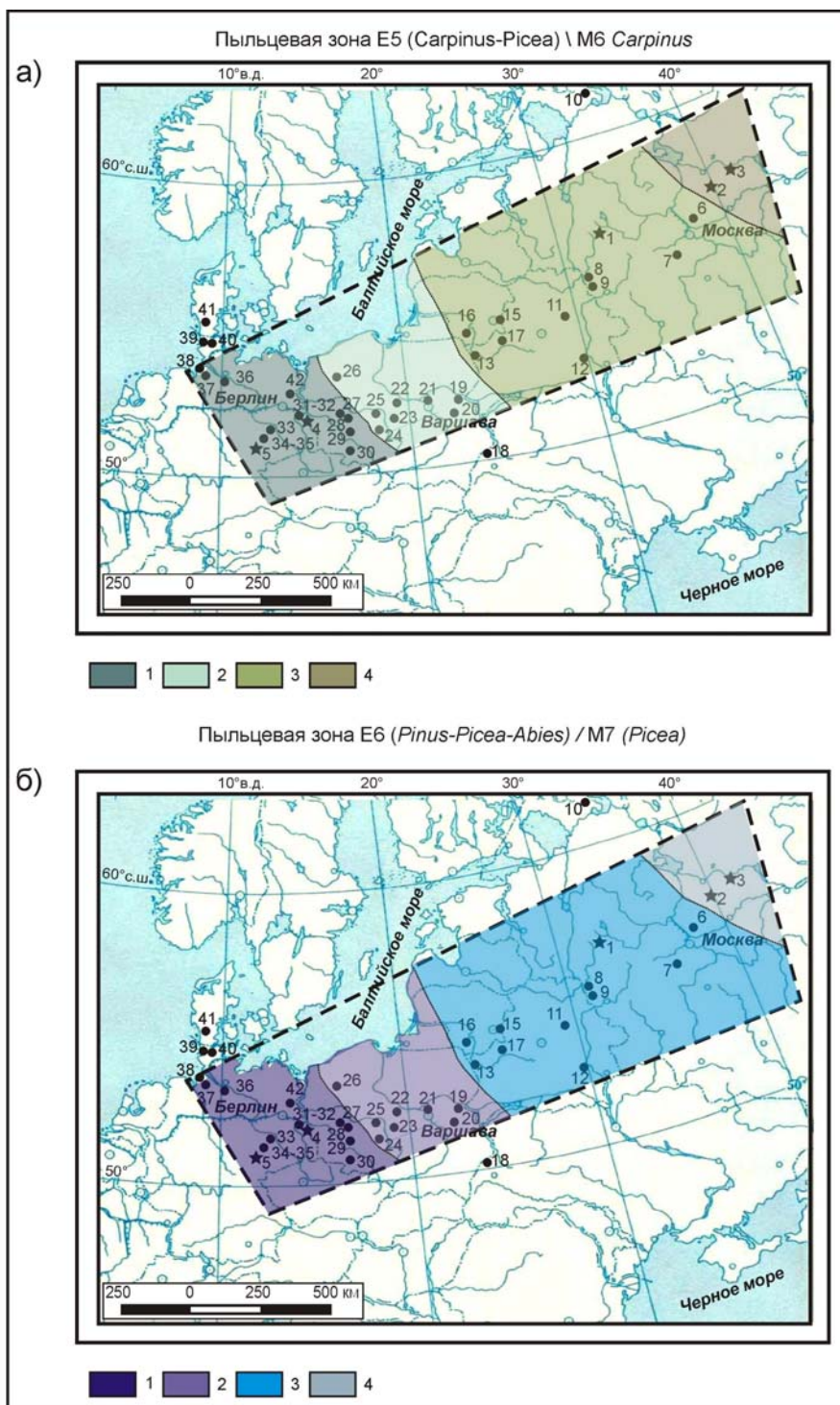


Рис. 63. Растительность второй половины земского/микулинского межледникового

а) Фаза грабовых лесов. 1. – Грабовые леса с участием липы, тиса и ели. 2. - Грабовые леса с участием липы и дуба в сочетании с избыточно увлажненными лесами (с *Alnus glutinosa*); 3. – Грабовые леса с липой и дубом; 4. – Полидоминантные широколиственные леса с участием ели.

б) Фаза еловых и сосновых лесов с участием пихты. 1. – Еловые и сосновые леса с грабом, дубом и пихтой. 2. - Еловые и сосновые леса с грабом, пихтой и ольхой; 3. - Еловые и сосновые леса с примесью широколиственных пород; 4. Еловые и березово-сосновые леса.

Дальнейшее развитие потепления привело к распространению *широколиственных лесов* (первая половина оптимума межледникового, рис. 62а). Основной лесобразующей породой становится дуб (биостратиграфические зоны E4a *Quercetum mixtum-Corylus* и M₄ *Quercus-Ulmus*), в составе лесов принимали участие также вяз, в меньшем количестве – липа, клен, ясень. В кустарниковом ярусе были обычны крушина, калина, на западе – плющ (*Hedera helix*) и восковник (*Myrica gale*). Характерной чертой растительности рассматриваемой фазы, зафиксированной на всех пыльцевых диаграммах, относящихся к эемскому (микулинскому) межледниковью, была высокая доля орешника в растительном покрове. Как показали специальные исследования Э.М. Зеликсон (1977) максимальная пыльцевая продуктивность свойственна кустам орешника, растущим вне полога леса. По-видимому, для растительного покрова была характерна мозаичность, сочетание участков сомкнутых лесов и открытых пространств, занятых кустарниковыми зарослями.

В рассматриваемый период теплоумеренные мезофильные растения, относительно требовательные к степени океаничности климата (такие как плющ и омела), начинают активно продвигаться на восток. Пыльца *Hedera helix* отмечена в эемских (мяркинских) отложениях Литвы (разрезы Йоненсис-Максимонис; Кондратене, 1996; Медининкай; Satkunas et al., 2003) и в разрезе Колодиев в Предкарпатье (Гуртовая, 1983). Омела встречалась даже в центральных районах Восточно-Европейской равнины, ее пыльца зафиксирована в разрезе Ильинское (Гричук и др., 1983; Величко и др., 2006), расположенном на Клинско-Дмитровской гряде, и в микулинских отложениях в Центрально-лесном заповеднике на юге Валдайской возвышенности (Новенко и др., 2008).

Оптимуму межледникового соответствует фаза *полидоминантных широколиственных лесов* (биостратиграфические зоны E4b *Corylus-Taxus-Tilia* и M₅ *Tilia-Quercus-Ulmus* (*Corylus*) рис. 62б). В растительном покрове господствовали леса, образованные липами (*Tilia cordata* и *Tilia platyphyllos*), дубом, грабом. Важными компонентами лесных ценозов были *Ulmus*, *Fraxinus*, *Acer*. Реконструкция растительности для территории субширотного трансекта (рис. 62б) хорошо согласуется с существующими картами реконструкции растительности для оптимума микулинского межледникового (Гричук, 1982), но при этом уточняет положение границ распространения типов лесных сообществ. Несмотря на то, что в оптимальную фазу межледникового неморальный тип растительности господствовал на обширных территориях от Атлантики до Предуралья, но при этом существовала определенная флористическая дифференциация растительного покрова (Зеликсон, 1983). В западных районах заметная роль в лесных сообществах принадлежала тису (*Taxus baccata*), что позволило некоторым исследователям выделять зону тиса (Jung et al., 1972) или зону *Corylus-Taxus-Tilia* (Menke, Tynni, 1984; Litt, 1994) в схемах биостратиграфического деле-

ния эемского межледниковья. К востоку от Вислы основными лесообразующими породами были липа и дуб. Геоморфологические условия Великопольской низменности предопределили широкое развитие избыточно увлажненных лесов с господством *Alnus glutinosa*, сохранявшихся на этой территории на протяжении всего теплого интервала межледниковья (Mamakowa, 1989).

В оптимум межледниковья древесные породы, требовательные к климатическим условиям (в первую очередь - к зимним температурам) - *Taxus baccata*, *Ilex aquifolium*, *Tilia platyphyllos*, - распространялись далеко на восток по сравнению с их современными ареалами. Пыльца и макроостатки падуба, который в настоящее время свойственен приатлантическим районам, зафиксированы в изученном нами разрезе Клинге и в большинстве разрезов Восточной Германии (Erd, 1960, 1973; Litt, 1994; Kühner et al., 1989) и Польши (разрезы: Имбрамовице (Mamakowa, 1989), Накло (Niklewski, 1968); Гловчин (Noryskiewicz, 1978), Збутки, Рогачево (Kuszell, 1997)). Имеются данные о распространении падуба вплоть до Предкарпатья (разрез Колодиев, (Гуртовая, 1983)). Следует отметить, что древесные породы, чувствительные к степени океаничности климата (*Tilia platyphyllos* и *Carpinus betulus*), появились в составе растительных сообществ Восточно-Европейской равнины гораздо позже, чем в западных областях – только во вторую половину межледниковья. Макроостатки этих древесных пород обнаружены в отложениях разрезов Плес и Заповедник-1 и ряда других разрезов центра Европейской части России, что свидетельствует о продвижении границ их ареала до бассейна Верхней Волги (Зюганова, 2008).

Потепление первой половины межледниковья привело к заметным изменениям флористического состава водной и болотной растительности. Например в разрезах Центрально-лесного заповедника на юге Валдайской возвышенности уже в отложениях пыльцевой зоны М3 и первой половины зоны М4 отмечены остатки характерных представителей бразениевого комплекса (*Brasenia holsatica*, *Aldrovanda vesiculosa*, *Dulichium arundinaceum*). Это хорошо согласуется с литературными палеоботаническими данными по бассейнам Немана, Западной Двины и Верхней Волги (Якубоўская, 1976; Вазнячук, Кадацкі, 1971; Горлова, 1968а), где появление этих видов также практически совпадает с началом распространения широколиственных пород (в первую очередь, дуба) в составе лесной растительности. К середине фазы дубовых лесов приурочено и появления водяного ореха (*Trapa natans*) в ископаемой флоре ЦЛГЗ; фрагменты его плодов и пыльца были отмечены в разрезе Заповедник-1 (Динамика лесных экосистем..., 2011). Это растение очень чувствительно к тепловому режиму водоема: его цветение наступает при температуре воды

выше 20°C (Сенянинова-Корчагина, 1961). В настоящее время северная граница области распространения водяного ореха совпадает с июльской изотермой $+18^{\circ}\text{C}$ (Jäger, 1964).

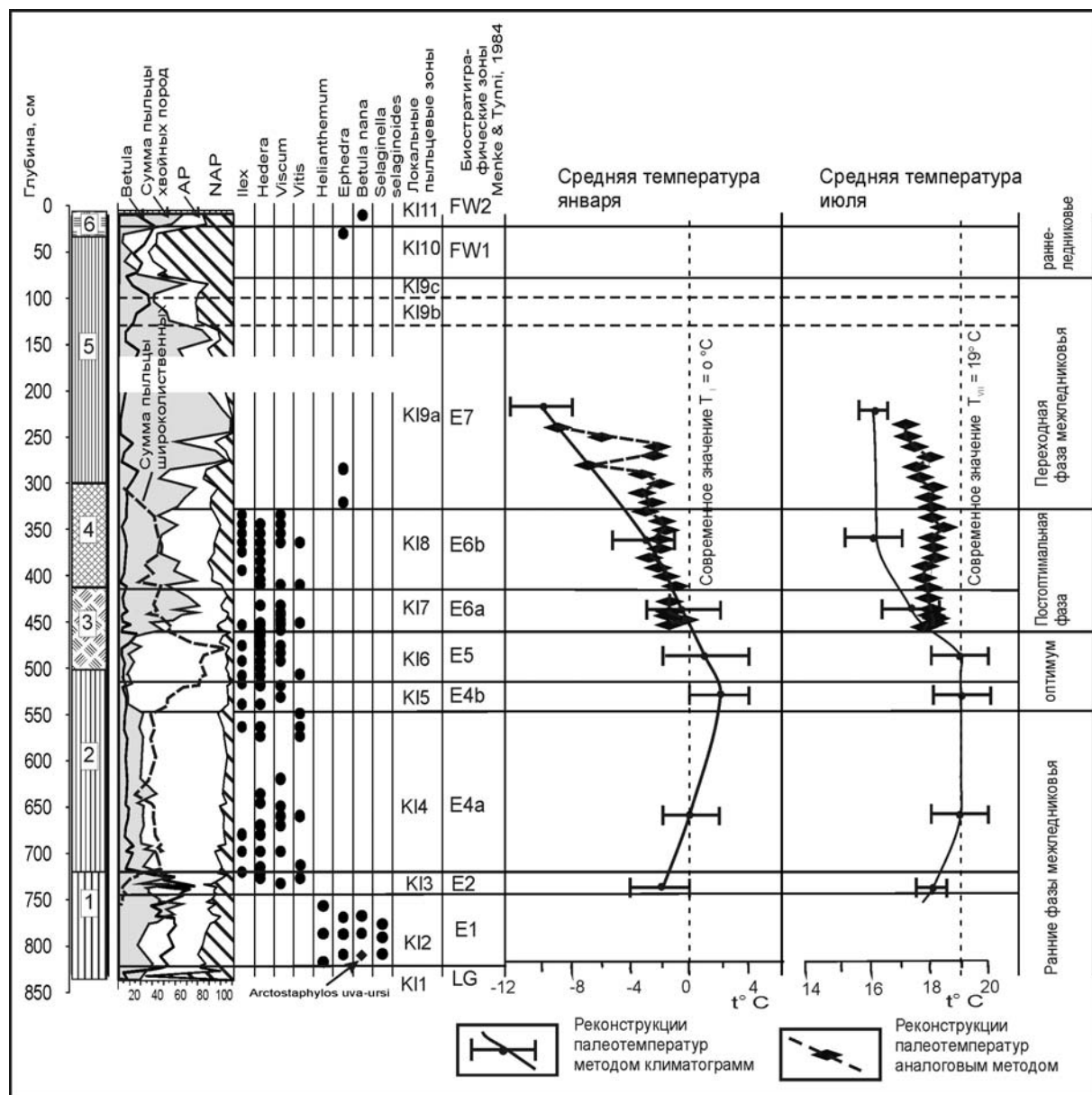


Рис. 64. Реконструкции палеотемператур по палинологическим данным разреза Клинге.

Примечание: Реконструкции палеотемператур аналоговым методом выполнены только для поздних фаз межледниковья, так как только для этих фаз есть современные спектры-аналоги.

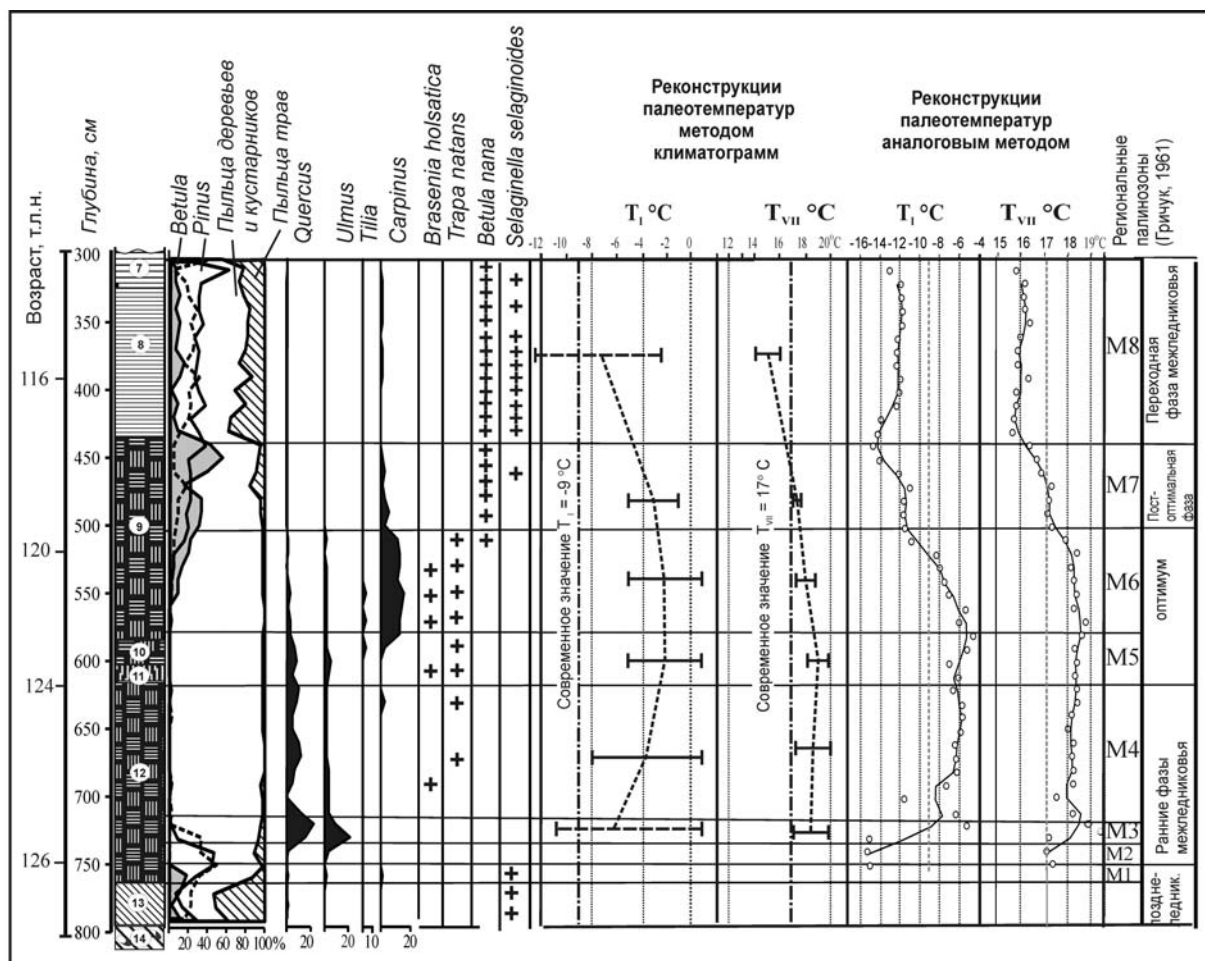


Рис. 65. Реконструкции палеотемператур по палинологическим данным по разрезу Заповедник-1. (Реконструкция аналоговым методом выполнена П.Е. Тарасовым)

Во вторую половину оптимума межледникового строй зональных лесных формаций изменился – основным доминантом стал граб на всей рассматриваемой территории вплоть до бассейна Верхней Волги (фаза грабовых лесов, биостратиграфические зоны E5 *Carpinus-Picea* и M6 *Carpinus*; рис. 63а). Остальные широколиственные породы (*Quercus*, *Tilia*, *Ulmus*, *Fraxinus*), а также *Ilex* и *Taxus* на западе сохранялись в лесах в качестве его спутников. Во второй половине фазы начинает распространяться ель, а на западе - также пихта.

Реконструкциям климатических изменений земского (микулинского) межледникового, и особенно времени его климатического оптимума, посвящена обширная литература (Гричук и др, 1982, Гричук, 1989; Величко и др, 1983, 1984, 1997, 2002, 2004; Динамика ландшафтных компонентов... 2002; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009, Mama-kowa, 1989; Frenzel, 1991; Litt et al., 1996; Kuszell, 1997, Kühl et al, 2007; Zagwijn, 1996; Aalsberg, Litt, 1998; Velichko et al., 1991, 2002, 2005 и другие публикации). Согласно полученным данным теплообеспеченность постепенно увеличивалась от начальных этапов теплого интервала (в качестве примеров приведем наши расчеты методом климатограм (рис.

64; рис. 65): Клинге (зона E2): $T_I = -2^\circ\text{C}$, $T_{VII} = +18^\circ\text{C}$, ЦЛГЗ (зона M2): $T_I = -6^\circ\text{C}$, $T_{VII} = +18^\circ\text{C}$) до оптимума межледниковья, когда средние температуры января и июля достигали своего максимума (Клинге: $T_I = +2^\circ\text{C}$, $T_{VII} = +20^\circ\text{C}$, ЦЛГЗ: $T_I = 0^\circ\text{C}$, $T_{VII} = +19^\circ\text{C}$). Близкие значения палеотемператур, как для оптимума межледниковья, так и для отдельных его фаз получены Н. Кюлем с соавт. (Kühl et al, 2007) методом учета плотностей вероятностей на основе палинологических данных по разрезу Греберн (рис. 66), являющимся стратотипом эемского межледниковья для Восточной Германии.

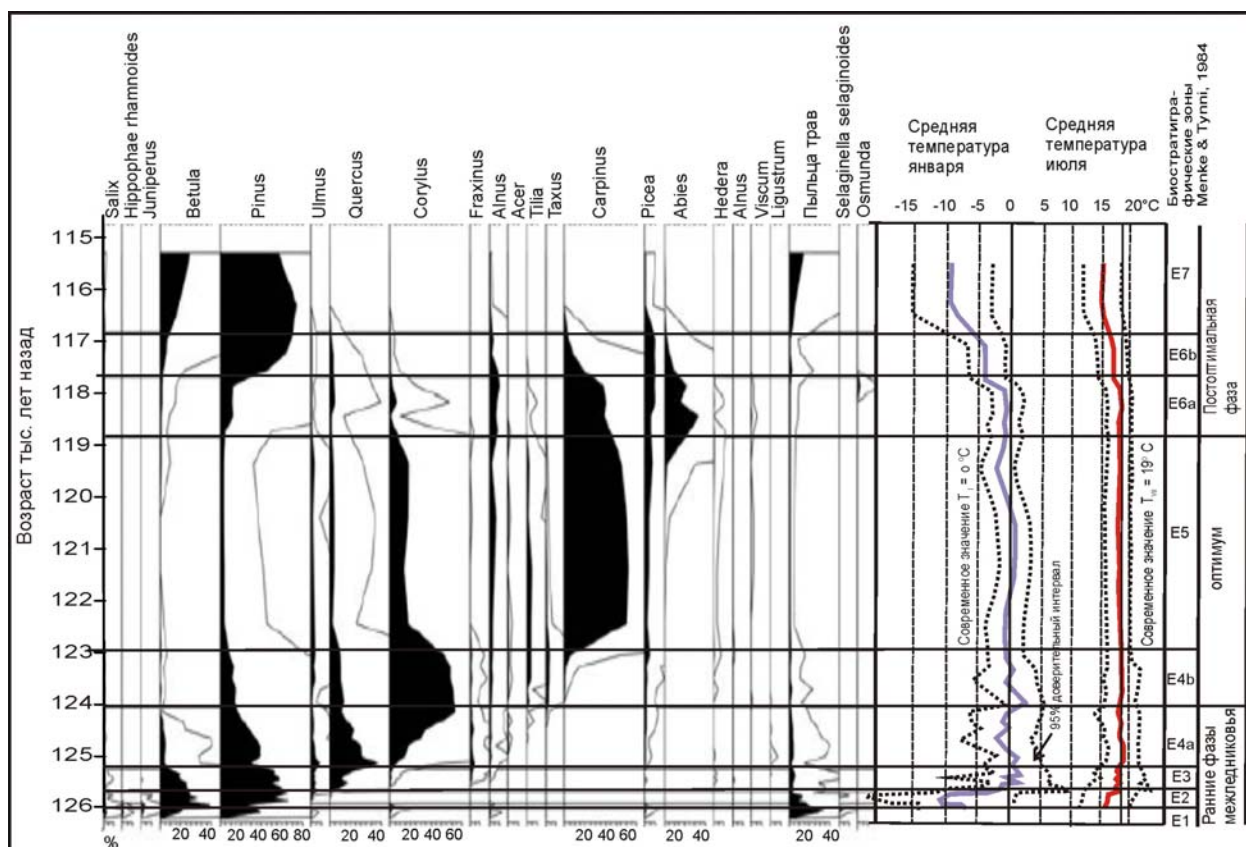


Рис. 66. Схематическая спорово-пыльцевая диаграмма разреза Греберн и реконструкции палеотемператур вероятностным методом (по Kühl et al., 2007).

Согласно рассмотренным данным, зимние температуры в Центральной Европе (в западной части трансекта) возросли в течение первой половины межледниковья на 4°C , а на Восточно-Европейской равнине на 6°C . При этом, на западе летние температуры увеличились на 2°C , а на востоке только на 1°C . В оптимум эемского (микулинского) межледниковья меридиональный градиент температур был существенно редуцирован по сравнению с настоящим временем и начальными фазами межледниковья (Velichko et al., 1991). В восточной части трансекта январские температуры наиболее теплой фазы межледниковья превышали современные показатели на 10°C , в западных районах положительные откло-

нения зимних температур были не столь значительны – около 2°C. Средние температуры июля отличались от современных температур не более чем на 2°C (см. рис. 64, 65, 66). Очевидно, увеличение океанического влияния в восточных регионах приводило к сглаживанию эффекта континентальности.

Согласно оценкам длительности эемского межледниковья и его фаз, полученных при помощи анализа разрезов озерных отложений с годичной слоистостью Германии (Müller, 1974; Nahne et al., 1994; Caspers et al., 2002), временной интервал от конца предшествующего оледенения до начала фазы граба эемского межледниковья (максимума теплообеспеченности) составлял 3000 лет. Следовательно, потепление первой половины межледниковья занимало в 2 раза меньше времени, чем последующее похолодание. В Центральной Европе фаза граба имела длительность около 4000 лет, а две последующие фазы - около 2000 лет каждая. В восточном секторе наших исследований период развития неморальной растительности имел меньшую продолжительность. По оценкам А.А. Чепурной, бореальные еловые леса приобрели господствующее положение в растительном покрове на Восточно-Европейской равнине на 2000 – 2500 лет раньше, чем в Германии и Прибалтике (Чепурная, 2009). Это было учтено нами при анализе последовательности изменения фаз растительности Восточной и Центральной Европы в постоптимальные фазы межледниковья.

6.3. Растительность и климат постоптимальной фазы межледниковья

Изменения растительности в фазу «верхнего максимума ели» эемского (микулинского) межледниковья (биостратиграфическая зона Е6-М7) происходили на фоне общего тренда к похолоданию климата. Снижение теплообеспеченности во вторую половину эемского межледниковья привело к существенному сокращению численности граба и других широколиственных пород в составе лесов, как на территории Центральной, так и Восточной Европы (рис. 63б). Провинциальная дифференциация в растительном покрове стала еще более заметной по сравнению с оптимумом межледниковья. На западе трансекта были распространены елово-сосновые леса с грабом, дубом и пихтой (зона Е6 *Pinus-Picea-Abies*). В Польше помимо ели, сосны и граба значительную роль в древостоях играла черная ольха. На территории Белорусского Полесья и в Прибалтике были распространены еловые и сосновые леса с примесью широколиственных пород. В центральных районах Восточно-Европейской равнины в лесных сообществах доминировала ель («верхний максимум ели», выделенный В.П. Гричуком для микулинских отложений, зона М7 *Picea*). Лесные ценозы западных и центральных районов были образованы елью европейской, в восточной части трансекта в бассейне Верхней Волги в их состав входила ель сибирская

(Зюганова, 2008). Как показывают результаты изучения разреза Плес, в Верхнем Поволжье наряду с еловыми формациями были широко распространены разреженные березово-сосновые леса и болота.

Характерная черта растительности фазы ели восточного сектора наших исследований - появление криофильных элементов флоры. В состав кустарниковых и болотных сообществ Восточно-Европейской равнины входили ольховник (*Duschekia fruticosa*), береза приземистая (*Betula humilis*) и карликовая березка (*Betula nana*), пыльца и макроостатки которых определены в отложениях из зоны ели в разрезах Центрально-лесного заповедника, Черемошник и Плес (Borisova et al., 2007; Зюганова, 2008; Novenko et al., 2005, 2009). Компонентом влажных лугов и торфяников был гипоаркто-монтанный вид *Selaginella selaginoides*. В то же время в растительности Центральной Европы сохранялись относительно термофильные виды. Например, пыльца тиса спорадически встречается в зоне Е6 в разрезах Саксонии и Средней Саксонии. Плющ был распространен на восток вплоть до территории Центральной Польши (Kolaczek et al., 2012). Но в целом, состав ископаемой флоры постоптимальной части межледниковья, как на западе, так и на востоке трансекта свидетельствует о сокращении участия видов, требовательных к теплу и богатству почвы минеральными веществами. Анализ ископаемой флоры, проведенный при помощи шкалы Элленберга (рис. 67), учитывающей экологические требования растений и географическое распространение фитоценозов, где они произрастают в настоящее время, указывает на ярко выраженные признаки снижения теплообеспеченности и увеличения континентальности климата в фазу ели, пихты и сосны (Е6-М7).

Климатические реконструкции, основанные на анализе палеофлористических данных, показали заметное усиление температурного градиента в период фазы сосны, ели и пихты (на востоке - фазы ели) в направлении с запада на восток. Минимальные значения средней температуры июля, полученные Аалсбергом и Литом (Aalsberg, Litt, 1998) для территории бассейна Эльбы и Заале методом индикаторных видов (близким к используемому нами методу климатограмм) по материалам разрезов Греберн и Грабшутц для зоны Е6 составили +15-16°C. Согласно этим же расчетам, средние температуры января не опускались ниже 0 ..-2°C. Выполненные нами реконструкции методом климатограмм по материалам разреза Клинге, расположенного несколько восточнее на междуречье Эльбы и Одера, показали средние значения температуры самого холодного месяца -3°C, а самого теплого - +16°C.

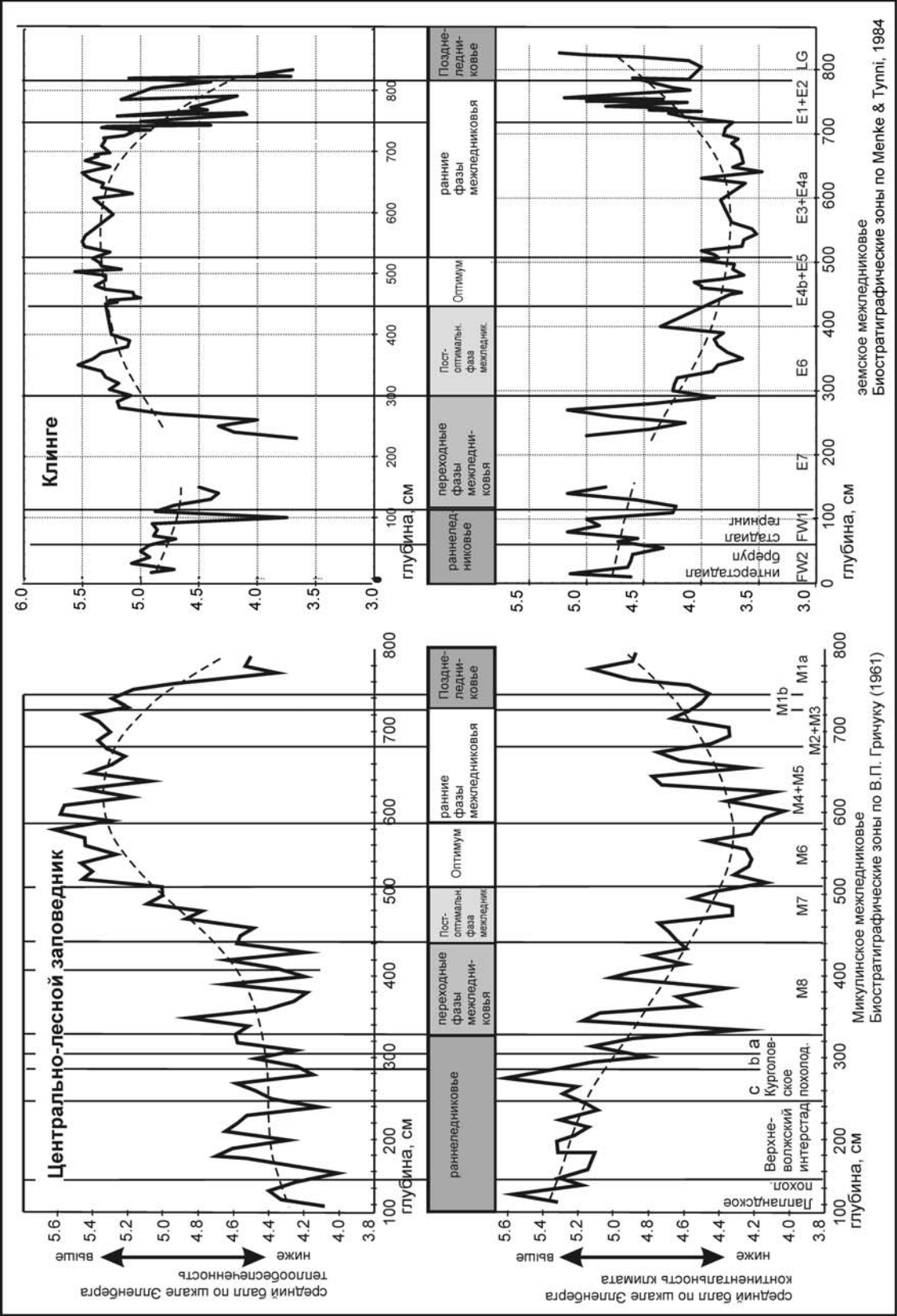


Рис.67. Изменения экологического состава ископаемой флоры разрезов Центрально-лесного заповедника (Восточная Европа) и Клинге (Центральная Европа). Реконструкция с использованием шкалы Эллиенберга.

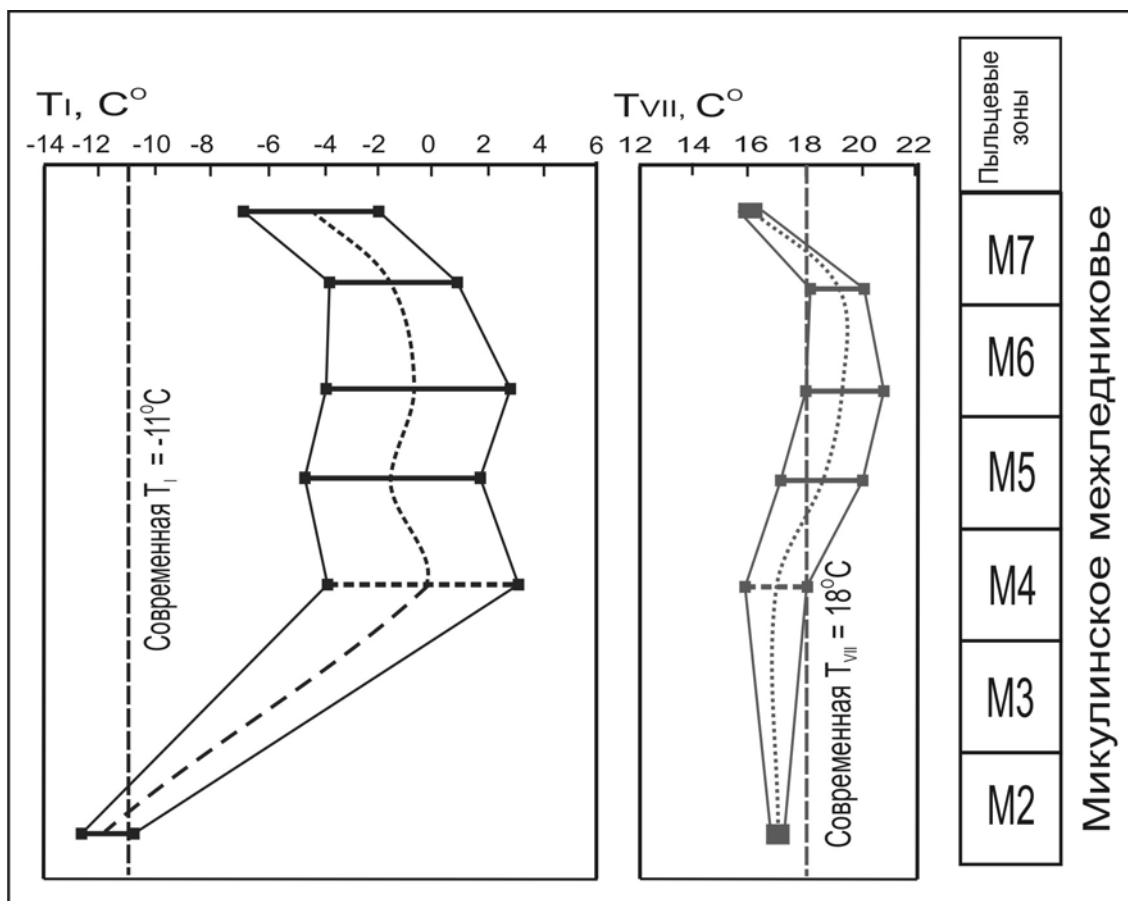


Рис. 68. Средние температуры января (T_I) и июля (T_{VII}), реконструированные методом климатограмм В.П. Гричука по палеоботаническим данным по разрезам Левина Гора (Горлова, 1968б), Черемошник-А (Горлова, 1968а) и Черемошник-5 (выполнены Е.Ю. Новенко и И.С. Зюгановой).

В Центральной и Восточной Польше средние температуры июля для соответствующей фазы развития лесов составляли $+15-18^\circ\text{C}$, а средние температуры января изменялись в интервале от 0 до -4°C (Malkiewicz, 2002; Kuszell, 1997, Aalsberg, Litt, 1998). В спорово-пыльцевых спектрах отложений зоны Е6, вплоть до ее верхней границы на всей территории Польши отмечена пыльца *Hedera helix*, что указывает на зимние температуры не ниже $-4...-5^\circ\text{C}$. Реконструкции Т.Б. Рыловой и И.Е. Савченко (2004) методом климатограмм с использованием данных об ископаемой флоре наиболее представительных разрезов Беларуси (например, Мурава в Минской обл., Борхов Ров в Гродненской обл. и Азари-чи в Могилевской обл.) показали, что средние температуры июля в фазу ели и граба микулинского (в Беларуси - муравинского) межледниковья составляли $+16.5-19^\circ\text{C}$, а средние температуры января находились в пределах от -0.5°C до -7°C (Рылова, Савченко, 2004).

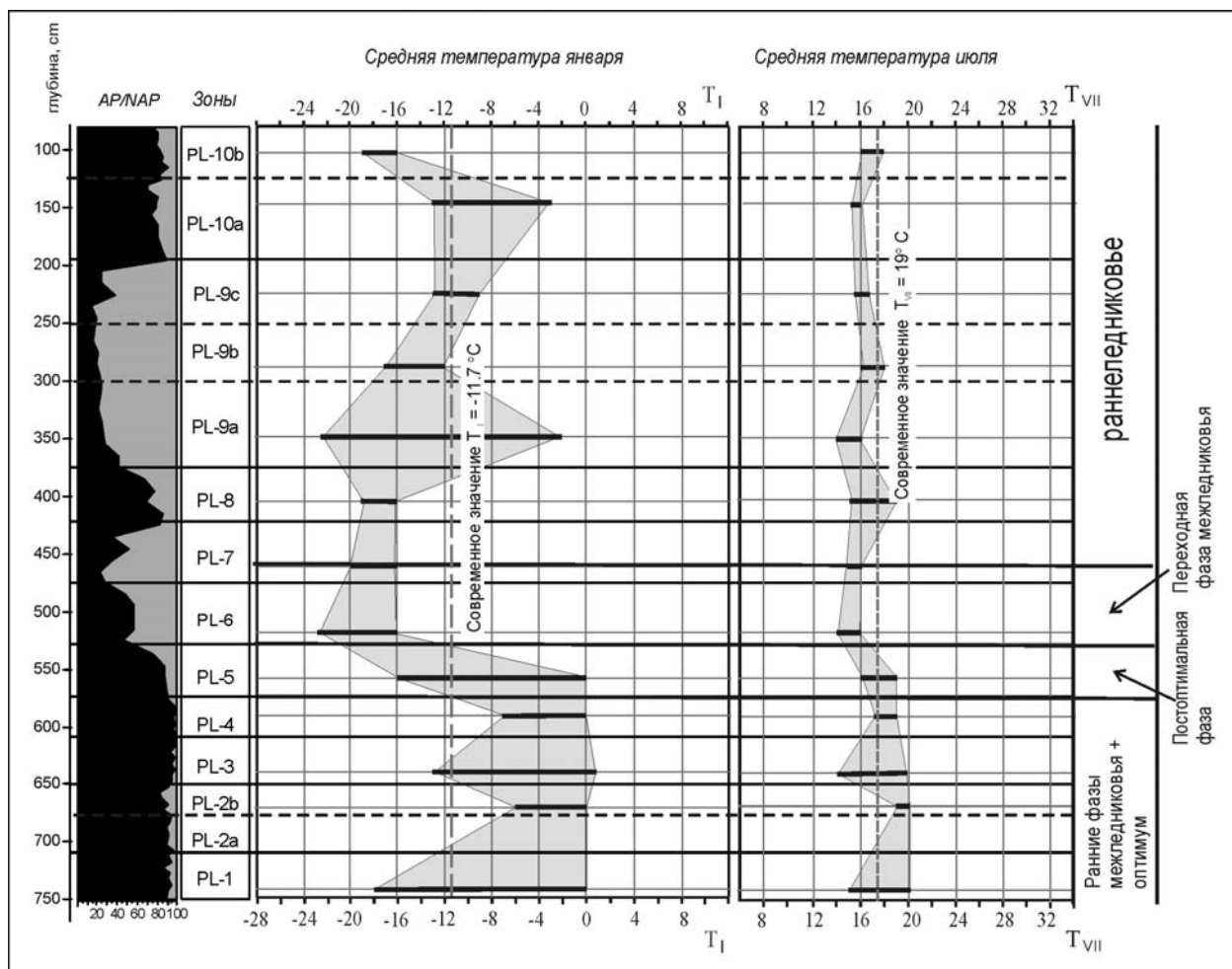


Рис. 69. Реконструкции палеотемператур по палинологическим данным по разрезу Плес. (Реконструкции выполнены О.К. Борисовой и Е.Ю. Новенко)

Как показывают реконструкции методом климатограмм по ископаемым флорам изученных нами разрезов, на юге Валдайской возвышенности (территория ЦЛГЗ) средние январские температуры были в диапазоне от -6 до -2°C , а июльские – составляли около $+17^{\circ}\text{C}$. В бассейне Верхней Волги, согласно данным разрезов Черемошник (рис. 68) и Плес (рис. 69) средняя температура января опускалась до $-7 \dots -2^{\circ}\text{C}$, а температура июля – составляла $+16-18^{\circ}\text{C}$. Близкие величины температур для зоны ели реконструированы для разреза Ильинское, расположенного на Клинско-Дмитровской гряде (Величко и др., 2004), и для разреза Бутовка в Калужской области (Борисова, 2013).

Реконструкция температур для фазы сосны, ели и пихты методом «лучших аналогов», проведенная нами по палинологическим данным по разрезу Клинге, позволяют заключить, что январские температуры находились в пределах от -2 до -5°C , а июльские были в интервале $16-17^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 64). Для Восточно-Европейской равнины реконструкции «методом лучших аналогов», выполненные П.Я. Тарасовым по данным для разреза Центрально-лесного заповедника показали сходные значения летних и более низкие значения

зимних палеотемператур для рассматриваемого хроносреза по сравнению с реконструкциями методом климатограмм (Динамика лесных экосистем..., 2011). Средняя температура января согласно его реконструкциям опускалась в течение фазы ели до -12°C , что на 2°C ниже современных показателей (см. рис. 65).

Несмотря на некоторые различия в палеотемпературах, полученных разными методами, все реконструкции показывают сходные тенденции климатических изменений в постоптимальную фазу межледниковья. Очевидно, что похолодание, как в Центральной, так и в Восточной Европе, проявилось в первую очередь в снижении летних температур примерно на $2-4^{\circ}\text{C}$ по сравнению с климатическим оптимумом межледниковья, и соответственно были ниже современных значений на $2-3^{\circ}\text{C}$. Зимние температуры также понижались, но, возможно, оставались близкими к современным значениям или чуть выше. Реконструкции палеотемператур для территории юга Германии и северо-восточной Франции в предгорьях Альп, выполненные Ш. Клотцом с соавторами (Klotz et al., 2003) при помощи комплекса методов, включающего флористические и аналоговые подходы, также показали опережающее понижение летних температур в течение фазы E6 *Pinus-Picea-Abies* эемского межледниковья. Эти авторы предложили гипотезу, что похолодание за счет июльских температур было вызвано уменьшением приходящей солнечной радиации в летние месяцы. Температурный режим зимних месяцев контролируется в большей степени циркуляционными процессами и изменениями внутри системы океан-атмосфера, обладающей определенной инерционностью, чем может объясняться временной лаг между падением летних и зимних температур при похолодании климата в Европе (Adkins et al., 1997; Klotz et al., 2003).

Снижение теплообеспеченности в конце межледниковья сопровождалось сокращением количества осадков, но увлажнение территории оставалось достаточно высоким. По оценкам Аалсберга и Литта (Aalsberg, Litt, 1998) и Кюля с соавторами (Kühl et al, 2007) среднегодовое количество осадков в Центральной Европе было около 600 -700 мм. Согласно реконструкциям по материалам разрезов Восточной Европы, таких как Посудичи, Канев и Западная Двина (Velichko et al., 1991) количество осадков было близко к современным значениям для этих территорий: 500-700 мм в год.

Палинологические данные позволяют дать дополнительные характеристики увлажнения территории. Реконструкции растительности свидетельствуют о распространении еловых лесов в Восточной Европе, экологическим условием сплошного развития которых является высокий гидротермический коэффициент (Толмачев, 1954). Согласно исследованию К. Шмидт-Фогт (Schmidt-Vogt, 1977), сумма осадков за вегетационный период, не-

обходимая для развития ельников, составляет 430-550 мм, при средней температуре вегетационного периода 13,2-14,8°C и его продолжительности 120-140 дней

Характерной чертой спорово-пыльцевых спектров зоны сосны ели и пихты (на востоке трансекта - зоны ели) является существенное увеличение доли пыльцы осок, кустарничков порядка *Ericales* и спор сфагновых мхов, которое прослеживается, как на спорово-пыльцевых диаграммах изученных нами разрезов, так и в других разрезах рассматриваемой территории. Возможно, прогрессирующее похолодание, проявившееся в уменьшении испарения, и высокое количество осадков послужили причинами активизации процессов заболачивания. В качестве примера можно привести результаты изучения погребенных горизонтов торфа на территории Центрально-лесного заповедника. Особое внимание заслуживает тот факт, что именно в фазу ели микулинского меж-ледниковья сложились условия, наиболее благоприятные для формирования погребенных горизонтов торфа на водоразделе, где болотообразование в голоцене возобновилось только в историческое время (разрез Заповедник 4) и в местах, где нет современного торфонакопления (разрез Заповедник 3). (Динамика лесных экосистем..., 2011).

Детальный анализ палинологических материалов по земским (микулинским) разрезам позволил выделить короткопериодные изменения растительности внутри постоптимальных фаз межледниковья, очевидно, обусловленные климатическими флуктуациями. До настоящего времени динамика растительности внутри зоны сосны, ели и пихты не привлекала внимания исследователей. Однако следует заметить, что Дж. Кукла с соавторами, обобщая большой опыт западноевропейских палинологических исследований, отмечали, что для второй половины земского межледниковья характерна повышенная изменчивость физико-географических условий, в отличие от его первой половины, в которую развитие растительности и климата было относительно монотонны (Kukla et al., 2002).

Полученные в ходе нашего исследования данные показали, что в Центральной и Восточной Европе внутри временного интервала, соответствующего хроностратиграфической зоне E6 *Pinus-Picea-Abies* – M7 *Picea*, можно четко выделить две фазы. Согласно реконструкции зимних и летних температур при помощи метода «лучших аналогов» по материалам разрезов Центрально-лесного заповедника и Клинге (см. рис. 64, 65), первая половина фазы сосны, ели и пихты характеризовалось существенным похолоданием, а ее вторая половина – увеличением теплообеспеченности.

В Центральной Европе похолодание климата в течение более ранней подфазы привело к сокращению доли хвойно-широколиственных формаций и распространению сосновых и елово-сосновых лесов. Потепление климата в позднюю подфазу послужило причи-

ной возрастания доли граба, дуба, ясеня, ольхи и орешника в древостоях. Например, в спорово-пыльцевых спектрах изученного нами разреза Клинге в бассейне Одера содержание пыльцы *Carpinus* в верхней части зоны Е6 вновь увеличилось до 20%, *Alnus* и *Corylus* - до 10%. Пики пыльцы этих древесных пород могут быть прослежены на спорово-пыльцевых диаграммах по разрезам Восточной Германии и прилегающих районов Польши, таких как Киттлитц (Erd, 1973), Шонфельд (Erd, 1991), Райхвальде (Reichwalde; Wolf, Alexowsky, 1994), Мюльрозе (Muelrose; Seifert, 1983), Имбрамовице (Mamakowa, 1989), Владиславов (Tobolski, 1986) и некоторым другим. Подобные изменения пыльцевых спектров, свидетельствующие о расширении площади грабовых, елово-грабовых и сосново-грабовых лесов в интервале времени, соответствующем второй половине зоны Е6, отмечены также при анализе ряда разрезов бассейне Эльбы и Заале, например, Неймарк-Норд, а также в пыльцевых диаграммах наиболее полных и хорошо изученных разрезов региона - Грабшутц и Рабитц (Litt, 1994).

В центральной и восточной Польше, в пределах Великопольской низменности потепление во второй половине фазы сосны, ели и пихты (в Польше Е6 *Pinus-Picea-Abies* (*Alnus*), Mamakowa, 1989) реконструируется по увеличению процентного содержания пыльцы ольхи, дуба и граба и сокращению содержания пыльцы пихты и ели в пыльцевых спектрах таких разрезов, как Устков (Ustkow, Kolaczek et al., 2012), Лехтов (Lechtov; Molkiewicz, 2002) и Згиерц-Рудунки (Zgierz-Rudunki; Jastrzebska-Mamelka, 1985).

Признаки нестабильности растительного покрова в течение фазы ели микулинского межледниковья прослеживаются и на пыльцевых диаграммах по разрезам Восточно-Европейской равнины. Увеличение доли пыльцы широколиственных пород в верхней части зоны М7 отмечено в ряде разрезов в различных районах. Так, некоторые колебания содержания основных таксонов прослеживаются на диаграмме стратотипа микулинского межледниковья – в разрезе Микулино (Гричук, 1982). В западных районах следует отметить разрезы Мурава (Цапенко, Махнач, 1959; Рылова, Савченко, 2004) и Азаричи (Savchenko, Pavlovskaya, 1999) в Беларуси, Друскининкай и Нятесос в Литве (Кондратене, 1996), где заметные колебания начинаются в зоне граба и продолжаются в более поздние фазы. Принимая во внимание увеличение содержания пыльцы граба и других широколиственных пород после «верхнего максимума ели» в разрезе Порсы-Маковье в Гомельской области Беларуси, Я.К. Еловичева (2001) выделила второй, более поздний оптимум микулинского (муравинского) межледниковья. На северо-западе ЕТР хорошим примером сходных изменений растительности может служить разрез Рыбацкое (Лаврова, Гричук, 1960). В Вологодской области подобные колебания выделены в разрезе Доманово (Гей и др., 2000).

Детальный анализ биостратиграфической зоны М7 изученных нами разрезов показал, что спорово-пыльцевые спектры ее первой половины в разрезах Центрально-лесного заповедника (рис. 70) и Черемошника отличаются наибольшим содержанием и концентрацией пыльцы ели. Экспансия темнохвойных еловых лесов с примесью пихты и кедра сопровождалась распространением березовых и сосново-березовых разреженных лесов и болот. Верхняя половина этой зоны характеризуется увеличением содержания пыльцы широколиственных пород, на диаграммах фиксируются заметные пики на кривых граба, ольхи и орешника, процентное участие пыльцы ели при этом сокращается. В отложениях верхней части зоны М7 Центрально-лесного заповедника (разрез Заповедник 3) определены семена бузины черной (*Sambucus nigra*), которая в настоящее время распространена в более южных районах.

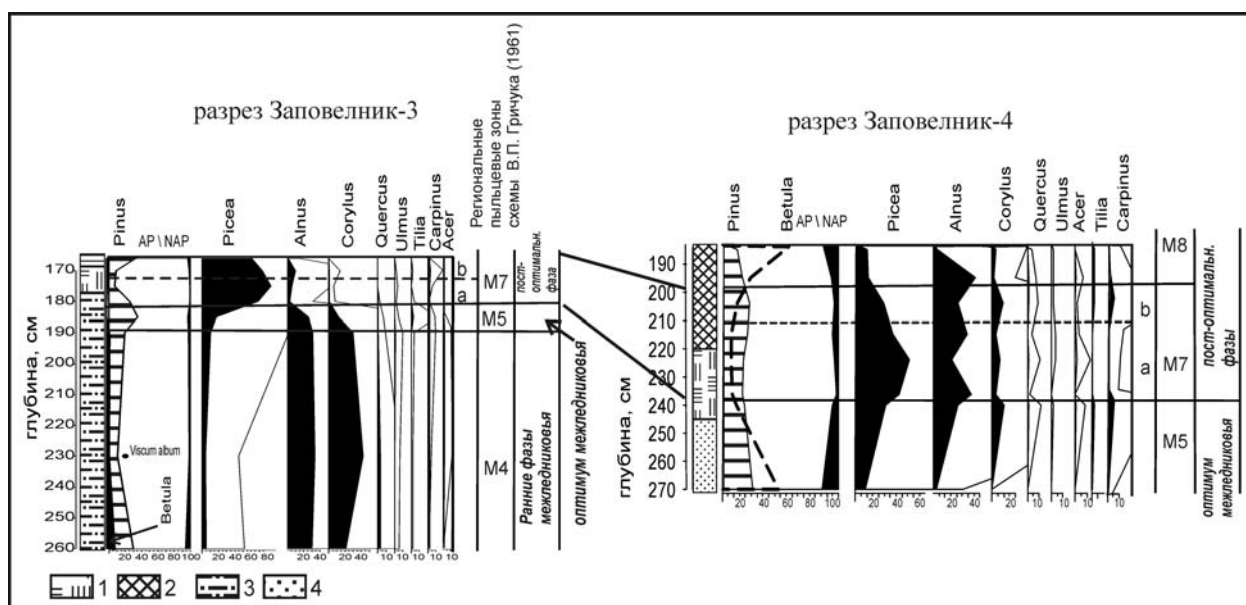


Рис.70. Колебания состава и соотношения компонентов спорово-пыльцевых спектров разрезов Центрально-лесного заповедника в зоне «верхней ели М7» микулинского межледникового

Условные обозначения: 1 – торф, 2 – гиттия, 3 – суглинок, 4 – песок.

Рассмотренные данные позволяют заключить, что временная неоднородность растительного покрова в «верхнем максимуме ели» является закономерностью, прослеженной по палинологическим данным для Восточной и Центральной Европы. Оценка продолжительности таких колебаний проблематична из-за отсутствия достаточно точных определений абсолютного возраста. Но если принять во внимание общую длительность фазы Еб, полученную с использованием анализа озерных отложений с годичной слоистостью из разреза Биспинген и нескольких других разрезов Германии (Müller, 1974; Nahne

et al., 1994; Caspers et al., 2002), в 2000 лет, то интервалы похолодания и потепления внутри этой фазы могут охватывать от нескольких столетий до тысячелетия.

6.4. Заключительная фаза эемского (микулинского) межледниковья. Переходный этап к оледенению

Для заключительной фазы эемского (микулинского) межледниковья были характерны существенные изменения условий окружающей среды, связанные с похолоданием и увлажнением климата, которые прослежены нами на локальном и региональном уровнях.

Состав и соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров зоны сосны (E7 *Pinus*, M8 *Pinus-Picea-Betula*) эемского (микулинского) межледниковья в изученных нами разрезах (Клинге, Центрально-лесной заповедник и Плес) свидетельствуют о деградации лесных сообществ на всем протяжении рассматриваемого трансекта и формировании комплексного растительного покрова. Для спорово-пыльцевых спектров начала зоны сосны в пределах рассмотренного трансекта, как в Центральной, так и в Восточной Европе, было отмечено значительное увеличение доли пыльцы травянистых растений, преимущественно за счет пыльцы злаков, полыней и маревых, и падение содержания пыльцы древесных пород и концентрации пыльцы и спор в целом. Состав ископаемой дендрофлоры указывает на распространение еловых, лиственнично-сосново-березовых и березовых лесов. Помимо отмеченных характеристик пыльцевых диаграмм, в спектрах, соответствующих зоне E7-M8, заметно возрастает обилие и разнообразие представителей разнотравья (*Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Polygonaceae*, *Rosaceae*, *Rubiaceae*, *Lamiaceae* и др.), а также содержания пыльцы осок и спор сфагновых мхов, что является признаками существования наряду с лесными ценозами заболоченных редколесий, лугов и болот.

В растительном покрове этого интервала также были широко распространены сообщества холодолюбивых кустарников (ерники). Пыльца ивы и кустарниковых видов берез (*Betula humilis* и *B. nana*) повсеместно присутствует в отложениях зоны E7-M8. Макроостатки карликовой березки отмечены в ряде разрезов Германии (Erd, 1960a,б; Litt, 1994; Kühner et al., 1989;), Польши (Noryskewicz, 1978; Mamakowa, 1999; Granoszewsky, 2003), Литвы (Satkunas, 2003), Беларуси (Величkevич, 1982; Savchenko, Pavlovskaya, 1999) и России (Borisova, 2005; Зюганова, 2008; Новенко и др., 2008; Величко и др. 2004, Динамика лесных экосистем..., 2011). В Германии и в Центральной Польше большую роль в кустарниковых ценозах играли облепиха и можжевельник (Litt, 1994; Mamakowa, 1989; Granoszewsky, 2003).

Изменения экологического состава ископаемой флоры, анализ которого для разрезов Центрально-лесного заповедника и Клинге выполнен с применением шкалы Элленберга (см. рис. 67), отражают существенное снижение теплообеспеченности и увеличение континентальности климата в течение фазы E7-M8. Основываясь на материалах собственных исследований и привлекая литературные данные, можно выделить следующие закономерности изменения флористического состава спорово-пыльцевых спектров и карпологических ассоциаций. В промежуток времени, соответствующий пыльцевой зоне E7-M8, термофильные элементы полностью выпадают из состава флоры даже в приатлантическом секторе Европы. В то же время часто отмечается пыльца и макроостатки холодостойких растений: лиственницы, кедровой сосны, кустарниковых берез, камнеломок, морошки. Отличительная черта завершающей фазы межледниковья в ряде разрезов - пики спор *Selaginella selaginoides* (типичного микротермного и мезофильного растения) и обилие его мегаспор в карпологических ассоциациях (Borisova, 2005; Mamakowa, 1989; Granoszewsky, 2003; Зюганова, 2008; Динамика лесных экосистем..., 2011), возможно, указывает на увеличение грунтовой влажности, вызванное понижением испаряемости в условиях похолодания. Состав ископаемой флоры водных растений завершающей фазы межледниковья свидетельствует об ухудшении климатических условий, поднятии уровня и понижении трофности водоемов (Zuganova, 2009). В ряде разрезов торфонакопление сменяется накоплением озерных осадков.

Сведения о том, что климат Центральной и Восточной Европы в последние несколько тысячелетий земского межледниковья был существенно более холодным, чем в настоящее время, содержатся во множестве публикаций (например, Turner, West, 1968; Müller, 1974; Frenzel, Bludau, 1987; Caspers et al., 2002; Kukla et al., 2002 и других). Исследования для территории Центральной Европы показали, что в Восточной Германии зимние температуры, реконструированные методом индикаторных видов на основе данных по разрезу Греберн, могли опускаться до -7°C (Litt, 1994) или даже ниже. Согласно реконструкциям вероятностным методом по палинологическим данным по этому же разрезу, средняя температура января составляла -10°C (см. рис. 66, Kühl et al, 2007). Средняя температура июля, по данным расчетов обоими методами, опустилась до 16°C .

Палеоклиматические реконструкции методом климатограмм, выполненные по флористическим данным по разрезу Клинге (см. рис. 64), показывают, что средние температуры января для заключительной фазы земского межледниковья понизились по сравнению с предыдущей фазой примерно на $5-7^{\circ}\text{C}$ и составляли $-12..-8^{\circ}\text{C}$. Средняя температура июля была около 16°C . Реконструкции палеотемператур аналоговым методом для этого же разреза показали более высокие январские и близкие июльские температуры. Согласно

реконструкции аналоговым методом зимние температуры находились в интервале от -2 до -8°C , а летние температуры составляли $16-18^{\circ}\text{C}$.

В западной части Восточно-Европейской равнины согласно реконструкциям при помощи методов климатограмм и ареалограмм с использованием данных по разрезам Колодиев (Прикарпатье) и Канев (бассейн среднего Днепра) средняя температура января составляли $-14..-16^{\circ}\text{C}$, опустившись на 7°C по сравнению с фазой ели (Velichko et al., 1991). Средняя температура июля была около 16°C . Реконструкции палеотемператур для разреза Бутовка, расположенного в центре Европейской части России (Калужская область), выполненные О.К. Борисовой (2013) теми же методами, также указывают на значительное похолодание в течение зоны сосны, ели и березы (M8). Так, средняя температура января понизилась до $-19...-15^{\circ}\text{C}$, что на $5-7^{\circ}\text{C}$ ниже, чем в фазу еловых лесов. Летние температуры оставались в интервале $+16-18^{\circ}\text{C}$.

На юге Валдайской возвышенности, согласно нашим реконструкциям методом климатограмм на основе данных об ископаемой флоре по разрезам Центрально-лесного заповедника, температуры самого холодного месяца не опускались ниже -12°C , а самого теплого – были в интервале $14-16^{\circ}\text{C}$. Реконструкции аналоговым методом с использованием данных по этому же разрезу указывают на понижение январской температуры в начале фазы M8 до $-14...-15^{\circ}\text{C}$, а июльской температуры до 16°C .

В бассейне Верхней Волги, согласно реконструкциям методом климатограмм с использованием палинологических материалов по разрезу Плес, средняя температура января в течение фазы сосны M8 опустились более, чем на 10°C по сравнению с фазой ели и составляла $-23...-16^{\circ}\text{C}$. Средняя температура июля также понизилась до $14-16^{\circ}\text{C}$, что примерно на 2°C меньше, чем в предшествующую фазу развития растительности (см. рис. 69).

Таким образом, несмотря на некоторые различия в абсолютных значениях палеотемператур, полученных разными методами, общим для всех рассмотренных реконструкций было существенное резкое снижение теплообеспеченности в течении фазы сосны E7-M8, в первую очередь за счет падения зимних температур.

Палинологические данные по разрезам Восточной и Центральной Европы свидетельствуют о значительных короткопериодных перестройках растительного покрова в конце эемского межледниковья. Полученные реконструкции позволяют установить, что направленное похолодание в течение фазы сосны было прервано небольшим потеплением в самом конце межледниковья, проявившимся в частичном восстановлении бореальной лесной растительности на изучаемой территории. В результате детального анализа отложений биостратиграфической зоны E7-M8 на ключевых участках, рассмотренных в представленной работе, признаки этого потепления в Центральной Европе установлены по ма-

териалам разреза Клинге. В начале рассматриваемого интервала (зона E7) территория в окрестностях разреза Клинге была покрыта сосновыми и березово-сосновыми лесами с примесью ели и пихты. Существенное похолодание климата привело к частичной деградации лесной растительности и распространению березовых редколесий в сочетании с лугами и болотами. Доля пыльцы травянистых растений возрастает с 12 до 32%, преимущественно за счет злаков и полыней, содержание пыльцы березы также возрастает, в то время как пыльца хвойных пород становится менее обильной. Однако заметный пик пыльцы сосны (до 78%) в верхней части зоны E7, некоторое увеличение содержания пыльцы ели и пихты на фоне увеличения доли пыльцы древесных в целом, позволяет в самом конце межледниковья выделить потепление, обусловившее восстановление сосновых лесов на рассматриваемой территории.

Также в Восточной Германии подобные колебания прослеживаются на спорово-пыльцевой диаграмме подробно изученного разреза Шонфельд (Erd, 1991). Увеличение содержания пыльцы ольхи, ели, пихты и орешника в самом конце эемского межледниковья было отмечено в ряде разрезов на территории Польши, например, Конопки Лежне (Konopki Lesne), Голков (Golkow), Славно (Slawno), Смелин (Smeilin) (Mamakowa, 1989), Накло (Naklo; Noryskewicz, 1978), Волов (Wolow; Kuszell, 1980) и некоторых других (). В польской литературе это явление получило название «верхнее потепление» или «первая постоптимальная волна тепла» («the first post-optimal wave of warmth» по Mamakowa, 1989), однако стратиграфическая позиция этой теплой фазы вызвала ожесточенные дискуссии. Из-за отсутствия возможности надежно датировать эти отложения, выделенное потепление то относили к концу эемского межледниковья (Noryskewicz, 1978), то помещали в начало ледниковой эпохи и рассматривали, как первый интерстадиал, синхронный интерстадиалу амерсфорт. К. Мамакова (Mamakowa, 1989) считает, что в большинстве случаев увеличение пыльцы относительно термофильных пород является результатом перетложения. Несмотря на различные интерпретации изменений спорово-пыльцевых спектров, следует отметить, что феномен так называемой теплой фазы в конце эема довольно широко распространен.

При реконструкции растительности и климата фазы E7-M8 эемского (микулинского) межледниковья на Восточно-Европейской равнине возникли некоторые трудности. Во-первых, отложений этой фазы представлены в разрезах фрагментарно. Во-вторых, несмотря на большое количество разрезов микулинского возраста, во многих публикациях, особенно в отечественных работах 60-80х годов, основное внимание было уделено оптимальному межледниковью, а изменения спорово-пыльцевых спектров на переходных этапах от межледниковья к оледенению специально не рассматривались и изображались на спорово-

пыльцевых диаграммах схематично, за исключением нескольких публикаций. Подробные исследования разрезов Центрально-лесной заповедник и Плес позволили восполнить этот пробел. Зона сосны, ели и березы (М8) в этих разрезах может быть отчетливо разделена на 2 интервала, различающихся по соотношению компонентов в спектрах. Ее нижняя часть характеризуется существенным сокращением пыльцы всех лесообразующих пород и группы пыльцы деревьев и кустарников в целом (до 40-45%), что свидетельствует о деградации лесных сообществ на изучаемой территории и распространении комплексного растительного покрова. В этом же интервале возрастает содержание пыльцы кустарниковых берез, злаков и осок. Обращает на себя внимание пик концентрации микроспор *Selaginella selaginoides* и большое количество мегаспор этого вида в карпологической ассоциации, также приуроченной к этой подзоне, как в разрезе ЦЛГЗ, так и в разрезе Плес, что, возможно, указывает на увеличение грунтовой влажности, вызванное понижением испаряемости в условиях похолодания. В верхней части зоны М8 происходит увеличение содержания пыльцы деревьев и кустарников, преимущественно за счет пыльцы березы (в том числе *B. humilis*) и сосны, в то время как содержание и концентрация пыльцы травянистых понижается. Несмотря на увеличение доли пыльцы древесных в спектрах, можно сделать вывод, что леса, сходные с современными северо-таежными формациями, имели разреженный характер в условиях прохладного и влажного климата. На похолодание в начале зоны сосны и на некоторое потепление в ее верхней части также указывает О.К. Борисова (2013) при анализе палинологических данных по детально изученному разрезу Бутовка.

Климатические колебания второго порядка при общем тренде к похолоданию в течение фазы сосны (зоны Е7-М8) были прослежены по изотопно-геохимическим данным отложений палеозер в Центральной и Восточной Европе. Так, похолодание в начале фазы Е7-М8 и потепление в ее второй половине четко выделяется при рассмотрении данных по разрезам Греберн и Неймарк-Норд в Германии и Плес в России (Boettger et al., 2009). В отложениях, соответствующих верхней части зоны сосны, происходит увеличение общего содержания карбонатов и органического углерода и снижение его изотопа $\delta^{13}\text{C}$ в его составе, что свидетельствует об увеличении продуктивности озерной экосистемы и интенсификации процессов разложения органического вещества (Wolfe et al., 1999). В этих же горизонтах увеличивается относительное содержание тяжелого изотопа кислорода $\delta^{18}\text{O}$, которое имеет прямую зависимость от температуры (Junge, Böttger, 1994). Согласно полученным данным амплитуда этого изменения теплообеспеченности не достигала уровня оптимума межледниковья, а была сопоставима с потеплением интерстадиального ранга (Boettger et al., 2000), что хорошо согласуется с выводами на основе результатов спорово-

пыльцевого анализа. По мнению Т. Беттгера с соавторами, похолодание начала фазы сосны можно сопоставить с гренландским стадиялом C26 (Boettger et al., 2009), около 115-117 тыс. лет назад, т.е. с первым похолоданием на границе межледникового и оледенения, которое не было столь глубоким и продолжительным, как последующие стадиялы внутри ледниковой эпохи (NorthGRIP Project members, 2004). В этой же связи, ярко выраженное потепление в конце зоны E7-M8 соотносится с событием Дансгора-Эшгера 25. Результаты IR-OSL датирования отложений этой фазы в разрезе Плес - 117+/-13 ka (Degering, Krbetschek, 2007) не противоречат такому выводу.

Корреляция климатических событий фазы сосны эемского (микулинского) межледникового и определение ее хронологической позиции - важный и актуальный вопрос, на который надо особо обратить внимание. Рассматривая Европейский континент в целом, следует отметить, что признаки климатических изменений, связанных с циклом D-O 25, проявляются не только в ледниковых ядрах Гренландии и в палинологических данных по умеренной области Европы. Стратиграфическая и хронологическая позиция гренландских стадиялов и D-O циклов в настоящее время надежно соотнесена с хронологией Северной Атлантики (Dansgaard et al., 1993; McManus et al., 1994; Elliot et al., 2001), где признаками похолодания, помимо изменений изотопного состава отложений, являются увеличение содержания грубообломочного материала в донных осадках и изменения в сообществах планктонных фораминифер, связанные с появлением холодолюбивых видов. В ядрах глубоководных скважин в Атлантическом океане у берегов Пиренейского полуострова и в наиболее полных разрезах в странах Средиземноморья и в западной Франции (например, оз. Монтиччо, оз. Иоаннина, Гран-Пиль и др.) стадиял C26 также сопоставляется с похолоданием в начале финальной фазы эемского межледникового, которое диагностируется по изменениям литологии вмещающих отложений и палинологическим данным. В некоторых публикациях это похолодание имеет название событие Войяр (Woillard Event; например, Kukla et al., 1997; Brauer et al., 2007). Согласно результатам палинологических исследований, на юго-западе и юге Европы временной интервал, включающий похолодание C26 и событие D-O 25, относится к эемскому межледниковью (Sanchez-Goni et al., 1999, 2008; Brauer et al., 2007; Tzedakis, Bennet, 1995).

Если сопоставить циклы D-O с морскими изотопными стадиями, то стадиял C26 и событие D-O 25 находятся уже в подстадии 5d шкалы SPECMAP. Границу подстадий 5e\5d проводят на уровне 115 тыс. лет назад (Shackleton et al., 2002). Но как показывают результаты измерений соотношения изотопов кислорода в ледниковых ядрах, снижение температуры во время стадияла C26 составляло только 25% по сравнению с последующими циклами D-O (NorthGRIP Project members 2004). Кроме того, рассмотренные нами па-

линологические данные указывают на распространение бореальной растительности в течение фазы сосны в Центральной и Восточной Европе и на существование теплоумеренной мезофитной растительности в Южной Европе. Если рассматривать микулинское межледниковье в его полном объеме, начиная с зоны М1 и заканчивая зоной М8, как предлагал В.П. Гричук (1961), или как зоны Е1-Е7 западноевропейской схемы (Menke, Tunni, 1984), то заключительная фаза межледниковья относится уже к стадии 5d.

В представленной работе автор принимает мнение тех исследователей (Kukla et al., 2002; Sanchez-Goni et al., 1999, 2008; Klotz et al., 2003; Brauer et al., 2007; Boettger et al., 2009; Allen, Huntley, 2008; Борисова, 2013), которые сопоставляют верхнюю границу эемского межледниковья с концом фазы сосны и началом гринландского стадияла С25 (рис.71 и 72). Выделение этой границы обусловлено существенным похолоданием, с которым связаны коренные изменения растительности Европы и распространение перигляциальных ландшафтов. Возраст стадияла С25 оценивается около 110-109 тыс. лет назад, он относится к МИС 5d (NorthGRIP Project members, 2004). При такой корреляции продолжительность финальной стадии (Е7-М8) эемского межледниковья составляла около 6-7 тысяч лет.

С оценками временного диапазона фазы сосны (Е7-М8) эемского межледниковья связано наибольшее количество вопросов. Подсчеты продолжительности фазы сосны эемского межледниковья по озерным отложениям с годичной слоистостью в разрезах Крумбаха (Frenzel, Bludau, 1987) и Биспингена (Müller, 1974) показали ее длительность в 2000 лет, что определяет возраст верхней границы эемского межледниковья около 115 тыс. лет назад, при общей продолжительности межледниковья 11-13 тыс. лет (Turner, 2002). По нашим данным, финальной фазе межледниковья (зоне сосны) соответствовал более продолжительный временной интервал. Полученные в последние годы результаты OSL-датирования - 108.9 ± 7.8 тыс.л.н. для верхней границы эемских отложений в разрезе Февайса (Vevais) на северо-востоке Германии (Lüthgens et al., 2011) поддерживают представление о более длительном межледниковом интервале, чем считалось ранее.

Если обобщить рассмотренные материалы о динамике природной среды в течение фазы сосны, оценки ее продолжительности и климатические параметры, то можно выделить следующие характеристики:

1. Финальная фаза эемского (микулинского) межледниковья представляет собой продолжительный переходный этап между типичными межледниковыми (зона ели, Е6-М7) и типично перигляциальными условиями (раннеледниковье, стадиял гернинг, курголовское похолодание), осложненный интенсивными климатическими флуктуациями вто-

рого порядка. Длительность этой фазы составляет около 6-7 тыс. лет, причем на похолодание в ее начале приходится около 2 тыс. лет.

2. В течение фазы сосны термофильные виды почти полностью исчезли из состава флоры, как в Центральной, так и в Восточной Европе, в то же время холодостойкие растения расширили свои ареалы в южном и юго-западном направлении. Однако, рассматриваемая территория находилась в течение фазы сосны в пределах лесной зоны, что позволяет отнести ее к межледниковому этапу плейстоценового макроцикла. Перигляциальная растительность, свойственная ледниковой эпохе, распространилась здесь только при последующем похолодании - стадии гернинг (курголовской) ранневислинского (ранневалдайского) оледенения.

3. В течение рассматриваемого переходного этапа существенно повысились скорости климатических изменений. По оценкам О.К. Борисовой для центра Европейской части России, в течение постоптимальной фазы (фаза ели) межледниковья среднегодовая температура понижалась в среднем на 0.0003°C в 10 лет, а в последующую фазу сосны скорость похолодания возросла на порядок и составила 0.002°C / 10 лет. Для Центральной Европы нами получены близкие значения. Увеличение скоростей похолодания в Центральной Европе хорошо иллюстрирует тот факт, что зимние температуры упали почти на 7°C в течение нескольких тысяч лет, что свидетельствует об ускорении климатических изменений при переходе от межледниковья к ледниковой эпохе.

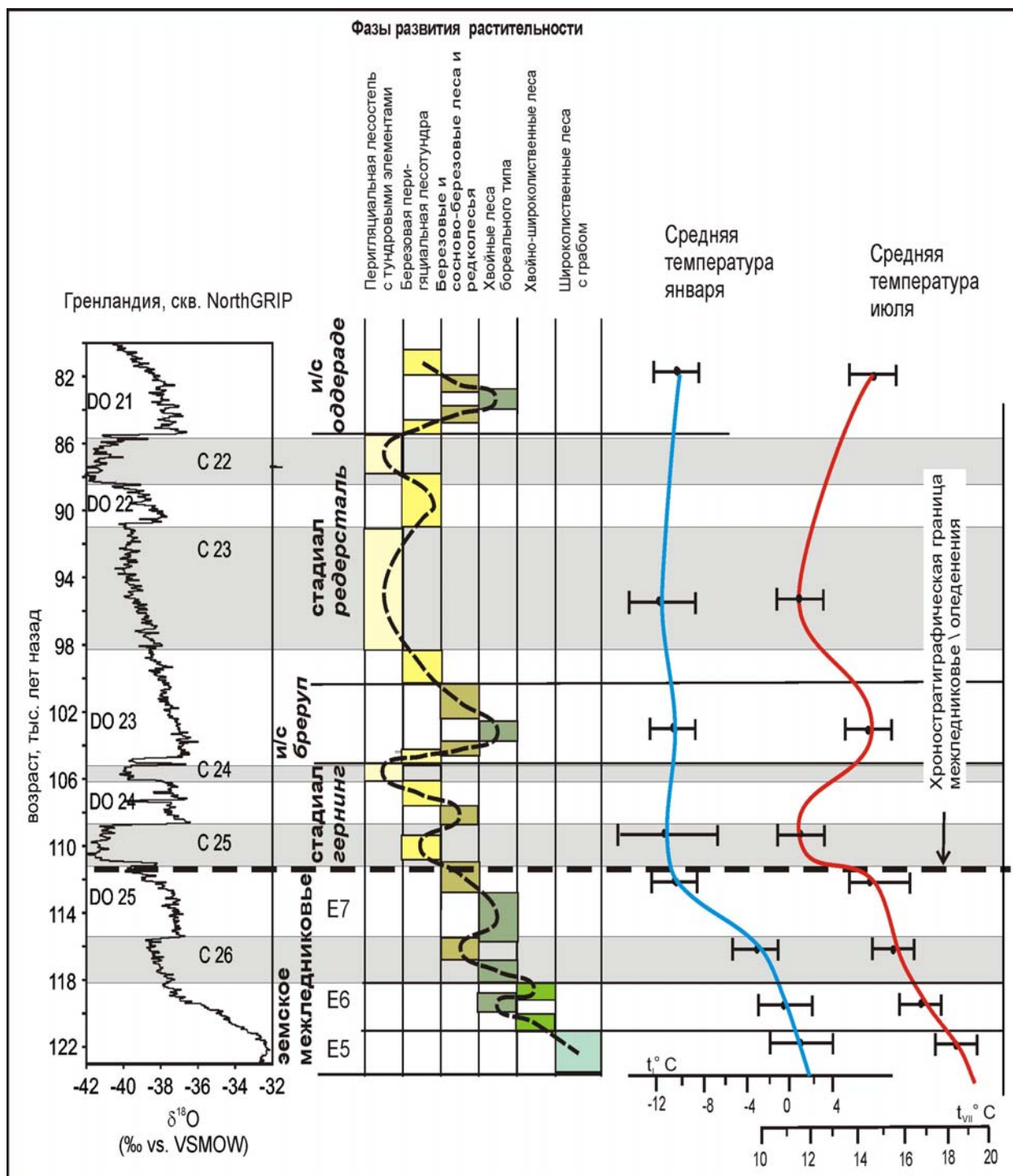


Рис. 71. Изменения растительности и климата Центральной Европы во вторую половину земского межледниковья и в раннеледниковье.

Для построения палеотемпературных кривых использованы реконструкции по разрезам Клиге (Novenko et al., 2008), Греберн (Kühl et al, 2007) и Киттлитц (Aalsberg, Litt, 1998).

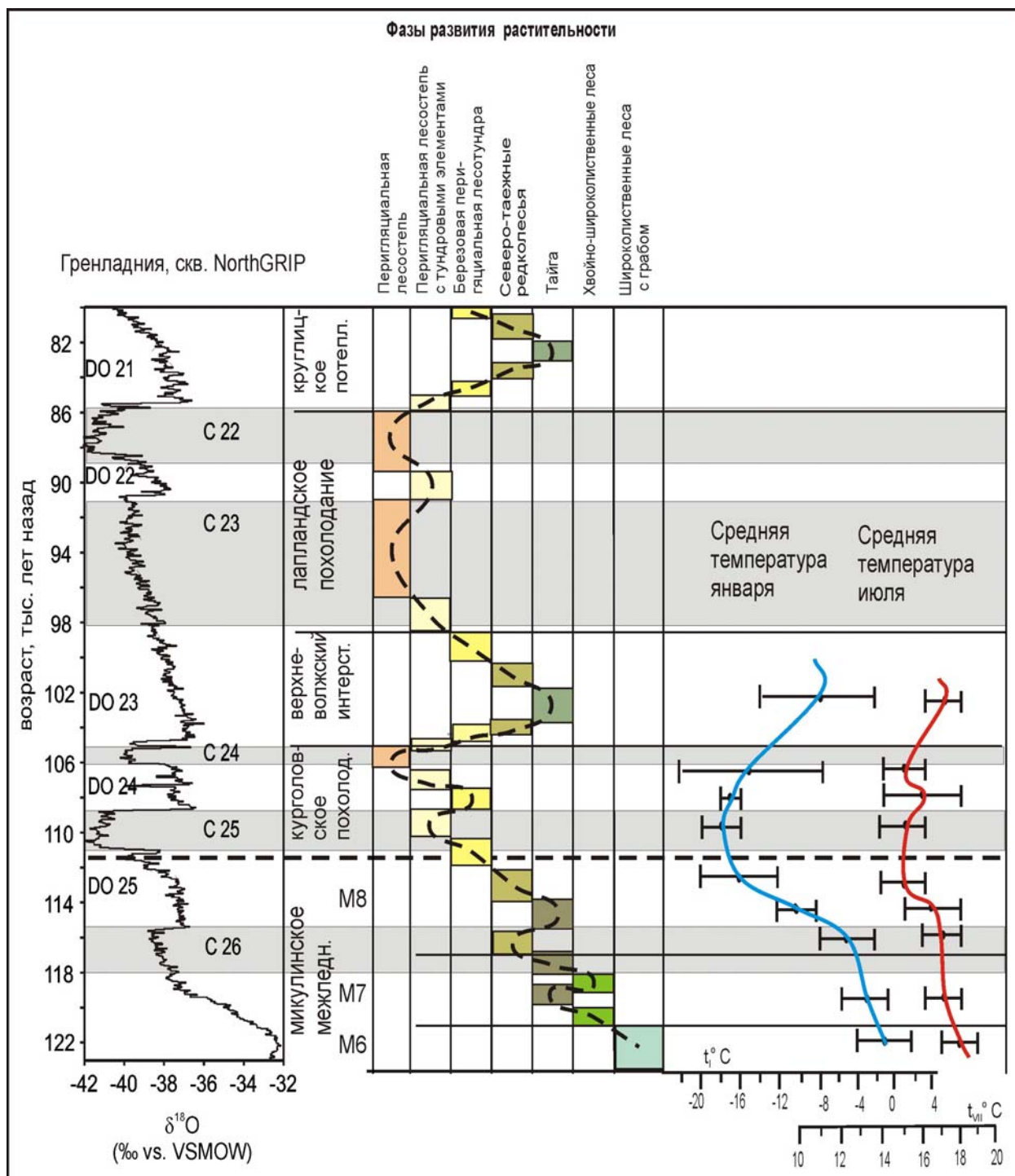


Рис. 72. Изменения растительности и климата Восточной Европы во вторую половину миккулинского межледникового и в раннеледниковье.

Для построения палеотемпературных кривых использованы реконструкции по разрезам Центрально-лесного заповедника (Новенко и др., 2008), Плес (Борисова, 2013) и Черемошник (Новенко, Зюганова, 2013).

ГЛАВА 7. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА РАННЕЛЕДНИКОВЬЯ ВИСЛИНСКОГО (ВАЛДАЙСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ

7.1. Основные представления о развитии ранних этапов оледенения в Европе

Ландшафтно-климатические реконструкции для времени раннеледниковья вислинского (валдайского) оледенения встречают определенные трудности, связанные с тем, что рельеф и отложения этого этапа были существенно переработаны или уничтожены ледниковыми покровами последующего оледенения. Хроностратиграфическая позиция слоев, отвечающих похолоданиям и потеплениям внутри раннеледниковья, может быть надежно определена только в наиболее полных разрезах, где ранневислинские отложения перекрывают слои земского межледниковья без стратиграфических перерывов. Появившиеся в последнее время люминесцентные, уран-ториевые и аминокислотные определения абсолютного возраста помогают более уверенно проводить корреляцию разрезов. Как и при обсуждении событий земского межледниковья и его переходных стадий, для определения возраста событий раннеледниковья широко применяется корреляция с изотопно-кислородными кривыми морских отложений и ледниковых кернов. Общепринятым считается сопоставление ранних этапов вислинского оледенения с МИС 5d-a, начало ледниковой эпохи многими исследователями сопоставляется со временем гренландского стадияла C 25 (например, Turner, 2002; Kukla et al., 2002 и др. публикации).

Начальные этапы оледенения в Европе сопровождались быстрым и значительным похолоданием и падением уровня моря (Hearty et al., 2007), связанным с увеличением объемов материкового льда. По разным оценкам уровень моря в Западной Европе уже в начале ледниковой эпохи мог опускаться до отметок от – 40 м (Zagwijn, 1983) до – 20 м (Streif, 1990) по сравнению с современным положением. Результаты изучения морской фауны свидетельствуют также о существенном и резком понижении температуры поверхностных вод в Северной Атлантике в течение первых 500-700 лет ранневислинского времени, вызванном, очевидно, нарушениями термогалинной циркуляции в Атлантическом океане и проникновением холодных арктических водных масс далеко на юг (Rasmussen et al., 2003). В этот временной интервал на обширных территориях на суше распространялась открытая перигляциальная растительность (Woillard, 1978; Menke, Tynni, 1984; Behre, 1989, Гричук, 1989, Борисова, Фаустова, 1994, Борисова, 2008). Важнейший показатель перигляциальных условий – проявление процессов криогенеза (Величко, 1973).

История ландшафтно-климатических изменений в Европе неразрывно связана с развитием и деградацией Скандинавского ледникового покрова и покровов островных архипелагов. В отношении этих ледниковых систем преобладает представление, согласно которому Скандинавский ледник достиг максимального распространения в эпоху поздне-

го вислинского (валдайского) оледенения (Последний ледниковый..., 1969; Чеботарева, Макарычева, 1974; Санько, 1987; Проблемы стратиграфии..., 2000; Динамика..., 2002). Существование ледниковых условий в ранневислинское (ранневалдайское) время наиболее достоверно установлено в пределах части Балтийского щита, прилегающей к Балтийскому морю (Динамика..., 2002).

Геолого-геоморфологические данные по разрезам Скандинавского полуострова показывают, что уже в течение первого похолодания ранневислинской эпохи (стадии *гернинг*, МИС 5d) ледниковый покров в Скандинавии имел значительную мощность и площадь распространения. Так, в отложениях детально изученного различными методами разреза Фьюозангер (Fjøsanger) близ норвежского города Берген на юго-западе страны, выше отложений эемского межледниковья без видимых перерывов залегают ледниковоморские суглинки, что указывает на процесс айсберговой разгрузки у края ледника всего в нескольких километрах от разреза уже в самом начале оледенения (Andersen, Mangerud, 1989). Согласно имеющимся оценкам область распространения ледника в течение стадии *гернинг* была ограничена горными районами Скандинавии (Andersen, Mangerud, 1989; Baumann et al., 1995; Thiede, Bauch, 1999).

Смягчение климатических условий в период первого ранневислинского потепления (интерстадиал *брёруп*, *верхневолжский*, *фана*, МИС 5c) привело к сокращению площади горных ледников, а по некоторым оценкам даже к их полному таянию (Donner, 1996). В морских отложениях около западного побережья Норвегии этому интервалу соответствуют слои гравия, содержащие фауну моллюсков, характерную для холодных, но безледных условий (Andersen, Mangerud, 1989; Donner, 1996).

С последующим похолоданием (стадиал *редерсталь*, МИС 5b) связано горное оледенение Скандинавии, а также существование локальных ледников в горных районах Кольского полуострова (Евзеров, 2005; Палеоклиматы..., 2009). В разрезах морских отложений у берегов Норвегии этому времени соответствуют тиллиты *бёнес*. Геолого-геоморфологические исследования в северо-восточной (разрез Сокли (Sokli)) и центральной Финляндии (разрез Хитура (Hitura) (Holmlund, Fastook, 1995) показали, что размеры оледенения Феноскандии в течение стадиала *редерсталь* (MIS 5b) превышали таковые в период MIS 5d, и ледниковый покров распространялся в те районы, которые во время более ранней стадии оставались безледными (Holmlund, Fastook, 1995).

Отложения финальной части МИС 5 и последующей ледниковой эпохи детально изучены в разрезе Бё (Bø), расположенном на острове Кармёй (Karmøy) примерно в 100 км севернее разреза Фьюозангер в Норвегии. Несмотря на перерыв в осадконакоплении, отделяющий ранневислинские слои от отложений эемского межледниковья, интерстадиаль-

ные слои в разрезе Бё (так называемые пески *торвастад*) могут быть надежно соотнесены с интерстадиалом *оддераде* (МИС 5a) на основании аминокислотного анализа раковин фораминифер, показавшего возраст 78 ± 7 тыс. лет назад (Miller et al., 1983). Пески *торвастад* перекрыты горизонтом базальной морены (диамиктон *кармёй*), сформировавшимся уже в течение пенигляциала (Andersen, Mangerud, 1989).

Детальные геологические и палеоботанические исследования в северо-восточных Альпах и их предгорьях на территории Центральной Европы также показали, что в течение ранневислинского времени (раннего вюрма) там существовало только горно-долинное оледенение (Preusser, 2004), при этом внутри этого временного интервала четко выделяются два стадиала и два потепления интерстадиального ранга (Drescher-Schneider, Papesch, 1998; Müller et al. 2003).

На развитие природной среды Восточной Европы в позднем плейстоцене большое влияние оказывало оледенение Баренцевоморского шельфа, однако его размеры в течение ранневалдайской (ранневислинской) эпохи остаются предметом дискуссий. Предполагается, что около 90 тыс. лет назад здесь существовал ледниковый покров, край которого захватывал северо-восток Восточно-Европейской равнины (Svendsen et al., 2004; Mangerud et al., 2004; Палеоклиматы..., 2009). В результате блокирования этим ледниковым покровом стока на север крупных рек на севере Европейской части современной России возникали огромные подпрудные озера - Коми, Белое, Балтийское, Адзвинское и др. (Knies, Vogt, 2003; Svendsen et al., 2004; Палеоклиматы..., 2009). Однако большой разброс датировок отложений береговых линий этих озер не позволяет определить время их существования с достаточной точностью.

Реконструкция динамики ландшафтов и климата в раннеледниковье последней ледниковой эпохи основана на данных изучения наиболее полных разрезов позднеплейстоценовых отложений. На территории Европы таких разрезов достаточно много. К детально изученным разрезам, охватывающим эемское межледниковье и все раннеледниковье последующего оледенения (то есть полностью всю изотопно-кислородную стадию 5), на территории умеренной зоны Европы относятся Амерсфорт (Amersfoort; Zagwijn, 1961) в Нидерландах, Редерсталь (Rederstall; Menke, Tynni, 1984) и Гросс Тодсхорн (Gross Todtshorn; Caspers, 1997) в Западной Германии, Греберн (Litt, 1994) и Китлитц (Erd, 1973) в Восточной Германии, Имбрамовице (Mamakowa, 1989), Горошки (Granoszewski, 2003), Згьерц-Рудунки (Zgierz-Rudunki; Jastrzebska-Mamelka, 1985) и Владиславов (Wladyslawow, Tobolski, 1986) в Польше, серия разрезов в Прибалтике (Кондратене, 1996), в том числе разрез Медининкай в Литве (Satkunas et al., 2003). В пределах Восточно-Европейской равнины на территории СНГ подобные разрезы - Корачевщина (Вознячук и др, 1978) в Бела-

руси, Черемнино в Ярославском Поволжье и Кулешино в Тверской области, озера Плещеево и Неро (Проблемы стратиграфии..., 2001). Гораздо большее число разрезов включают эемское межледниковье и начальные фазы ранневислинской ледниковой эпохи (стадии МИС 5d-с, реже захватывают стадию 5b). К таким разрезам относятся почти все разрезы Восточно-Европейской равнины, а также изученные нами ключевые участки (Клинге, Центрально-лесной заповедник, Плес). Среди наиболее полных профилей следует упомянуть разрезы Микулино (Гричук, 1961) и Нижняя Боярщина (Гричук, 1982) в Смоленской, Бутовка (Borisova, 2005) в Калужской, Пушкари (Гричук, 1961) в Витебской и Доманово (Гей и др., 2000) в Вологодской областях. Кроме того, нами принимались во внимание палинологические данные, характеризующие условия последней ледниковой эпохи, полученные по ряду разрезов в бассейне Днепра (Чеботарева, Макарычева, 1982; Болиховская, 1995, Герасименко, 1992).

7.2. Растительность и климат стадии гернинг ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи

В разрезах Центральной и Восточной Европы первое похолодание ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи четко выделяется, как по изменению литологии отложений, так и по составу и соотношениям основных компонентов спорово-пыльцевых спектров. В подавляющем большинстве разрезов слои этого времени представлены озерными отложениями, чаще всего плотными глинами, бедными органическим веществом.

Как показывают полученные данные палинологического анализа рассмотренных нами ключевых участков в пределах широтного трансекта (разрезы Клинге, Центрально-лесной заповедник, Плес), с наступлением ледниковой эпохи роль лесных сообществ в растительном покрове резко снижается. Такие признаки, как резкое сокращение содержания пыльцы древесных пород в спектрах, почти полное отсутствие пыльцы хвойных деревьев при небольшом участии пыльцы древесных видов берез и увеличении содержания пыльцы ив, карликовой березки и можжевельника (в западных районах), свидетельствуют о распаде лесного пояса на всем пространстве умеренной зоны Европы и распространении перигляциальных ландшафтов. В состав комплексного растительного покрова, близкого по структуре к современной лесотундре, входили березовые редколесья, кустарниковые, степные и луговые сообщества. Обилие макроостатков карликовой березки (*Betula nana*) толокнянки альпийской (*Arctistaphylos alpinus*), и плаунка плауновидного (*Selaginella selaginoides*) в отложениях разреза Греберн в Саксонии (Hoffman et al., 1998) свидетельствует о широком распространении тундровых и/или болотных сообществ. В спорово-пыльцевых спектрах из приатлантических районов Европы, относящихся к первой поло-

вине стадии *гернинг*, значительную долю составляла пыльца вересковых (некоторыми авторами определенная, как *Calluna vulgaris*), что указывает, очевидно, на распространение ландшафтов вересковых пустошей в условиях холодного морского климата. В группе пыльцы травянистых растений в разрезах Центральной Европы доминирует пыльца злаков, восточнее наблюдается некоторое увеличение содержания пыльцы *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Характерной чертой раннеледниковых ландшафтов были участки с разреженной растительностью и нарушенным (или несформированным) почвенным покровом. Виды-индикаторы таких ценозов (*Ephedra*, *Plantago*, *Armeria maritima*, *Cichoriaceae*, *Rumex*) присутствуют в пыльцевых спектрах почти в каждом разрезе.

Для первого похолодания ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи выполнен целый ряд количественных палеоклиматических реконструкций, как для территории Восточной Европы (Гричук, 1982; Борисова, Гуртовая, 1994; Борисова, 2008), так Центральной и Западной Европы (Litt, 1994; Aalsberg, Litt, 1998; Caspers et al., 2002).

Согласно расчетам, основанным на современном распространении видов жесткокрылых (Coleoptera), остатки которых обнаружены в отложениях стадиала *гернинг* в Восточной Германии (разрез Греберн), средние температуры июля составляли около 11°C, а средние температуры января опускались ниже -15°C (Walkling, Coore, 1996). В то же время реконструкции, основанные на анализе ископаемой флоры (макроостатки растений из разрезов Греберн и Киттлиц), показали, что зимние температуры в течение стадиала *гернинг* не опускались ниже -8...-12°C (Litt, 1994; Aalsberg, Litt, 1998), а летние не были ниже 12°C. Оценки минимальных средних температур июля для территории Центральной Польши находятся в интервале 10-12°C (Aalsberg & Litt, 1998). Сопоставляя полученные реконструкции с современными температурными показателями, можно заключить, что июльские температуры были на 6-7°C, а январские на 8-15°C ниже современных значений. Однако надо отметить, что это реконструкции минимальных возможных значений температур.

На Восточно-Европейской равнине количественные климатические реконструкции для первого послемекулинского (*курголовского*) похолодания получены методом климатотермограмм с использованием данных об ископаемой флоре. Для разреза Бутовка О.К. Борисова (2008) указывает, что средние температуры января во время этого похолодания были на 8°C, а июля - на 3°C ниже современных значений. Таким образом, исходя из современных условий этого региона, январские и июльские температуры составляли -17°C и 15°C соответственно.

В бассейне Верхней Волги реконструкции палеотемператур с использованием данных по ключевому участку Плес, рассмотренному в представленной работе (см. рис. 70),

для кратковременного потепления внутри первого послелемнинского похолодания показали следующие значения: средняя температура января от -14°C до -19°C , июля - от 15°C до 16°C . Реконструкции палеотемператур в бассейне Среднего Днепра для этого же временного интервала, полученные на основе палеофлористических материалов по разрезу Канев, составили -22.5°C и 17.5°C (Борисова, Гуртовая, 1994). Большинство исследователей (Гричук, 1982; Борисова, 2008; Aalsberg & Litt, 1998; Caspers, Freund, 2001; Caspers et al., 2002) отмечают, что продолжительность вегетационного периода и годовое количество осадков существенно сократились в течение стадии *гернинг* (*курголовского* похолодания), поэтому, несмотря на относительно высокие показатели термического режима, существование лесной растительности стало невозможным. Реконструкции, основанные на анализе ископаемой флоры центральной Германии, показали, что продолжительность безморозного периода сократилась до 90 дней (Hoffman et al., 1998). Количество осадков составляло 400-500 мм (Kuehl et al., 2007), что на 300-200 мм ниже современных значений.

Глубокое похолодание в самом начале ледниковой эпохи послужило причиной развития криогенных процессов. Однако существует мнение (Caspers et al., 2002), что развитие относительно мощного снежного покрова препятствовало широкому распространению криогенных деформаций в Западной и Центральной Европе. Тем не менее, в Восточной Германии (Средняя Саксония) описаны слабо выраженные признаки криотурбации и солифлюкции в разрезе Кенигсау (Königsau) (Mania, Toepfer, 1973), а также некоторые исследователи выделяют солифлюкционные отложения стадиала *гернинг* в разрезах на Севере Германии (Behre, Lade, 1986). Следы криогенных деформаций на Восточно-Европейской равнине отмечены в разрезе Борхов Ров (Чеботарева, Макарычева, 1982). В разрезах лессово-почвенной формации этому временному интервалу соответствует смоленская фаза ранневалдайского криогенеза (Величко и др., 1982).

Ландшафтно-климатические условия в течение первой холодной фазы ранневислинского (ранневалдайского) оледенения не были однородными. В спорово-пыльцевых спектрах отложений, соответствующих первому похолоданию раннеледниковья, выделен интервал существенного увеличения доли пыльцы древесных пород (до 70-80%), преимущественно за счет увеличения содержания пыльцы березы. Подобная пыльцевая зона отчетливо выделяется в изученных нами разрезах: Центрально-лесной заповедник и Плес, а также в разрезе Бутовка (Borisova, 2005). Очевидно, что в центральных районах Восточно-Европейской равнины происходило распространение березовых лесов, вероятно, связанное с небольшим потеплением климата. Как зональный тип растительности, на данной территории по-прежнему господствовала березовая лесотундра с хорошо развитым кустарниковым ярусом, но с большей ролью древостоев, чем в предыдущую фазу. По-

видимому, некоторое смягчение климатических условий, благоприятное для белой березы, было неглубоким и непродолжительным, так что другие деревья, в отличие от этой пионерной породы, не успели на него отозваться.

Результаты изотопно-геохимического изучения разреза Плес демонстрируют, что потепление климата этого так называемого «березового интерстадиала» привело к увеличению продуктивности озерной экосистемы, что маркируется увеличением общего содержания органического вещества в озерных осадках и изменением их изотопного состава (Boettger et al., 2009). Данные карпологического анализа для этого же временного интервала свидетельствуют о новом появлении водных растений, исчезавших с началом ледниковой эпохи. Определены макроостатки таких видов, как *Ceratophyllum demersum*, *Potamogeton natans*, *Nuphar lutea*, *Caulinia flexilis* (Зюганова 2008), которые хотя и не являются ярко выраженными термофилами, но характерны для современных водоемов в лесной зоне (Величкевич, 1982).

В Западной и Центральной Европе признаки этого «березового интерстадиала» прослеживаются в разрезах, где отложения стадии *гернинг* хорошо представлены и изучены с высокой степенью детальности. К таким разрезам относится Греберн, где это потепление выражено не только в изменении состава спорово-пыльцевых спектров (Litt, 1994), но и изотопного состава отложений – в изменении соотношения $\delta^{18}\text{O}$ (Boettger et al., 2009). Другие хорошие примеры наличия в спорово-пыльцевых спектрах «березового потепления» - разрез Редерсталь-1 (Rederstall-I), Квакенбрюк (Quakenbrück), Остерванна (Osterwanna) и Оддераде (Odderade) на севере Германии (Averdieck, 1967; Behre, 1974; Menke, Tunni, 1984; Nahne et al., 1994). На существование интервала увеличения содержания пыльцы березы внутри стадии *гернинг* в спектрах на спорово-пыльцевых диаграммах Западной Европы было обращено внимание уже более 30 лет назад, были высказаны предложения о рассмотрении его как части интерстадиала *бреруп*, отделенной от его ранней фазы периодом похолодания. Однако такое мнение не вызвало поддержки большинства ученых и закрепилось только в стратиграфических схемах Нидерландов, где выделяют 2 фазы интерстадиального потепления – *бреруп* и *амерсфорт*. Отсутствие надежных датировок и четких палеоботанических критериев корреляции разрезов не позволяет однозначно определить хроностратиграфическую позицию этого «березового потепления».

Если рассматривать корреляцию событий стадии *гернинг* с изменениями изотопно-кислородного состава ледниковых кернов Гренландии, то это потепление («березовый интерстадиал») можно сопоставить с теплой фазой события Дансгора-Эшгера DO 23. Возраст этой фазы согласно результатам IR-OSL датирования отложений разреза Плес составляет 119 ± 20 ka (Degering, Krbetschek, 2007), что несмотря на большую неопределен-

ность в значениях, в целом не противоречит такой корреляции.

7.3. Растительность и климат интерстадиала *бреруп* (верхневолжского / крутицкого) ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи

Первое интерстадиальное потепление (*бреруп*, верхневолжский интерстадиал, стадия 5с) внутри ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи зафиксировано во множестве разрезов (Гричук, 1961, Величко и др., 2004; Behre, 1989; Borisova et al., 2007; Boettger et al., 2009; и др. публикации). Для интерстадиала *бреруп* характерно формирование мощных органогенных горизонтов на всей территории Европы. Так, в различных разрезах Германии мощность горизонтов торфа, накопившихся в течение интерстадиала *бреруп*, колеблется от 1.0 до 1.5 м (Behre, 1989; Caspers, Freund, 2001). Для Восточно-Европейской равнины также отмечают горизонты торфа или гиттии, соответствующие первому крупному послелемнинскому интерстадиальному потеплению (Чеботарева, Макарычева, 1974). Мощность данного горизонта торфа составляет в разрезе Центрально-лесного заповедника 0.6 м, а в разрезе Плес достигает 1.2 м.

В настоящее время общепринятой является корреляция интерстадиала *бреруп* с изотопно-кислородной подстадией 5с и сопоставление этого потепления с теплой фазой цикла Дансгора–Эшгера DO 23/24. Определение абсолютного возраста его нижней границы в разрезе Плес (IR-OSL даты) составляет 86 ± 20 тыс. лет назад, а в разрезе Греберн 90 ± 14 тыс. лет назад. Датировка его верхней границы в разрезе Греберн составляет 85 ± 18 тыс. лет назад. Уран-ториевые даты по отложениям этого интерстадиала, полученные из разрезов в Швейцарских Альпах, составляют в разрезе Гондишвилль (Gondiswil) 94 ± 5 тыс. лет назад, и в разрезе Целл (Zell) - 96 ± 5 тыс. лет назад, для прослая песка в горизонте торфа второго разреза получена OSL датировка 96 ± 4 тыс. лет назад (Preusser et al., 2001). В разрезе Редерсталь (Rederstall) мощность диатомовой гиттии, накопившейся в течение интерстадиала *бреруп*, составляет 10,4 м, и в некоторых интервалах эти отложения имеют годичную слоистость (Grüger, 1991). Детальный анализ интерстадиальных отложений и интерполяция полученных результатов позволили оценить продолжительность интерстадиала *бреруп* от 5800 до 10500 лет (Grüger, 1991).

Отложения интерстадиала *бреруп* хорошо представлены в серии разрезов на севере и северо-западе Европы, а в центральной ее части - в разрезах Греберн, Киттлиц, Клинге в Германии и Горошки, Варшава-Вола, Владиславов и Згиерц-Рудунки в Польше (Erd, 1973; Litt, 1994; Tobolski, 1986; Mamakowa, 1989; Novenko et al., 2008). По названию последнего разреза интерстадиал *бреруп* имеет региональное название в Польше интерстадиал *рудунки*. Пыльцевые спектры отложений из Центральной Европы, характеризующие

интерстадиал *бреруп*, отражают экспансию березово-сосновых лесов в первую половину этого интервала, и распространение ели и лиственницы в течение его второй половины. Доля пыльцы светлюбивых кустарников (ив и можжевельника) в спектрах уменьшается, содержание пыльцы злаков и полыней падает до нескольких процентов. В Центральной Европе лиственница принимала существенное участие в составе лесов. Ее пыльца в небольшом количестве отмечена почти во всех разрезах, а в разрезах Греберн и Клинге определены ее семена (Hoffman et al., 1998; Erd, 1960a).

На северо-западе Германии в составе лесных сообществ интерстадиала *бреруп* преобладала береза (Menke, Tynni, 1984; Litt, 1994; Behre, 1989; Caspers et al., 2001). Анализ макроостатков древесных пород показал, что подавляющая часть карпоидов принадлежит древовидным березам (Freund et al., 2001), в то время как участие карликовой березки (*Betula nana*), широко распространенной в течение стадиала *гернинг*, заметно сократилось. В Центральной Европе (на территории Восточной Германии и Польши) роль сосны существенно возрасла. В средней полосе Европейской части России, помимо сосны, ель принимала участие в составе древостоев уже в самом начале интерстадиала. Во многих разрезах, особенно на территории Центральной Европы, в спектрах присутствует пыльца ольхи, семена *Alnus glutinosa* отмечены в разрезе Сокли (Sokli) на северо-востоке Финляндии (Helmens et al., 2012). Очевидно, ольха была широко распространена в Европе в течение рассматриваемого интерстадиала.

На Восточно-Европейской равнине отчетливо выраженные признаки относительно теплого интерстадиала с бореальной растительностью в начале валдайской ледниковой эпохи (*верхневолжского* интерстадиала) были выделены уже в самом стратотипе микулинского межледниковья – в разрезе Микулино (Гричук, 1961), а также в разрезах Пушкарри (Гричук, 1961), Корачевщина (Вознячук и др., 1978), Мурава в Беларуси, Йоненис (Jonionys) и Медининкай в Литве (Satkunas et al. 2003), в разрезе Бутовка (Borisova, 2005) в Калужской области и в целом ряде других разрезов на территории России. Аналогичная смена ландшафтно-климатических условий четко прослеживается по данным детального изучения разреза Доманово в Вологодской области (Гей и др., 2000), отложения которого полностью охватывают микулинское межледниковье, а также включают в себя ранние этапы последующего оледенения. Изменения растительности и климата в течение верхневолжского интерстадиала детально изучены нами в разрезах Центрально-лесной заповедник и Плес.

Как показывают полученные данные в начале верхневолжского интерстадиала на Восточно-Европейской равнине происходило относительно быстрое распространение лесов – сосновых с участием березы и ели, возможно, заболоченных. Следует отметить, что

в спорово-пыльцевых спектрах разрезов, расположенных в восточных районах равнины, участие пыльцы ели выше, чем в западных. Это, вероятно, объясняется разницей в климатических условиях регионов, и в первую очередь в увлажнении. Во вторую половину интервала широкое распространение получили березовые и березово-сосновые леса с участием лиственницы, ели и кедровой сосны (Гричук, 1961; Борисова, Гуртовая, 1994, Борисова, 2008; Borisova et al., 2007), близкие по структуре к современным среднетаежным лесам северо-востока Восточно-Европейской равнины. Палинологические данные по разрезам Медининкай в Литве (Satkunas et al., 2003) и Сокли в Финляндии (Helmens et al., 2000) указывают на широкое распространение лиственничных редколесий с участием ели и сосны в течение этого первого интерстадиала раннеледниковья. Для территории Литвы эта реконструкция также подкреплена обилием макроостатков лиственницы в отложениях (Satkunas et al., 2003).

Существует довольно много количественных реконструкций термического режима интерстадиала *бреруп* в зарубежной Европе, основанных как на палинологических и карпологических данных, так и на результатах изучения фауны жесткокрылых (Andersen, 1961; Aalbersberg, Litt, 1998; Caspers, Freund, 2001; Freund et al., 2001; Behre et al., 2005; Köhl et al., 2007; Välranta et al., 2009). Согласно этим оценкам, средняя температура июля принадлежала диапазону от 11°C до 17°C, но большинством исследователей наиболее вероятными летними температурами интерстадиала *бреруп* для Центральной Европы считаются 15-17°C. Средняя температура января не превышала -12...-14°C. Согласно реконструкции Н. Кюля с соавторами (Kühl et al., 2007), количество осадков составляло 600-700 мм в год и было близко к современным значениям.

С продвижением на восток теплообеспеченность понижалась, что свидетельствует о существовании заметного широтного градиента температур. Согласно реконструкциям по палеоботаническим данным по разрезу Плес, средние температуры января в Верхнем Поволжье составляли -16...-20°C, июля - 15-16 °C. О.К. Борисовой (2013) получены близкие значения палеотемператур верхневолжского интерстадиала по палеоботаническим данным по разрезу Бутовка: средняя температура января -16...-19 °C, июля - 15-17 °C.

7.4. Растительность и климат стадиала редерсталь и интерстадиала оддерде ранневислинской ледниковой эпохи и соответствующих им интервалов ранневалдайского времени

Отложения стадиала *редерсталь* и последующего интерстадиала *оддерде* в Центральной и Восточной Европе представлены лишь в небольшом числе разрезов. Известна

целая серия местонахождений на северо-западе Германии, в Дании и Южной Швеции, где эти отложения были впервые описаны и детально изучены. В восточной Германии к таким разрезам относятся Греберн и Китлиц, в Польше - Горошки, Владиславов, Згиерц-Рудунки, в Литве - Йоненис и Медининкай, в Беларуси - Корачевщина. В настоящее время общепринятой считается корреляция стадиала *редерсталь* с МИС 5b (около 95-85 тыс. лет назад), а следующего за ним теплого интервала *оддераде* с МИС 5a (около 85-75 тыс. лет назад).

Похолодание в начале стадии 5b привело к существенным перестройкам ландшафтной структуры Европы и к трансформации многих физико-географических процессов. Результаты изучения литологического строения разрезов показали, что тип осадконакопления претерпел заметные изменения. В большинстве разрезов отложения стадиала *редерсталь* представлены глинистой гиттией, или тонкозернистыми песками, или алевритами (Caspers, Freund, 2001). Согласно палинологическим данным, начало стадиала *редерсталь* ознаменовалось деградацией древесной растительности на всем пространстве современной лесной зоны Европы. Спорово-пыльцевые спектры, соответствующие стадиалу *редерсталь*, в вышеупомянутых разрезах характеризуются значительным увеличением содержания пыльцы полыней и злаков, возрастанием обилия и разнообразия пыльцы представителей разнотравья и резким сокращением процентного содержания пыльцы деревьев, из которых только древесная береза сохранила небольшое участие в спектрах. В то же время, доля пыльцы кустарников – карликовой березки, ивы и можжевельника заметно возрастает. По сравнению с составом пыльцевых спектров из отложений стадиала *гернинг*, доля пыльцы полыни в спектрах стадиала *редерсталь* заметно выше даже в западных районах Европы, при этом пыльца вересковых менее обильна, что, вероятно, указывает на нарастание континентальности климата.

В западных и центральных районах Восточно-Европейской равнины соответствующее похолодание климата (в Литве – стадиал нямунас-2, в России - лапландское похолодание) привело к смене среднетаежных формаций березовыми редколесьями в сочетании с травянистыми группировками и ерниковыми сообществами. В спорово-пыльцевых спектрах резко сокращается доля хвойных пород деревьев и увеличивается содержание пыльцы берез, в том числе кустарниковых видов. В составе ископаемой флоры разреза Кулаки на юго-западе Беларуси (Махнач, 1971) для второго похолодания внутри ранневалдайской (поозерской) ледниковой эпохи определены виды-индикаторы степных ассоциаций (*Kochia laniflora*, *Chenopodium foliosum*), в том числе на засоленных грунтах (*Kochia prostrata*, *Salsola* sp.) и представители растительных группировок на местах с несформированным почвенным покровом (*Chenopodium album*, *Ch.urbicum*).

Отложения *лапландского* похолодания несколькими образцами охарактеризованы в разрезе Центрально-лесного заповедника. Для спорово-пыльцевых спектров этого временного интервала характерно резкое сокращение содержания пыльцы древесных пород и минимальные для всего разреза значения концентрации пыльцы и спор, что свидетельствует о полной деградации лесной растительности и о распространении открытых холодных степных ландшафтов (доминанты – злаки и полынь).

В виду небольшого количества разрезов и относительной бедности ископаемой флоры для стадиала *редерсталь*, информация о температурном режиме весьма ограничена. Данные о находках фауны жесткокрылых в разрезе Греберн позволяют реконструировать среднюю температуру июля в Восточной Германии - около 11°C. Столь низкие температуры основаны на находке арктического вида *Agonum exaratum*, современное ближайшее местонахождение которого находится на северо-востоке Кольского полуострова (Aalbersberg, Litt, 1998). Однако находки макроостатков рогоза (*Typha latifolia*) в тех же отложениях заставляет предполагать, что средние июльские температуры не опускались ниже 12°C (Hoffman et al., 1998). Средняя температура января, согласно тем же расчетам, составляла -10...-12 °C.

Несмотря на суровые условия похолодания, криогенные процессы не получили широкого развития, особенно в Западной и Центральной Европе. Признаки мерзлотных деформаций описаны в разрезе Бётерзен (Bötersen) на северо-западе Германии в нижней Саксонии (Höfle, 1992). В восточной части Германии (на рассмотренной нами территории близ разреза Клинге) в стенках буроугольных карьеров описаны криогенные деформации флювиальных отложений, перекрывающих горизонты торфа интерстадиала *брерун* (Boss et al., 2001; Mol, 1997). На Восточно-Европейской равнине в разрезах лессово-почвенной формации второму послемеикулинскому похолоданию соответствует «смоленская б» фаза криогенеза.

Как показывают палинологические и геолого-геоморфологические исследования в районах с наиболее представительными разрезами раннеледникового вислинского (валдайского) оледенения, растительный покров и климатические условия интерстадиала *оддераде* были в целом близки к условиям более раннего интерстадиала *брерун*. При этом интерстадиал *оддераде* был выражено слабее, и, возможно, был короче. Возраст интерстадиала *оддераде* в морских изотопных сериях составляет около 75 тыс. лет назад (Martinson et al., 1987) и, если принять корреляцию этого интерстадиала с теплой фазой цикла Дансгора-Эшгера DO-21, выделенного по изменению изотопно-кислородного состава льдов Гренландии, то продолжительность этого потепления составляла около 5-7 тысяч лет. Согласно примерным расчетам, основанным на скоростях накопления торфа и его компрессии

при фоссилизации, длительность интерстадиала *оддераде* оценивается в 5-10 тысяч лет (Behre, Van der Plicht, 1992).

Спорово-пыльцевые диаграммы по разрезам в Германии и Польше, отражающие изменения растительности в течение интерстадиала *оддераде*, позволяют реконструировать распространение березовых и березово-сосновых лесов в первую половину потепления и елово-сосновых лесов с участием лиственницы - в течение его второй половины. Макроостатки ели и лиственницы отмечены в ряде разрезов Германии (Caspers et al., 2001). Как показывают палинологические данные по разрезам Литвы, в которых отложения интерстадиала *йоненис 2*, сопоставляемого с *оддераде*, хорошо изучены - Медининкай, Микунай (Mickunai), Диснай (Dysnai) и Смалвос (Smalvos) (Satkunas et al., 2013) – зона елово-сосновых и елово-березовых лесов с участием лиственницы охватывала территорию Прибалтики, и, судя по данным по разрезу Корачевщина (Вознячук и др., 1978), протягивалась на территорию Беларуси. В центральных районах Восточно-Европейской равнины в это время были распространены северотаежные сосновые леса (Борисова, 2008).

Ряд исследователей отмечает, что климатические условия интерстадиала *оддераде* были более холодными, чем условия более раннего интерстадиала *бреруп* (Menke, Tynni, 1984; Behre, 1989; Litt, 1994; Caspers, Freund, 2001). В качестве одного из доказательств такого вывода можно привести отсутствие ольхи, являющейся относительно термофильной древесной породой для ледниковой эпохи, в составе древостоев в течение временного интервала *оддераде*. В отличие от пыльцевых спектров отложений интерстадиала *бреруп*, в которых содержание пыльцы ольхи в разрезах Германии достигало 5%, а в разрезах Нидерландов - до 10-15%, в отложениях второго теплого интервала отмечены лишь единичные пыльцевые зерна, что может быть результатом ветрового заноса из более южных районов или переотложения. В восточном секторе рассматриваемой нами территории обилие пыльцы карликовой березки в ряде разрезов и макроспор *Selaginella selaginoides* в разрезе Медининкай (Satkunas et al., 2003) также указывает на более прохладную обстановку по сравнению с первым интерстадиальным потеплением.

Разницу в теплообеспеченности двух интерстадиалов наглядно демонстрируют палинологические данные по разрезу Сокли на севере Финляндии, согласно которым во время наиболее теплой фазы интерстадиала *бреруп* эта часть Фенноскандии была покрыта сосново-еловыми лесами с участием лиственницы (Helmens et al., 2012), а в течение второго потепления (региональные названия – Tärendö/Vålbacken) здесь были распространены предтундровые редколесья (Donner, 1996; Helmens et al., 2000).

Данные о количественных значениях климатических характеристик для интерстадиала *оддераде* весьма ограничены. Реконструкции, основанные на флористических дан-

ных, показали, что средняя температура июля на территории Германии и Польши составляла 15–16°C (Litt, 1994) при минимальных возможных значениях 10°C (Aalbersberg, Litt, 1998). Расчеты летних температур, полученные при анализе современного распространения видов жесткокрылых, обнаруженных в разрезе Греберн в Центральной Германии, показали близкие значения (Walking, Coore, 1996). Средняя температура января не опускалась ниже -13°C (Aalbersberg, Litt, 1998).

7.5. Сопоставление основных фаз раннеледниковья в Центральной и Восточной Европе с аналогичными фазами в Западной и Южной Европы

События раннего вислинского оледенения хорошо изучены в разрезах Западной и южной Европы, где существует множество разрезов, включающих эемское межледниковье и всю последующую ледниковую эпоху. К таким разрезам относятся Гран-Пиль (Woillard, 1978; Kukla et al., 2002), Рибайнс (Ribains; Kukla et al., 2002; de Beaulieu, Reille, 1992), Лез-Эшэ (Les Echets; de Beaulieu, Reille, 1984) во Франции, озера Лаго Гранде ди Монтиччо (Lago Grande di Monticchio; Brauer et al., 2007), Гастиглионе (Castiglione; Follieri et al., 1986) и Фимон (Fimon; Pini et al., 2010) в Италии, озера Иоаннина (Frogley et al., 1999) и Тенаги Филиппон (Tenaghi Philippon; Wijmstra, Groenhardt, 1983) в Греции, а также целый ряд скважин на шельфе Атлантического океана (Tzedakis, Bennet, 1995; Sanchez-Goni et al., 1999, 2008). В последнее время появилось много данных изучения пещер в южной Австрии, Италии, Франции (Wainer et al., 2011; Plagnes et al., 2002; Drysdale et al., 2005; Starnberger et al., 2013).

Согласно данным комплексных исследований четвертичных отложений в западных и южных районах Европы, внутри ранней эпохи вюрмского оледенения четко выделяются два интерстадиала, следующие за эемским межледниковьем и отделенные от него похолоданием. Результаты спорово-пыльцевого анализа ряда разрезов показали, что, даже в периоды похолоданий лесная растительность сохранялась на юге Европы, в южных предгорьях Альп и на территории Франции, однако состав лесов существенно менялся. В течение холодных фаз территория была занята сосново-березовыми лесами с участием ели, а на юге – с небольшой примесью широколиственных пород. При потеплении климата в эти районы распространялись смешанные хвойно-широколиственные леса, в которых значительную роль играли термофильные породы деревьев – дуб, липа, граб, и даже в некоторых случаях самшит. К.Э. Бере (Behre, 1989) предположил, что редкие пыльцевые зерна широколиственных пород в разрезах Северной Германии в слоях торфа, где переотложение материала в силу геоморфологической позиции разрезов было мало вероятно, возможно, являлось результатом дальнего заноса как раз из широколиственных лесов Фран-

ции и юга Германии. Многие исследователи отмечают, что в период более молодого интерстадиала (*сен-жермен 2*) участие термофильных пород было меньшим, что указывает на более прохладный климат этого временного интервала (Kukla et al., 2002; Brauer et al., 2007; Pini et al., 2010).

Из сопоставления природных условий раннеледниковья Центральной и Северной Европы с теми же периодами на западе и юге континента следует, что меридиональный температурный градиент в течение интерстадиалов был существенно выше, чем в настоящее время и в период эемского межледниковья, что вызывало множество дискуссий о корреляции интерстадиалов в Южной и Центральной Европе (Kukla et al., 2002). Во время интерстадиальных потеплений, когда во Франции были распространены смешанные широколиственные леса, на территории средней Германии произрастали бореальные хвойные леса, а южная граница тундровой зоны в Швеции и Финляндии продвигалась далеко к югу, по сравнению с ее нынешним положением. Возможно, было несколько причин подобных перестроек широтной зональности в Европе. Первая причина - ослабление термогалинной циркуляции в Атлантическом океане (Rasmussen et al., 2003; Bauch, 2013) и, как следствие, изменение циркуляции атмосферы в Западной Европе. Вторая причина – снижение уровня Мирового океана и перемещение береговой линии Европы к западу. В результате, центральные районы Европы оказались на гораздо большем расстоянии от побережья, что привело к увеличению континентальности климата.

Рассмотренные данные о динамике растительности и климата ранневислинской (ранневалдайской) ледниковой эпохи позволили сделать заключение, что раннеледниковье – это длительная (около 40 тыс. лет, то есть почти $1/3$ позднеледникового макроцикла), сложно построенная эпоха перестройки природной среды от межледниковья к плейстоцену, для которого были характерны постепенное нарастание похолодания климата и увеличение степени его континентальности, усиление широтного и меридионального градиента изменений температур и осадков. Согласно реконструкциям, полученным различными методами, амплитуды изменений летних температур между стадиальными похолоданиями и интерстадиальными потеплениями составляли $2-3^{\circ}\text{C}$, при общей продолжительности потеплений, по разным оценкам, от 5 до 10 тысяч лет (см. рис. 71 и 72). Однако, даже потепление на $2-3^{\circ}\text{C}$ при условии увеличения продолжительности вегетационного периода оказывалось достаточным для распространения лесной растительности и перестройки природной системы от открытых перигляциальных ландшафтов к лесным. Разница между зимними температурами между периодами похолоданий и потеплений второго порядка также составляла несколько градусов.

Реконструкции растительности, как для территории Центральной, так и Восточной Европы показывают, что климатические условия более поздней стадии похолодания *ре-дерсталь* были более холодными, чем более ранней стадии *гернинг*, а потепление интерстадиала *оддераде* было менее продолжительным и глубоким, чем потепление интерстадиала *бреруп*. Однако разница в реконструированных значениях температур составляет 1-2°C, что находится в пределах ошибки методов.

ГЛАВА 8. РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

8.1. Изменения растительности и климата на переходном этапе от оледенения к межледниковью (14700-10500 кал. л.н, позднеледниковье - пребореал.)

Ландшафтно-климатические изменения в позднеледниковье (период 14700 – 11700 кал. л.н.) неразрывно связаны с распадом ледниковой системы Северной Евразии. Деградация Скандинавского ледникового покрова произошла за относительно короткое время в течение 7–10 тыс. лет (Фаустова, 1994, Velichko et al., 2011). Как показывают результаты изучения конечно-моренных образований на северо-востоке Восточно-Европейской равнины и на Скандинавской полуострове, на первом этапе деградации оледенения лопасти ледника отступали практически синхронно и последовательно почти до 15500 лет назад. Позднее, льды выдвигались вперед в западном и центральном секторе покрова, образуя многочисленные постоянно осциллирующие языки (Фаустова, 1994; Величко и др., 2002). Фазы кратковременной активизации льда или его стагнации выделены по серии конечных морен и связанных с ними форм рельефа.

Начиная с потепления климата около 14700 кал. л.н. (интерстадиал *аллерёд*), начался заключительный этап деградации ледникового покрова – быстрая и необратимая дегляциация. В этот период Скандинавский ледниковый покров уже сильно сократил свои площади, однако оледенение все еще существовало на северо-западе Европы. Возраст конечноморенных образований лужской стадии отступления ледникового покрова определен, как 14250 кал. л.н., невской стадии - 13300 кал. л.н. (Saarnisto, Saarinen, 2001).

К концу интерстадиала *аллерёд* ото льда освободились такие крупные озера, как Ладожское и Онежское и южная часть Белого моря (Saarnisto, Saarinen, 2001; Pasanen et al., 2010), а также обширные территории Финляндии и Швеции (Lunkka et al., 2004). Направленная дегляциация прерывалась стагнацией льдов в *позднем дриасе* – стадия сальпаусселькя - 12900-11700 кал. л.н. (Saarnisto, Saarinen, 2001).

Положение наиболее детально изученных разрезов рассматриваемой территории, данные по которым были использованы для реконструкции ландшафтно-климатических изменений в позднеледниковье и голоцене, представлено на карте (рис. 73). В большинстве случаев разрезы отложений позднеледниковья, как в Восточной, так и в Центральной Европе, представлены озерными отложениями. Многие разрезы голоценовых торфяников, сформировавшиеся в термокарстовых западинах или в старичных понижениях, подстилаются озерными глинами и суглинками, накопившимися в позднеледниковье.

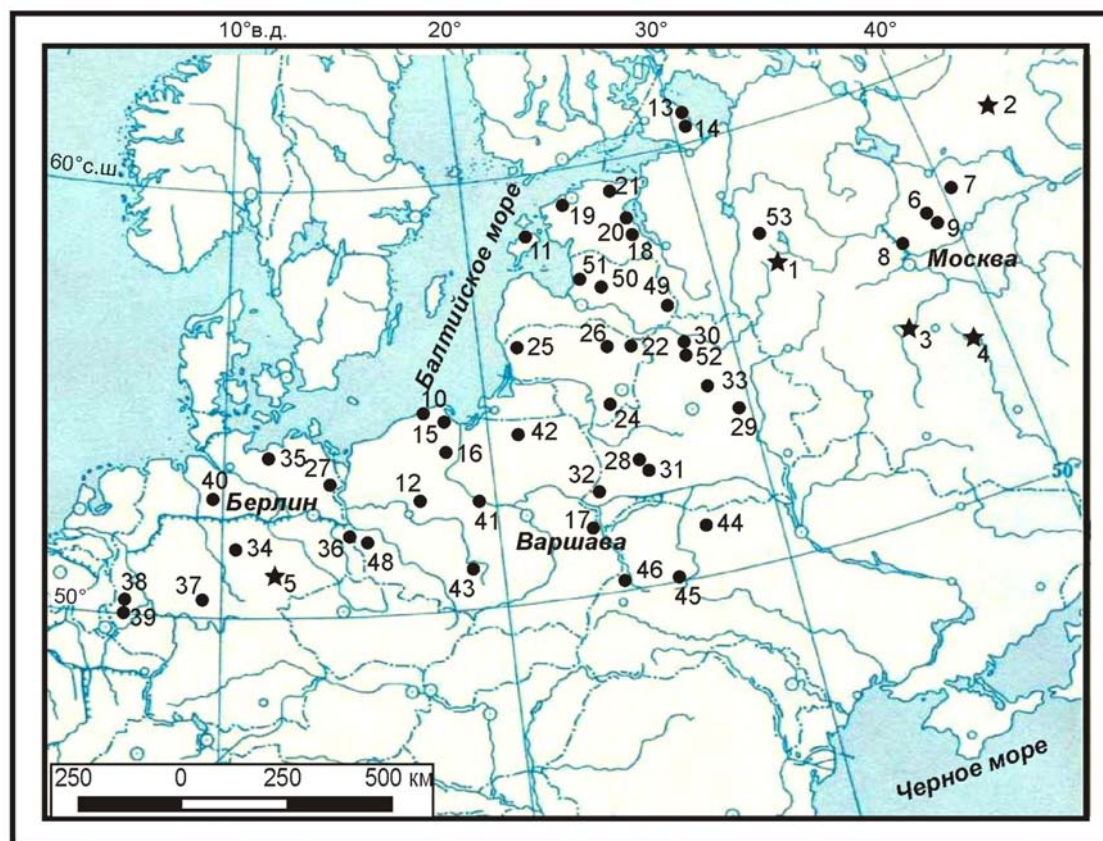


Рис. 73. Положение основных разрезов отложений голоцена, упоминаемых в тексте.
Разрезы, изученные автором: 1 – Центрально-лесной заповедник, 2 – Галичское озеро, 3 – Куликово поле, 4 – Болото Клюква, 5 – озеро Зальцигер.

Прочие разрезы: 6 – Половецко-Купанское болото (Хотинский, 1977); 7 – оз. Неро (Wohlfarth et al., 2006); 8 – оз. Долгое (Kremetski et al., 2000); 9 – Ивановское болото (EPD); 10 – Клуки (Kluki, [Tobolski, 1987; EPD]); 11 – оз. Каруярв (Karujärv, [Saarse, Königsson, 1992; EPD]); 12 – оз. Ледница (Lednica [EPD]), 13 – оз. Медведевское (Суббето и др., 2003), 14 – оз. Пасторское (Суббето и др., 2003); 15 – Стажки (Stazki [Galka et al., 2013]); 16 – болото Тухола (Tuhola [Lamentowicz et al., 2008]); 17 – оз. Слоње (Slone [Kulesza et al., 2012]); 18 – группа из трех озер Плаани (Plaani), Вериярв (Verijärv), Ласва (Lasva [Nienernets, Saarse, 2009]); 19 – оз. Руила (Ruila [Seppä, Poska, 2004]); 20 – Райгаствере (Raigastvere [Seppä, Poska, 2004]); 21 – Виитна (Viitna [Seppä, Poska, 2004]); 22 – Petrašiūnai [Stančikaite et al., 2009]; 23 – оз. Бирцулис (Biržulis [Stančikaite et al., 2006]); 24 – оз. Памеркиай (Pamerkiai [Stančikaite et al., 2008]); 25 – оз. Казучиай (Kašučiai [Stančikaite et al., 2008]); 26 – оз. Йодонис (Jodonis [Stančikaite et al., 2008]); 27 – группа озер Гросер Кребзее (Großer Krebssee), Фелховзее (Felchovsee), Укерзее (Ükersee, [Jahns, 2000]); 28 – оз. Бобровическое (Zernitskaya, Michailov, 2009); 29 – оз. Неропля (Zernitskaya, Michailov, 2009); 30 – оз. Лозовики (Zernitskaya, Michailov, 2009); 31 – оз. Иванисовка (Зерницкая и др., 2010), 32 – Дворещанское [Zernitskaya, Michailov, 2009], 33 – Судобле [Zernitskaya, Michailov, 2009]; 34 – оз. Джуес (Jues, [Voigt et al., 2008]), 35 – оз. Лёддихзее (Löddigsee [Jahns, 2007]); 36 – оз. Гросер Треппельзее (Großer Treppelsee [Schönfelder et al., 2000]); 37 – Крумпа (Krumpa [Boettger et al., 1998]); 38 – оз. Хольцмаар (Holzmaar [Leroy et al., 2000]); 39 – оз. Меерфельдер Маар (Meerfelder Maar [Litt et al., 2001]); 40 – оз. Хэмельзее (Hämelsee [Litt et al., 2001]); 41 – оз. Гочаж (Gościaz [Goslar et al., 1993]); 42 – оз. Миколайки (Mikolajki [Ralska-Jasiewiczowa, 1966, EPD]); 43 – оз. Вольбром (Wolhbrom [Latalowa, Nalepka, 1987; EPD]); 44 – болото Хомин мох (Чернавская, Фогель, 1998); 45 – Старники (Безусько и др., 1985); 46 – разрез Стоянов-2 (Безусько, Климанов, 1986); 47 – оз. Веймар (Weimar [Bos, Urz, 2003]); 48 – оз. Веглины (Wegliny [Housley et al., 2013]); 49 – оз. Курьяновас (Kurjanovas [Heikkilä, Seppä, 2010]); 50 – Kūžu [Heikkilä, Seppä, 2010]; 51 – болота Дзелве-кронис и Ейпурс (Dzelve-Kronis, Eipurs [Kuške et al., 2010]); 52 – оз. Межужол (Zernitskaya, Michailov, 2009); 53 – бол. Усвятский мох (Клименко и др., 2001).

Несмотря на огромное количество опубликованных разрезов, охватывающие голоцен и предшествующие этапы оледенения, в ряде случаев, фазы *аллерёд* и *поздний дриас*, а также отдельные фазы внутри голоцена, особенно в работах прошлого века, лишены радиоуглеродных датировок и выделяются по характерному изменению спорово-пыльцевых спектров. В рамках представленной работы из большого массива опубликованных данных были отобраны разрезы, полностью охватывающие голоцен, не имеющие перерывов и имеющие 5 и более радиоуглеродных дат, что необходимо для построения корректной модели возраст/глубина и корреляции разрезов. Помимо этого, были привлечены разрезы, в которых детально изучены и надежно датированы отложения позднеледниковья и раннего голоцена, но не представлены его более поздние фазы.

В Западной и Центральной Европе к наиболее подробным разрезам, охватывающим отложения позднеледниковья и раннего голоцена, относятся озера Хольцмаар (Holzmaar) и Меерфельдер Маар (Meerfelder Maar) в регионе Эйфель (Рейнский сланцевый массив на западе Германии), отложения которых имеют годичную слоистость, а также содержат прослой вулканической тефры (Walker et al., 2009; Lotter et al., 1995; Brauer et al., 2001; Lücke et al., 2003, Litt et al., 2001), озеро Хэмельзее (Hämelsee) в Северной Германии (Merkt, Müller, 1999), озеро Гочаж (Gościąż; Goslar et al., 1993; Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003) в центральной Польше и озеро Переспилно (Perespilno; Goslar et al., 1999) на границе с Беларусью. В Восточной Германии к наиболее представительным разрезам позднеледниковья также относятся разрезы Крумпа (Boettger et al., 1998) в Средней Саксонии, озеро Укер (Ückersee) и разрез озерно-болотных отложений Эндингер Брух (Endinger Bruch), на северо-востоке Германии (Litt, 1994; Jahns, 2001; de Klerk, 2002). Среди опорных разрезов позднеледниковья на территории Польши, обеспеченных надежными определениями абсолютного возраста, следует отметить разрез озерно-болотных отложений Колчево (Kołczewo: Latałowa 1982, Latałowa, Borówka 2006) на острове Волин в Балтийском море у побережья Польши и карстовое озеро Слоне (Słone; Kulesza et al., 2012), расположенное на юго-западе страны.

Наиболее детально ландшафтно-климатические изменения позднеледниковья позволяют реконструировать данные комплексных исследований разрезов озерных отложений Меерфельдер Маар и Хэмельзее (Litt et al., 2001). Согласно этим данным позднеледниковый этап включал в себя 4 фазы: потепление Майендорф (Meiendorf), похолодание *раннего дриаса* (Oldest Dryas), комплекс *бёллинг-аллерёд* (14700 – 12900 кал. л.н.), включающий два потепления, разделенные похолоданием *среднего дриаса* (Older Dryas), и ярко выраженное похолодание *позднего дриаса* (Younger Dryas, 12900-11700 кал. л.н.; рис. 74).

Потепления характеризовались увеличением роли древесной растительности, а в периоды похолоданий перигляциальная растительность восстанавливала свои позиции.

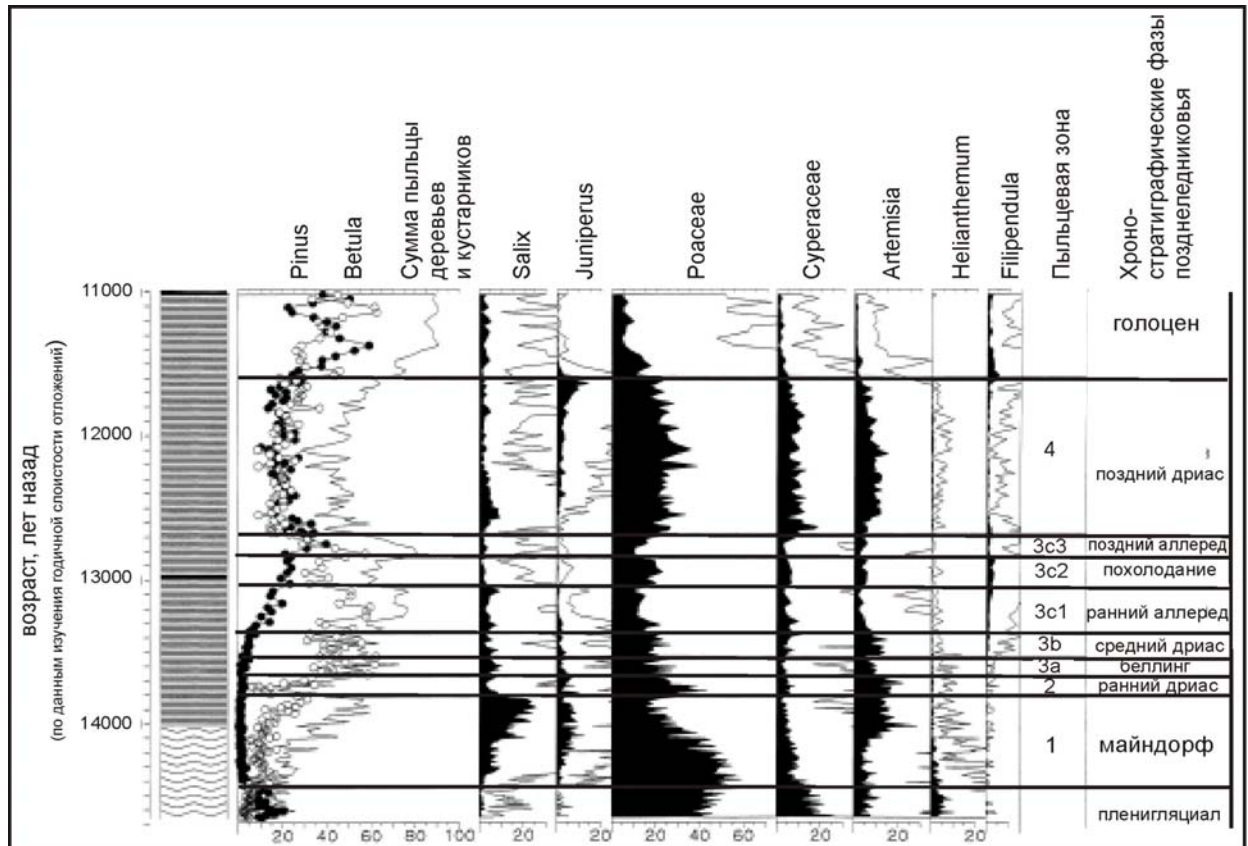


Рис. 74. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза отложений озера Меерфельдер Маар и хроностратиграфические фазы позднеледниковья на территории Германии (по Litt et al., 2001)

8.1.1. Интерстадиал *беллинг/аллерёд*

Как показывают палинологические данные ряда разрезов позднеледниковых отложений Восточной и Центральной Европы (см. карту, рис. 74), на большинстве спорово-пыльцевых диаграмм, даже в тех случаях, когда позднеледниковые отложения изучены с высоким временным разрешением, ландшафтно-климатические колебания внутри интерстадиала *беллинг-аллерёд* не выделяются. Вследствие этого в рамках представленной работы этот теплый этап будет рассматриваться, как единый интерстадиал, и в качестве хроносреза для реконструкции растительности и сопоставления данных по разрезам в различных регионах принята его наиболее теплая фаза. Согласно рассмотренным палинологическим данным потепление и смягчение климатических условий в течение интерстадиала *аллерёд* привело к распространению лесных сообществ в Центральной Европе (рис. 76а).

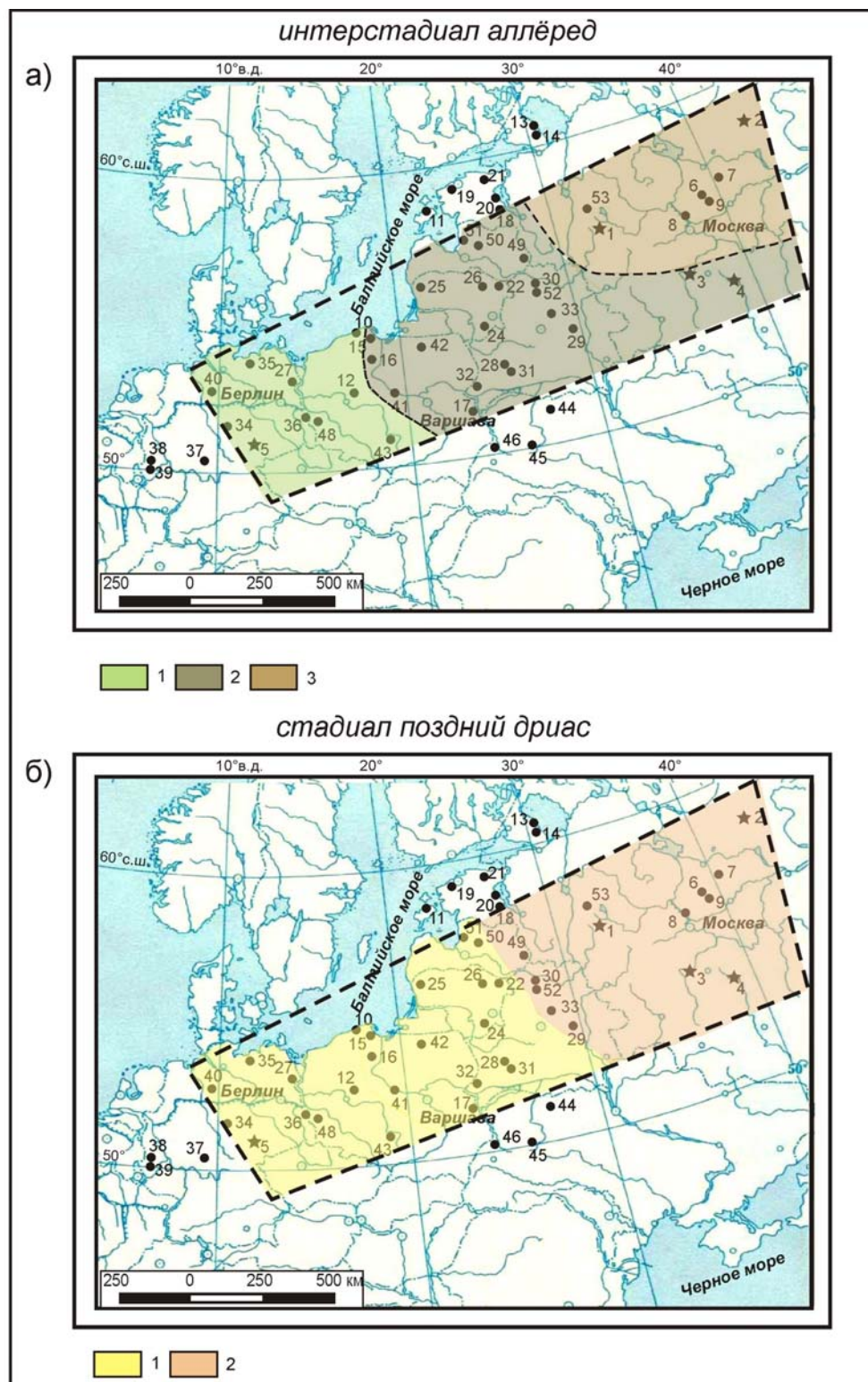


Рис. 75. Растительность позднеледниковья поздневалдайского оледенения

а) **Интерстадиал аллеред:** 1 - Сосновые и березово-сосновые леса с участием ели и лиственницы; (2–3) - Комплексный растительный покров, включающий островные леса и редколесья, кустарниковые и перигляциально-степные сообщества: 2 – с сосновыми лесами с елью, 3 - с еловыми лесами.

б) **Стадиал поздний дриас.** Перигляциальная лесостепь: 1 – с березовыми редколесьями, 2 – с сосново-елово-березовыми редколесьями.

Номера разрезов соответствуют рис. 73.

Спорово-пыльцевые спектры, соответствующие временному интервалу 14700 – 12900 кал. л.н., отличаются от спектров предшествующей ледниковой эпохи существенным увеличением содержания пыльцы сосны и березы и резким сокращением процентной доли пыльцы травянистых растений. Так, например, спорово-пыльцевые спектры отложений *аллерёда* из разрезов в Германии и Польше, в том числе, и изученного нами озера Зальцигер в Средней Саксонии, доля пыльцы древесных пород возрастает до 70-80%, преимущественно за счет пыльцы сосны, при этом доля пыльцы полыней и маревых заметно понижается (см. рис. 25, глава 4).

Во многих разрезах, включающих отложения этого времени, отмечены остатки древесины, уголь, фрагменты чешуек и даже целые шишки, принадлежащие *Pinus sylvestris* L. (Jahns, 2001, Latałowa, Borówka 2006; Kulesza et al., 2012). Макроостатки сосны, выявленные в отложениях озера Укер (Ückersee), расположенного в бассейн Одера (юго-запад федеральной земли Мекленбург, примерно в 100 км к северу от изученного нами ключевого участка Клинге), имеют радиоуглеродную дату KIA2939 13375 ± 440 кал. л.н. (Jahns, 2001).

Обобщение палинологических данных по более, чем 150 разрезам позднеледниковых отложений из северных и восточных регионов Германии, выполненное де Клерком (de Klerk, 2008), показало, что начало теплого интервала сопровождалось распространением кустарниковых сообществ из облепихи и можжевельника, и затем березовых и березово-сосновых лесов. В пространственном распределении лесных массивов *аллерёда* четко прослеживалось влияние эдафических условий. Север Германии и Польши, где в качестве почвообразующих пород преобладают моренные суглинки, занимали березовые и березово-сосновые леса. Расположенные южнее широкие продольные ложбины стока талых ледниковых вод, сложенные флювиогляциальными песками, были покрыты сосновыми лесами (de Klerk, 2008). В краевых частях подобных ложбин расположены изученные нами ключевые участки Клинге и Неймарк-Норд (разрез оз. Зальцигер).

Низкое содержание пыльцы травянистых растений, сокращение участия гелиофитных таксонов, таких как *Juniperus*, *Hippophae*, *Helianthemum*, указывает на относительно высокую сомкнутость древесного полога лесных сообществ в течение наиболее теплой фазы интерстадиала. Для рассматриваемого временного интервала также характерны изменения условий седиментации в озерных котловинах, зафиксированные во многих разрезах. Изменения гранулометрического и геохимического состава осадков отражают увеличение продуктивности озерных экосистем и снижение поступления минеральной составляющей озерных отложений, очевидно, вследствие затухания эрозионных процессов на

окружающей территории (Wennrich et al., 2005; Litt et al., 2001; Merkt, Müller, 1999; Apolinarska, Hammarlund, 2009; Hošek et al., 2014).

Область распространения бореальных сосновых и березово-сосновых лесов простиралась и южнее рассматриваемой нами территории вплоть до Альпийской горной страны. Исследования автора отложений *аллерёда* из разреза небольшого торфяника, подстилаемого озерными глинами, расположенного на Швейцарском плато в районе г. Берна (Heer et al. в печати), позволяют реконструировать существование в этот период лесной растительности с преобладанием сосновых древостоев, что хорошо согласуется с результатами палинологических исследований подробно датированных разрезов региона (Amman, Lotter, 1989; Lotter et al., 1992). Исследования доли участия пыльцы основных лесобразующих пород в голоценовых и позднеледниковых отложениях Европы и оценки их скоростей миграции, проведенные ван дер Кнаапом с соавт. (van der Knaap et al., 2005) и Бревером с соавт. (Brewer et al., 2002), основанные на большом фактическом материале, дают возможность сделать вывод, что единичные находки пыльцы широколиственных пород в отложениях, относящихся к позднеледниковью, к северу от Альп, очевидно, связаны с дальним ветровым заносом пыльцы.

На Восточно-Европейской равнине, в центральной части рассматриваемого трансекта (страны Балтии и Беларусь) структура растительного покрова *аллерёда* сохраняла элементы перигляциальной растительности. Палеоботанические исследования в Прибалтике свидетельствуют о распространении на этой территории разреженных сосново-березовых лесов и редколесий в сочетании с травянистыми сообществами. Спорово-пыльцевые спектры, полученные из разрезов отложений озер Райгаствере (Raigastvere), Виитна (Viitna) и Руила (Ruila) в Латвии и Памеркиай (Pamerkiiai), Йоудонис (Joudonys) и Каšučiai в Литве, характеризуются увеличением пыльцы сосны, березы и можжевельника в пыльцевых спектрах *аллерёда* (Seppa, Poska, 2004; Stančikaite et al., 2004; 2008; 2009), при этом, доля пыльцы травянистых растений остается достаточно высокой. В разрезе Визусти на юго-востоке Эстонии в ископаемой флоре отмечены такие микротермные виды, как *Dryas octopetala*, *Botrychium boreale*, *Selaginella selaginoides* (Пиррус, 1971, Зеликсон, 1994). Присутствие в разрезе Каšučiai орешков древесных и кустарниковых видов берез (*Betula sect. Albae*, *Betula humilis Schrank*, *Betula nana L.*) и обломка древесины сосны (*Pinus sylvestris L.*), возраст которого определен, как 14050–13400 cal BP, (Vs-952, Stančikaite et al. 2009) подтверждают комплексный характер растительности.

На территории Беларуси отложения *аллерёда* подробно изучены в ряде разрезов, таких как озеро Межухол и Оконо (Zernitskaya, Michailov, 2009), в разрезе известковых туфов Птич (Makhnach et al. 2004). Согласно исследованиям В.П. Зерницкой с соавт. (Зер-

ницкая и др., 2005; Zernitskaya, Michailov, 2009), на обширных пространствах задровых равнин Белорусского полесья в растительности *аллерёда* преобладали сосновые леса. Ведущими компонентами спектров этого интервала были пыльца сосны обыкновенной и трав, постоянно присутствует пыльца *Ephedra*, *Juniperus*, *Betula sect. Fruticosa*. В Белорусском поозерье (север страны), типичными ландшафтами которого являются моренные равнины, помимо сосны в составе лесных сообществ значительную долю составляла береза, содержание пыльцы которой в спектрах *аллерёда* этого региона достигает 40%.

В Центральных районах Восточно-Европейской равнины отложения позднеледникового наиболее хорошо изучены в разрезах Понизовье (Борисова, 2008) и Мелехово (Хотинский и др., 1991; Velichko et al., 2002), в разрезе Половецко-Купанского болота (Хотинский, 1977, Khotinski, Kilmanov, 1997), в разрезах озер Долгое (Krementsky et al., 2000), Неро, Тербенское, Чашницы (Wohlfarth et al., 2006, 2007), в разрезе аллювиальных отложений на р. Свапе (Borisova et al., 2006), а также в разрезе Галичского озера (Величко и др., 2001), подробно рассмотренного в рамках представленной работы.

Как показывают полученные палинологические данные, растительный покров территории восточного сектора рассматриваемого субширотного трансекта в *аллерёде* включал в себя еловые и сосново-березовые редколесья, кустарниковые сообщества наряду с перигляциально-степными и луговыми ассоциациями (Khotinsky, Klimanov, 1997; Зеликсон, 1994; Krementski et al., 2000). В спорово-пыльцевых спектрах, соответствующих *аллерёду*, доля пыльцы древесных пород существенно возрастала, по сравнению со спектрами предыдущего ледникового этапа. Так, например, в спектрах *аллерёда* из изученных нами разрезов Галичского озера и Центрально-лесного заповедника доля пыльцы древесных пород составляет 50-60%, преобладает береза и ель. Также в составе спектров принимает участие пыльца сосны обыкновенной и сибирской и кустарниковых берез. Пыльца лиственницы отмечена на спорово-пыльцевых диаграммах на обширной территории Восточно-Европейской равнины (Зеликсон, 1994), что свидетельствует о присутствии этой древесной породы в лесах в качестве примеси. Среди трав обильны полыни и маревые. Характерной особенностью позднеледниковых ископаемых флор, как рассмотренных разрезов, так и ряда других разрезов региона, – было присутствие гелиофитных растений – облепихи, можжевельника, солнцезвезда (*Helianthemum*) совместно с типичными представителями гляциальных флор *Ephedra*, *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata*, *Selaginella selaginoides* (Зеликсон, 1994; Борисова, 1994, 2008; Величко и др., 2001; Velichko et al., 2002; Borisova et al., 2006; Novenko, 2006; Novenko et al., 2009), что совершенно не характерно для спорово-пыльцевых спектров *аллерёда* из разрезов Центральной Европы.

Диагностический признак интерстадиала *аллерёд* на спорово-пыльцевых диаграммах – так называемый «нижний максимум ели», который прослеживается в разрезах центральных районов Восточно-Европейской равнины (Хотинский, 1977), начиная с Валдайской и Смоленско-Московской возвышенностей, и далее на восток - в разрезах бассейна Верхней Волги и в Предуралье. Например, в разрезах озер Долгое (Kremetski et al., 2000), Неро (Wohlfarth et al., 2006) и Галичского (Величко и др., 2001) доля ели составляет 30-40% от общей суммы пыльцы и спор. Находки шишек ели в разрезах позднеледниковых отложениях на территории центра Европейской России (Сукачев, 1968) показали, что в это время здесь была распространена сибирская ель *Picea obovata* (*Picea abies* ssp. *obovata*), способная переносить суровые климатические условия и многолетнюю мерзлоту. Расчеты концентрации пыльцы в отложениях разрезов озер Долгое (Kremetski et al., 2000), Неро (Wohlfarth et al., 2006) и болота Старосельский мох (Центрально-лесной заповедник, Novenko et al., 2009) свидетельствуют о том, что, несмотря на относительно высокие процентные значения содержания пыльцы ели, сопоставимые с ее участием в спектрах позднего голоцена, концентрация ее пыльцы в спектрах *аллерёда* на порядок ниже, чем в верхних частях разрезов. Очевидно, что в позднеледниковье еловые леса занимали небольшие площади и являлись частью мозаичного растительного покрова. Реконструкции лесистости, выполненные аналоговым методом по данным разреза болота Старосельский мох, показали, что доля лесопокрытой площади на территории юга Валдайской возвышенности в *аллерёде* не превышала 40% (Novenko et al. 2013).

Потепление климата в течение интерстадиала *аллерёд* привело к существенным изменениям экологических условий озерных экосистем. Геохимические исследования отложений озер Ярославской области (разрезы оз. Неро и Заозерье) указывают на значительное увеличение трофности водоемов около 14800 кал. л.н.. (Wohlfarth et al., 2006).

Климатические реконструкции для *аллерёда* Центральной Европы немногочисленны. Реконструкции средней температуры самого теплого и самого холодного месяцев для территории Восточной Германии и Польши, полученные методом индикаторных видов, показали, что значения летних температур были не ниже 16°C (Beug, 1976; Balaga, 1990; Bos, 1998), а зимние не поднимались выше -2°C, хотя могли быть значительно ниже. Согласно расчетам, основанным на современном распространении видов жесткокрылых, остатки которых обнаружены в отложениях Северной Германии, температуры июля составляли 15-17°C (Walker et al., 1998). Реконструкции, основанные на данных о сообществах хирономид указывают на более низкие летние температуры: 14.0–14.8°C (van Asch, 2012).

Климатические реконструкции, выполненные В.А. Климановым (1994) информационно-статистическим методом для территории Восточно-Европейской равнины, пока-

зали, что в *аллерёде* в Беларуси и в странах Балтии средние температуры июля на 1-2°C были ниже современных значений, а январские и среднегодовые температуры были ниже на 3-4°C. Осадков выпадало на 50-75 мм меньше, чем в настоящее время. Реконструкции, полученные аналоговым методом на основе данных по разрезу болота Старники (Ровенская область, Украина). выявили средние температуры самого холодного месяца около -7°C, что на 3°C ниже, чем в настоящее время (Barber et al., 2004).

В центральной части Восточно-Европейской равнины реконструкции информационно-статистическим методом по данным разреза Мелехово в Московской области (Velichko et al., 2002) показали, что июльские температуры были около 16°C, январские были близки к -12°C, что на 1°C и 2°C ниже современных значений соответственно. Количество осадков было ниже на 25 мм в год. Близкие результаты реконструкции отклонений палеотемператур выявлены при помощи аналогового метода по данным из разреза Старосельский мох на юге Валдайской возвышенности (Ольчев, Новенко, 2011). Однако результаты реконструкции палеофлористическим методом по уже упоминавшемуся разрезу Мелехово свидетельствуют, что средние температуры января в *аллерёде* опускались до -17...-19°C, а средние температуры июля были в пределах 16-17°C (Зеликсон, 1994). Реконструкции зимних температур, выполненные О.К. Борисовой (2008) при помощи палеофлористического метода для разреза Понизовье в Смоленской области также показали более низкие значения зимних температур. Согласно этим данным январские температуры в оптимальную фазу интерстадиала были на 8°C ниже современных значений. Очевидно, отсутствие близких аналогов перигляциальных сообществ в современной растительности приводит к завышению зимних температур при реконструкции на основе статистических методов.

8.1.2. Стадиал *поздний дриас*

Стадиал *поздний дриас* (12900-11700 кал. л.н.) проявляется на спорово-пыльцевых диаграммах на всей рассматриваемой территории резким увеличением доли кустарников и травянистых растений: в западном секторе преимущественно за счет пыльцы полыней, осок и злаков, а в восточном секторе также существенную долю в спектрах составляет пыльца маревых. Четкий пик пыльцы можжевельника (до 20%) хорошо прослеживается на спорово-пыльцевых диаграммах из разрезов Германии, западной и центральной Польши. В разрезах из восточной части Польши пик пыльцы можжевельника выражен слабо, а в разрезах более восточных территорий практически не выделяется. В эту холодную стадию в растительности на всей территории Европы ведущую роль снова стали играть перигляциальные формации, близкие по структуре к растительному покрову

ледниковой эпохи (Гричук, 1982). В западноевропейской литературе похолодание *поздний дриас* выделяют, как фазу открытых местообитаний (Open Vegetation phase) из-за заметного увеличения участия в спектрах пыльцы растений, обилие которых возрастает при изреживании лесного полога и сокращении доли лесов.

Согласно реконструкциям растительности *позднего дриаса* для среднеширотной области Европы, проведенным В.П. Гричуком (1982) на большом фактическом материале, в западных районах были распространены березовые редколесья с участием перигляциальной растительности, которые в средней Европе сменились березово-сосновой перигляциальной лесостепью. Центральная часть Восточно-Европейской равнины была покрыта перигляциальной лесостепью с участками еловых и сосново-березовых лесов (рис. 75б). Данные о находках макроостатков *Betula nana* и *Dryas octopetala* из отложений озера Теребенское на Валдайской возвышенности свидетельствуют об участии тундровых ценозов в комплексном растительном покрове на изучаемой территории и холодных и суровых климатических условиях (Wohlfarth et al. 2007).

Эколого-географический анализ ископаемой флоры, выполненный О.К. Борисовой (1994), для разрезов отложений *позднего дриаса*, расположенных вдоль субширотной полосы от районов северо-восточной Польши до центра Европейской части России, показал заметное уменьшение участия тундровых видов и появление растений, характерных для степных фитоценозов. Среди лесных видов, доля которых в ископаемой флоре достаточно велика, отмечается убывание в восточном направлении участия представителей светлохвойных и мелколиственных лесов и одновременное увеличение количества растений, произрастающих в таежных лесах (Борисова, 1994). Приведенные данные свидетельствуют о секторной дифференциации растительности *позднего дриаса*, обусловленной возрастанием континентальности климата с запада на восток.

Реконструкции летних температур *позднего дриаса* для северо-запада Европы, полученные методом индикаторных видов, показали, что средняя температура июля не опускалась ниже 13°C, и, возможно, была около 16°C (Isarin, Bohncke, 1999). Реконструкции по данным изучения хирономид в разрезе Фридлэндер Гробе Визе (Friedländer Grobe Wiese) на северо-востоке Германии выявили снижение температур в летний период до 11°C (van Asch, 2012). Оценки зимних температур для северо-западной части Европы, основанные на изучении фауны жесткокрылых (Atkinson et al., 1987) и следов перигляциальных явлений в отложениях позднего дриаса (Isarin, 1997), указывают на глубокое похолодание, когда средняя температура января могла быть -21°C и даже ниже.

Согласно палеоклиматическим реконструкциям, полученным В.А. Климановым (Velichko et al., 2002) на основе информационно-статистического метода (данные разрезов

озер Чернихово и Судобле), средние температуры января на территории Беларуси были на 6°C, а средние температуры июля - на 2°C ниже современных значений. Южнее отрицательные отклонения зимних температур от современных значений составляли 4°C, а летних – 3°C (данные разреза Старники). Отрицательные отклонения среднегодового количества осадков от современного уровня оцениваются, как 75 мм (Velichko et al., 2002).

В восточном секторе рассматриваемого субширотного трансекта похолодание и иссушение климата в течение *позднего дриаса* было выражено более ярко. Реконструкции информационно-статистическим методом по данным разреза Мелехово позволяют сделать вывод, что средние температуры января были ниже современных на 10°C, а средние температуры июля - на 5°C. Осадков выпадало на 100-200 мм в год меньше, чем в настоящее время. Реконструкции по палинологическим данным Галичского озера позволили выявить отрицательные отклонения среднегодовых температур в этот период по сравнению с современным уровнем на 7–8°C (Величко и др., 2001).

Глубокую температурную депрессию в *позднем дриасе* показывают также реконструкции средней температуры января и июля для западной части Среднерусской возвышенности, полученные О.К. Борисовой методом ареалогамм по данным ископаемой флоры разреза аллювиальных отложений в долине р. Свапы (приток Сейма). Установлено, что похолодание позднего дриаса проявилось в снижении январских температур до -16...-18°C, и летних до 14-16°C (Borisova et al., 2006; Борисова, 2008).

8.1.3. Начальная фаза голоцена. Пребореал

Возраст нижней границы голоцена датируется по изменениям изотопно-кислородного состава льдов скважины NGRIP в Гренландии (стратотипа для голоцена), как 11700 кал. л.н. (Walker et al., 2009). Близкий возраст этой границы определен по дендрохронологическим данным, например, с использованием древесно-кольцевых хронологий по сосне в Германии (Friedrich et al., 1999). Результаты детальных палинологических и изотопно-геохимических исследований отложений озер с годичной слоистостью в Европе (уже упоминавшиеся нами озера Меерфельдер Маар, Хэмелзее, Гочаж, Переспилно) позволяют определить возраст границы *позднего дриаса* и пребореала, как 11530 - 11590 кал. л.н. Согласно этим данным, временной интервал, в течение которого произошла существенная перестройка растительных сообществ от перигляциальных формаций к лесным и возросла продуктивность озерных экосистем, составлял около 200 лет.

В спорово-пыльцевых спектрах пребореального периода голоцена (11700-10700 кал. л.н.) из разрезов в Западной и Восточной Европе начало голоцена маркируется резким увеличением содержания пыльцы древесных пород, преимущественно за счет увели-

чения доли сосны и березы, при этом участие трав и растений открытых местообитаний понижается (например, см. рис. 74).

Ландшафтно-климатические реконструкции для пребореала немногочисленны. Это объясняется в первую очередь тем, что отложения этого этапа в разрезах часто имеют небольшую мощность. В большинстве случаев пребореал рассматривается, как единый интервал развития березовых или сосново-березовых лесов. Несмотря на очень близкий состав пыльцевых спектров, в растительности вдоль изучаемого нами субширотного трансекта проявляется секторная дифференциация. В составе лесных сообществ в его западной части уже в начале пребореала появился вяз, и в конце фазы дуб, ольха и орешник (Litt et al., 2001; de Klerk, 2008). В разрезах Латвии пыльца *Corylus* и *Ulmus* отмечена в спектрах, начиная с 11000 кал. л.н., а пыльца *Alnus*, *Quercus* и *Fraxinus* становится постоянным компонентами спорово-пыльцевых спектров с 10100 кал. л.н. (Heikkilä et al., 2009). В то же время в восточных районах в составе растительности сохранялись элементы перигляциальной флоры. В спектрах отмечена пыльца *Betula nana*, *Kochia prostrata* и *Selaginella selaginoides* (Хотинский, 1977). Единичные зерна пыльцы широколиственных пород появились в спектрах из разрезов Восточно-Европейской равнины появились только после 10700 кал. л.н.

Гляциологические, палинологические и изотопно-геохимические исследования разрезов континентальных и морских отложений в Северной Европе, выполненные с высоким временным разрешением (Björck et al., 1996), а также изменения изотопно-кислородного состава ледяных кернов в Гренландии, свидетельствуют о фазах похолодания внутри пребореального периода. Первое похолодание, получившее название «пребореальная осцилляция» реконструировано для интервала 11300–11150 кал. л.н. Второе похолодание, так называемое «событие 10200 кал. л.н.», имело место на рубеже пребореального и бореального периодов голоцена. По мнению большинства исследователей, эти осцилляции были обусловлены ослаблением термогалинной циркуляции в Северной Атлантике, вызванным выбросом в океан больших масс пресной воды из Балтийского ледникового озера (Teller et al., 2002).

Короткопериодные ландшафтно-климатические изменения в течение пребореального периода выявлены на основании детальных исследований ряда разрезов озерных отложений в Нидерландах (Bos et al., 2007), в которых частота отбора образцов на спорово-пыльцевой анализ не превышала 1 см. Хронологический контроль выявленных событий обеспечивался надежной серией из нескольких десятков радиоуглеродных AMS-дат, полученных для каждого разреза. Результаты этих исследований позволили выделить в первую половину пребореального периода теплую фазу фрисланд (Friesland Phase) и фазу

похолодания раммельбеек (Rammelbeek Phase), имеющую возраст 11200 – 11400 кал. л.н. и сопоставляемую с пребореальной осцилляцией в Западной Европе. Подобные изменения растительности и климата пребореального периода прослежены по данным из подробно изученных разрезов Швейцарского плато (Amman, Lotter, 1989; Lotter et al., 1992).

На северо-западе Восточно-Европейской равнины изменения палеосреды, связанные пребореальной осцилляцией, выявлены в разрезах озер Медведевское и Пасторское в Карелии (Суббето и др., 2003). В восточном секторе наших исследований в разрезе Половецко-Купанского болота пребореал разделяется на 2 фазы – потепление в начале, получившее название «половецкое потепление», и похолодание во второй половине, так называемое «переславское похолодание» по Н.А. Хотинскому (1977).

8.1.4. Сопоставление изменений растительности и климата на переходном этапе от вислинского/валдайского оледенения к голоцену с соответствующим этапом перехода от среднеледникового оледенения к эемскому/микулинскому межледниковью

Сопоставление изменений растительности и климата двух переходных этапов климатических макроциклов показало сходство динамики природной среды этих двух интервалов. Так, позднеледниковье, предшествующее эемскому (микулинскому) межледниковью, также как позднеледниковью валдайского оледенения, включало две основные фазы. Ранняя фаза (интерстадиал *цайфен*) характеризовалась потеплением климата, в начале которого на территории изученного в работе субширотного трансекта распространились березовые и сосново-березовые редколесья, а затем по мере потепления их сменили сомкнутые сосновые и березово-сосновые леса с участием ели и лиственницы в западной части трансекта и еловые леса с примесью сосны и березы в его восточной части.

Рассмотренные нами данные о растительности Центральной и Восточной Европы в позднеледниковье валдайского оледенения выявили сходную растительность в интерстадиале *бёллинг-аллерёд*.

Поздняя фаза (стадиал *каттегат*), продолжительность которого по разным оценкам составляет от 1000 до 300 лет, соответствуют похолоданию *поздний дриас*, и по характеру растительности имеет много общего этой с холодной стадией. В течение обоих похолоданий территорию трансекта занимали березовые и сосново-березовые редколесья в сочетании с перигляциальными сообществами

Быстрое потепление в начале эемского/микулинского межледниковья, также как и в начале пребореального периода голоцена послужило импульсом к распространению сосново-березовых и березовых лесов с небольшим участием широколиственных пород в западных районах.

Сходство спорово-пыльцевых спектров из отложений, сформировавшихся в позднеледниковье валдайского оледенения и в соответствующий этап, предшествующий микулинскому межледниковью, наглядно демонстрирует сопоставление спорово-пыльцевых диаграмм разрезов Черемошник-5 и Половецко-Купанского болота, расположенных в одном и том же районе (рис.76). На обеих диаграммах в основании разрезов четко прослеживается нижний максимум пыльцы ели и сменяющие его пики пыльцы травянистых растений. В разрезе Черемошник-5 пыльца травянистых растений принадлежит полыни и злакам. В разрезе Половецко-Купанского болота в отложениях *позднего дриаса* резко увеличивается содержание пыльцы полыней и осоковых.

Рассматриваемые переходные интервалы имеют также некоторые различия. Детальный анализ изменений растительности и климата в позднеледниковье валдайского оледенения и в начальной фазе голоцена позволил выявить ряд короткопериодных и резких похолоданий, длительностью несколько столетий. К таким климатическим колебаниям относятся стадиял *средний дриас*, пребореальная осцилляция (11300–11150 кал. л.н.) и похолодание на границе пребореального и бореального периодов голоцена (около 10200 кал. л.н.). Отсутствие информации о подобных климатических колебаниях в течение переходного этапа от среднеледниковья к эемскому/микулинскому межледниковью, возможно, связано с объективными трудностями изучения этих отложений. Очень часто позднеледниковые слои маломощны и изучены недостаточно подробно. Кроме того до настоящего времени исследователи не располагают методом датирования отложений эемского межледниковья, который по степени детальности мог быть сопоставим с радиоуглеродным датированием.

Климатические реконструкции свидетельствуют об очень резких климатических колебаниях в течение позднеледниковья вислинского/валдайского оледенения. Согласно имеющимся данным (Борисова, 2008, 2013; Величко и др., 2001; Сидорчук и др., 2008; Borisova et al., 2006; Sidorchuk et al., 2009; Velichko et al., 2002; Atkinson et al., 1987; Isarin, 1997; Walker et al., 1998; Barber et al., 2004; Khotinsky, Klimanov, 1997 и др.) перепады температур (среднегодовой, самого теплого и самого холодного месяца по разным реконструкциям) между последовательными теплыми и холодными фазами позднеледниковья в пределах субширотного трансекта достигали 3–7°C. При этом скорости изменения температур при потеплениях и похолоданиях были очень высокими. Так, например, на двух

главных этапах потепления при переходе от эпохи последнего оледенения к голоцену (*древний дриас/бёллинг* и *поздний дриас/пребореал*) среднегодовая температура в центральном регионе Восточно-Европейской равнины повышалась на 0.05-0.07°C за 10 лет, а при похолодании от *аллерёда* к *позднему дриасу* скорость снижения среднегодовой температуры составляла 0.07°C за 10 лет (Борисова, 2013). Выявленное сходство ландшафтной структуры в Центральной и Восточной Европе в течение двух рассмотренных переходных этапов от оледенения к межледниковью и, возможно, близкая длительность основных фаз дают нам основания предположить подобие климатических характеристик этих интервалов и скоростей их изменений. Тем не менее, что короткопериодные климатические флуктуации в позднеледниковье валдайского оледенения, возможно, были значительно более резко выражены, чем соответствующие флуктуации в позднеледниковье московского оледенения.

8.2. Изменения растительности и климата при потеплении климата в раннем голоцене и в период климатического оптимума

8.2.1. Временной интервал 10500-8000 кал. л.н. (бореальный период и начало атлантического периода голоцена)

Отложения бореального периода голоцена представлены в многочисленных разрезах, как на территории Центральной, так и Восточной Европы. Как показывают рассмотренные палинологические данные, в период 10500-8800 кал. л.н. на территории Центральной Европы были распространены березово-сосновые и дубово-сосновые леса с участием вяза и густым подлеском из лещины. Начиная с 10500 кал. л.н., в спектрах из разрезов на территории современной Германии, Польши и стран Балтии (Jahns, 2000, 2006; Bos, Urz, 2003; Galka et al., 2013; Lamentowicz et al., 2008; Heikillä, Seppä, 2004; Seppä, Poska, 2004) увеличивается доля пыльцы сосны (до 40-50%), а также заметно участие дуба и вяза. Характерной чертой пыльцевых диаграмм является максимум пыльцы лещины в период 10500-8000 кал. л.н. Так, например, доля лещины в спектрах изученного нами озера Зальцигер в Восточной Германии составляет 10-15%, а на юге Польши участие пыльцы лещины в отложениях озера Слоне, сформировавшихся в этот же временной интервал, достигала 14-21% (Kulesza et al., 2012). Исследования Т. Гизике с соавт., основанные на большом фактическом материале (Giesecke et al., 2011), показали, что кульминация содержания пыльцы лещины в раннем голоцене происходит почти синхронно на обширной территории Западной и Центральной Европы. В восточном направлении можно заметить некоторое запаздывание увеличения доли пыльцы широколиственных пород. Так, например, в

разрезе озера Межугол в Беларуси сумма пыльцы широколиственных пород деревьев в интервале 10500-10000 кал. л.н. не превышала 5%, а к 9500 кал. л.н. возросла до 20% (см. рис. 77).

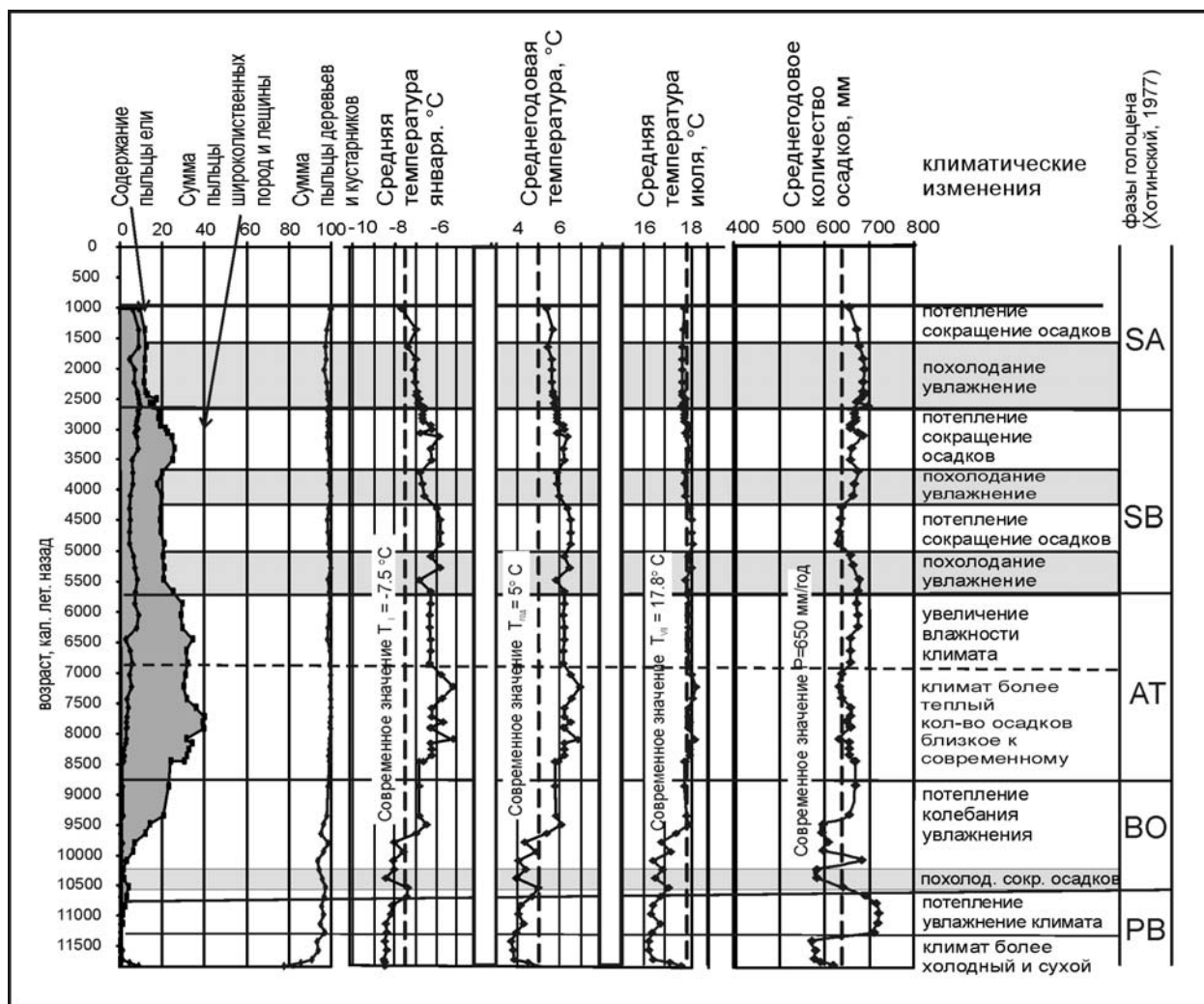


Рис. 77. Климатические реконструкции по палинологическим данным по разрезу озера Межугол (Зерницкая, Новенко, 2013).

В восточном секторе рассматриваемого нами субширотного трансекта участие пыльцы широколиственных пород и лещины в спектрах отложений раннего голоцена сокращается. Спорово-пыльцевые спектры из разрезов Европейской части России, соответствующие бореальному периоду, характеризуются абсолютным преобладанием пыльцы березы (Хотинский, 1977; Динамика ландшафтных компонентов..., 2004: Novenko et al., 2009). По данным ряда разрезов из центральных районов Восточно-Европейской равнины (Хотинский, 1977; Величко и др. 2001), например, стратотипа голоцена для Европейской части России - Половецко-Купанского болота (Khotinski, Kilmanov, 1997), озер Долгое (Krementsky et al., 2000), Неро, Теребенское, Чашницы (Wohlfarth et al., 2006, 2007), а также разрезов, изученных в ходе представленной работы, обширные территории были покрыты и сосново-березовыми редколесьями. Большое количество макроостатков березы,

обнаруженных в отложениях нижней части разреза болота Старосельский мох в Центрально-лесном заповеднике, принадлежит к виду берез *Betula pubescens* (Novenko et al. 2009). В отложениях озера Теребенское, расположенного на Валдае примерно в 150 км северо-западнее заповедника, помимо семян древовидной березы определены макроостатки сосны (*Pinus sylvestris*) и осины (*Populus tremula*), а в отложениях оз. Чашницы в Бассейне Верхней Волги, относящихся к временному интервалу 10000-9000 кал. лет назад также присутствуют семена сосны и древесной березы (Wohlfarth et al., 2006, 2007). Южнее, на Среднерусской возвышенности, согласно палинологическим данным изученного нами болота Клюква, были распространены сосново-березовые леса с небольшим участием широколиственных пород. Очевидно, леса были негустые, с хорошо развитым подлеском, в котором принимали участие лещина, калина, рябина, ива и богатым травянистым ярусом (Новенко и др., в печати).

Реконструкции площадей, занятых лесными сообществами по данным разрезов болота Старосельский мох и Галичского озера показывают, что лесистость в центре Европейской части России составляла 30-40% (рис. 78), и только на юге современной лесной зоны древесная растительность занимала большую часть территории. Широколиственные породы в небольшом количестве присутствовали в древостоях на юге лесной зоны на Среднерусской возвышенности, а на Валдае и в бассейне Верхней Волги, пыльца вяза, дуба и липы единично отмечалась в пыльцевых спектрах, но широко неморальные виды начали расселяться только после 7800 кал. л.н.

Климатические реконструкции, полученные методом индикаторных видов для Центральной Европы, указывают на достаточно высокую теплообеспеченность в течение бореального периода. По данным Загвийна (Zagwijn, 1993) средняя температура января не превышала -2°C, а средняя температура июля в первую половину бореала не опускалась ниже 15°C. Присутствие пыльцы *Viscum album* в период 9500-8800 кал. л.н. (у автора указан радиоуглеродный возраст 8600-8000 ¹⁴C л.н.) на территории Центральной Европы вплоть до побережья Балтийского моря позволяет реконструировать средние температуры самого теплого месяца 17°C и выше. Согласно реконструкциям, основанным на соотношении видов фауны жесткокрылых, летние температуры в Северной Европе были в интервале 17-19°C, а в Центральной Европе могли быть даже выше (Сооре, 1998). Реконструкции аналоговым методом по палинологическим данным разреза Межужол в северной Беларуси (см. рис.77) показали, что в интервале 10500-9500 кал. л.н. летние и среднегодовые температуры равнялись 2 и 16°C соответственно, что на 2°C ниже, чем в настоящее время, а в период 9500-8500 кал. л.н. зимние и годовые температуры существенно возросли, а значения летних температур стали близки к современным (Зерницкая, Новенко,

2013). Быстрое потепление и относительно теплые климатические условия в бореале выявлены и для побережья Балтийского моря. Так, например в Латвии летние температуры около 10000 кал. л.н. были на 1°C ниже современных значений (около 17°C), но уже к 9000 превышали их на 0.5°C (Heikkilä, Seppä, 2010).

Климатические реконструкции аналоговым методом, основанные на данных спорово-пыльцевого анализа изученных нами разрезов на территории нашей страны, показали, что в центральных районах Восточно-Европейской равнины средние годовые температуры были ниже современных значений в период 7900-10100 кал. л.н., Это хорошо согласуется с реконструкциями А.А. Величко с соавторами (Velichko et al., 1997) и Н.А. Хотинского и В.А. Климанова (Khotinski, Kilmanov, 1997), полученными информационно-статистическим методом, согласно которым теплообеспеченность в этом регионе не достигала современного уровня в период 9000 - 8000 ¹⁴С л.н. (10100-8700 кал. л.н.). По нашим данным существенное потепление отмечено для периода 9500-9600 кал. л.н., однако, как среднегодовые, так и летние температуры были примерно на 1°C ниже современного уровня в восточном секторе субширотного трансекта, рассматриваемого в работе.

Ряд исследователей считают, основываясь на климатических реконструкциях, полученных по разрезам торфяников в Северной Европе, что наиболее теплая фаза за весь голоцен приходилось на его начало. Особенно, это касается палеотемпературных показателей, полученных по данным изучения хирономид (Larocque, Hall, 2004, Antonsson et al., 2006). Результаты наших исследований и большое количество реконструкций, полученных комплексом методов для различных областей Европы (Allen et al., 2007; Wohlfarth et al., 2006, 2007; Lotter, 1999; Seppä, Poska, 2004; Korhola et al., 2000; Novenko et al., 2009), и в Гренландии (Johnsen et al., 2001) не подтверждают такого сильного потепления в Европе в раннем голоцене, хотя в других регионах мира бореальный термический максимум проявился ярче (например, Mayewski et al., 2004).

Реконструкции палеотемператур, полученные по данным разрезов болот Старосельский мох и Клюква и Галичского озера (см. рис. 78), позволяют выделить два хорошо выраженных кратковременных похолодания 9100-9300 кал. л.н. и 8100-8500 кал. л.н. Более позднее похолодание может быть уверенно сопоставлено с так называемым «событием 8200 кал. л.н.», которое широко прослеживается в Европе по многочисленным данным пыльцевого (Alley et al., 1997; Seppä, Birks, 2001, Seppä, Poska, 2004; Antonsson, Seppä, 2007; Allen et al., 2007) и диатомового (Korhola et al., 2000) анализов, по результатам изучения палеосообществ хирономид (Rosén et al., 2001; Antonsson et al., 2006), изотопного состава натечных кальцитов (Baldini et al., 2002) и по изотопно-кислородным данным ледниковых кернов Гренландии (Johnsen et al., 2001; Thomas et al., 2007).

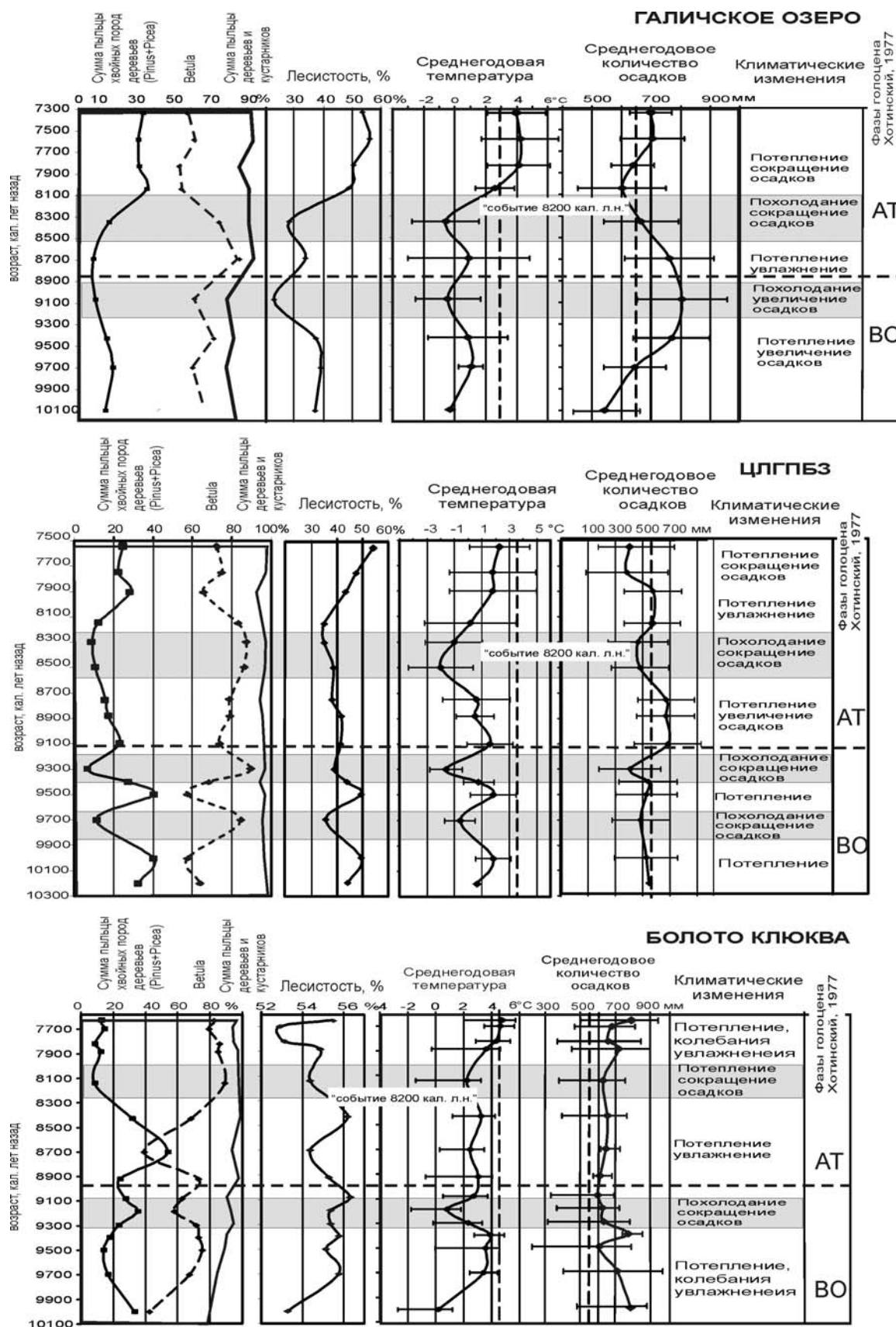


Рис. 78. Реконструкции климатических условий и лесистости раннего голоцена на Восточно-Европейской равнине по палинологическим данным разрезов Галичского озера, Центрально-лесного заповедника и болота Клюква.

Причиной этого существенного похолодания, реконструируемого в Европе в интервале 8400–8000 кал. л.н., возможно, как и более ранних уже рассмотренных нами похолоданий в пребореале, было ослабление термогалинной циркуляции в Северной Атлантике. Во время похолодания 8200 кал. л.н. эти изменения могли быть вызваны выбросом в океан больших масс пресной воды из крупного приледникового озера Агассис в Северной Америки (Renssen et al. 2001; Keigwin, Boyle, 2000).

Согласно результатам наших исследований среднегодовая температура в центральной части Восточно-Европейской равнины в период 8100–8500 кал. л.н. понизилась на 2–3°C в бассейне Верхней Волги и на Валдайской возвышенности и на 1°C в бассейне Верхней Оки (см. рис. 78). Реконструкции при помощи информационно-статистического метода по палинологическим данным Половецко-Купанского болота (Khotinski, Klimanov, 1997), расположенного примерно в том же регионе, что и Галичское озеро, показали уменьшение среднегодовой температуры в рассматриваемый период на 2°C, что хорошо согласуется с результатами расчетов аналоговым методом.

Реконструкции Х. Сеппэ, полученные методом переходной функции по палинологическим данным разрезов Эстонии (Seppä, Poska, 2004), Финляндии (Heikkila, Seppä, 2003) и южной Швеции (Antonsson, Seppä, 2007), показали падение среднегодовых температур на 1.5–2.0°C в период похолодания, соответствующего событию 8200 кал. л.н. Реконструкции, основанные на данных диатомового анализа, указывают на снижение летних температур на 0.75–1.0°C на севере Финляндии (Korhola et al., 2000). Обобщение большого количества пыльцевых диаграмм и климатических реконструкции позволило Б. Дэвису с соавт. (Davis et al., 2003) реконструировать снижение среднегодовой температуры в целом для Европы на 1°C около 8200 кал. л.н.

Реконструкции годовой суммы осадков и количественных характеристик влажности климата до настоящего времени остается довольно сложной задачей, и результаты подобных исследований для раннего голоцена на территории Европы представлены лишь в небольшом числе работ (Barber et al., 2004; Harrison et al., 1996; Allen et al., 2007). Еще со времен работ А. Блитта в конце 19-го века установилось мнение, что климат бореального периода голоцена был сухим, что впоследствии закрепилось в климатостратиграфических схемах голоцена (Хотинский, 1977; Mangerud et al., 1974)

Данные о влажности климата, полученные для Восточно-Европейской равнины, свидетельствуют о сложной временной и пространственной динамике количества осадков. Согласно нашим данным, в период до 9500 кал. л.н. среднегодовое количество осадков было меньше современных значений в бассейне Верхней Волги и на Валдае, но превышало их на северо-западе Среднерусской возвышенности. Почти синхронное увеличение ко-

личества осадков на всей территории центральных районов Европейской части России реконструировано для периода 9100-8500 кал. л.н., когда осадков выпадало в год на 100-200 мм больше, чем в настоящее время (рис. 78). В целом, основываясь на полученных данных можно с некоторыми допущениями выделить общую тенденцию климатических изменений: потепления сопровождалось увеличением количества осадков, а периоды похолодания сокращением увлажнения.

Косвенными источниками информации о влажности климата могут служить данные о колебаниях уровня озер и динамике болотообразования. Результаты изучения серии озер в Швейцарии и Французских Альпах (Magny, 2010), основанные на 180 радиоуглеродных, дендрохронологических и археологических датировках, показали сложную динамику увлажнения в раннем голоцене. Выявлены фазы повышения уровня озер 10300–10000 и 9550–9150 кал. л.н., разделенные периодом, когда уровень озер был значительно ниже современного. Исследования в Южной Швеции (Harrison, Digerfeldt, 1993) показали экстремально низкий уровень озер в интервале примерно 10500-9700 кал. л.н. (авторами был указан радиоуглеродный возраст 9300-8700 ^{14}C л.н.), который затем сменился его быстрым подъемом.

Не менее важный показатель влажности климата – время начала торфообразования в болотных экосистемах, необходимым условием которого является превышение осадков над испарением. Как показывают радиоуглеродные датировки базальных горизонтов торфа в Северной Евразии (MacDonald et al. 2006; Климанов, Сирин, 1997; Вомперский и др., 1999), а также нижние датировки торфа в рассмотренных нами разрезах Центральной и Восточной Европы, начало накопления торфа и период быстрого вертикального роста торфяников соответствуют временному интервалу 9500-7500 кал. л.н., что указывает на достаточно влажный климат во вторую половину бореала и в начале атлантика.

Приведенные выше данные позволяют сделать заключение, что временной интервал 11700-8000 кал. л.н. характеризовался быстрым потеплением и наличием короткопериодных и резких климатических колебаний - «пребореальная осцилляция», событие 10200 кал. л.н. и особенно ярко проявившееся событие 8200 кал. л.н.

8.2.2. Временной интервал 8000-5700 кал. л.н. (средняя и поздняя фаза атлантического периода голоцена)

Огромное количество работ, посвященных изменению растительности и климата в голоцене, показали, что период 8000-5700 кал. л.н. в Европе отличается наивысшей теплообеспеченностью (например, Хотинский, 1977; Гричук, 1982; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Mangerud et al., 1974; Zagwijn, 1993; Величко и др., 2002; Davis et

al., 2003 и др.) и относительно стабильными климатическими условиями, что проявлялось в отсутствии периодов с резкими климатическими изменениями (Борисова, 2014; Mayewski et al. 2004). В отечественной литературе этот период носит название климатического оптимума голоцена (Хотинский, 1977). В зарубежной литературе чаще используется термин - среднеголоценовый термический максимум.

В рассматриваемый период границы средневропейской лесной области существенно продвинулись, как в северном, так и в восточном направлениях (рис. 79). В северо-западном приатлантическом секторе Европы произрастали широколиственные леса, состоящие из дуба, липы, вяза и ольхи, с небольшим участием тиса и падуба. В Германии, в южной Швеции, в Дании и Польше наивысшего развития достигали дубовые леса, отеснив на второй план сосновые формации (Latalowa, Nalepka, 1987; Ralska-Jasiewiczowa, Rzetkowska, 1987, Jahns, 2000, 2006; Kalisa et al., 2003; Lamentowicz et al., 2008; Kulesza et al., 2012; Galka et al., 2013). Значительную роль в этих лесах играли вяз, липа, ольха и лещина. В области Герцинских массивов (Шварцвальд, Тюрингский бассейн, Чешский массив) в состав древостоев входили ель и пихта (Harmata, 1987).

В странах Балтии широкое распространение приобрели смешанные дубово-вязово-липовые леса с большим участием ольхи. В северных и восточных районах Беларуси преобладали дубовые леса, в западных – широколиственные леса перемежались с сосново-широколиственными лесами. На низменностях Полесья и Припечанья существовали сосновые боры с участием дуба, вяза и ольхи (Зерницкая и др., 2010; Matveev et al. 1993).

Как показывают материалы наших исследований на ключевых участках, а также публикации, посвященные истории развития растительности Европейской части России в голоцене (Хотинский, 1977; Болиховская, 1988, Благовещенская, 2009; Величко и др., 2001; Кременецкий и др., 1998; Носова, 2008; Сапелко и др., 2006, 2013; Спиридонова, 1991; Спиридонова, Алешинская, 2004; Borisova et al., 2006; Kremenetski et al., 2000; 2003; Novenko et al., 2009; 2013; 2014 и др. публикации), в центральных районах Восточно-Европейской равнины произрастали широколиственные леса из дуба, вяза, липы с густым подлеском из орешника.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод, что в среднем голоцене (в интервале 8000-5700 кал. л.н.) в Центральной и Восточной Европе на протяжении всего субширотного трансекта, рассматриваемого в представленной работе, существовала единая зона широколиственных лесов, образованных преимущественно дубом и с участием вяза и липы (см. рис. 79). Однако в распространении широколиственных формаций проявлялось некоторое запаздывание в направлении с запада на восток. Так, например, существенное увеличение содержания пыльцы дуба зафиксировано на спорово-пыльцевых диа-

граммах Германии и Польши для отложений, сформировавшихся 9500-9000 кал. л.н. В Беларуси увеличение доли пыльцы широколиственных характерно для слоев, имеющих возраст около 8500 кал. л.н. На территории стран Балтии подъем кривых дуба и вяза на пыльцевых диаграммах соответствует возрасту 8500-8000 кал. л.н., а в центральной России - около 8000 кал. л.н.

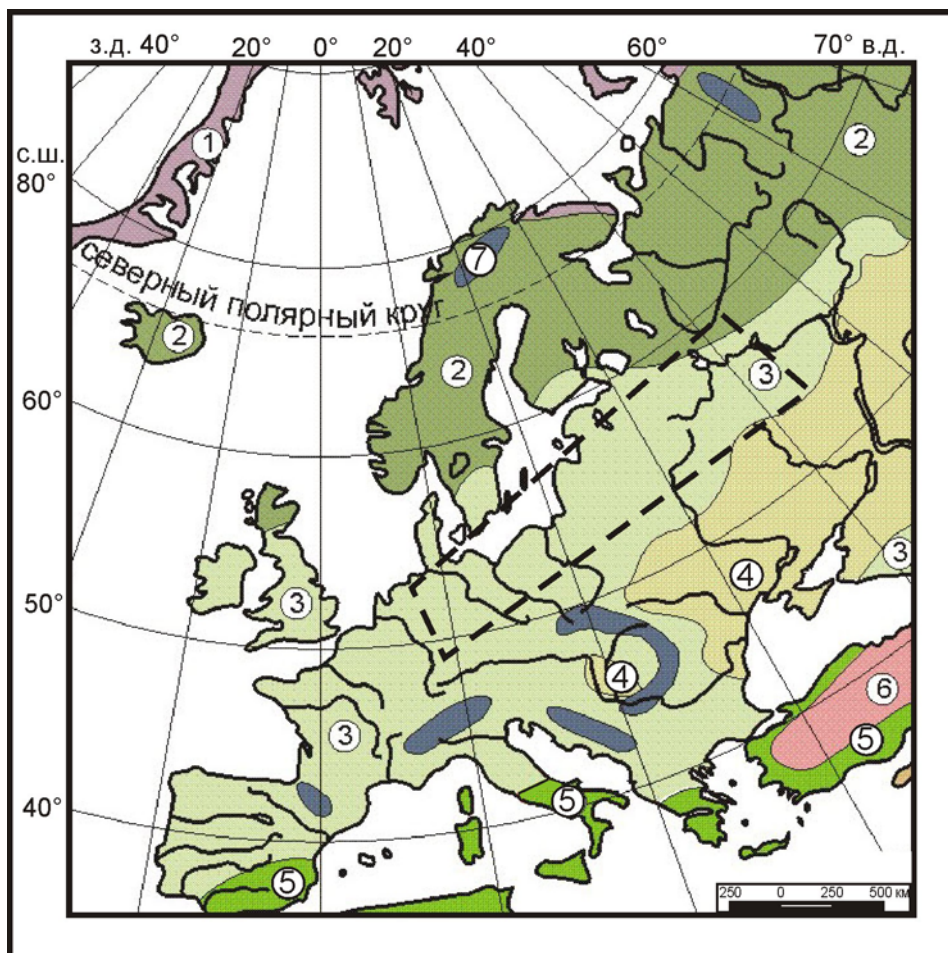


Рис. 79. Растительность Европы в оптимум голоцена

(фрагмент карты реконструкции растительности оптимума голоцена Северного полушария, по Новенко, 2009)

Цифрами в кружках обозначены типы растительности: 1 – тундра, 2 – тайга, 3 – смешанные и широколиственные леса, 4 – степь, 5 – средиземноморский тип растительности, 6 – горные кустарники, 7 – области высотной поясности.

Обширная литература посвящена реконструкциям климатических условий атлантического периода голоцена, как в глобальном масштабе (Guiot et al., 1993, 1999; Cheddadi et al., 1997; Peyron et al., 1998; Tarasov et al. 1999; Davis et al., 2003, Mayewski et al., 2004 и другие публикации), так и на региональном уровне (Korhola et al., 2000; Heikkilä, Seppä, 2003; Seppä, Poska, 2004; Antonsson, Seppä, 2007; Kühl et al., 2010). Однако не все регионы Европы одинаково хорошо обеспечены палеоклиматическими реконструкциями, и не все

климатические характеристики представлены в этих реконструкциях. Наибольшее количество работ посвящено восстановлению среднегодовых и летних температур для территории Северной Европы с использованием различных биологических индикаторов, а также по положению северной границы леса и динамике ледников в Скандинавии. Работ, посвященных климату средней Европы значительно меньше. Кроме того, реконструкции влажности климата часто выполнены на качественном уровне с выделением более влажных и сухих фаз, но без каких-либо количественных оценок.

Рассматривая имеющиеся данные о палеоклиматических условиях периода 8000–5700 кал. л.н. в Центральной и Восточной Европе в пределах субширотного трансекта, можно сделать заключение о потеплении климата и ослаблении градиента температур в направлении с запада на восток. Так, например, реконструкции В. Загвийна (Zagwijn, 1994) методом индикаторных видов на основе данных по 136 разрезам в Европе, показали, что как летние, так и зимние температуры на территории Германии и на западе Польши были близки к современным ($T_I = -1...0^{\circ}\text{C}$; $T_{VII} = 19^{\circ}\text{C}$). Реконструкции палеотемператур аналоговым методом по данным по разрезу озера Ледница в центральной Польше (Barber et al., 2004) также выявили среднюю температуру января около 0°C , что на 2°C выше современных значений.

Реконструкции, полученные при помощи переходной функции по палинологическим данным по разрезам озер Райгастве (Raigastvere), Виитна (Viitna) и Руила (Ruila) в Эстонии, свидетельствуют о повышении среднегодовых температур в среднем голоцене до $8-9^{\circ}\text{C}$, что на $3-3.5^{\circ}\text{C}$ превышает современный уровень (рис. 80, Seppä, Poska, 2004), а реконструкции летних температур этим же методом по данным по разрезу озера Курьяновас (Kurjanovas) в Латвии указывают на рост летних температур до $19-20^{\circ}\text{C}$, что на $2-3^{\circ}\text{C}$ выше, чем в настоящее время (Heikillä, Seppä, 2010). Обобщение палеотемпературных данных, выполненное Х. Сеппэ с соавт. (Seppä et al., 2009), основанное на 36 реконструкциях среднегодовой и июльской температуры по отдельным разрезам Скандинавии и стран Балтии, показало, что в период 8000–4800 кал. л.н. имел место четко выраженный максимум теплообеспеченности климата, когда годовые температуры превышали современные значения в среднем на 2°C .

Значительное потепление климата в период 8500–5700 кал. л.н. установлено также для территории северной Беларуси. Реконструкции аналоговым методом с использованием палинологических данных разреза Межужол предполагают повышение среднегодовых температур на $2-4^{\circ}\text{C}$ по сравнению с современными значениями (см. рис.77), а также существенный рост зимних температур (Зерницкая, Новенко, 2013).

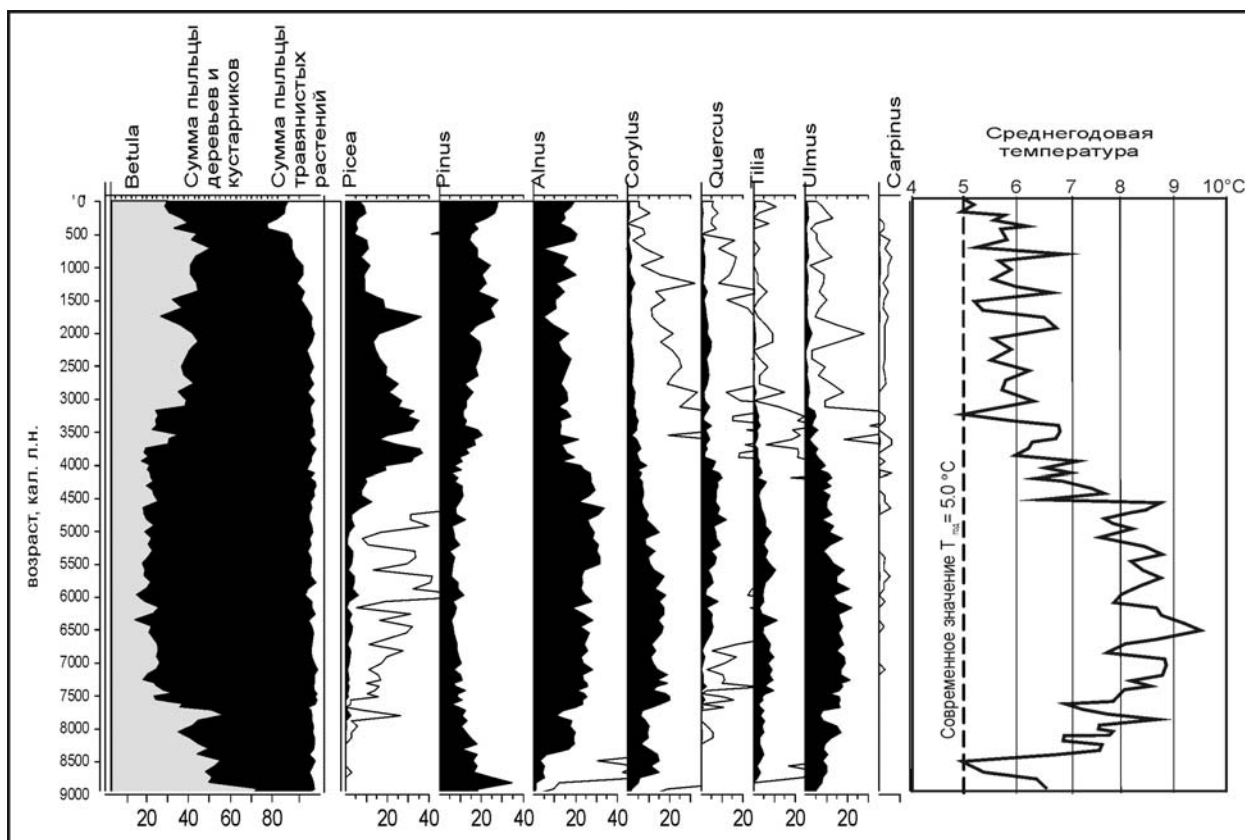


Рис. 80. Сокращенная спорово-пыльцевая диаграмма оз. Райгаствере и реконструкция среднегодовой температуры по данным этого разреза (по Seppa, Poska, 2004).

Примечание: Спорово-пыльцевая диаграмма построена по материалам Европейской палинологической базы данных (<http://www.europeanpollendatabase.net>).

В восточной части рассматриваемого субширотного трансекта реконструкции климатических характеристик, проведенные аналоговым методом по палинологическим данным разреза Центрально-лесного заповедника выявили, что во временном интервале 7500-6500 кал. л.н. условия теплообеспеченности юга Валдайской возвышенности были близки к современным, а в период 6500-6000 кал. л.н. среднегодовая и январская температуры превышали современные значения на 2°C и были равны соответственно -5°C и 6°C (рис.81). Южнее, как показывают реконструкции по палинологическим данным по болоту Клюква на северо-западе Среднерусской возвышенности, существенное потепление установлено для всего периода 7500-5700 кал. л.н., когда средняя температура года была на 3°C выше, чем в настоящее время (рис. 82).

Обобщение палинологических данных по более, чем 500 разрезам в Европе позволило Б. Дэвису с соавт. выделить шесть региональных типов изменений палеоклиматических характеристик (Davis et al. 2003). Эти расчеты показали, что максимум теплообеспеченности в атлантическом периоде хорошо прослеживается в Северной Европе и в Феноскандии, преимущественно за счет роста летних температур. В Центральной Европе сред-

неголоценовый термический максимум выражен слабее, положительные аномалии среднегодовых температур не превышали 1°C. Похожие результаты получены группой исследователей проекта BIOME600 (Wu et al., 2007) и Р. Чеддади (Cheddadi, 1997), использующих данные биоклиматического моделирования на основе палинологических материалов по всему миру. Однако потепление климата северных и приатлантических районов Европы согласно этим модельным расчетам происходило как в летний, так и в зимний период. Следует заметить, что при анализе климатических изменений Б. Дэвис с соавт. и Р. Чеддади использовали очень малое количество данных из регионов, расположенных к востоку от Польши.

Реконструкции количественных значений климатических характеристик для Северного полушария, выполненные А.А. Величко с соавт. (Плеоклиматы и палеоландшафты..., 2009) на основе данных по 400 спорово-пыльцевым диаграммам информационно-статистическим методом, показали, что наибольшие положительные отклонения среднегодовой температуры имели место в приполярных районах. Для среднеширотного пояса Европы среднегодовая температура превышала современные значения на 1-2°C. Реконструкции аналоговым методом, полученные П.Е. Тарасовым с соавт. (Tarasov et al., 1999) для хроносреза 6000 радиоуглеродных лет назад (около 6800 кал. л.н.) для территории бывшего Советского Союза и Монголии, также показали превышение среднегодовых температур на 2°C для Европейской части России.

Реконструкции динамики среднегодового количества осадков в голоцене немногочисленны. В основном преобладают косвенные данные об изменении увлажнения климата, основанные на данных о колебаниях уровня озер в Европе и изменениях уровня болотных вод на основе ризоподных данных по отдельным разрезам верховых болот. Ряд реконструкций увлажнения климата основан на результатах геоморфологических и педологических исследований (Rittweger, 2000; Сидорчук и др., 2012).

Согласно реконструкции среднего отклонения годовой суммы осадков от современных значений для Северного полушария для хроносреза примерно 6800-6300 кал. л.н. (6000-5500 ¹⁴С л.н.), полученной А.А. Величко с соавт. (Величко и др., 2009) при помощи информационно-статистического метода, на территории Центральной Европы среднегодовое количество осадков было близко к современным показателям, а на территории Восточной Европы в пределах рассматриваемого трансекта было характерно сокращение осадков на 25 мм в год. Аналогичные результаты были получены для этой же территории Ж. Гуйо с соавт. (Guiot et al. 1993) при реконструкции годового количества осадков аналоговым методом. Расчеты разности между осадками и потенциальным испарением (Р-Е), выполненные этими авторами, показали, что около 6800 кал. л.н. (6000 ¹⁴С л.н.) климат

был немного более сухим в Центральной Европе, а на территории Восточно-Европейской равнины условия увлажнения были близки к современным, за исключением восточной части Европейской территории России, где осадки превышали испарение.

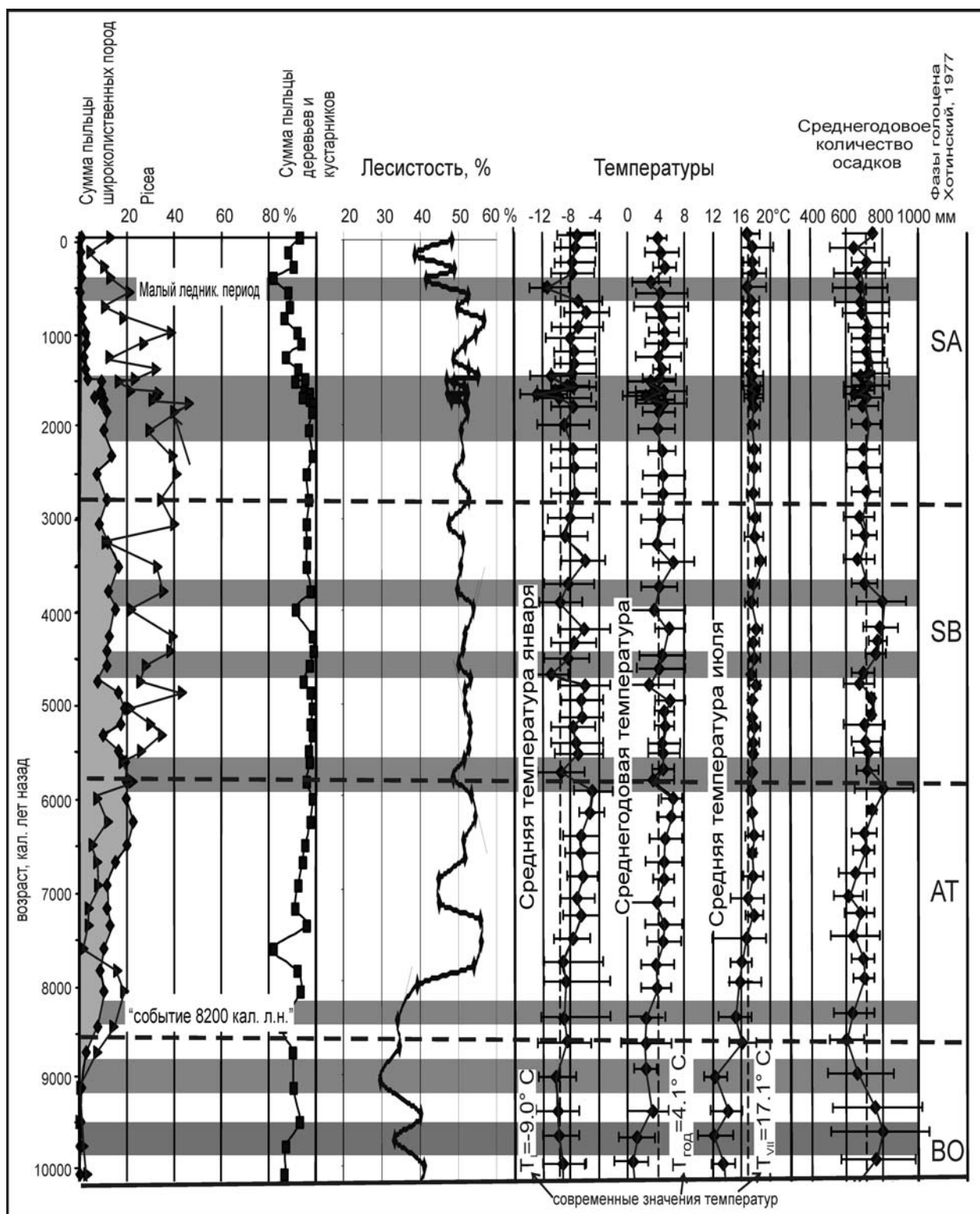


Рис. 81. Реконструкция изменений климатических характеристик и лесистости для территории Центрально-лесного заповедника по палинологическим данным болота Старосельский мох (по Новенко и др., 2014).

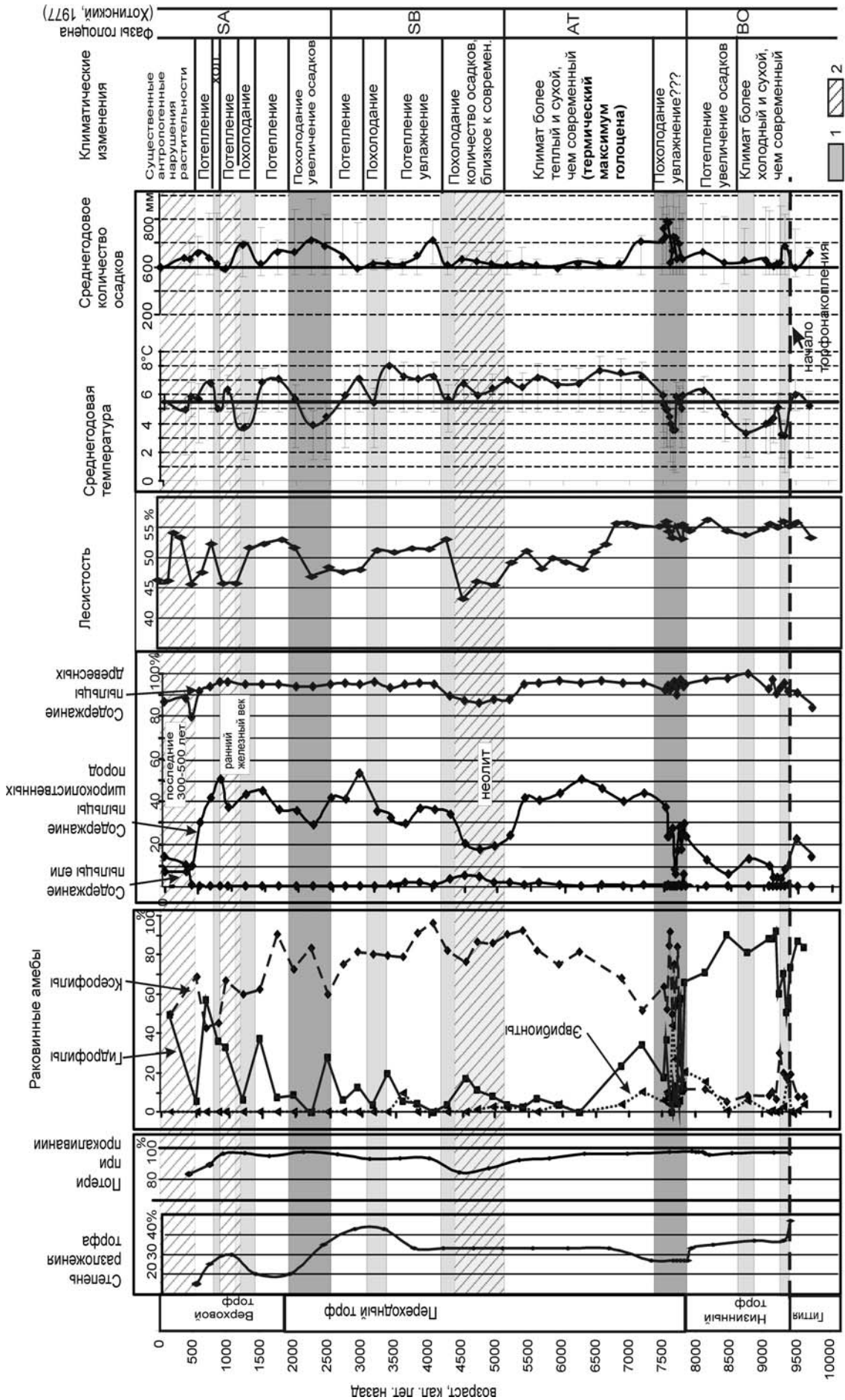


Рис. 82. Основные результаты изучения отложений болота Ключка. Климатические реконструкции и изменения лесистости в голоцене (по Новенко и др., в печати).
Условные обозначения: 1 - периоды похолоданий, 2 - периоды антропогенных нарушений растительности

Полученные нами характеристики изменений увлажнения климата аналоговым методом по данным по разрезам на территории Восточно-Европейской равнины показали, что годовое количество осадков в северной части Беларуси (разрез Межухол, см. рис. 77) и на северо-западе Среднерусской возвышенности (разрез болота Клюква, см. рис. 82) было близким к современному, что при повышении летних температур, возможно, могло приводить к иссушению климата за счет увеличения испарения. На юге Валдайской возвышенности, согласно реконструкции по данным разреза в Центральном-лесном заповеднике, в период 7500-6800 кал. л.н. осадков в год выпадало на 50-75 мм меньше, чем сейчас, а в период 6800-6100 кал. л.н. условия увлажнения были близки к современным (см. рис. 81). Реконструкции, выполненные В.А. Климановым при помощи информационно-статистического метода по палинологическим данным по разрезу Половецко-Купанского болота также указывают на снижение среднегодового количества осадков на 25-50 мм в течение всего атлантического периода голоцена (Khotinsky, Klimanov, 1997).

Одним из косвенных показателей влажности климата являются данные о колебаниях уровня озер. Для территории Центральной Европы в целом характерно понижение уровня озер около 7000 ^{14}C л. н. (Harrison et al., 1996). Однако в озерах в отдельных регионах, например, в южной Швеции могло происходить, как существенное снижение, так и повышение уровня (Harrison, Digerfeldt, 1993).

Другой подход к оценке условий увлажнения – реконструкции колебания уровня болотных вод по ризоподным данным. Сообщества раковинных амеб очень чутко реагируют на периоды иссушения или повышенного увлажнения поверхностного слоя торфа, и таким образом являются индикатором изменений водного баланса болотных экосистем. Реконструкции уровня болотных вод на основе ризоподных данных по разрезу болота Тухола (Tuchola) в северной Польше (Lamentowicz et al., 2008) показали экстремально сухой период 7150–6800 кал. л.н., что хорошо согласуется с данными по колебаниям уровня озер этого региона (Ralska-Jasiewiczowa, 1989). Сходные результаты получены по данным ризоподного анализа болота Клюква на Среднерусской возвышенности (Новенко и др., в печати). Для этого временного интервала был характерен ксероморфный состав сообществ раковинных амеб, при незначительной доле гидрофильных видов (рис. 82). Изменения растительности на болоте Клюква и свойств торфяной залежи указывают на существенное потепление и, возможно, некоторое иссушение климата, за счет сокращения осадков в летний период.

Особый интерес для реконструкции влажности климата представляет вопрос о динамике границы между лесной и степной зонами в голоцене на Восточно-Европейской равнине. Наши исследования на ключевых участках в бассейнах Верхней Оки и Верхнего

Дона (данные по болоту Клюква и разрезам Куликова поля), а также опубликованные результаты спорово-пыльцевого анализа, дополненные радиоуглеродными и археологическими датировками по голоценовым отложениям Среднерусской возвышенности (Хотинский и др., 1979; Серебряная, 1982; Климанов, Серебряная, 1986; Спиридонова, 1991), показывают, что южная граница лесной зоны в атлантическом периоде установилась в положении, близком к современному. Но при этом ландшафтная структура экотона существенно отличалась. Палинологические данные разрезов, расположенных в пределах лесной зоны (например, разрезы в районе Тульских засек, разрезы в Орловском полесье, болото Клюква), свидетельствуют о том, что в период 8000-5700 кал. л.н. эти территории тоже были покрыты лесом. Но уже в 120-150 км южнее, в подзоне современной северной лесостепи в то же время были распространены степи. Состав и соотношение основных компонентов пыльцевых спектров болотных отложений Куликова поля указывают на широкое развитие в бассейне Верхнего Дона степных сообществ с участием полыней, злаков и маревых. Доля лесопокрытой площади, реконструированная аналоговым методом по данным по разрезу болота Подкосьмово (рис. 83), не превышала 10-15% (Novenko et al., 2013), что типично для современной степной зоны. В.А. Климанов и Т.А. Серебряная, на основе обобщения большого фактического материала по разрезам Среднерусской возвышенности в Тульской, Орловской и Курской областях, также пришли к выводу, что в лесостепной зоне «атлантический период характеризовался почти полным остепнением плакоров» (Климанов, Серебряная, 1986, стр. 96). К аналогичному заключению пришла Л.С. Исаева-Петрова (1982) на основании палинологического изучения почв в Центрально-Черноземном заповеднике в Курской области.

Возможно, причиной сокращения доли древесной растительности послужило изменение баланса осадки/испарение, что привело к сокращению увлажнения территории. Исследования погребенных почвенных горизонтов в лесостепной зоне на Среднерусской возвышенности также показали, что в атлантический период голоцена там существовали степные ландшафты и формировались черноземные почвы, для которых было характерно накопление гумуса (Александровский, Чичагова, 1998).

В Германии широко известна и описана в многочисленных разрезах в Саксонии, Гессене и Нижней Саксонии так называемая «черноземовидная пойменная почва (Schwarzer Auenboden)», возраст которой, определенный различными методами, относится к среднему голоцену (Rittweger, 2000). Формирование этой почвы указывает на снижение высоты половодий, стабилизацию поверхности и активные процессы почвообразования. Об уменьшении водности рек в этот же период на Восточно-Европейской равнине свиде-

тельствуют результаты исследований морфологии речных излучин, проведенные А.Ю. Сидорчуком с соавт. (Сидорчук и др., 2012).

На основе рассмотренных данных о климатических условиях Центральной и Восточной Европы в период 8000-5700 кал. л.н. можно заключить, что для этого временного интервала было характерно потепление климата, особенно в восточной части субширотного трансекта, а также сокращение увлажнения. Статистические исследования полей атмосферного давления и температуры воздуха при сравнительно небольших изменениях глобальной температуры за последние 100 лет (в пределах $\pm 0.5^\circ\text{C}$), показали, что при глобальном потеплении циклоническая деятельность несколько ослабевает над Атлантикой и усиливается в Тихоокеанском регионе (Борзенкова, 1987, 1992), что приводит к ослаблению западного переноса воздушных масс и активизации муссонной циркуляции. Возможно, при потеплении климата в среднем голоцене этот механизм мог вызвать сокращение увлажнения Центральной и Восточной Европы и рост осадков во внутренних районах Азии за счет более активного продвижения муссонов.

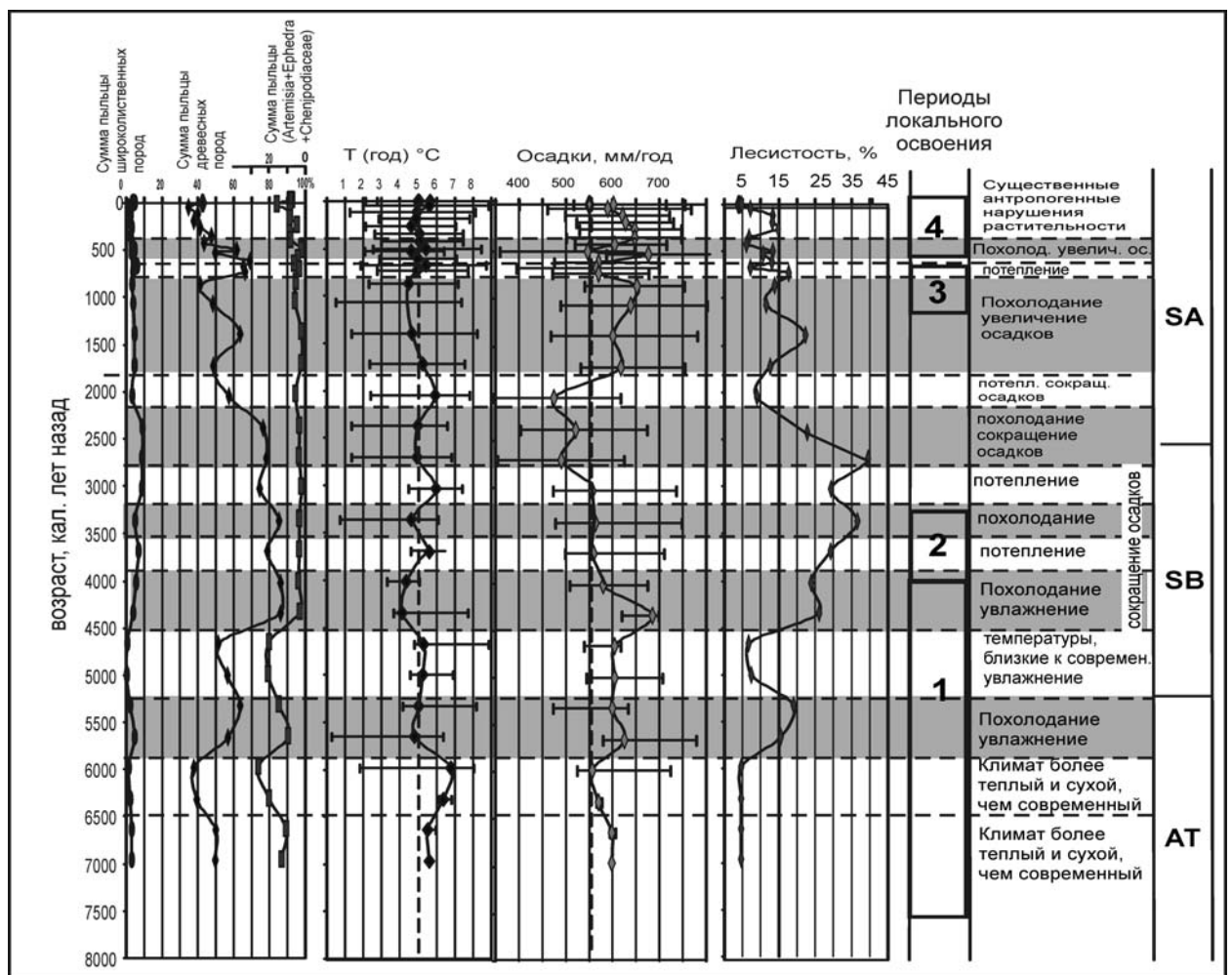


Рис. 83. Реконструкция изменений климатических характеристик и лесистости для территории Куликова поля по палинологическим данным болота Подкосьмово

8.3. Ландшафтно-климатические изменения при похолодании климата: временной интервал 5700 кал. л.н. – настоящее время (суббореальный и субатлантический периоды голоцена)

8.3.1. Изменения растительности. Роль антропогенного фактора в динамике растительного покрова в течение постоптимальных фаз голоцена

Вторая половина голоцена характеризовалась сложной динамикой растительных сообществ в Центральной и Восточной Европе, обусловленной, как климатическими изменениями, так и действием антропогенного фактора, влияние которого особенно усилилось в последнее тысячелетие.

В западной части рассматриваемого субширотного трансекта, начиная с 5700 кал. л.н., происходило сокращение площадей дубовых и сосново-дубовых лесов, распространение граба и бука и усиление их роли в качестве доминантов лесных сообществ. Одна из диагностических черт спорово-пыльцевых диаграмм из разрезов в Западной и Центральной Европе – резкое падение содержания пыльцы вяза, которое в научной литературе получило название «elm decline» (Troels-Smith, 1984; Ralska-Jasiewiczowa, 1977; Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003). В хроностратиграфических схемах Германии и Польши границу между атлантическим и суббореальными периодами голоцена проводят именно по падению кривой вяза (Zagwijn, 1998).

В период 5700-4000 кал. л.н. в Центральной Европе сохранялись широколиственные леса из дуба, липы, вяза и дубово-сосновые леса. В спорово-пыльцевых спектрах существенно возросло участие пыльцы ольхи и орешника. Увеличение содержания пыльцы ольхи, вероятно, указывает на широкое распространение черноольховых лесов во влажных местообитаниях, доля которых в растительном покрове увеличилась.

Начиная с примерно 3900 кал. л.н. в западной части рассматриваемого субширотного трансекта, на территории Германии и Польши до междуречья Варты и Вислы, начинают распространяться буковые леса. Например, в спорово-пыльцевых спектрах изученного нами озера Зальцигер в Средней Саксонии доля пыльцы бука (*Fagus sylvatica*) возрастает с 7-10% до 35-40%, также возрастает участие пыльцы граба, в то время как содержание пыльцы дуба и орешника заметно сокращается. Значительное уменьшение участия в растительных сообществах орешника, кустарника требовательного к условиям освещения, является индикатором произрастания сомкнутых и довольно темных лесов, что характерно для буковых и дубово-грабово-буковых древостоев.

В распространении буковых лесов отмечается некоторое запаздывание в направлении с запада на восток (рис. 84). Так, в западной и центральной Германии, в бассейнах

Рейна, Везера и Заале подъем кривой бука относится ко времени около 3700-3900 кал. л.н., но уже на востоке Германии в бассейнах Эльбы и Одера и в западной Польше бук становится основной лесообразующей породой только около 2800-2600 кал. л.н (Behre, Kučan 1994; Jahns, 2000; Lamentowicz et al., 2008, Galka et al., 2012).

В спорово-пыльцевых спектрах из разрезов на территории Германии, за исключением наиболее западных районов, увеличение участия пыльцы граба происходит практически одновременно с подъемом кривой бука. В западных районах граб появляется позже, и процентные содержания пыльцы граба значительно уступают доле пыльцы бука. Например, в разрезе Меерфельдер Маар (Kubitz, 2000) участие пыльцы этих древесных пород составляет примерно 10-15% и 30-40% соответственно. В разрезах на северо-востоке и востоке Германии и на западе и юге Польши, например в детально изученных разрезах озер Гроссер Кребзее (Großer Krebssee), Фелховзее (Felchowsee; Jahns, 2001), Журавек (Żurawiec; Latałowa 1982) и Слоне (Kulesza et al., 2012), участие пыльцы граба и бука примерно равное. Очевидно, в этих районах граб являлся содоминантом лесных сообществ. Около 1300 кал. л.н. доля бука в спектрах их этих разрезов немного возрастает.

Как показывают данные по разрезам из центральной и восточной Польши, например, озера Гочаж (см. рис.84), отложения которого имеют годичную слоистость (Ralska-Jasiewiczowa et al. 1998), и озера Ворити (Woryty; Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003), основными лесообразующими породами в этих регионах были граб и сосна, при значительном участии дуба. Бук присутствовал на этих территориях в виде примеси. Формирование грабовых лесов началось около 3500 кал. л.н, когда граб постепенно вытеснил из древостоев дуб и липу.

На фоне направленных смен растительных сообществ, связанных с экспансией граба и бука на территории Центральной Европы, происходили существенные изменения растительного покрова, обусловленные климатическими колебаниями и нарушениями растительности в результате хозяйственной деятельности человека. Для фаз похолодания климата было характерно сокращение доли широколиственных пород и распространение сосны и березы. При потеплении климата буковые, грабово-буковые и дубово-грабовые леса восстанавливали свои позиции. Однако, в ряде случаев распространение вторичных березово-сосновых лесов в результате подсечно-огневого земледелия маскирует естественную динамику лесных сообществ, вызванную климатическими изменениями. Вследствие этого климатические реконструкции для позднего голоцена для каждого конкретного разреза можно проводить только с учетом истории освоения территории.

Многочисленные палинологические исследования показали, что сокращение содержания пыльцы широколиственных пород в спорово-пыльцевых спектрах из разрезов

Германии и Польши (Behre, 1981, 1989; Beug, 1986; Jahns, 2000, 2001; Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003 и др.) совпадает по времени с распространением подсечно-огневого земледелия, которое в Центральной Европе началось еще в неолите (около 7000 кал. л.н.), а на территорию лесной зоны центра Европейской части России распространилось только в раннем железном веке (около 3000 кал. л.н.). В лесостепи Восточной Европы земледелие начало развиваться раньше (в позднем неолите).

Технология этой сельскохозяйственной практики подробно описана в литературе (Краснов, 1968; 1971, Семенов, 1974; Андрианов, 1978), а в последние годы были проведены эксперименты по воссозданию подсечно-огневого земледелия на опытных полях на территории Германии (Ehrmann et al., 2014). После сжигания леса и расчистки участка под посев, территория в течение двух-трех лет могла давать высокие урожаи. Затем участок постепенно истощался и забрасывался на 15-25 лет. Типичный путь восстановления леса после подсеки – формирование вторичных сосново-березовых лесов. В этой связи увеличение содержания пыльцы сосны и березы, появление пыльцы *Onagraceae* и спор *Pteridium aquilinum*, который обильно развивается после палов во вторичных лесах, в разрезах голоценовых отложений в Центральной и Восточной Европе может служить индикатором сведения лесов (Носова и др., 2014).

Относительно мягкий климат и плодородные почвы Центральной Европы делали эту территорию привлекательной для жизни населения. Например, в южных районах Германии и Польши первые постоянные поселения появились в среднем голоцене, и в дальнейшем человек уже не покидал эти территории (Kalis et al., 2003; Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003). Вследствие этого растительный покров находился под постоянным антропогенным прессом на протяжении всей второй половины голоцена, который усиливался по мере роста плотности населения. Начиная примерно с рубежа 1200 кал. л.н. на спорово-пыльцевых диаграммах из практически всех разрезов на территории Центральной Европы отмечается резкое падение участия в спектрах пыльцы широколиственных пород, увеличение доли пыльцы сосны, березы и травянистых растений, рост содержания пыльцы культурных злаков и видов - антропогенных индикаторов.

На сокращение доли вяза, липы и ясеня в древостоях большое влияние могло оказывать животноводство. Ю.А. Краснов (1971) считает, что заготовка на зиму древесного корма (преимущественно *Fraxinus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*) для скота сказывалась на сокращении площади лесов сильнее, чем подсечно-огневое земледелие.

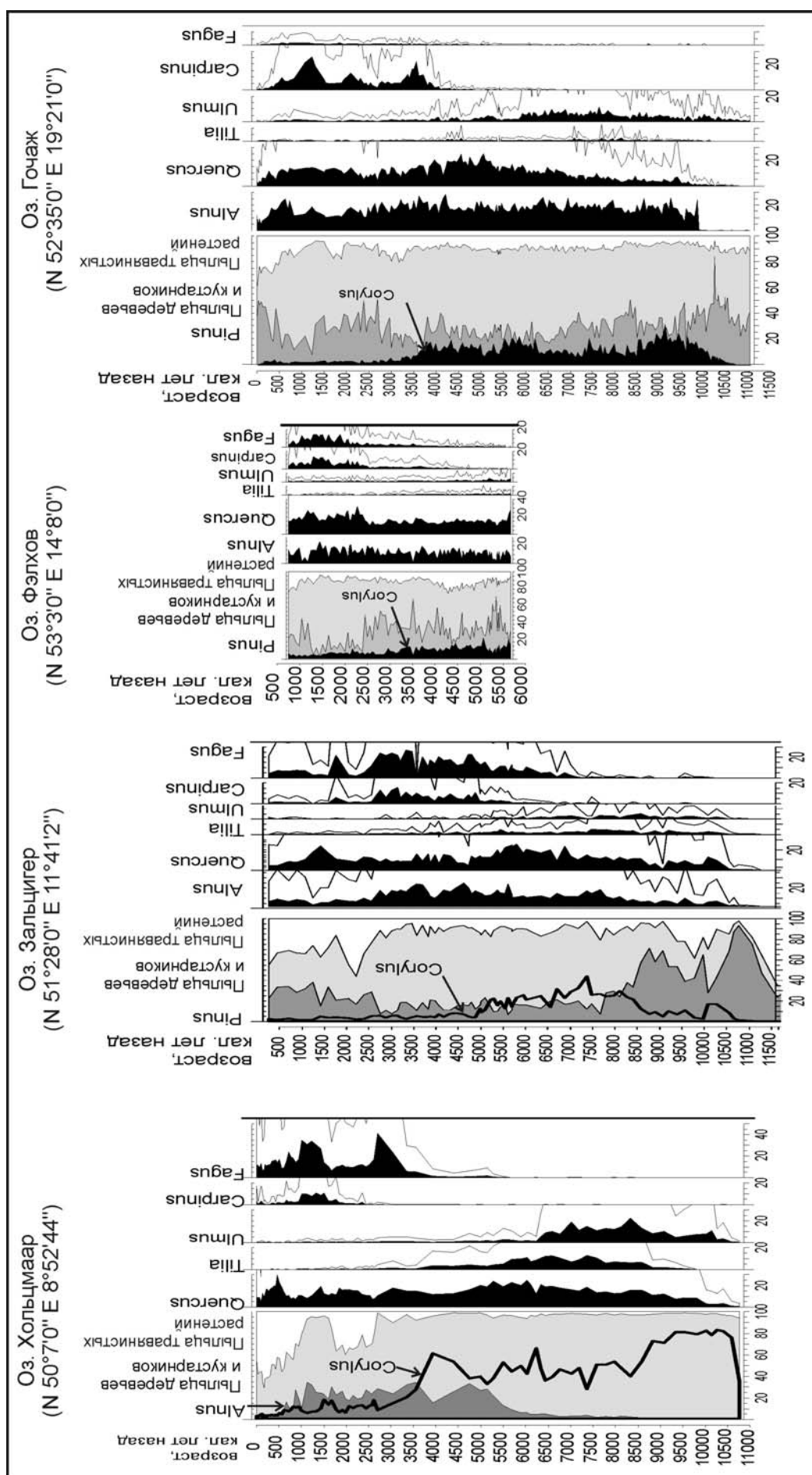


Рис. 84. Изменение содержания пыльцы основных лесобразующих пород на спорово-пыльцевых диаграммах разрезов Центральной Европы

Примечание: Сокращенные спорово-пыльцевые диаграммы построены по материалам Европейской палинологической базы данных (<http://www.europeanpollendatabase.net>).

Той же точки зрения придерживаются Дж. Троелс-Смит (Troels-Smith, 1984) и Н.П. Савукинене и А.А Сейбутис (1971, 1976), интерпретирующие уже упоминавшееся нами ранее резкое уменьшения содержания пыльцы вяза («elm decline»), как результат заготовки веточных кормов и листвы на подстилку скоту. Подобный тип хозяйства сохранился в некоторых районах Европы до сих пор. Однако, по поводу причин феномена «elm decline» существуют и другая точка зрения. М. Ральска-Ясевичова с соавт. (Ralska-Jasiewiczowa et al., 2003) исследовали ряд разрезов в Центральной Европе и пришли к выводу о том, что падение кривой *Ulmus* имеет патогенное происхождение (т.н. голландская болезнь вязов). К заключению об отсутствии четкой связи между началом освоения территории и падением кривой пыльцы вяза в Европе пришли также Т. Гизике с соавт. (Giesecke et al., 2011) на основе анализа большого массива палинологических данных и радиоуглеродных датировок.

Исследования голоценовых отложений Беларуси, проведенные В.П. Зерницкой с соавт. (Зерницкая и др., 2010; Zernitskaya, Mikhailov, 2009), показали, что для территории северной и центральной части страны (Белорусское Поозерье) начало суббореального периода голоцена (около 5700 кал. л.н.) характеризовалось распространением ели и сокращением участия вяза, липы и орешника. При этом в спорово-пыльцевых спектрах таких разрезов, как озера Неропля, Межужол, Судoble и Лазовики содержание пыльцы дуба остается достаточно высоким, что указывает на существование в этих районах смешанных хвойно-широколиственных, преимущественно дубово-еловых лесов. В течение временного интервала 4000-3200 ^{14}C л.н. (примерно 4500-3400 кал. л.н.) доля ели существенно сократилась и широколиственные леса приобрели доминирующую позицию в растительном покрове.

Новая фаза экспансии ели зафиксирована на спорово-пыльцевых диаграммах из разрезов Белорусского Поозерья для периода 3200-2000 ^{14}C л.н. (3400-2000 кал. л.н.), одновременно в небольшом количестве появляется пыльца граба, до этого отмеченная лишь спорадически, в то же время участие пыльцы дуба сокращается. После 2000 кал. л.н. в спорово-пыльцевых спектрах наблюдается сокращение участия ели и широколиственных пород и увеличение содержания пыльцы сосны и березы, появляется пыльца видов-индикаторов хозяйственной деятельности человека. В интервале 1000-500 кал. л.н. роль ели вновь увеличивается, содержание пыльцы широколиственных пород остается невысоким, увеличивается доля пыльцы травянистых растений.

На юге Беларуси в области развития задровых ландшафтов Полесья дубово-сосновые леса с участием липы сохранялись в растительном покрове до 2700 кал. л.н. Однако такие закономерности изменений спорово-пыльцевых спектров, как падение доли

пыльцы вяза и других широколиственных пород на рубеже 5700 кал. л.н., проявились и на пыльцевых диаграммах Белорусского Полесья (например, разрезы озер Бобровическое, Дворещанское, Иванисовка), но были выражены не так ярко, как на севере страны. Однако если сопоставить время начала падения кривой вяза и фазы антропогенной активности территории, то ясно видно, что сокращение участия вяза в древостоях произошло задолго до начала интенсивного освоения территории. Доля участия пыльцы орешника также сократилась в суббореальном периоде голоцена по отношению к предшествующему этапу, но была выше, чем в спорово-пыльцевых спектрах из разрезов Белорусского Поозерья. Начиная с 5700 кал. л.н., граб и ель становятся постоянными компонентами растительных сообществ, но содержание пыльцы этих таксонов не превышает нескольких процентов. Около 4500 кал. л.н. в спектрах появляется пыльца бука.

В течение интервала 2700-1000 кал. л.н. возрастает участие в спектрах пыльцы граба (до 10%), что указывает на распространение в Полесье смешанных сосново-широколиственных лесов с участием дуба и граба и с примесью липы, вяза, ели, и возможно, бука. После 1000 кал. л.н. участие пыльцы широколиственных пород сокращается, возрастает доля сосны, березы и трав, усиливается антропогенное воздействие на растительность.

На территории Эстонии, Латвии и Литвы голоценовые отложения детально изучены и хорошо датированы в разрезах озерных отложений (см. карту рис. 73). Согласно палинологическим данным, ель присутствовала в небольшой количестве в растительности стран Балтии в среднем голоцене (см. пыльцевую диаграмму оз. Райгаствере, рис. 80), некоторое увеличение содержания ее пыльцы отмечается уже начиная с 6000 кал. л.н. Результаты палинологических исследований ряда разрезов озерных отложений на территории Эстонии показали (Seppä, Poska, 2004; Niinemets, Saarse, 2009), что пыльца ели становится доминирующим компонентом пыльцевых спектров в интервале 4000-2500 кал. л.н., когда ее содержание колеблется от 55 до 75%.

Резкий подъем кривой ели и падение содержания пыльцы широколиственных пород и орешника на спорово-пыльцевых диаграммах из разрезов на территории Литвы, например разрез оз. Бирцулис (Biržulis; Stančikaite et al., 2006), относится ко времени около 3600 кал. л.н. В Латвии, в разрезе оз. Курьяновас (Kurjanovas; Heikkilä, Seppä, 2010) интервал высокого содержания пыльцы ели относится к периоду 5000-2700 кал. л.н., при этом кривая пыльцы ели образует три максимума - около 5000, 3900 и 3000 кал. л.н. Сокращение доли пыльцы дуба, вяза и липы в этом разрезе относится к рубежу 3900 кал. л.н. Несмотря на некоторые расхождения в датировках начала и конца выделенных фаз, кото-

рые вероятно могут быть связаны с неточностями построения моделей возраст/глубина, а также с местными условиями, влияющими на расселение и конкурентные отношения различных пород деревьев, можно сделать заключение, что на территории стран Балтии широколиственные леса уступили свои позиции еловым формациям около 4000 кал. л.н. Уменьшение численности ели в древостоях за счет увеличения содержания ольхи, березы и сосны около 2700-2500 кал. л.н., очевидно вызвано не только климатическими причинами, но и действием антропогенного фактора. В отложениях, сформировавшихся в этот период, увеличивается доля пыльцы травянистых растений, появляется пыльца культурных злаков и увеличивается концентрация микрочастиц угля. В разрезах Литвы и Латвии в интервале примерно 1500-1000 кал. л.н. отмечается увеличение в спектрах пыльцы дуба, что может быть связано с потеплением климата.

Пыльца граба отмечена в спорово-пыльцевых спектрах из разрезов на территории, прилегающей к Балтийскому морю, повсеместно. Однако ее содержание не превышает 1-2%. Некоторое увеличение участия пыльцы граба в спектрах относится ко времени 2000-1000 кал. л.н. Спорово-пыльцевые спектры, сформировавшиеся в течение последнего тысячелетия, практически во всех разрезах стран Балтии характеризуются увеличением участия пыльцы ели в интервале 1000-500 л.н., которое затем сменилось ростом содержания пыльцы сосны, березы и травянистых растений. Согласно реконструкциям изменений растительности на территории Эстонии в голоцене, выполненным Е. Ниинеметс и Л. Саарсе (Niinemets, Saarse, 2009) по палинологическим данным, роль антропогенного фактора в динамике растительного покрова оставалась незначительной вплоть до 1200 кал. л.н. Только в историческое время (последние 700-500 лет) хозяйственное освоение территории привело к существенным нарушениям растительных сообществ.

В восточной части рассматриваемого в работе субширотного трансекта, на территории современной лесной зоны в центре Восточно-Европейской равнины в течение периода 5700-4000 кал. л.н. роль широколиственных пород в лесных формациях оставалась достаточно высокой, о чем свидетельствуют, как палинологические материалы по изученным нами разрезам, так и опубликованные данные (Величко и др., 2001; Климанов и др. 1995; Клименко, Климанов, 2003; Kremenetski et al., 2000; 2003). В то же время увеличение содержания пыльцы ели в спектрах из разрезов на Валдайской возвышенности (разрезы на территории Центрально-лесного заповедника) и в бассейне Верхней Волги отражает активную экспансию ели («верхний максимум ели» в голоцене по Н.А. Хотинскому (1977), рис. 85). В Верхнем Поволжье, как показывают данные по разрезам Половецко-Купанского болота (Khotinsky, Klimanov, 1997) и Галичского озера (Величко и др., 2001), деградация широколиственных сообществ была даже более глубокой. На этой территории

господствующими растительными формациями стали южнотаежные ельники. Южнее, на Смоленско-Московской возвышенности (например, разрез оз. Долгое, Kremenetski et al., 2000) и в бассейне Верхней Оки (разрез болота Клюква) сохранялись широколиственные леса из дуба, вяза и липы и с густым подлеском из лещины.

Существенные изменения растительности выявлены в интервале 4000-3000 кал. л.н. и связаны с сокращением доли пыльцы ели и увеличением содержания широколиственных пород (липы, дуба и вяза) и березы. После 3000 кал. л.н. еловые леса восстановили свои позиции на Валдае и в Верхнем Поволжье и начали продвигаться к югу. Хорошо выраженный максимум пыльцы ели (до 50%) и резкое падение участия пыльцы дуба, вяза и орешника на диаграмме оз. Долгое, расположенного на Смоленско-Московской возвышенности в Московской области, относится к временному интервалу 2600-1800 кал. л.н. (авторами указана радиоуглеродная дата подъема кривой пыльцы ели - 2510 ± 60). В течение последних двух тысячелетий еловые и елово-широколиственные формации в центре Европейской части России постепенно были замещены вторичными березово-сосновыми лесами. Участие пыльцы ели в спектрах заметно сократилось, содержание пыльцы широколиственных пород упало до нескольких процентов, при этом, доля пыльцы сосны, березы и травянистых растений увеличилось. На юге современной лесной зоны, в бассейне Верхней Оки широколиственные и сосново-широколиственные леса сохранялись вплоть до последних нескольких столетий, хотя также испытывали влияние рубок и пожаров (Новенко и др., в печати).

В спорово-пыльцевых спектрах из отложений, имеющих возраст 3000-1000 кал. л.н., из разрезов в бассейне Верхней Оки и в Орловском Полесье присутствуют единичные зерна граба и бука. Очевидно, бук в бассейне верхней Оки в голоцене не произрастал, а граб мог присутствовать в небольшом количестве. Реконструкции палеоареала граба в голоцене указывают на существенное продвижение его границ в центральные районы Восточно-Европейской равнины (Авдеева, 2010).

Появление пыльцы бука в спектрах может быть связано с ветровым заносом. Хотя, основываясь на палинологических данных по разрезам из Белорусского Полесья (Zernitskaia, Mikhailov, 2009), можно предположить, что в этот период также происходило значительное расширение области его распространения на восток.

Антропогенная динамика растительности в лесной зоне центра Европейской части России может быть проиллюстрирована результатами наших исследований в Центральном лесном заповеднике. Содержание в спектрах пыльцы ели, широколиственных пород деревьев начиная с 5700 кал. л.н. наглядно демонстрируют существенное сокращение, что,

по-видимому, может объясняться совместным действием природных и антропогенных факторов только в позднем голоцене (Новенко и др., 2013; Носова и др., 2014).

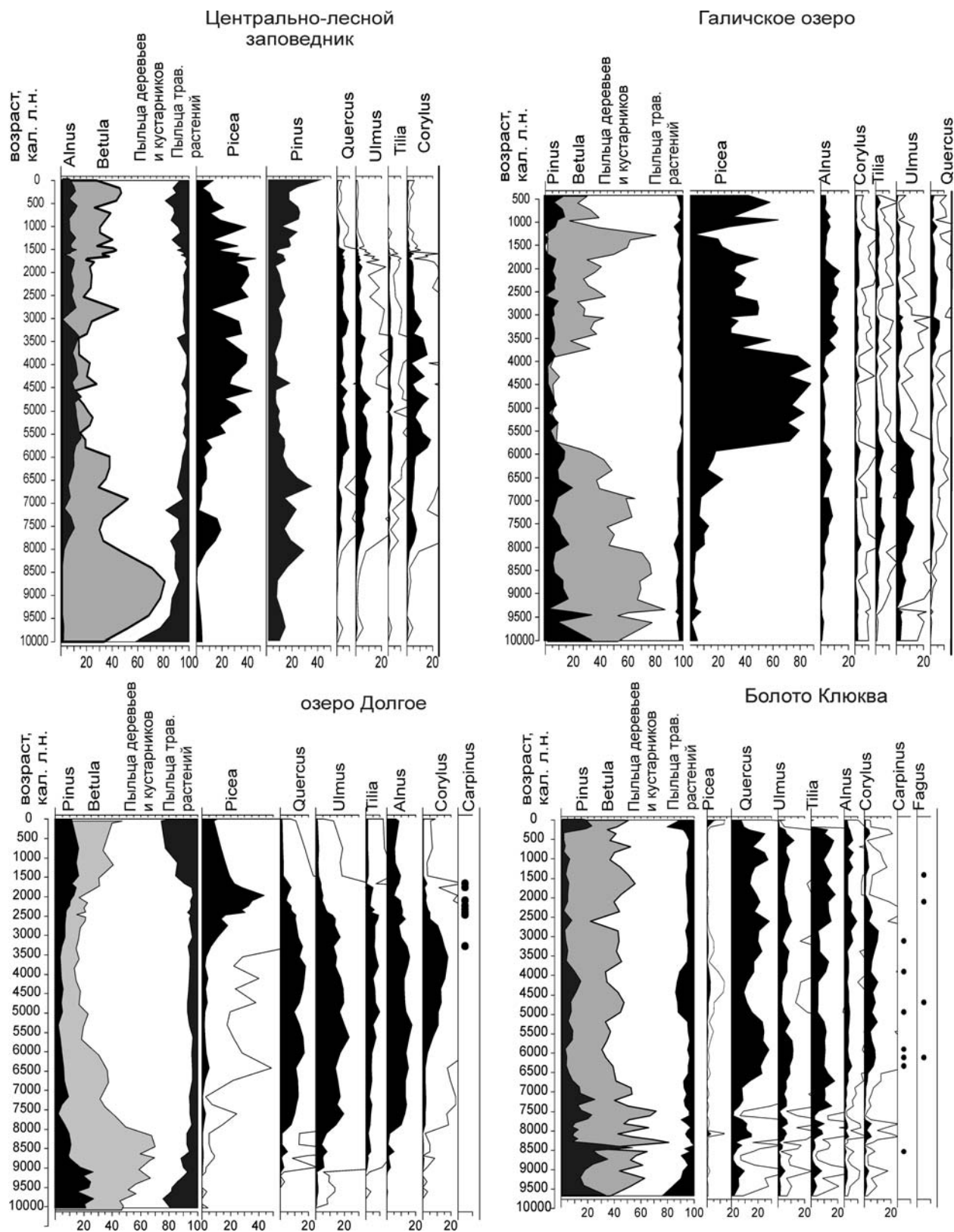


Рис. 85. Изменения содержания пыли основных лесобразующих пород на споро-во-пыльцевых диаграммах разрезов Восточно-Европейской равнины
(диаграмма разреза оз. Долгое построена по материалам О.К.Борисовой, К.В. Кременецкого и Э.М. Зеликсон)

Похолодание на границе атлантического и суббореального периодов вызывает временную деградацию широколиственных лесов, однако, явление, называемое европейскими палинологами «elm decline» в интервале 6000-5000 кал. л.н. на юге Валдайской возвышенности не отмечено. Более того, в течение потепления 4000-3000 кал. л.н. происходит практически полное восстановление широколиственных лесов, что особенно заметно на спорово-пыльцевой диаграмме из разреза болота Старосельских мох (см. рис. 34, 86). После второго верхнего максимума ели около 3000 кал. л.н. наблюдается тенденция к уменьшению ее содержания в спектрах и увеличение роли пыльцы березы, при этом также в спектрах возрастает участие пыльцы злаков и разнотравья. Происходящее выше по разрезу снижение почти до нуля содержания пыльцы широколиственных пород, и, в частности, вяза, соответствует по времени 1500 кал. л.н. и может быть связано с влиянием хозяйственной деятельности человека. В настоящее время на территории заповедника ельники неморальной группы занимают наиболее благоприятные для земледелия участки и на заре сельского хозяйства они уничтожались в первую очередь (Носова, 2008). Реконструкции лесистости для этого периода по материалам разрезов болота Старосельский мох в Центрально-лесном заповеднике и Галичского озера в Верхнем Поволжье показывают наличие фаз резкого и кратковременного сокращения площади лесов (до 30-40%), совпадающие с фазами увеличения количества пыльцы березы в спектрах (см. рис. 81, 86).

Как показывают данные палеоботанических исследований на территории современной лесостепной зоны Восточно-Европейской равнины около 5700 кал. л.н. началось продвижение границы лесной области к югу и наступление леса на степь. Увеличение содержания пыльцы древесных пород отмечено на спорово-пыльцевых диаграммах на Среднерусской возвышенности, в бассейнах рек Оки и Сейма (Серебряная, 1976; Климанов, Серебряная, 1986; Хотинский и др., 1979; Borisova et al., 2006). Продвижение древесных пород к югу в этот период прослеживается вплоть до среднего течения Дона (Спирidonova, 1991) и в лесостепных районах Приволжской возвышенности (Благовещенская, 2009). В западных районах, например в лесостепной области на территории Венгрии, Магиари с соавт. (Magyari et al., 2010) также выделяют фазу увеличения доли лесной растительности в период 5700-3000 кал. л.н.

В бассейне Верхнего Дона (район Куликова поля) согласно результатам наших исследований на ключевых разрезах широкое распространение получили сосново-широколиственные леса из дуба, липы, вяза и пойменные леса из ольхи. Луговые степи сохранялись преимущественно на сухих склонах и хорошо дренируемых водоразделах. Реконструкции лесопокрытой площади при помощи аналогового метода по данным по бо-

лоту Подкосьмово, показали, что лесистость территории составляла 30-40%, и к 2700 кал. л.н. достигала 45% (см. рис. 83), что свидетельствует о существовании лесостепного ландшафта на севере Среднерусской возвышенности в рассматриваемый период.

В бассейне Верхнего Дона около 2400 кал. л.н. степные сообщества стали занимать большие площади, чем в предыдущий период, как на водоразделах, так и на склонах долин. В спектрах изученного нами Большеберезовского болота происходит сокращение доли древесных пород, увеличивается содержание пыльцы полыни, злаков, астровых и осок (см. рис. 54,55). В разрезах пойм реки Дон и его притоков в отложениях раннего субатлантика вновь часто отмечается пыльца типично степных растений, таких как *Ephedra* и *Echinops* (Novenko et al., 2009). В настоящее время изолированные местонахождения эфедры известны примерно на 100 км южнее района исследований, где она растет на выходах известняка (Маевский, 1951). Существенно возрастает содержание угля в торфе (см. рис. 53), что, очевидно, отражает увеличение частоты пожаров в условиях жаркого и сухого лета.

В период 2000-1600 кал. л.н. на фоне некоторого похолодания и увлажнения проявляется новая волна распространения древесных пород и восстановление лесостепных ландшафтов. В позднем субатлантике лесостепные ландшафты сохраняли свои позиции в бассейне Верхнего Дона, возможно, доля лесных сообществ даже возросла.

По историко-археологическим материалам установлены несколько этапов освоения территории северной лесостепи в бассейнах верхнего течения рек Оки и Дона, а следовательно, и антропогенного воздействия на окружающие ландшафты (Хотинский и др. 1979; 1985; Серебрянная, Ильвес, 1976, Серебрянная, 1976; Спиридонова, 1991; Лаврушин и др., 2009; Гоняный и др., 2007). Первый этап относится к среднему голоцену, эпохам мезолита и раннего неолита. В этот период человек начал активно использовать поймы рек, где существовали многочисленные озера, на берегу которых человек чувствовал себя комфортно. Пыльца культурных злаков присутствует в спектрах разрезов болот Среднерусской возвышенности, начиная с атлантического периода (Серебрянная, 1976; Хотинский и др. 1985, Новенко и др., 2013). Освоение территории на начальном этапе носило локальный характер и практически не оказывало воздействия на окружающую среду (Khotinsky, 1993).

Имеются археологические свидетельства пребывания человека на территории лесостепи в эпоху бронзы, позволяющие допустить существования на изучаемой территории скотоводческого хозяйства, вероятно в его подвижных формах (Фоломеев и др., 1984, 1990; Хотинский и др., 1985). Поселения этой эпохи приурочены к обширным пойменным массивам и заливным лугам. В спорово-пыльцевых спектрах, относящихся к этому време-

ни, появляются признаки нарушения растительного покрова в результате выпаса скота, и возможно, очагового земледелия. Но как свидетельствуют данные археологических и палеогеографических исследований в бассейнах верховий Оки и Дона, периоды освоения территории в бронзовом веке были кратковременными и носили локальный характер (Фоломеев и др., 1984, 1990; Хотинский и др., 1985, Гоняный и др., 2007). Влияние деятельности человека на окружающую среду в раннем железном веке, хотя уже и было ощутимым, но также не приводило к необратимой трансформации компонентов ландшафта, в том числе и растительного покрова. Сокращение доли широколиственных пород (возможно, выборочные рубки) и появление пыльцы культурных злаков и сорных растений являются признаками появления человека. В этот период человек также интенсивно осваивал поймы рек и низкие террасы, в то время как водоразделы оставались менее затронутыми его деятельностью (Асеев, 1959). Естественный ландшафт северной лесостепи восстанавливается частично за время ослабления хозяйственной активности и практически полностью за перерывы в освоении (Гоняный и др. 2007).

В течение последнего тысячелетия территория северной лесостепи Восточно-Европейской равнины была густо заселена и активно осваивалась. Например, только в районе Куликова поля известно несколько десятков славянских селищ IX в.- первой половины X в. и свыше 250 древнерусских памятников, включая городища и могильники, относящихся к двум этапам активизации освоения региона: конец XII в. – середина XIII в. и первая половина XIV – конец XIV в. (Гоняный и др. 2007). На активное земледелие и скотоводство в древнерусское время указывает состав спорово-пыльцевых спектров, как изученных нами разрезов на территории Куликова поля (Novenko et al., 2009; 2012, Новенко и др., 2013), так и ряда других разрезов болотных, аллювиальных и делювиальных отложений Среднерусской возвышенности (Хотинский и др., 1985; Спиридонова, 1990; Серебрянная, Ильвес, 1976; Хотинский и др., 1979). В пыльцевых спектрах отмечено большое количество пыльцы культурных злаков (до 10-15% от AP+NAP) и видов-индикаторов антропогенного влияния (*Convolvulus*, *Cannabis*, *Urtica*, *Plantago major\media*, *Rumex*, *Fagopyrum*, *Polygonum aviculare*, *Centaurea cyanus*, Onagraceae и споры печеночных мхов).

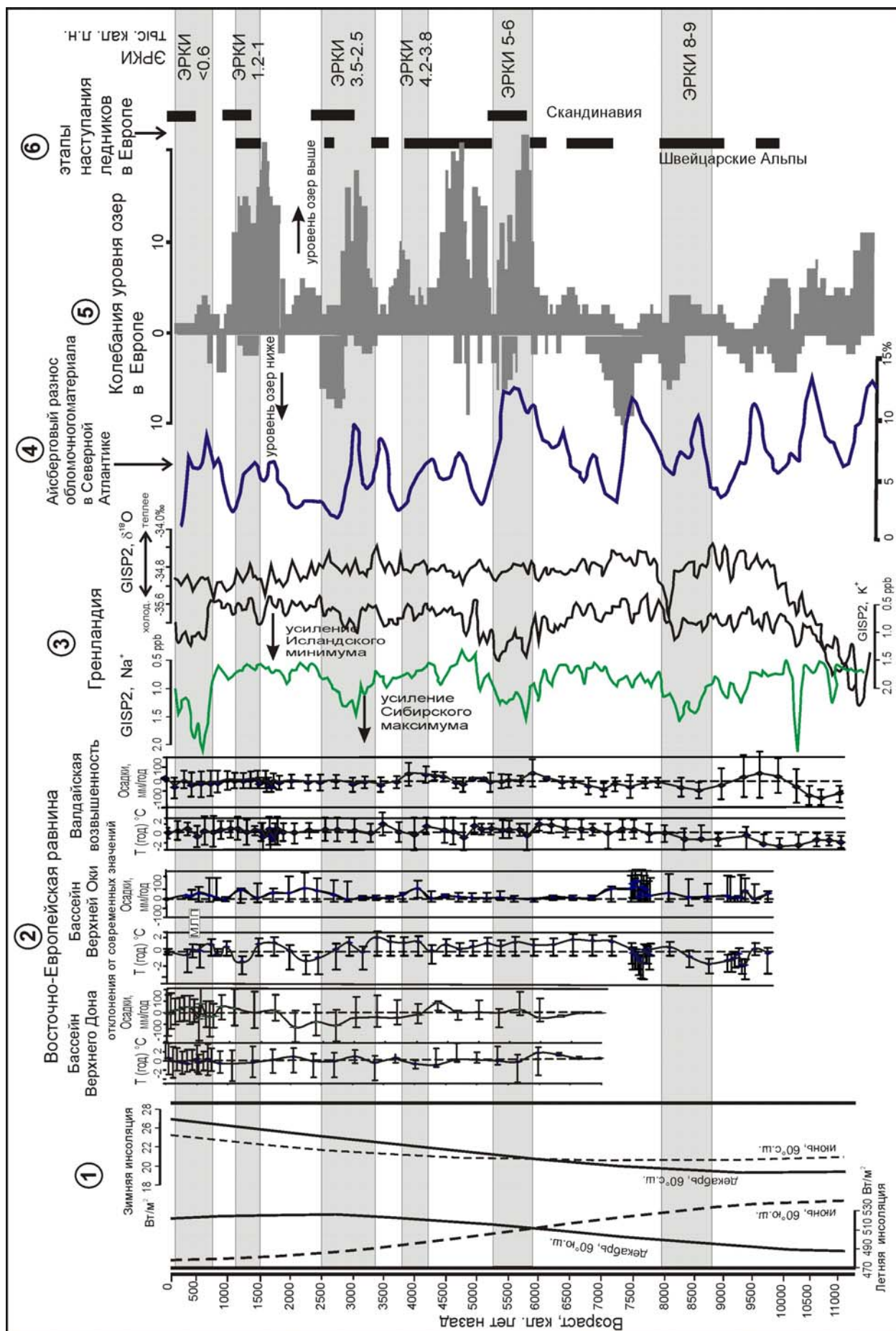
XVII век был переломным этапом во взаимоотношениях человека и окружающей среды в лесостепи. С этого времени начинается период существенных изменений растительного покрова вследствие антропогенной деятельности, что нашло свое отражение в составе спорово-пыльцевых спектров и соотношении их основных компонентов. Палинологические данные показывают, что естественные растительные сообщества постепенно были уничтожены, и их место заняли сельскохозяйственные ландшафты.

8.3.2. Изменения климата постоптимальных фаз голоцена

Палеоклиматические реконструкции с использованием различных природных архивов (рис. 86), не только в Европе, но в других регионах мира, убедительно демонстрируют, что после 5700-5500 кал. л.н. глобальное потепление термического максимума голоцена сменилось похолоданием (Хотинский, 1977; Климанов, 1996, Климанов и др., 1995; Борисова, 2014; Seppä, Birks, 2002; Davis et al. 2003; Wanner et al. 2008), причиной которого, очевидно, явилось сокращение прихода солнечной радиации в летний период (Berger, 1978; Berger, Loutre, 1991). В зарубежной литературе часто для второй половины голоцена применяется термин «Holocene Thermal Decline» (Wanner et al., 2008), русским эквивалентом которого может служить выражение: снижение теплообеспеченности в голоцене. Глобальный тренд к похолоданию в позднем голоцене четко прослеживается по изменению изотопно-кислородного состава ледниковых кернов Гренландии (Vinther et al., 2006), а также по результатам исследований морских отложений в Северной Атлантике, свидетельствующих о постепенном снижении температуры поверхностного слоя воды (Marchal et al., 2002). Согласно палеоботаническим данным, в рассматриваемый временной интервал северная граница леса существенно сместилась в южном направлении (MacDonald et al., 2000).

Поскольку похолодание климата сопровождалось повторяющимися фазами существенного увеличения площади ледников в горных районах, для временного интервала от 5-6 тысяч лет назад до начала индустриальной эпохи часто применяют термин «неогляциал» (Grove, 1979, Соломина, 1999, 2010).

В Альпийской горной области, например, в Швейцарских Альпах, первые фазы роста ледников отмечены около 5300 кал. л.н. (Hormes et al., 2001). Тенденция к увеличению площади горного оледенения в позднем голоцене достигла своего максимума во время Малого ледникового периода. В Альпах это похолодание включало три основные фазы, разделенные этапами некоторого отступления ледников (Wanner et al., 2000; Holzhauser et al., 2005). По поводу хронологических рамок этой сложно построенной эпохи существуют различные мнения. М. Манн с соавт. (Mann et al., 2009) на основе обобщения большого фактического материала определили, что наибольшее похолодания произошли в XV и в XVII–XVIII вв. (с 1400 по 1700 гг.). Результаты палеоботанических и дендрохронологических исследований, не только в Европе, но и в других регионах мира, находки древесины севернее современной границы леса и выше границы леса в горах и прочие данные свидетельствуют, что Малому ледниковому периоду предшествовало ярко выраженное потепление – Средневековая климатическая аномалия, соответствующая временному интервалу с 950 по 1250 гг. (Mann et al., 2009).



Подписи к рис. см. на следующей странице

Рис. 86. Основные ландшафтно-климатические изменения на территории Европы в голоцене. Сопоставление полученных данных с ЭРКИ в глобальном масштабе

1. Зимняя (сплошная линия) и летняя (пунктирная линия) инсоляция на 60° с. ш. и 60° ю. ш. (по Berger, Loutre, 1991).
 2. Реконструкции среднегодовой температуры и осадков на Восточно-Европейской равнине (по палинологическим данным ключевых участков, рассмотренных в работе)
 3. Изменения изотопно-геохимического состава льда в керне Гренландской скважины GISP2 (по Mayewski et al., 2004): Содержания катиона K^+ – отражает изменения интенсивности Сибирского антициклона, Содержания катиона Na^+ – отражает изменения глубины Исландского минимума, изменения; Изменения $\delta^{18}O$ – отражает изменения температуры.
 4. Изменение интенсивности айсбергового разноса обломочного материала в Северной Атлантике, выраженное в процентном соотношении петрологических маркеров (по Bond et al., 2001).
 5. Колебания уровня озер на территории Франции и Швейцарии (по Magny, 2004). Количество радиоуглеродных дат с шагом 50 лет, характеризующие более высокий или низкий уровень озер, по сравнению с современным.
 6. Этапы наступания ледников в Швейцарских Альпах и в Скандинавии (по Wanner et al., 2008).
-

Климатические изменения во вторую половину голоцена проявились не только в снижении теплообеспеченности, но и в изменении режима увлажнения (см. рис. 86). Как показывают материалы палеогеографических исследований, в умеренной зоне Европы вторая половина голоцена была более влажной, чем первая (Хотинский, 1977; Величко и др., 1998; Динамика ландшафтных компонентов..., 2002; Борисова, 2014). По мнению некоторых исследователей именно увеличение влажности климата и уменьшение степени его континентальности в Центральной Европе способствовало широкой экспансии бука и граба в позднем голоцене (Hantley et al., 1989).

Согласно имеющимся данным о климатических условиях второй половины голоцена не только в Европе, но и в Северной Евразии в целом похолодание климата не было равномерным и сопровождалось колебаниями температур и осадков (Хотинский, 1977; Климанов, 1996, Климанов и др., 1995; Борисова, 2014; Велчко и др., 2002, 2009; Davis et al., 2003; Mayewski et al., 2004; Wanner et al., 2008).

Реконструкции изменения палеотемператур для территории Центральной Европы, полученные Б. Дэвисом с соавт. по палинологическим данным (Davis et al., 2003) показали, что в отличие от Северной Европы, где похолодание последних 5000 лет было выражено особенно отчетливо, в среднеширотной области Европы снижение средних температур января, июля и года за этот период не превышало 2°C. При этом, на фоне общего тренда к сокращению теплообеспеченности выделяется серия похолоданий и потеплений, преимущественно за счет колебания летних температур. Исключение составляет только Малый ледниковый период, в течение которого имело место падение всех термических

характеристик, в том числе снижение зимних температур. Аномалии температур самого холодного месяца в это время составляли - 1°C. Реконструкции К. Барбер с соавт. (Barber et al., 2004) при помощи аналогового метода с использованием палинологических данных по разрезу оз. Ледница в западной Польше выявили более значительное похолодание в зимнее время. Результаты исследований этих авторов свидетельствуют о снижении температуры самого холодного месяца на 5°C за период с 5000 по 3000 кал. л.н. В течение похолодания Малого ледникового периода зимние температуры были ниже современных значений на 2.5°C.

Поскольку возможности реконструкции характеристик палеоклимата для западной части рассматриваемого в работе субширотного трансекта ограничены ввиду искажений спорово-пыльцевых спектров, связанных с действием антропогенного фактора, то в ряде работ для восстановления условий прошлого часто применяются другие источники палеогеографической информации. Принимая во внимание большой массив данных о строении торфяных залежей, степени гумификации торфа и результатах ризоподного анализа отложений разрезов верховых болот в Великобритании, Ирландии, Нидерландах, Северной Германии, Дании и Швеции, можно выделить фазы похолодания и увлажнения климата около 4400–4000, 2800–2200, 1800–1700, 1400–1300 и 1100–1000 кал. л.н., а также колебания климата последнего тысячелетия, в том числе ярко выраженное похолодание Малого ледникового периода (Chambers, Blackford, 2001; Charman, Hendon, 2000; Barber et al., 2004). Очень близкие по времени периоды увеличения влажности климата показали результаты комплексных исследований отложений озера Хольцмаар на западе Германии (Lücke et al., 2003), причем, определение продолжительности отдельных стадий осадконакопления в этом разрезе основано не только на результатах детального радиоуглеродного датирования, но и на изучении годичной слоистости озерных осадков. На существенное похолодание и увеличение количества осадков около 2600 кал. л.н. указывает Б. Ван Гиел (Van Geel, 1978) на основании результатов палеоботанического анализа болотных отложений в Нидерландах.

Косвенным показателем похолодания и увлажнения климата могут служить данные о периодах увеличения высоты половодий, полученные для территории Польши на основании результатов геоморфологических исследований. Л. Старкель с соавт. (Starkel et al., 2014) во вторую половину голоцена выделили три таких периода, соответствующие 6350–6300, 4825–4775 и 3230–1950 кал. л.н. Реконструкции уровня болотных вод в экосистемах верховых болот на севере Польши по данным о степени разложения торфа и соотношению видов в сообществах раковинных амеб позволили выделить влажную фазу 2750–2400 кал. л.н. и сухую фазу 2250–2100 кал. л.н. (Lamentowicz et al., 2008).

Климатические реконструкции аналоговым методом по данным по разрезу оз. Межужол на севере Беларуси (Зерницкая, Новенко, 2013) показали, что похолодание климата около 5700 кал. л.н. проявилось на западе Восточно-Европейской равнины как постепенное снижение зимних и среднегодовых температур. Летние температуры на протяжении суббореального и субатлантического периодов голоцена были близки к современным (см. рис. 77). Похолодание климата сопровождалось на территории Беларуси возрастанием роли ели и сосны в лесных сообществах и сокращением участия широколиственных пород. Согласно нашим реконструкциям, в течение временного интервала 3500-2700 кал. л.н. направленное похолодание сменилось потеплением, главным образом за счет повышения зимних температур, которое привело к увеличению доли широколиственных пород в растительности. В субатлантический период голоцена (от 2700 кал. л.н. до настоящего времени) растительный покров севера Беларуси приобретает современные черты зоны хвойно-широколиственных лесов. Климатические реконструкции для этого интервала указывают на похолодание и увеличение среднегодового количества осадков. В течение периода 2700-1000 кал. л.н. зимние температуры снизились на 3°C, а среднегодовые на 1°C (см. рис. 77).

На северо-западе Восточно-Европейской равнины в странах Балтии согласно климатическим реконструкциям методом переходной функции по палинологическим данным по разрезу озера Курьяновас в Латвии (Heikkilä, Seppä, 2010) и озер Райгаствере, Виитна и Руила в Эстонии (Seppä, Poska, 2004), снижение средней температуры июля и среднегодовой температуры за период с 5700 кал. л.н. до настоящего времени составило 3-3.5°C. На фоне общего тренда к похолоданию выделяются периоды потеплений около 3500 и 2000 кал. л.н., похолодание около 2500 кал. л.н. и резкое и глубокое снижение теплообеспеченности Малого ледникового периода, когда среднегодовые температуры были на 2°C ниже, чем в настоящее время. Средневековая климатическая аномалия хорошо выражена только в климатических реконструкциях с использованием палинологических данным по оз. Райгаствере (рис. 80), согласно которым среднегодовая температура этого интервала превышала современный уровень на 1°C.

Реконструкции основных климатических характеристик для зоны хвойно-широколиственных лесов и южной тайги Европейской части России позволили выявить ряд потеплений и похолоданий в течение второй половины голоцена. Согласно реконструкциям, полученным аналоговым методом для территории юга Валдайской возвышенности по данным по разрезу в Центральном-лесном заповеднике (см. рис. 81), фазы похолодания и увеличения осадков соответствуют временным интервалам 6000-5000 и 4000-3700 кал. л.н. (ранний суббореал). Изменения теплообеспеченности территории проявились,

преимущественно, в колебаниях зимних температур, летние температуры оставались близкими к современным значениям. Похолодание сменилось ярко выраженным потеплением около 3500 кал. л.н (средний суббореал). Очень четко данное потепление в Центральной России зафиксировано в климатических реконструкциях, полученных при помощи информационно-статистического метода, по палинологическим материалам Половецко-Купанского болота и озера Галич (Климанов и др., 1995, Величко и др., 2001), согласно которым все температурные показатели превышали современные на 1.5°C. Потепление сменилось плавным похолоданием в начале субатлантического периода 2600-1500 кал. л.н.

На увеличение влажности климата в суббореальном периоде голоцена по сравнению с временем среднеголоценового термического максимума указывают результаты реконструкции величин фактического и потенциального испарения для территории Центрально-лесного заповедника в голоцене (Ольчев, Новенко, 2011), полученные на основе численных экспериментов с помощью модели Mixfor-SVAT для древостоев с различным видовым составом (Oltchev et al., 2002), и значений палеотемператур и осадков. Согласно этим реконструкциям отношение фактического испарения к годовой сумме осадков снизилось с 0.60-0.65 (в позднеатлантическую фазу) до 0.55 - 0.60 (в раннесуббореальную фазу), а индекс сухости (отношение потенциального испарения к осадкам) снизился с 0.8-0.85 до 0.75. Можно сделать предположение, что понижение температуры и увеличение увлажненности территории явились основными факторами, способствовавшими увеличению численности ели в древостоях и началу активного процесса заболачивания территории (Ольчев, Новенко, 2011).

Очень резкое похолодание зафиксировано около 1500 кал. л.н. в реконструкциях по палинологическим данным по разрезу Старосельский мох в Центрально-лесном заповеднике. Для спорово-пыльцевых спектров, сформировавшихся в это время, характерно резкое падение участия пыльцы широколиственных пород и ели, возрастание доли пыльцы березы и травянистых растений. Реконструкции лесистости свидетельствуют о сокращении площади территории, покрытой лесом. Вероятно, подобные изменения спорово-пыльцевых спектров вызваны не климатическими изменениями, а влиянием деятельности человека. В этом случае реконструкции, полученные аналоговым методом, не отражают реальную картину климатических колебаний. Однако тот факт, что широколиственные породы не восстановили свои позиции вплоть до настоящего времени даже при ослаблении антропогенной нагрузки, указывает на то, что условия для их роста стали неблагоприятны, очевидно, в связи с похолоданием и заболачиванием территории.

В климатических реконструкциях для лесной зоны Восточно-Европейской равнины отчетливо выражены климатические изменения последнего тысячелетия. В спорово-пыльцевых спектрах из отложений ряда разрезов центральных районов Европейской части России (Хотинский, 1977 Хотинский и др., 1991; Климанов, 1978, 1989), относящихся к Средневековой климатической аномалии, отмечено увеличение доли широколиственных пород (дуба, липы, вяза). Реконструкции палеотемператур для территории юга Валдайской возвышенности аналоговым методом указывают на повышение январских температур на $1,5^{\circ}\text{C}$ на территории юга Валдайской возвышенности (рис. 81). Палеоклиматические реконструкции для центральных и северо-западных районов Восточно-Европейской равнины, полученные В.А. Климановым при помощи информационно-статистического метода, показали, что зимние и летние температуры в течение Средневековой климатической аномалии были близки к современным, а количество осадков - на 25-50 мм ниже (Климанов и др., 1995; Клименко и др., 2001).

Малый ледниковый период на Валдайской возвышенности характеризовался снижением средней температуры января на 3°C (до -12°C) и среднегодовой температуры на 2°C , июльская температура менялась незначительно. В спорово-пыльцевых спектрах этого временного интервала происходит резкое падение доли термофильных элементов, практически до их полного выпадения из спектров, и увеличение роли пыльцы ели. В спорово-пыльцевых спектрах Половецко-Купанского болота, опорного разреза голоцена центра Европейской части страны, Малый ледниковый период проявился, помимо деградации широколиственных пород, в существенном увеличении доли кустарниковых берез. В.А. Климанов охарактеризовал это похолодание не только падением зимних температур, но и летних, и среднегодовых (Климанов и др., 1995). Отклонения последних от современных значений составляли 2°C .

Палеоклиматические реконструкции аналоговым методом для зоны широколиственных лесов, выполненные на основе палинологических данных по разрезу болота Ключа на северо-западе Среднерусской возвышенности, показали, что общее похолодание климата в суббореальном и субатлантическом периодах голоцена включало серию похолоданий и потеплений второго порядка. Похолодания соответствовали временным интервалам 5000-4000, 3200-3000, 2500-2000 и 1500-1200, кал. л.н. (рис. 82, 86). Два последних похолодания характеризовались более низкой теплообеспеченностью (среднегодовая температура была на 2°C ниже, чем в настоящее время) и сопровождалась существенным увеличением среднегодового количества осадков. Значительные потепления имели место в интервалах 4000-3200 кал. л.н., 2000-1500 кал. л.н. и около 800 кал. л.н. (Средневековая

климатическая аномалия), когда среднегодовая температура превышала современные значения на 1.5-2°C.

Очень похожая картина климатических изменений во вторую половину голоцена на северо-западе и западе Среднерусской возвышенности была выявлена В.А. Климановым при помощи реконструкции информационно-статистическим методом по данным по разрезам в районе Тульских засек (пойменные торфяники в долине р. Тулицы) и по разрезу болота Ретяжи в Орловской области (Климанов, Серебрянная, 1986). Согласно этим данным в периоды похолоданий около 5100 кал. л.н. (4500 ^{14}C л.н.), 2500 кал. л.н. и 1500 кал. л.н. все температурные показатели были на 2°C ниже современных. Яркое выраженное потепление зафиксировано около 3800 кал. л.н. (авторами указана радиоуглеродная дата 3530 ± 60 л.н.), когда зимние и среднегодовые температуры были на 1-1.5°C выше, чем в современную эпоху, а осадков выпадало больше на 25-75 мм в год.

Количественные климатические характеристики для лесостепной зоны Среднерусской возвышенности и реконструкции лесистости получены нами по материалам болота Подкосьмово (см. рис. 83), находящегося в районе Куликова поля. Несмотря на то, что в этом районе было изучено несколько разрезов, после ряда экспериментов стало очевидно, что данные именно этого разреза наиболее подходят для применения метода «лучших аналогов» для реконструкции климатических условий среднего и позднего голоцена. Например, торфяная залежь Большеберезовского болота, хотя и имеет большую мощность, но состоит в основном из тростникового торфа. Морфологически очень трудно разделить пыльцу *Phragmites australis* и прочих злаков. Вследствие этого на соотношение основных компонентов спорово-пыльцевых спектров оказывают большое влияние локальные условия болотной экосистемы, что является ограничением для применения аналогового метода. Однако результаты изучения свойств торфяной залежи могут быть использованы для характеристики климатических изменений на качественном уровне.

Полученные реконструкции показали, что похолодания климата соответствуют временным интервалам 5700-5000, 4500-3800, 2700-2100 и 1500-1000 кал. л.н. За исключением периода 2700-2100 кал. л.н., снижение теплообеспеченности происходило одновременно с увеличением среднегодового количества осадков. Около 5700 кал. л.н. и 4400 кал. л.н. осадков могло выпадать до 650 мм в год, что на 100 мм выше современного уровня. Рассмотренные данные палинологических исследований показали, что понижение температуры и увеличение увлажненности территории экотона леса и степи Восточно-Европейской равнины в раннем суббореале привело к значительным перестройкам растительного покрова и продвижению лесной растительности к югу.

При потепления климата в интервалы 3800-2700 кал. л.н. и 2100-1500 кал. л.н., количество осадков сокращалось и было близким к современному уровню. Для горизонта торфа в Большеберезовском болоте, сформировавшегося в период 3800-2700 кал. л.н., характерны очень высокие (85-90%) и стабильные величины потерь при прокаливании и пониженные скорости накопления (см. рис. 53), что можно объяснить уменьшением скорости прироста торфа при увеличении индекса сухости при потеплении. Сокращение поступления минеральной фракции в торфяную залежь, очевидно, указывает на то, что этот пойменный торфяник перестал заливаться речными водами, возможно, вследствие значительных изменений в гидрологическом режиме реки и уменьшения высоты половодий. Другим не менее важным косвенным признаком иссушения климата в период 3800-2700 кал. л.н. является существенное увеличение содержания частиц угля в торфе, накопившемся за это время, как в Большеберезовском болоте, так и в болоте Подкосьмово, по видимому, связанное с ростом числа пожаров на окружающей территории в условиях жаркого и сухого лета.

В течение последнего тысячелетия территория Куликова поля неоднократно заселялась и оставлялась человеком. В связи с этим изменения спорово-пыльцевых спектров и концентрации угля в торфе отражают не столько климатические колебания, сколько возращание и ослабление антропогенной нагрузки, что может быть ярко проиллюстрировано реконструкциями лесистости территории (рис. 83).

Приведенные выше реконструкции основных климатических показателей различными методами вдоль субширотного трансекта в Центральной и Восточной Европе показывают в целом синхронные колебания температур и осадков во вторую половину голоцена. Расхождения во времени начала и конца теплых и холодных фаз в различных районах трансекта составляют 100-200 лет, что находится в пределах допустимой погрешности радиоуглеродных дат, и также может быть связано с неточностями построения моделей возраст/глубина для конкретных разрезов, по которым проводились реконструкции.

8.4. Этапы резких климатических изменений в голоцене. Сопоставление динамики климата в постоптимальные фазы эемского/микулинского межледниковья и голоцена.

Согласно концепции об асимметрии основного климатического тренда в межледниковье (Величко и др., 1997; 2004; Величко, 1977, 2012) среднегодовая температура для Северной Евразии быстро росла в начальные фазы голоцена и плавно понижалась в его второй половине. Расчеты показали, что тренд к потеплению от позднеледниковья до оп-

тимума голоцена составил 0.5° за 1000 лет, а для второй половины теплого периода этот показатель не превышает 0.3° за 1000 лет. Однако, следует отметить, что реконструкции палеотемператур для территории Европы в голоцене наглядно демонстрируют, что снижение теплообеспеченности за период, прошедший после термического максимума, еще не достигло уровня раннего голоцена (Davis et al., 2003).

Многочисленные палеоклиматические реконструкции для голоцена, как в Европе, так и в других регионах мира, свидетельствуют, что на фоне основного климатического тренда в голоцене выделяются этапы резких климатических изменений (ЭРКИ). Основываясь на результатах пятидесяти климатических реконструкций, полученных из разных регионов всего Земного шара, П. Маевски с соавт. (Mayewski et al. 2004) выделили шесть подобных этапов, относящихся к 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000 и 600–150 кал. л.н. (см. рис. 86). Эти климатические события, за исключением похолодания Малого ледникового периода (ЭРКИ 600-150 кал. л.н.), характеризовались похолоданиями в полярных регионах и усилением засушливости в тропиках. С ЭРКИ связаны стадии наступания горных ледников в Альпийской горной области и в Скандинавии (см. рис. 86), а также усиление айсбергового разноса обломочного материала в Северной Атлантике (Bond et al., 1993, 2001). Очевидно к ЭРКИ можно отнести хорошо выраженные в Европе короткопериодные похолодания раннего голоцена: «пребореальную осцилляцию» (11300–11150 кал. л.н.) и так называемое событие 10200 кал. л.н.

Рассмотренные выше данные о климатических изменениях в Центральной и Восточной Европе позволяют выделить в голоцене три основных этапа изменения климатического режима:

1. Быстрое потепление ранних фаз голоцена (11600-8000 кал. л.н.), осложненное серией осцилляций, из которых наиболее ярко выражено событие 8200 кал. л.н. (ЭРКИ 9000–8000). Похолодание в североатлантическом регионе привело к углублению Исландского минимума и усилению Сибирского антициклона (см. рис.86), что вызвало активизацию атмосферной циркуляции в высоких и умеренных широтах Северного полушария (Mayewski et al. 2004; Борисова, 2014). В пределах рассмотренного трансекта в Центральной и Восточной Европе эти процессы привели к понижению температуры и некоторому сокращению количества осадков.

2. Период климатического оптимума голоцена (8000-5700 кал. л.н.), для которого было характерно потепление климата (термический максимум) и сокращение увлажнения; отсутствие короткопериодных и резких климатических изменений.

3. Направленное похолодание второй половины голоцена (5700 кал. л.н. – настоящее время), с наложенными на него квазигармоническими колебаниями температуры.

Рассмотренные нами ландшафтно-климатические реконструкции для территории Центральной и Восточной Европы показали, что выделенные нами периоды похолоданий и разделяющих их потеплений климата во вторую половину голоцена в целом совпадают с ЭРКИ, установленными П. Маевски с соавт (Mayewski et al. 2004) в глобальном масштабе (см. рис. 86).

Границей между периодом термического максимума голоцена и началом похолодания климата его поздних фаз можно считать ЭРКИ 6000-5000 кал. л.н. Этому этапу соответствуют продвижение северной границы леса к югу, повсеместное наступание горных ледников (начало “неогляциала”), усиление западного переноса воздушных масс (Mayewski et al., 2004). В это время на северо-востоке Средиземноморья произошло похолодание, что объясняется зимними вторжениями холодных континентальных воздушных масс (Борисова, 2014). В морских отложениях в Северной Атлантике вновь отмечается увеличение поступления минеральных частиц за счет айсбергового разноса и появление холодолюбивых видов планктонных фораменифер (Bond et al., 1993, 2001; Marchal et al., 2002).

В Центральной и Восточной Европе, как показывают полученные ландшафтно-климатические реконструкции на территории субширотного трансекта, начиная с 5700 кал. л.н., усиливается секторная дифференциация растительного покрова. В западных районах начинается экспансия бука и граба, на востоке начинает распространяться ель. Увеличение влажности климата в этот период послужило причиной существенных перестроек растительности экотона леса и степи и продвижения лесных сообществ к югу.

Похолодания климата, связанные с ЭРКИ 4200–3800 кал. л.н. в Европе прослеживаются не так отчетливо, как проявления похолоданий 6000-5000 кал. л.н. Согласно полученным данным в Центральной и Восточной Европе около 3800-3300 кал. л.н. прослеживается ярко выраженное потепление климата. Заметное снижение температур и увеличение количества осадков, выявленные нами для территории Европы в полосе трансекта по палинологическим данным, относятся к временному интервалу около 2700-2500 кал. л.н., что возможно является проявлением ЭРКИ 3500-2500 кал. л.н.

Значительное похолодание и увлажнение территории Европы произошло в среднесубатлантическое время и зафиксировано почти синхронно во всех рассмотренных нами палеоклиматических реконструкциях с использованием различных природных архивов около 1700-1500 кал. л.н. В это время также происходило увеличение горного оледенения, подъем уровня озер, увеличение лесистости в лесостепной зоне. Похолодание около 1700-1500 кал. л.н. можно отнести к проявлению ЭРКИ 1200-1000 кал. л.н. Однако, оно гораздо продолжительнее, чем этот период: ЭРКИ соответствует только его поздней фазе.

В некоторых регионах временные рамки рассмотренных похолоданий, реконструированные по палинологическим данным, несколько отличаются, возможно, вследствие влияния местных факторов на формирование спорово-пыльцевых спектров. Тем не менее, широкое географическое распространение разрезов, где эти этапы были выявлены, дает возможность отнести рассмотренные климатические колебания к проявлениям глобальных ЭРКИ.

Глубокое и резкое похолодание Малого ледникового периода (ЭРКИ 600-150 л.н.), отчетливо зафиксированное по данным изучения древесных колец, озерных и болотных отложений и ледяных кернов Гренландии, сопровождалось синхронным увеличением размеров ледников во всех горных странах Европы. Рассмотренные ландшафтно-климатические реконструкции для территории Центральной и Восточной Европы свидетельствуют, что понижение температуры в Малый ледниковый период были наиболее значительными из всех ЭРКИ на протяжении голоцена, возможно, за исключением, события 8200 кал. л. н.

Применение ретроспективного анализа показало, что направленность и последовательность изменений растительности и климата Центральной и Восточной Европы в двух теплых интервалах климатических макроциклов (в эемское/микулинское межледниковье и в голоцене) обладают высокой степенью сходства. Однако при этом, растительность оптимума голоцена существенно отличалась от растительности в эемское/микулинское время. Так пространственную структуру оптимума эемского межледниковья формировали полидоминантные широколиственные леса с участием граба, а в соответствующий период голоцена были распространены хвойно-широколиственные леса с участием дуба, липы и вяза. Наибольшее подобие спорово-пыльцевых спектров обоих периодов характерно для постоптимальных фаз, особенно в «зонах ели» Восточно-Европейской равнины, которые хорошо выделяются в центральных районах Европейской части России как в микулинское межледниковье, так и в голоцене. Основу ландшафта составляли еловые леса с примесью широколиственных пород, в основном во втором ярусе и в благоприятных местообитаниях. Для этой фазы обоих межледниковий было характерно существенное увеличение грунтовой влажности и активизация процессов торфонакопления.

Проводя сопоставление климатических изменений в постоптимальные фазы эемского/микулинского межледниковья и голоцена можно проследить наличие схожих закономерностей. Полученные данные показали, что подобно ЭРКИ позднего голоцена, в постоптимальные фазы эемского/микулинского межледниковья на фоне направленного понижения температуры и роста увлажнения в среднеширотной области Европы происходи-

ли более или менее отчетливо выраженные климатические колебания второго и третьего порядков. Так, например, согласно реконструкции зимних и летних температур при помощи метода «лучших аналогов» по материалам разрезов в Центральной и Восточной Европе (см. главу 6) и обобщения литературных данных по этой территории, зона ели эемского/микулинского межледниковья (E6 *Pinus-Picea-Abies* – M7 *Picea*) включала фазы потепления и похолодания, продолжительностью от нескольких столетий до тысячелетия. Похолодание климата в течение следующей за фазой ели финальной фазы эемского (микулинского) межледниковья (E7 *Pinus* - M8 *Pinus-Picea-Betula*) также было осложнено интенсивными климатическими флуктуациями, длительность которых по разным оценкам составляла от одной до нескольких тысяч лет.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Реконструкции растительности и климата для позднего плейстоцена и голоцена, выполненные на территории лесной зоны Центральной и Восточной Европы в пределах субширотного трансекта между 52 и 58°с.ш. позволили восстановить динамику ландшафтов на региональном уровне в течение эемского/микулинского межледникового и в голоцене, а также на этапах перестройки ландшафтно-климатической системы от ледниковых условий к межледниковью и от межледникового к последующему оледенению. Опираясь на теоретические разработки в области эволюции ландшафтных компонентов в течение последних 130 тыс. лет, полученные на основе анализа многочисленных накопленных данных палеогеографических исследований (Величко, 1973, 1991, 1985, 2013; Палеогеография Европы...1982; Гричук, 1989; Динамика ландшафтных компонентов...2002; Борисова, 2008; Палеоклиматы и палеоландшафты..., 2009, и др.), была проведена оценка влияния глобальных процессов эволюции ландшафтной оболочки на структуру конкретных лесных и болотных экосистем на рассматриваемой территории.

По результатам исследований были получены следующие выводы:

1. Проведенные региональные реконструкции показывают, что в периоды межледниковий трансформация растительности исследуемой территории происходила по направленному тренду, с наложенными на него квазигармоническими колебаниями, что полностью удовлетворяет основным положениям концепции трансформации зональной структуры внетропической области Северного полушария в кайнозой (Величко, 1985, 2013). Полученные данные показали, что направленность и последовательность изменений растительности и климата Центральной и Восточной Европы в двух теплых интервалах климатических макроциклов (в эемское/микулинское межледниковье и в голоцене) обладают высокой степенью сходства. Внутри межледниковий четко выделяются три основных этапа: (1) становление и развитие лесных сообществ в условиях быстрого потепления ранних фаз межледникового, включающего серию осцилляций. (2) относительно короткий период климатического оптимума, характеризующийся стабильными климатическими условиями и повсеместным распространением широколиственных и смешанных лесов, (3) длительное похолодание, осложненное этапами резких климатических изменений, в течение которого происходила смена неморальных лесных сообществ бореальными.

2. Сопоставление изменений растительности и климата двух переходных этапов климатических макроциклов от оледенения к межледниковью показало сходство динамики природной среды этих двух интервалов. Согласно полученным данным, позднеледниковье, предшествующее эемскому (микулинскому) межледниковью, так же как поздне-

ледниковье валдайского оледенения, включало две основные фазы: раннюю относительно теплую фазу (интерстадиал *цайфен*) и похолодание, предшествующее началу межледникового (стадиал *каттегат*), продолжительность которого по разным оценкам составляет от 1000 до 300 лет. Обобщение палинологических данных по разрезам Центральной и Восточной Европы позволило выявить подобие структуры растительности этой территории в течение интерстадиала *цайфен* и стадиала *каттегат* и растительного покрова, реконструированного для основных фаз позднеледниковья валдайского оледенения – интерстадиала *бёллинг-аллерёд* и холодной стадии *поздний дриас*. Быстрое потепление в начале эемского/микулинского межледниковья, также как и в начале пребореального периода голоцена, способствовало распространению березовых и сосново-березовых лесов.

Климатические реконструкции позднеледниковья валдайского оледенения свидетельствуют о короткопериодных (длительностью от нескольких сотен до тысячи лет) и резких климатических колебаниях, когда амплитуды температур между стадиями потепления и похолодания в пределах субширотного трансекта достигали 3–7°C. Выявленное сходство ландшафтной структуры территории Центральной и Восточной Европы в течение двух рассмотренных переходных этапов от оледенения к межледниковью и, возможно, близкая длительность основных фаз дают нам основания предположить некоторое подобие климатических характеристик этих интервалов и скоростей их изменений, однако амплитуды климатических флуктуаций в позднеледниковье последнего оледенения были значительно выше, чем на переходном этапе к эемскому/микулинскому межледниковью.

3. Для постоптимальных фаз межледниковий, для эемского/микулинского межледниковья – это биостратиграфическая зона ели на Восточно-Европейской равнине ((M7 *Picea*) и зона ели, сосны и пихты в Центральной Европе (E6 *Pinus-Picea-Abies*), а для голоцена – суббореальный и субатлантический периоды (5700 кал. л.н. – настоящее время), также выявлены общие черты ландшафтно-климатических изменений. В течение этих временных интервалов на фоне направленного снижения температуры и роста увлажнения в среднеширотной области Европы происходили более или менее отчетливо выраженные климатические колебания второго и третьего порядков. На границах таких климатических фаз достигались наибольшие естественные скорости изменений климата внутри межледниковых эпох.

4. Финальная фаза эемского (микулинского) межледниковья (биостратиграфическая зона M8 *Pinus-Picea-Betula* – E7 *Pinus*) – продолжительный переходный этап между типичными межледниковыми условиями и перигляциальными условиями раннеледниковья. В течение фазы сосны термофильные виды почти полностью исчезли из состава флоры, как

в Центральной, так и в Восточной Европе, в то же время холодостойкие растения расширили свои ареалы в южном и юго-западном направлении. Однако, рассматриваемая территория находилась в течение фазы сосны в пределах лесной зоны, что позволяет отнести ее к межледниковому этапу плейстоценового макроцикла.

Согласно климатическим реконструкциям для переходного этапа от эемского/микулинского межледниковья к вислинскому/валдайскому оледенению, в течение фазы сосны скорость понижения температуры возросла на порядок по сравнению с предыдущей фазой межледниковья (зоной ели), при этом на фоне общего тренда к похолоданию выявлены отчетливые колебания климата второго порядка.

5. Рассмотренные данные о динамике растительности и климата ранневислинской/ранневалдайской ледниковой эпохи позволили сделать заключение, что раннеледниковье – длительная (около 40 тыс. лет, около 1/3 позднеплейстоценового макроцикла), сложно построенная эпоха перестройки природной среды от межледниковья к пенигляциалу, для которого были характерны постепенное нарастание похолодания климата и увеличение степени его континентальности, усиление широтного и меридионального градиента изменений температур и осадков. В течение раннеледниковья прослеживаются колебания второго, третьего и более высоких порядков, для которых характерна та же асимметричная форма, что и для макроциклов в целом: быстрое потепление, термический максимум, более длительное похолодание. Согласно реконструкциям, полученным различными методами, амплитуды изменений летних температур между стадиальными похолоданиями и интерстадиальными потеплениями составляли 2-3°C, при общей продолжительности потеплений, по разным оценкам, от 5 до 10 тысяч лет. Однако, даже потепление на 2-3°C при условии увеличения продолжительности вегетационного периода оказывалось достаточным для распространения лесной растительности и перестройки природной системы от открытых перигляциальных ландшафтов к лесным. Разница между зимними температурами между периодами похолоданий и потеплений второго порядка также составляла несколько градусов.

Реконструкции растительности, как для территории Центральной, так и Восточной Европы показывают, что климатические условия более поздней стадии похолодания *редерсталь* были более холодными, чем более ранней стадии *гернинг*, а потепление интерстадиала *оддераде* было менее продолжительным и глубоким, чем потепление интерстадиала *бреруп*. Однако разница в реконструированных значениях температур составляет 1-2°C, что находится в пределах ошибки методов. Полученные данные позволяют сделать заключение, что скорости изменений растительности и климата в течение раннеледниковья

вья были существенно ниже, чем в предшествующую финальную (переходную) фазу межледниковья (фаза сосны E7\M8).

6. Среди факторов, определяющих изменение растительности в Центральной и Восточной Европе во вторую половину голоцена, одним из наиболее важных является хозяйственная деятельность человека. Уже начиная с атлантического периода голоцена, лесные сообщества в той или иной мере испытывали на себе антропогенное воздействие в виде преднамеренных и непреднамеренных палов при подсечном земледелии, распашки при перелогe и трехполье, использования в качестве кормовых угодий. Однако степень нарушенности растительного покрова была различна в западном и восточном секторе наших исследований. В Центральной Европе значительные трансформации растительности вследствие действия антропогенного фактора прослеживаются, начиная примерно с 5000 кал. л.н., а в лесной зоне Восточно-Европейской равнины - с 3000-2500 кал. л.н., хотя признаки некоторых нарушений растительности и виды-индикаторы хозяйственной деятельности человека отмечены в спорово-пыльцевых спектрах из отложений, сформировавшихся и в более раннее время. Переломным этапом во взаимоотношениях человека и окружающей среды был XVII век. С этого времени начинается период существенных изменений растительного покрова вследствие антропогенного влияния. Естественные растительные сообщества постепенно были уничтожены на больших территориях, и их место заняли вторичные леса и сельскохозяйственные угодья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеева Е.Ф. 2010. Динамика ареала граба обыкновенного (*Carpinus betulus* L.) в позднеледниковье–голоцене на территории Восточной Европы // Динамика экосистем в голоцене: материалы Второй Росс. науч. конф. / Отв.ред. Н.Г. Смирнов. – Челябинск: Рифей, 2010. – С. 25–29.
2. Александрова В.Д., Юрковская Т.К. Геоботаническое районирования Нечерноземья Европейской части России. – Л.: Наука, 1989. – 64 с.
3. Александровский А.Л., Чичагова О.А. Радиоуглеродный возраст палеопочв голоцена в лесостепи Восточной Европы // Почвоведение, 1998. – №2. – С. 1414-1422.
4. Андрианов Б. В. Земледелие наших предков. – М.: Наука, 1978. – 167 с.
5. Археологическая карта России. Тульская обл. – Ч.1. – М.: Ин-т археологии РАН, 1997. – 360 с.
6. Асеев А.А. Палеогеография долины Средней и Нижней Оки четвертичный период. М.: Изд-во АН СССР, 1959. – 201 с.
7. Барталев С.А., Егоров В.А., Ершов Д.В. и др. Спутниковое картографирование растительного покрова России по данным спектрорадиометра MODIS // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2011. – Т. 8. – Вып. 4. – С. 285-302.
8. Безусько Л.Г., Климанов В.А. Клімат і рослинність рівнинної частини заходу УРСР у пізньопісляльодовиків'я // Український ботаничний журнал, 1987. – Т. 43. – № 3. – С. 54–58.
9. Безусько Л.Г., Климанов В.А., Шеляг-Сосонко Ю.Р. Климатические условия Украины в позднеледниковье и голоцене // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. М., 1988. С. 125–135.
10. Благовещенская Н.В. История растительности центральной части Приволжской возвышенности в голоцене. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. Ульяновск: Ульяновский государственный университет, 2009. – 48 с.
11. Благовещенская Н.В. Субрецентные спорово-пыльцевые спектры и их сопоставление с современной растительностью центральной части Приволжской возвышенности // Ботанический журнал. 1995. Т.80, № 12. С. 1778-1788.
12. Благовещенский И.В., Благовещенская Н.В. Антропогенные изменения растительности болот Ульяновского Предволжья // Антропогенные изменения растительности, охрана растительности болот и прилегающих территорий. – Минск: Наука и техника, 1981. – С. 70–71.
13. Бобров А.А. Историческая динамика озерно-болотных экосистем и сукцессии раковинных амёб (Testacea) // Зоологический журнал, 2003. – Т. 82. – № 2. С. – 215–223.
14. Болиховская Н. С., Молодьков А. Н. К корреляции континентальных и морских четвертичных отложений Северной Евразии по палинологическим данным и результатам ЭПР-датирования // Актуальные проблемы палинологии на пороге третьего тысячелетия. – М.: Изд-во Ин-та геологии и разработки горючих ископаемых, 1999. – С. 25–53.
15. Болиховская Н.С. К истории растительности и климата Подмосковной Мещеры в голоцене // Палеоклиматы голоцена европейской территории СССР. – М.: Наука, 1988. – С. 76–85.
16. Болиховская Н.С. Палиноиндикация изменения ландшафтов Нижнего Поволжья в последние десять тысяч лет // Вопросы геологии и геоморфологии Каспийского моря. – М.: Наука, 1990 – С. 52–68.
17. Болиховская Н.С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата северной Евразии в неоплейстоцене // Археология, этнография и антропология Евразии, 2004. – Т. 4. – № 32. – С. 2-27.

18. Болиховская Н.С. Эволюция климата и ландшафтов Нижнего Поволжья в голоцене // Вестник Московского университета. Сер. 5: География, 2011. – № 2. – С. 13-27.
19. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации Северной Евразии. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1995. – 270 с.
20. Болиховская Н.С., Горлов Ю.В., Кайтамба М.Д. и др. Изменения ландшафтно-климатических условий Таманского полуострова на протяжении последних 6000 лет // Проблемы истории, филологии, культуры, 2002. – № 12. – С. 257-271.
21. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Корреляция лёссово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии (по результатам палинологического и ЭПР анализов) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2000. – С. 149–178.
22. Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Схема периодизации, корреляция и возраст климатических событий неоплейстоцена // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VI Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. – С. 75-78.
23. Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозой. – С.Петербург: Гидрометеиздат, 1992. – 246 с.
24. Борзенкова И.И. Об особенностях увлажнения суши Северного полушария в различные геологические эпохи // Метеорология и гидрология, 1987. – № 10. – С.43-61.
25. Борисенков Е.П., Пасецкий В.М. Экстремальные природные явления в русских летописях XI-XVII вв. Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 240 с.
26. Борисковский П.И. 1963. Очерки по палеолиту бассейна Дона. – М.-Л.: Изд-во Акад. наук СССР, – 230 с.
27. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр., 2014. – № 2. - С. 5-20.
28. Борисова О.К. Ландшафтно-климатические изменения в умеренных широтах Северного и Южного полушария за последние 130 000 лет. – М.: ГЕОС, 2008. – 264 с.
29. Борисова О.К. Палеогеографические реконструкции для зоны перигляциальных лесостепей Восточной Европы в позднем дриасе // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. / Под ред. А.А. Величко. – М.: ИГ РАН, 1994. – С. 125-149.
30. Борисова О.К. Этапы наиболее быстрых ландшафтно-климатических изменений в позднем плейстоцене // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Материалы VIII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода – Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. - С. 84–86.
31. Борисова О.К., Фаустова М.А. Последовательность природный фаз валдайской ледниковой эпохи европейской части России // Палеогеографическая основа современных ландшафтов. / Под ред. А.А. Величко и Л. Старкеля. – М.: Наука, 1994. – С. 17–24.
32. Боч М.С., Минаева Т.Ю. Болота Центрально-Лесного заповедника // Болота охраняемых территорий: Проблемы охраны и мониторинга. Тез. докл. XI Всесоюз. полевого семинара-экскурсии по болотоведению. – Л., 1991. – С. 22–26.
33. Вазнячук Л.М. Санько А.Ф., Величків Ф.Ю., Літвінюк Г.И., Назаров У.И. Новия звесткі аб мікулінских аткладах Смаленскага Падзівіння // Новае у геалогіі антрапагену Беларусі. – Мінск: Навука і тэхніка, 1979. – С. 87 – 101.
34. Величквич Ф.Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины // Советская палеокарпология. – М.: Наука, 1979. – С. 79-121.
35. Величквич Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. – Минск: Наука и техника, 1982. – 208 с.

36. Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1991. – № 5. – С. 5–22.
37. Величко А.А. Основные особенности последнего климатического макроцикла и современное состояние природной среды // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет / Под ред. И.П. Герасимова и А.А. Величко. – М.: Наука, 1982. – С. 131–143.
38. Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. – М.: Наука, 1973. – 256 с.
39. Величко А.А. Эволюционная география. Вопросы теории // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1985. – № 6. – С. 25–35.
40. Величко А.А. Эволюционная география: проблемы и решения. – М.: ГЕОС, 2012. – 563 с.
41. Величко А.А., Бараш М.С., Гричук В.П. и др. Климат Северного полушария в эпоху последнего, микулинского межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1984. – № 1. – С. 5–18.
42. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. и др. Влияние долго- и короткопериодных климатических колебаний на динамику экосистем (на основе палеоданных за последние 140000 лет) // Четвертичная геология и палеогеография России. – М.: ГЕОС, 1997. – С. 47–53.
43. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Парадоксы климата последнего межледниковья // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). / Под ред. И.С. Спасской. – М.: ГЕОС, 2002. – С. 207–239.
44. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Растительность в меняющемся климате // Вестник АН СССР, 1991. – № 3. – С. 82–94.
45. Величко А.А., Борисова О.К., Климанов В.А. (1998). Пространственная дифференциация в распределении атмосферных осадков при глобальных потеплениях разного масштаба // Докл. РАН. Т. 362. № 5. С. 687–690.
46. Величко А.А., Гричук В.П., Гуртовая Е.Е., Зеликсон Э.М. Палеоклимат территории СССР в оптимум последнего (микулинского) межледниковья // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1983. – № 6. С. – 30–45.
47. Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К. и др. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Изв. РАН Сер. геогр., 2004. – № 1. – С. 7–25.
48. Величко А.А., Новенко Е. Ю., Зеликсон Э.М. и др. Природные условия микулинского (земского межледниковья в Центральной и Восточной Европе. Сравнительный анализ // Изв. РАН. Сер. геогр., 2004. – №6. – С. 41–57.
49. Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2005. – Т. 13. – № 2. – С. 84–102.
50. Волкова Е.М. Редкие болота северо-востока Среднерусской возвышенности // Ботанический журнал, 2011. – Т. 96. – № 12. – С. 55–70.
51. Волкова Е.М., Головченко А.В., Самощенко Н.В., Музафаров Е.Н. Микробиологическая характеристика торфов Тульской области // Известия Тульского государственного университета. Естественные науки, 2010. – Вып. 1. – С. 204–214.
52. Вомперский С.Э., Цыганова О.П., Ковалев А.Г. и др. Заболачивание территории России как фактор связывания атмосферного углерода // Глобальные изменения среды и климата на территории России. / Под. ред. Г.А. Заварзина. – М.: Изд-во Министерства науки и технологии РФ, 1999. – С. 124–145.
53. Гей В.П., Плешивцева Э.С., Ауслендер В.Г. Стратиграфия. // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-запад России). Материалы международного симпозиума / Под ред. Заррина Е.П., Шик С.М. – Москва, ГЕОС, 2000. – С. 31–63.

54. Геологическая карта четвертичных отложений. Тульская область. Масштаб 1: 500 000. / ред. С.М. Шик. – М.: Министерство природных ресурсов РФ. 1998.
55. Геология СССР Т.IV. Центр Евразийской части СССР. Геологическое описание / Под ред. И.Н. Леоненко. – М.: Недра, 1971. – 742 с.
56. Герасименко Н.П. Мелкоциклические изменения климата восточной лесостепи Украины в позднем плейстоцене (по палинологическим и палеопедологическим данным) // Климаты прошлого и климатический прогноз: Сб. научных статей. – М.: ИГ РАН, 1992. – С. 25-38.
57. Гласко М.П. Маркова А.К., Сычева А.А. Ландшафты Куликова поля: результаты и перспективы исследований // Куликово поле: вопросы историко-культурного наследия. – Тула: Музей-зап. «Куликово поле», 2000. – С. 351-361.
58. Гоняный М.И., Александровский А.Л., Гласко М.П. Северная лесостепь бассейна Верхнего Дона времени Куликовской битвы. – М.: ООО «Унопринт», 2007. – 208 с.
59. Горлова Р.Н. Смена растительного покрова в микулинское межледниковье по исследованиям торфяников Ярославской области // История растительного покрова центральных областей Европейской части СССР в антропогене. – М.: Наука, 1968а. – С. 45 - 91
60. Горлова Р.Н. Смена растительности как компонента биогеоценозов в предпоследнее межледниковье. – М.: Наука, 1968б. – 70 с.
61. Гриббин Дж., Лэм Г.Г. Изменение климата за исторический период // Изменение климата. / Под ред. Дж. Гриббина. – Л.: Гидрометеиздат, 1980. – С. 102–121.
62. Грибова С.А., Исаченко Т.И., Лавренко Е.М. Растительность Европейской части СССР. – Л.: Наука, 1980. – 236 с.
63. Гричук В. П. Опыт характеристики состава пыльцы в современных отложениях различных природных зон Европейской части СССР // Проблемы физической географии. 1941. Вып. 11. С. 101–129
64. Гричук В.П. Ископаемая флора как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины / Под ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 25–71.
65. Гричук В.П. Методика обработки осадочных пород бедных органическими остатками, для целей пыльцевого анализа // Проблемы физической географии, 1940. – Вып.8. – С. 53–58.
66. Гричук В.П. Опыт реконструкции некоторых элементов климатов северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. - М.: Наука, 1969. – С. 41-57.
67. Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография). / Под ред. И.П. Герасимова и А.А. Величко. – М.: Наука, 1982. – С. 79–85
68. Гричук В.П. Реконструкция скалярных элементов климатических показателей по флористическим материалам и оценка ее точности // Методы реконструкции палеоклиматов. / Под ред. А.А. Величко, Л.Р. Серебрянного, Е.Е. Гуртовой. – М.: Наука, 1985. – С. 20–28.
69. Гричук В.П., Гричук М.П. Древнеозерные отложения в районе г. Плеса // Ледниковый период на территории европейской части СССР. – М. Изд-во Моск. унив., 1959. – С. 39-63.
70. Гричук В.П., Губонина З.П., Зеликсон Э.М., Моносзон М.Х. Межледниковые отложения района г. Ростова (Ярославского) // Палинология плейстоцена и плиоцена. – М.: Наука, 1973. – С. 188 – 203.
71. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемой пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. – М.: Географгиз, 1948. – 224 с.

72. Гричук В.П., Зеликсон Э.М., Носов А.А.. Новые материалы по межледниковым отложениям у с. Ильинское на р. Яхроме. // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1983. – № 52. – С. 150-156.
73. Гричук В.П.. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. – М.: Наука, 1989. – 183 С.
74. Губонина З.П., Зеликсон Э.М., Моносзон М.Х. Флористический и фитоценологический анализ палеоботанических материалов по межледниковым отложениям в районе д. Черемошник // Палинология плейстоцена и плиоцена. – М.: Наука, 1973. – С. 53 – 59.
75. Гуман М.А. Антропогенные изменения растительности юга Псковской области в голоцене (по палинологическим данным) // Ботанический журнал, 1978. - Т. 63. – №10. - С. 1415 - 1429.
76. Гуман М.А., Хотинский Н.А. Антропогенные изменения растительности центра Русской равнины в голоцене (по палинологическим данным) // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. – М.: Наука, 1981. - С. 7 - 19.
77. Гуртовая Е.Е. Флора и растительность на востоке Средней Европы в микулинское межледниковье. // Изв. РАН Сер. геогр., 1983. – № 4. – С.78-85.
78. Давыдова М.И., Раковская Э.М., Тушинский Г.К. Физическая география СССР. – Т. 1. –М.: Просвещение, 1989. – 240 с.
79. Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов Северной Евразии за последние 130 000 лет (общая палеогеография) / Под ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС, 2002. – 232 с.
80. Евзеров В.Я. Геология и минерагения четвертичных отложений северо-восточной части Балтийского щита. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Воронеж, 2005. – 48 с.
81. Еловичева Я.К. Палинология позднеледниковья и голоцена Белоруссии. – Минск.: Наука и техника, 1993. – 94 с.
82. Еловичева Я.К. Эволюция природной среды антропогена Беларуси (по палинологическим данным). – Минск: Белсэнс, 2001. – 292 с.
83. Еловичева Я.К., Якушко О.Ф., Крутоус Э.А. и др. Голоцен Беларуси. – Минск, 2004. - 241 с.
84. Ерамов Р.А. Физическая география зарубежной Европы. – М.: Мысль, 1973. – 273 стр.
85. Ершов Д.В. Методика оценки покрытой лесом площади по спутниковым изображениям спектрорадиометра MODIS среднего пространственного разрешения // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса, 2007. – Т. 2. – Вып. 4. – С. 217-225.
86. Жуйкова И. А. Соответствие субрецентных поверхностных проб составу растительности Вятско-Камского региона // Методические аспекты палинологии: Матер. X всерос. палинол. конф. – М.: ИГиРГИ, 2002. – С. 82–84.
87. Жуйкова И.А. Условия формирования торфяников Вятского края // Вестник Вятского педуниверситета, 2001. – № 3-4. – С. 30-32.
88. Заклинская Е. Д. Материалы к изучению состава современной растительности и ее спорово-пыльцевых спектров для целей биоистратиграфии четвертичных отложений // Тр. Ин-та географии АН СССР, 1951. – Вып. 127. – № 48. – 99 с.
89. Зеликсон Э.М. К характеристике растительности Европы в аллереде // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15 000 лет. / Под ред. А.А. Величко. – М.: ИГ РАН, 1994. – С. 113–125.
90. Зеликсон Э.М. О палеогеографической интерпретации спорово-пыльцевых спектров с большим содержанием пыльцы орешника // Изв. АН СССР. сер. геогр., 1977. – № 2. – С. 102-112.

91. Зерницкая В.П. Реконструкция хозяйственной деятельности человека в голоцене // Наука и инновации. Научно-практический журнал НАН Беларуси, 2011. – № 9. – Вып. 103. – С. 16-19.
92. Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Махнач Н.А., Михайлов Н.Д. Стратиграфическая схема позднеледниковых и голоценовых отложений Беларуси // Літасфера, 2005. – № 1. – Вып. 22. – С.157-165.
93. Зерницкая В.П., Матвеев А.В., Тимерева С.Н. История формирования болота Иванисовка (Белорусское Полесье) // Літасфера. 2010., – № 1 – Вып. 32. – С.20-30.
94. Зюганова И.С. Изменения растительности и климата центральных районов Восточно-Европейской равнины в позднем плейстоцене (по палеокарпологическим данным). Автореф. дисс... канд. географ. наук. Москва, ИГ РАН. 2008. – 20 с.
95. Исаева-Петрова Л.С. Эволюция степной растительности в голоцене (по данным палинологического изучения почв Центрально-Черноземного заповедника) Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. 1982. Институт географии АН СССР. – 22 с.
96. Исаченко А.Г. Ландшафты СССР. – Л.: Изд-во Ленинградского ун-та, 1985. - 320 с.
97. Исаченко Т.И., Лавренко Е. М. Растительность Европейской части СССР. – М.; Л.: Наука, 1980. – 426 с.
98. Кабайлене М. В. Формирование пыльцевых спектров и методы восстановления палеорастительности // Тр. Ин-та геологии (Вильнюс), 1969. – Вып. 11. – С. 70–147.
99. Кислов А.В., Евстигнеев В.М., Малхазова С.М. и др. Прогноз климатической ресурсообеспеченности Восточно-Европейской равнины в условиях потепления XXI века. – М.: МАКС Пресс, 2008. – 292 с.
100. Климанов В.А. К методике восстановления количественных характеристик климата прошлого // Вестник Московского университета. Сер. 5: География, 1976. – Т. 2. – С. 92–98.
101. Климанов В.А. Климат северной Евразии в позднеледниковье и голоцене. Автореф. дисс. ... д-ра географ. наук. М.: ИГ РАН, 1996 – 44 с.
102. Климанов В.А. Связь субфоссильных спорово-пыльцевых спектров с современными климатическими условиями // Изв. АН СССР. сер. геогр., 1981. – № 5. – С. 101-114.
103. Климанов В.А. Цикличность и квазипериодичность климатических колебаний в голоцене // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена / Под ред. Н.А. Хотинского. – М.: Наука, 1989. – С. 29–33.
104. Климанов В.А., Серебряная Т.А. Изменения растительности и климата на Среднерусской возвышенности в голоцене // Изв. АН СССР. сер. геогр., 1986. – №2. – С. 93-101.
105. Климанов В.А., Сирин А.А. Динамика торфонакопления болотами Северной Евразии за последние 3000 лет // Доклады Академии наук, 1997. – Т. 354. – № 5. – С. 683-686.
106. Климанов В.А., Хотинский Н.А., Благовещенская Н.В. Колебания климата за исторический период в центре русской равнины. // Изв. РАН. Сер. геогр. 1995. – №1. – С. 89–96.
107. Клименко В.В., Климанов В.А. Холодный климат ранней субатлантической эпохи в Северном полушарии // Доклады Академии наук, 2003. – Т. 391. – № 3. С. – 393-397.
108. Кожаринов А.В., Сирин А.А., Клименко В.В., и др. Динамика растительного покрова и климата Западновинской низины (Тверская область) за последние 5 тысяч лет. Ботанический журнал. 2003. – Т. 88. – № 3. – С. 90-97.
109. Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Лит-вы. Изд-во Academia, Вильнюс. 1996. – 214 с.

110. Короткий А.М. Географические аспекты формирования субфоссильных спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 271 с.
111. Краснов Ю. А. О возникновении пашенного земледелия в лесной полосе Восточной Европы // Советская археология, 1968. – №2. – С. 3–22.
112. Краснов Ю.А. Земледелие и животноводство в лесной полосе европейской части СССР во II тысячелетии до н.э. – первой половине I тысячелетия н.э. – М.: Наука, 1971. – 167 с.
113. Кременецкий К.В., Бёттер Т., Климанов В.А. и др. История растительности и климата Бузулукского бора в позднеледниковье и голоцене и ее палеогеографическое значение // Изв. РАН. Сер. геогр., 1998. – № 4. – С. 60-72.
114. Кременецкий К.В., МакДональд Г.М., Галабала Р.О. и др. Об изменении северной границы ареалов некоторых видов деревьев и кустарников в голоцене. Ботанический журнал, 1996. – Т. 81. – № 4. – С. 10-25.
115. Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б. и др. Абсолютный возраст погребенного торфа из стратотипического разрез Микулино и прарастратотипического разреза Нижняя Боярщина по данным уран-ториевого датирования // Материалы III Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Том 1. – Смоленск: Ойкумена, 2002. – С. 135-136.
116. Кураева Е. Н., Минаева Т. Ю., Шапошников Е. С. Типологическая структура и флористическое разнообразие сообществ // Сукцессионные процессы в заповедниках России и проблемы сохранения биологического разнообразия. / Под ред. О. В. Смирновой, Е. С. Шапошникова. – С-Пб.: РБО, 1999. – С. 311–317.
117. Кучинский П.А. Почвенный покров Центрального лесного заповедника // Труды Центрального лесного государственного заповедника / Под ред. Г.Л. Граве. Смоленск: ЗОКНИИ, 1937. – Вып. II. – С. 21–87.
118. Лаврова М.А., Гричук М.П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях // Доклады Академии наук СССР, 1960. – Т. 135. – № 6. – С. 1472–1475.
119. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Бессуднов А.Н., Смольянинов Р.В. Природные катастрофы в голоцене бассейна Верхнего Дона. – М.: ГЕОС, 2009. – 64 с.
120. Лаптева Е.Г. Развитие растительности и климата восточного склона Урала во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене. Автореф. дисс. ... канд. географ. наук. / М, МГУ, 2007. – 23 с.
121. Лаптева Е.Г. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры современной растительности южного Урала // Вестник Башкирского университета, 2013. – Т. 18. – № 1. – С. 77-81.
122. Лаптева Е.Г., Янковская В., Панова Н.К. Количественные взаимоотношения между субфоссильными палиноспектрами и современной растительностью Полярного Урала // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Российской палинологической конференции. Т. 2. Сыктывкар: ИГ Коми УрО РАН, 2011. – С. 263-266.
123. Латышева Н.М., Малаховский Д.Б., Спиридонова Е.А. Новые данные о верхнеплейстоценовых озерных отложениях и почвах Центрально-Лесного заповедника (Калининская область) // История озер в плейстоцене. Тез. докл. IV Все-союз. симп. по истории озер. – Т. 2. – Л.: Изд-во Ин-та озероведения АН СССР, 1975. – С. 49 – 57.
124. Лиштван И.И., Король Н.Т. Основные свойства торфа и методы их определения. – Минск: Наука и техника, 1975. – 319 с.
125. Лопатников М.И., Шик С.М. Положение границы верхнечетвертичного оледенения в Смоленской и Калининской областях // Материалы по геологии и полез-

- ным ископаемым центральных районов Европейской части СССР, вып.5. М.: Госгеолтехиздат, 1962. – С. 113–117.
126. Маевский П.Ф. Флора средней полосы Европейской части СССР. Изд-во сельскохозяйственной литературы. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 912 с.
 127. Мальгина Е.А. Опыт сопоставления распространения пыльцы некоторых древесных пород с их ареалами в пределах Европейской части СССР // Труды ИГ АН СССР. 1950. – Т.46. – Вып.3. – С. 256-270.
 128. Марков К.К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений Верхней Волги // Труды Верхневолжской экспедиции. Вып. 1. Географо-экономический НИИ ЛГУ. 1940. – 69 с.
 129. Маркова А.К., Кольфсхотен Т., Симакова А.Н. и др. Экосистемы Восточной Европы в период позднеледникового потепления бёлиинг – аллерёд (10.9-12.4. тыс. лет назад) по палинологическим и териологическим данным // Изв. РАН, сер. геогр., 2006. – № 1. – С. 15–25.
 130. Маркова А.К., Симакова А.Н., Пузаченко А.Ю., Китаев Л.М. Природа Русской равнины во время брянского потепления (33–24 т.л.н.) // Изв. РАН, сер. геогр., 2002. – №4. – С.45–47.
 131. Матишов Г.Г., Ковалева Г.В., Новенко Е.Ю. Результаты спорово-пыльцевого и диатомового анализов грунтовых колонок Азовского шельфа // Доклады Академии наук, 2007. – Т. 416. – № 2. – С. 250-255.
 132. Матишов Г.Г., Новенко Е.Ю., Дюжова К.В. (2013) Палиноиндикация антропогенных изменений растительности Приазовья (по данным изучения донных отложений Азовского моря) // Доклады Академии наук, 2013. – Т. 460. – № 5. – С. 1-5.
 133. Махнач Н.А. Этапы развития растительности Белоруссии в антропогене. – Минск: Наука и техника, 1971. – 212 с.
 134. Махнач Н.А., Еловичева Я.К., Бурлак А.Ф., Рылова Т.Б. Флора и растительность Белоруссии в палеогеновое, неогеновое и антропогенное время. – Минск: Наука и техника, 1981. – 106 с.
 135. Минаева Т.Ю., Зарецкая Н.Е., Сулержицкий Л.Д., Успенская О.Н. Новые сведения о возрасте межстадиальных отложений торфа на территории Центрально-Лесного заповедника (Тверская область) // Квартер - 2005. Материалы IV Всерос. совещ. по изуч. четвертичного периода. Сыктывкар: Геопринт, 2005. – С. 267–269.
 136. Минаева Т.Ю., Носова М.Б. Индикация антропогенных воздействий на лесные экосистемы по признакам растительности на примере Центрально-Лесного Заповедника // Историческая геоэкология, география и природопользование: Новые направления и методы исследования. Материалы международной научной конференции. СПб., 2002. – С. 101–102.
 137. Миняев Н.А., Конечная Г. Ю. Флора Центрально-лесного государственного заповедника. Л.: Наука, 1976. – 104 с.
 138. Мирчинк Г.Ф. Четвертичная история долины р. Волги выше Мологи. Труды Комиссии по изучению четвертичного периода. 1935. – Т.4. – № 2. – С. 5-36.
 139. Монозон М.Х. Описание пыльцы видов семейства маревых, произрастающих на территории СССР (для целей пыльцевого анализа) // Труды ИГ АН СССР, 1952. Т. 52. – Вып.7. – С. 127-196.
 140. Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. – М.: Наука, 1965. – 238 с.
 141. Московский ледниковый покров Восточной Европы. – М.: Наука, 1982. – 236 стр.
 142. Назарова Л.Б., Фролова Л.А., Палагушкина О.В., Нургалиев Д.К. Использование биологических индикаторов озерных архивов донных отложений для палеоэкологических и палеоклиматических реконструкций // Материалы Третьей Все-

- российской научной конференции (с международным участием) / Под. ред. И.В.Аськеева и Д.В.Иванова. – Казань: Отечество, 2013. – С. 39-42.
143. Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. – М.: Наука, 1957. – 404 с.
 144. Никитин В.П. Палеокарпологический метод. – Томск: Изд-во Томского ун-та, 1969. – 89 С.
 145. Новенко Е.Ю., Носова М.Б., Красноруцкая К.В. Особенности поверхностных спорово-пыльцевых спектров южной тайги Восточно-Европейской равнины // Известия ТулГУ. Естественные науки, 2011. – Вып. 2. – С. 345-354.
 146. Новенко Е.Ю. Применение анализа ископаемой флоры для реконструкции растительности поздневалдайской ледниковой эпохи // Изв. РАН, сер. геогр., 2008. – № 4. – С. 52-59.
 147. Новенко Е.Ю., Гласко М.П., Волкова Е.М., Зюганова И.С. (2013) Динамика ландшафтов и климата бассейна Верхнего Дона в среднем и позднем голоцене. // Изв. РАН, сер. геогр., 2013. – № 2. – С. 68-82.
 148. Новенко Е.Ю., Еремеева А.П. Реконструкция антропогенных нарушений растительности на юге Валдайской возвышенности в голоцене // Вестник Московского университета. Серия 5: география. – №5. – С. 19-24.
 149. Новенко Е.Ю., Зюганова И.С. Изменения растительности и климата Ярославского Поволжья в микулинское межледниковье (новые данные палеоботанического изучения разреза Черемошник) // Геоморфологи. Новое поколение / Под. ред. М.Е. Кладовщиковой и Э.А. Лихачевой. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2013. – Вып. 2. – С. 73-84.
 150. Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Козлов Д.Н. Эволюция растительного покрова в позднем плейстоцене на территории Центрально-лесного заповедника // Изв. РАН, сер. геогр., 2008. – № 1. – С. 87-99.
 151. Новенко Е.Ю., Зюганова И.С., Ольчев А.В. Применение метода палеоаналогов для прогноза динамики растительности при изменениях климата // Доклады Академии наук, 2014. – Т. 457. – № 1. – С. 117-123.
 152. Новенко Е.Ю., Руденко О.В., Волкова Е.М., Зюганова И.С. Динамика растительности национального парка «Орловское полесье» в позднем голоцене. Ученые записки Орловского государственного университета. Серия "Естественные, технические и медицинские науки", 2014. - №3(59). - С.302-310.
 153. Новский В.А. Плейстоцен Ярославского Поволжья. – М.: Наука, 1975. – 236 с.
 154. Носова М.Б. Центрально-лесной заповедник: естественно- и антропогенно-обусловленная динамика растительности в голоцене // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биологический, 2008. – Т. 113. – № 2. – С. 38-45.
 155. Носова М.Б., Новенко Е.Ю., Зерницкая В.П., Дюжова К.В. Палинологическая индикация антропогенных изменений растительности восточно-европейских хвойно-широколиственных лесов в позднем голоцене. Изв. РАН, сер. геогр., 2014. – № 4. – С. 35–43.
 156. Носова М.Б., Северова Е.Э., Волкова О.А. Воздействие экстремально высоких летних температур на скорость аккумуляции пыльцы в средней полосе Европейской России. Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел биол., 2013. – Т. 118. – № 4. – С. 55-63.
 157. Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы / Под ред. А.А.Величко и С.М.Шика. – М.: ГЕОС, 2001. – 160 с.
 158. Ольчев А.В., Новенко Е.Ю. Испарение лесных экосистем центральных районов Европейской территории России в голоцене. // Математическая биология и биоинформатика, 2012. – Т. 7. – № 1. – С. 284–298.

159. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет: Атлас-монография / Под ред. И.П. Герасимова и А.А. Величко. – М.: Наука, 1982. – 156 с.
160. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен. Атлас-монография / По ред. А.А. Величко. – М.: ГЕОС, 2009 – 120 с.
161. Пиррус Р.О. О результатах количественного видового анализа пыльцы и спор при изучении позднеледниковых отложений на примере разреза Визусты (южная Эстония). Палинологические исследования в Прибалтике. Рига: Зинатне, 1971. – С. 127-133.
162. Писарева В.В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области. Сборник статей по геологии и гидрогеологии. – Вып. 4. – М.: Недра, 1965. – С. 24-38.
163. Полевая геоботаника. – Т.5. – М.: 1954. – 316 с.
164. Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР / Под ред.: И.П. Герасимова. – М.: Наука, 1969. – 322 с.
165. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып.33. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 56 с.
166. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (северо-запад России) // Материалы международного симпозиума. – М.: ГЕОС, 2000. – 100 с.
167. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья // Материалы симпозиума. – М.: ГЕОС, 2001. – 158 с.
168. Пузаченко Ю.Г. Статистический анализ организации растительности // Доклады института географии Сибири и Дальнего Востока, 1975. – Вып. 47. – С. 15-19.
169. Пузаченко Ю.Г., Козлов Д.Н. Геоморфологическая история развития территории Центрально-Лесного заповедника // Комплексные исследования в Центрально-Лесном государственном природном биосферном заповеднике: их прошлое, настоящее и будущее. Труды Центрально-Лесного заповедника. Вып. 4. / Под ред. О.В. Юрцевой. – Тула: Гриф и К, 2007. – С. 125–159.
170. Пьявченко Н.И. История лесов Центрально-Лесного заповедника в последнее ледниковое время // Труды комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. 1955. – Т. 12. – С. 1143–1146.
171. Пьявченко Н.И. К познанию истории лесов Центрально-Лесного заповедника // Комплексные биогеоценотические исследования в Центрально-Лесном заповеднике за 50 лет. Тез. докл. науч. конф. – М., 1982. – С. 8–9.
172. Рылова Т.Б., Савченко И.Е. Реконструкции палеотемператур межледниковых интервалов плейстоцена Беларуси по данным палинологических исследований. Плейстоцен Беларуси и сопредельных территорий. Материалы международной научной конференции, посвященной 75-летию со дня рождения Л.Н. Вознячука. – Минск: Институт геологических наук НАН Беларуси, 2004. – С. 54-56.
173. Рябогина Н.Е. Антропогенные индикаторы в спектрах голоценовых отложений лесостепного Тоболо-Ишимья // Тез. XI Всерос. конф. «Палинология: теория и практика». – М., 2005. – С. 127–128.
174. Рябогина Н.Е. Стратиграфия голоцена Южного Зауралья, изменения ландшафтно-климатических условий обитания древнего человека. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Тюмень, 2004. – 16 с.
175. Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточных районов Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, – 1987. – 176 с.
176. Сапелко Т.В. Динамика развития растительности на территории Кенозерского национального парка в голоцене. Известия Русского географического общества, 2006. – Т. 138. – № 3. – С. 70-72.

177. Сапелко Т.В., Кузнецов Д.Д., Корнеев Н.Ю. и др. Палеолимнология внутренних озер острова Путсаари (Ладожское озеро). Известия Русского географического общества, 2014. – Т. 146. – № 3. – С. 29-40.
178. Семенов С. А. Происхождение земледелия. – Л.: Наука, 1974. – 318 с.
179. Сенянинова-Корчагина М.В. Ископаемый водяной орех (*Trapa natans*) как индикатор палеогеографических условий на Карельском перешейке. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1961. – 186 с.
180. Серебрянная Т.А. Взаимоотношения леса и степи на Среднерусской возвышенности в голоцене // История биоценозов СССР в голоцене / Под ред. Л.Г. Динесман. – М.: Наука, 1976. – С. 159-166.
181. Серебрянная Т.А., Ильвес Э.О. Палинологические материалы по голоценовым отложениям района Верхней Оки // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1974. – № 42, – С. 159-165.
182. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Климатически обусловленные изменения речного стока на равнинах северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Водные ресурсы, 2008. – Т. 35. – № 4. – С. 406-416.
183. Сидорчук А.Ю., Панин А.В., Борисова О.К. Снижение стока рек равнин северной Евразии в оптимум голоцена // Водные ресурсы, 2012. – Т. 39. – № 1. – С. 40-54.
184. Смирнов В.Э., Ханина Л.Г., Бобровский М.В. Обоснование системы эколого-ценотических групп видов растений лесной зоны Европейской России на основе экологических шкал, геоботанических описаний и статистического анализа // Бюлл. МОИП. Сер. Биологическая, 2006. – Т. 111. – № 2. – С. 36-47.
185. Соколов Н.Н. Межледниковые отложения в бассейне р.Межи. // Бюл. Комис. по изуч. четвертичного периода. М.;Л.: Изд-во АН СССР, 1948. вып. 12. С. 145–168.
186. Соколов Н.Н. Некоторые данные о рельефе и четвертичных отложениях Центрально-Лесного заповедника (по наблюдениям 1939 г.). Рукопись. Архив Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника, 1939. – 67 с.
187. Соколов Н.Н. Рельеф и четвертичные отложения Центрально-Лесного заповедника // Учен. зап. ЛГУ. Серия геогр. наук, 1949. – Т. 6. – №124. – С. 52–115.
188. Соломина О.Н. Горное оледенение Северной Евразии в голоцене. – М.: Научный мир, 1999. – 264 с.
189. Соломина О.Н. Климатические причины колебаний горных ледников в голоцене // Лед и снег, 2010. – № 1. – С. 103-110.
190. Сороченков Ф.В. Геологическое строение территории Центрального лесного заповедника // Труды Центрального Лесного Государственного Заповедника. Под редакцией Г.Л.Граве. Смоленск: ЗОКНИИ., 1937. – Вып. II. – С. 13–21.
191. Спиридонова Е. А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. – М., 1991. – 221 с.
192. Спиридонова Е.А., Алешинская А.С. Динамика природной среды Волго-Окского междуречья с I тысячелетия до н.э. по II тысячелетие н.э. // Российская археология, 2004. – № 3. – С. 33-43.
193. Субетто Д.А., Давыдова Н.Н., Сапелко Т.В. и др. Климат северо-запада России на рубеже плейстоцена и голоцена // Изв. РАН, сер. геогр., 2003. – № 5. – С. 80-91.
194. Сукачев В.Н. О растительности перигляциальных зон центральных частей Русской равнины. В сб. История развития растительного покрова перигляциальных областей европейской части СССР в антропогене. – М. Наука, 1968

195. Сукачев В.Н. О совместном нахождении карликовой березки и бразении в межледниковых отложениях. // Доклады АН СССР. – 1954. – Т. 94. – № 3. – С. 561-663.
196. Сукачев В.Н., Недосеева А.К. О смене растительности в течении рессюрмского межледникового // Доклады АН СССР. 1954, – Т. 94. – № 6. – С. 1171-1174.
197. Тахтаджян А.Л. Система магнолиофитов. – Л.: Наука, 1987. – 439 с.
198. Толмачёв А.И. К истории возникновения и развития темнохвойной тайги. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1954. – 155 с.
199. Тюремнов С.Н. (ред.) Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе. – М.;Л.: Госэнергоиздат, 1959. – 90 с.
200. Тюремнов С.Н., Виноградова Е.А. Межледниковые отложения близ г. Ростова Ярославского // Ученые записки Ярославского пединститута, 1952. – Вып. XIV (XXIV). Естествознание. С. 229-254.
201. Факторы регуляции экосистем еловых лесов / Под. ред. В.Г. Карпова. – Л.: Наука, 1983. – 318 с.
202. Фаустова М.А. Дегляциация и типы ледникового рельефа на территории Европейской части России // Палеогеографическая основа современных ландшафтов / Под ред. А.А. Величко и Л. Старкеля. – М.: Наука, 1994. – С. 30-39.
203. Федорова Р.В. Количественные закономерности в распространении ветром пыльцы дуба // Труды ИГАН СССР. - 1950. - Т. 46. – С. 203 - 255.
204. Федорова Р.В. Количественные закономерности распространения пыльцы древесных пород воздушным путем // Труды ИГАН СССР. – 1952а. - Т. 52. – С. 91 - 103.
205. Федорова Р.В. Распространение пыльцы и спор текучими водами // Труды ИГАН СССР. – 1952б. - Т. 52. – С. 46 - 72.
206. Федорова Р.В. Рассеивание воздушным путем пыльцы некоторых травянистых растений // Изв. АН СССР. Сер. геогр., 1956. - № 1. – С.145-165.
207. Филимонова Л.В. Динамика растительности среднетаежной подзоны Карелии в позднеледниковье и голоцене (палеоэкологические аспекты). Автореф. дисс. ... канд. биолог. наук.. Петрозаводск, 2005. – 25 с.
208. Филимонова Л.В. Поверхностные и приповерхностные спорово-пыльцевые спектры из Среднетаежной подзоны Карелии // IX Всероссийская палинологическая конференция 1999 г. Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тезисы докладов. – М.. 1999. – С. 311-313.
209. Фоломеев Б.А., Александровский А.Л., Гласко М.П. и др. Древние поселения и природная среда приустьевой части Непрявды. // Куликово поле. Материалы исследования. Ред. А.К. Зайцев. 1990. Москва, Государственный исторический музей, с. 10-53.
210. Фоломеев Б.А., Гласко М.П., Хотинский Н.А. и др. Монастырщина II - неолитическое и средневековое поселение на Куликовом поле в верховьях Дона. //Археология и палеогеография мезолита и неолита Русской равнины / Под ред. И.П. Герасимова. – М.: Наука, 1984. – С. 120-136.
211. Хорошев А.В., Немчинова А.В., Авданин В.О. Ландшафты и экологическая сеть Костромской области. – Кострома: КГУ им. Н.А. Некрасова, 2013. – 428 с.
212. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. – М.: Наука, 1977. – 200 с.
213. Хотинский Н.А. История и география Куликова поля // М.: Знание.1988. 64 с.
214. Хотинский Н.А., Алешинская З.В., Гуман М.А. и др. Новая схема периодизации ландшафтно-климатических изменений в голоцене // Изв. РАН. Сер. геогр.. 1991. – №3. – С. 30–42.

215. Цапенко М.М. Махнач Н.А. Антропогенные отложения Белоруссии. – Минск: Изд-во Акад. наук БССР, 1959. – 226 с.
216. Чеботарева Н.С., Вигдорчик М.Е., Котлукова И.В., Малаховский Д.Б. Район валдайского оледенения // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины / Под. ред. К.К. Маркова. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – С. 82–101.
217. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. – М.: Наука, 1974. – 254с.
218. Чеботарева Н.С., Судакова Н.Г. Межледниковые отложения окрестностей Ростова Ярославского // Изв. АН СССР, сер. геогр., 1971. – № 7. – С.128-139.
219. Чеботарева Н.С., Фаустова М.А. Калининская область. (Раздел “Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей”) // Последний ледниковый покров на северо-западе Европейской части СССР / Под ред. И.П. Герасимова. – М.: Наука, 1969. – С. 176–192.
220. Чепурная А.А. Особенности миграции широколиственных пород по территории Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье. Изв. РАН. Сер. геогр., 2009. – № 4. С. 69-77.
221. Чертко Н.К., Кирпиченко А.А. Математические методы в географии. – Минск: Изд-во БГУ, 2008. – 202 с.
222. Шапошников Е.С. Ассоциации еловых лесов Центрально-Лесного заповедника / Дис. канд. биол. наук. Л.: БИН им. Комарова, 1988. – 216 с.
223. Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену / Под ред. А.К. Марковой и Т. ван Кольфсхотена. – М.: Товарищество научных изданий КМК, 2008. – 556 с.
224. Якубоўская Т.В. Вынікі палеаэкапалагічнага вывучэння міжледавіковых адкладаў В. Княжаводцы на Немане // ДАН БССР. Серия биологическая, 1976. – №3.– С. 60-74.
225. Aalsberg G., Litt T. Multiproxy climate reconstructions for the Eemian and early Weichselian // Journal of Quaternary Science, 1998. – Vol. 13. – 367-390.
226. Adkins J.F., Boyle E.A., Keigwin L., Cortijo E. Variability of the North Atlantic thermohaline circulation during the last interglacial period // Nature, 1997. – Vol. 390. – P. 154–156.
227. Allen J.R.M., Brandt U., Brauer A., et al. Rapid environmental changes in southern Europe during the Last Glacial period // Nature, 1999. – Vol. 400. – P. 740–743.
228. Allen J.R.M., Huntley B. Last Interglacial palaeovegetation, palaeoenvironments and chronology: a new record from Lago Grande di Monticchio, Southern Italy // Quaternary Science Reviews, 2009. – Vol. 28. – P. 1521–1538.
229. Allen J.R.M., Long A.J., Chris J. et al. Holocene climate variability in northernmost Europe // Quaternary Science Reviews, 2007. – Vol. 26. – P. 1432–1453.
230. Alley R.B., Ágústsson M.A. The 8k event: cause and consequences of a major Holocene // Quaternary Science Reviews, 2005. – Vol. 24. – P. 1123–1149.
231. Alley R.B., Mayewski P.A., Sowers, T. et al. 1997. Holocene climatic instability: a prominent, widespread event 8200 yr ago // Geology, 1997. Vol. 25. P. 483–486.
232. Ammann B, Lotter AF. Late-glacial radiocarbon- and palynostratigraphy on the Swiss Plateau // Boreas, 1989. Vol. 18, P. 109–126.
233. Andersen B.G., Mangerud J. The last interglacial-glacial cycle in Fennoscandia // Quaternary International, 1989. – Vol. 3–4. – P. 21–29.
234. Andersen S.T. The relative pollen productivity and pollen representation of north European trees, and correction factors for tree pollen spectra // Danmarks geologiske Undersøgelse, 1970. – Series II 96. – P. 1-99.

235. Andersen, S.Th. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian glacial (last glacial) // *Danmarks Geologiske Undersegelse*, 1961. – R. II 75. – P. 1-175.
236. Antonsson K., Brooks S.J., Seppä H., Telford, R., Birks H.J.B. Quantitative palaeotemperature records inferred from fossil pollen and chironomid assemblages from Lake Giltjärnen, northern central Sweden // *Journal of Quaternary Science*, 2006. – Vol. 21. – P. 831-841.
237. Antonsson, K., Seppä H., 2007. Holocene temperatures in Bohuslän, southwest Sweden: a quantitative reconstruction from fossil pollen data // *Boreas*, 2007. – Vol 36. – P. 400-410.
238. Apolinarska K., Hammarlund D. Multi-component stable isotope records from Late Weichselian and early Holocene lake sediments at Imiolki, Poland: palaeoclimatic and methodological implications // *Journal of Quaternary Science*, 2009. – Vol. 24 (8). – P. 948–959.
239. Atkinson T.C., Briffa K.R., Coope G.R., Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains // *Nature*, 1987. – Vol. 325. – P. 587–592.
240. Averdieck, F.-R. (1967). Die Vegetationsentwicklung des Eem-Interglazials und der Frühwürm-Interstadiale von Odderade/Schleswig-Holstein. // *Fundamenta B. Frühe Menschheit und Umwelt*, 1967. – Vol. 2. – P. 101-125.
241. Balaga K. Vegetational history of the Lake Lukcze environment (Lublin Polesie, E. Poland) during the late-glacial and Holocene // *Acta Palaeobot.*, 1982. – Vol. 22. – P. 7-22.
242. Baldini J.U.L., McDermott F., Fairchild I.J. Structure of the 8200-Year Cold Event Revealed by a Speleothem Trace Element Record // *Science*, 2002. – Vol. 296. – no. 5576. – P. 2203-2206
243. Barber K., Zolitschka B., Tarasov P., Lotter A.F. Atlantic to Urals—the Holocene climatic record of mid-latitude Europe // *Past Climate Variability through Europe and Africa* / R.W. Battarbee et al. (eds.). – Dordrecht (the Netherlands): Kluwer Academic Publishers, 2004. – P. 417-442.
244. Barber K.E., Langdon P.G. What drives the peat-based paleoclimate record? A critical test using multi-proxy climate records from northern Britain // *Quaternary Science Reviews*, 2007. – Vol. 26. – P. 3318-3327.
245. Bar-Matthews M., Ayalon A., Gilmour M., Hawkesworth C.J., Sea–land isotopic relationships from planktonic foraminifera and speleothems in the Eastern Mediterranean region and their implications for paleorainfall during interglacial intervals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2003. – Vol. 67. – P. 3181–3199.
246. Bartlein P.J., Harrison S. P., Brewer S. et al., 2010. Pollen-based continental climate reconstructions at 6 and 21 ka: a global synthesis // *Climate Dynamics*, 2011. – Vol.37 (3-4). – P. 775-802.
247. Bartlein P.J., Webb III T., Fler E. 1984. Holocene climatic change in the northern Midwest: Pollen-derived estimates // *Quaternary Research*, 1984. – Vol. 22 (3). – P. 361–374.
248. Bauch H.A. Interglacial climates and the Atlantic meridional overturning circulation: is there an Arctic controversy? // *Quaternary Science Reviews*, 2013. – Vol. 63. – P. 1-22.
249. Baumann K.H., Lackschewitz K.S., Mangerud J. et al. Reflection of Scandian ice sheet fluctuations in Norwegian Sea sediments during the past 150000 years // *Quaternary Research*, 1995. – Vol. 43. – P. 185–197.
250. Beets D.J., Beets C.J., Cleveringa P. Age and climate of the late Saalian and early Eemian in the type-area, Amsterdam basin, The Netherlands // *Quaternary Science Reviews*, 2006. – Vol. 25 (9–10). – P. 876–885.

251. Behre K.-E. Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Reviews*, 1989. – Vol. 8. – P. 25-44.
252. Behre K.-E. Die Vegetation im Spätpleistozän von Osterwanna/Niedersachsen (Pollen- und Makrorestuntersuchungen aus Eem- und Frühweichsel). *Geologisches Jahrbuch*, 1974. – A. 49. – S. 3-48.
253. Behre K.-E. The interpretation of antropogenic indicators in pollen diagrams // *Pollen et Spores*, 1981. – Vol. 23. – P. 225 - 245.
254. Behre K.-E., Hölzer A., Lemdahl G. Botanical macro-remains and insects from the Eemian and Weichselian site of Oerel (northwest Germany) and their evidence for the history of climate // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2005. – Vol. 14. – P. 31–53.
255. Behre K.-E., Kučan D. (1994) Die Geschichte der Kulturlandschaft und des Ackerbaus in der Siedlungskammer Flügeln, Niedersachsen, seit der Jungsteinzeit // *Probl Küstenforsch südl Nordseegebiet*, 1994. – Vol. 21. – P. 17-29..
256. Behre K.-E., van der Plicht J. 1992. Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1992. – Vol. 1 (2). – P. 111-117.
257. Behre, K.-E., Lade, U. (1986). Eine Folge von Eem und Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf // *Eiszeitalter und Gegenwart*, 1985. – Vol. 36. – P. 11-36.
258. Bennett K. D., Hicks S. Numerical analysis of surface and fossil pollen spectra from northern Fennoscandia // *Journal of Biogeography*, 2005. – Vol. 32. – P. 407–423.
259. Berger A. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements // *Quaternary Research*, 1978. – Vol. 9. – P. 138–167.
260. Berger A., Guiot J., Kukla G., Pestiaux P. (1981). Long-term variations of monthly insolation as related to climatic changes // *Geologisches Rundschau*, 1981. – Vol. 70. – P. 748–758.
261. Berger A., Loutre M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years // *Quaternary Science Reviews*, 1991. – Vol. 10. – P. 297–317.
262. Beug H.-J. 1976. Die spätglaziale und frühpostglaziale Vegetationsgeschichte im Gebiet des ehemaligen Rosenheimer Sees (Oberbayern) // *Bot. Jahrb. System.*, 1976. – Vol. 95. – P. 373-400.
263. Beug H.-J. Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen iiber das Friihe Neolithikum im Untereichsfeld, Landkreis Giittingen // *Anthropogenic Indicators in Pollen Diagrams* /K.-E. Behre (ed.). - Rotterdam/Boston: Balkema, 1986. – P. 115-124,
264. Bińska K., Nitychoruk J. The Late Saalian, Eemian and Early Vistulian pollen sequence at Dziewule, eastern Poland // *Geological Quarterly*, 2003. – Vol. 47 (2). – P. 155–168.
265. Bitner K. 1956: Flora interglacialna w Otapach // *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 1956. – Vol. 100. – P. 61-142.
266. Bitner K. Charakterystyka paleobotaniczna ultworow interglacialnych w Horoszkach kolo Mielnika na Podlasiu // *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 1954. – Vol. 69. – P. 79-91.
267. Björck S, Kromer B, Johnsen S. et al. Synchronised terrestrial–atmospheric deglacial records around the North Atlantic // *Science*, 1996. – Vol. 274. – P. 1155–1160.
268. Bjune A.E., Bakke J., Nesje A., Birks H.J.B. Holocene mean July temperature and winter precipitation in western Norway inferred from palynological and glaciological lake-sediment proxies // *The Holocene*, 2005. – Vol. 15 (2). – P. 177-189.
269. Blaauw M. Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences // *Quaternary Geochronology*, 2010. – Vol. 5. – P. 512–518.
270. Boettger T., Hiller A., Junge F.W. et al. Stable isotope, pollen and mollusc analyses of a Late Glacial sequence from Geiseltal, Central Germany // *Boreas*, 1998. – Vol. 27. – P. 88-100.

271. Boettger T., Junge F.W., Litt Th. Stable climatic conditions in central Germany during the last interglacial // *Journal of Quaternary Science*, 2000. – Vol. 15. – P. 469–473.
272. Boettger T., Novenko E. Yu., Velichko A. A. et al. Instability of climate and vegetation dynamics in Central and Eastern Europe during the final stage of the Last Interglacial (Eemian, Mikulino) and Early Glaciation // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 207. – P. 137–144.
273. Bond G., Broecker W., Johnsen S. et al., Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // *Nature*, 1993. – Vol. 365. – P. 143–147.
274. Bond G., Kromer B., Beer J. et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene // *Science*, 2001. – Vol. 294. – P. 2130–2136.
275. Borgmark A. Holocene climate variability and periodicities in south central Sweden, as interpreted from peat humification analysis // *The Holocene*, 2005. – Vol. 15. – P. 387–395.
276. Borisova O, Sidorchuk A, Panin A. Palaeohydrology of the Seim River basin, Mid-Russian Upland, based on palaeochannel morphology and palynological data // *Catena*, 2006. – Vol. 66 – P. 53–73.
277. Borisova O.K. Novenko E.Yu, Velichko A.A., et al. Vegetation and climate changes during the Eemian and Early Weichselian in the Upper Volga region (Russia) // *Quaternary Science Reviews*, 2007. – Vol. 26. - P. 2574–2585.
278. Borisova O.K. Vegetation and climate changes at the Eemian/Weichselian transition: New palynological data from Central Russian Plain // *Polish Geol. Inst. Spec. Pap.*, 2005. – Vol. 16. – P. 9–17.
279. Borisova O.K. Younger Dryas landscape and climate in Northern Eurasia and North America // *Quaternary International*, 1997. - Vol. 41–42. - P. 103–109.
280. Bos J.A.A., Bohncke S.J.P., Kasse C, Vandenberghe J. Vegetation and climate during the Weichselian Early Glacial and Pleniglacial in the Niederlausitz, eastern Germany – macrofossil and pollen evidence// *Journal of Quaternary Science*, 2001. – Vol. 16 (3). - P. 269–289.
281. Bos J.A.A., Urz R. Late Glacial and early Holocene environment in the middle Lahn river valley (Hessen, central-west Germany) and the local impact of early Mesolithic people—pollen and macrofossil evidence // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2003. – Vol. 12. – P.19–36.
282. Bos J.A.A., van Geel B., van der Plicht J., Bohncke S.J.P. Preboreal climate oscillations in Europe: Wiggle-match dating and synthesis of Dutch high-resolution multiproxy records // *Quaternary Science Reviews*, 2007. – Vol. 26. – P.1927–1950.
283. Bradley R.S. Holocene perspectives on future climate change // *Natural climate variability and global warming: A Holocene perspective* / Eds: Battarbee R.W., Binney H.A. - Chichester: J. Wiley & Sons, 2008. - P. 254–268.
284. Bradshaw R.H.W., Webb III T. Relationships between contemporary pollen and vegetation data from Wisconsin and Michigan, USA // *Ecology*, 1985. – Vol. 66. – P. 721–737
285. Brauer A, Litt T, Negendank J.F.W., Zolitschka B. Lateglacial varve chronology and biostratigraphy of lakes Holzmaar and Meerfelder Maar // *Boreas*, 2001. – Vol. 30. – P. 83–88.
286. Brauer A., Allen R.M., Mingham J., et al. Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *PNAS*, 2007. – Vol. 104 (2). – P. 450–455.
287. Brewer S., Cheddadi R., de Beaulieu J.L., Reille M. The spread of deciduous *Quercus* throughout Europe since the last glacial period // *Forest Ecology and Management*, 2002. – Vol. 156. – P. 27–48.

288. Brewer S., Guiot J., Sañchez-Goñi M.F., Klotz S. The climate in Europe during the Eemian: a multi-method approach using pollen data // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 2303–2315.
289. Broström A., Gaillard M.-J., Ihse M., Odgaard B. Pollen-landscape relationships in modern analogues of ancient cultural landscapes in southern Sweden - a first step towards quantification of vegetation openness in the past // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1998. – Vol. 7. – P. 189–201.
290. Broström A., Nielsen A.B., Gaillard M.-J. et al. Pollen productivity estimates of key European plant taxa for quantitative reconstruction of past vegetation: a review // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2008. – Vol. 17. – P. 461–478.
291. Broström A., Sugita S., Gaillard M.-J. Estimating the spatial scale of pollen dispersal in the cultural landscape of southern Sweden // *The Holocene*, 2005. – Vol. 15. – P. 252–262.
292. Bunbury J., Sarah. A., Finkelstein S. A., Bollmann J. Holocene hydro-climatic change and effects on carbon accumulation inferred from a peat bog in the Attawapiskat River watershed, Hudson Bay Lowlands, Canada // *Quaternary Research*, 2012. – Vol. 78. – P. 275–284.
293. Caseldine C, Fyfe R. A modelling approach to locating and characterising elm decline/landnam landscapes // *Quaternary Science Reviews*, 2006. – Vol. 25. – P. 632–644.
294. Caspers G. Die eem- und weichselzeitliche Hohlform von Gross Todtshorn (Kr. Harburg; Niedersachsen)—Geologische und palynologische Untersuchungen zu Vegetation und Klimaverlauf der letzten Kaltzeit // *Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 1997. – Vol. 4. – S. 7–59.
295. Caspers G., Freund H. Vegetation and climate in the Early- and Pleni-Weichselian in northern central Europe // *Journal of Quaternary Science*, 2001. – Vol. 16 (1). – P. 31–48.
296. Caspers G., Merkt J., Müller H., Freund H. The Eemian interglaciation in north-western Germany // *Quaternary Research*, 2002. – Vol. 58. – P. 49–52.
297. Chambers F.M., Blackford J.J. Mid- and late-Holocene climatic changes: a test of periodicity and solar forcing in proxy-climate data from blanket peat bogs // *Journal of Quaternary Science*, 2001. – Vol. 16. – P. 329–338.
298. Charman D.J., Hendon D. Long-term changes in soil water tables over the past 4500 years: relationships with climate and North Atlantic atmospheric circulation and sea surface temperature // *Climatic Change*, 2000. – Vol. 47. – P. 45–59.
299. Cheddadi R., Yu G., Guiot J., Harrison S.P., Prentice I.C. The climate of Europe 6000 years ago // *Climate Dynamics*, 1997. – Vol. 13. – P. 1–9.
300. Cleveringa P., Meijer T., van Leeuwen R.J.W. et al. The Eemian stratotype locality at Amersfoort in the central Netherlands: a re-evaluation of old and new data. *Geologie en Mijnbouw* // *Netherlands Journal of Geosciences*, 2000. – Vol. 79 (2/3). – P. 197–216.
301. Constantin S., Lauritzen S.E., Lundberg J. New data on the chronology of the termination ii and paleoclimate during mis 5, based on the study of a stalagmite from Cloșani cave (SW Romania) // *Archives of Climate Change in Karst*. Karst Waters Institute Special Publication, 2010. – Vol. 10. – P. 98–100.
302. Couchoud I., Genty D., Hoffmann D. et al., Millennial-scale climate variability during the Last Interglacial recorded in a speleothem from south-western France // *Quaternary Science Reviews*, 2009. – Vol. 28. – P. 3263–3274.
303. Crowley T.J. Potential reconciliation of Devils Hole and deepsea Pleistocene chronologies // *Paleoceanography*, 1994. – Vol. 9. – P. 1–5.
304. Cruz F.W., Burns S.J, Karmann I. et al. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene // *Quaternary Science Reviews*, 2006. – Vol. 25. – P. 2749–2761.

305. Czerepanov S.K. Vascular plants of Russia and adjacent States (the former USSR). – Cambridge
306. Dambach, K. (2000): Ein Versuch zur Quantifizierung der gerodeten Landoberflächen einzelner Landschaften Mitteleuropas mit Hilfe der Pollenanalyse. Dissertationes Botanicae, University of Goettingen, 2000. - 151 pp.
307. Dansgaard W., Johnsen S. J., Clausen H. B. et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice core record // *Nature*, 1993. – Vol. 364. – P. 218-220.
308. Dansgaard W., White J.W.C., Johnsen S.J. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event // *Nature*, 1989. – Vol. 339. - P. 532-533.
309. Davis B.A.S., Brewer S., Stevenson A.C., Guiot J. et al. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. – P. 1701–1716.
310. Davis M.B. On the theory of pollen analysis // *American Journal of Science*, 1963. – Vol. 261. – P. 897–912.
311. de Beaulieu J. L., Reille, M. Along Upper Pleistocene pollen record from Les Echets, near Lyon, France // *Boreas*, 1984. – Vol. 13. – P. 111–132.
312. de Beaulieu, J.-L., Reille, M. Long Pleistocene pollen sequences from the Velay Plateau (Massif Central, France) // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1992. – Vol. 1. – P. 233–242.
313. de Klerk P. Changing vegetation patterns in the Endinger Bruch area (Vorpommern, NE Germany) during the Weichselian Lateglacial and Early Holocene // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2002. – Vol. 119. – P. 275-309.
314. de Klerk P. Patterns in vegetation and sedimentation during the Weichselian Late-glacial in north-eastern Germany // *Journal of Biogeography*, 2008. – Vol.35. – P. 1308–1322.
315. De Klerk P. Vegetation history and landscape development of the Friedländer Große Wiese region (Vorpommern, NE Germany) inferred from four pollen diagrams of Franz Fukarek // *Eiszeitalter und Gegenwart*, 2004. – Vol. 54. – P. 71-94.
316. Dean W. Jr. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: comparison with other methods // *Journal of Sedimentary Petrology*, 1974. – Vol. 44. – P. 242–248.
317. Degering D., Krbetschek M.R., 2007. Dating of interglacial sediments by luminescence methods // *The Climate of Past Interglacials. Developments in Quaternary Science* / Sirocko F., Claussen M., Sanchez Goni M.F., Litt T. (Eds.). – Amsterdam, Elsevier, 2007. – P. 157–172.
318. Desherovskaya O., Kurbatova J., Olchev A. Climatic conditions of the south part of Valday Hills, Russia, and their projected changes during the 21st century // *Open Geography Journal* 2010. – Vo. 3. – P. 73-79.
319. Dimbelby G.W. Soil pollen analysis // *Soil science*. - 1961. - Vol.12 (1). - P.3 - 11.
320. Donner J. The Early and Middle Weichselian interstadials in the central area of the Scandinavian glaciations // *Quaternary Science Reviews*, 1996. – Vol. 15 (5–6). - P. 471–479.
321. Drescher-Schneider R., Papesch W. A contribution towards the reconstruction of Eemian vegetation and climate in central Europe: first results of pollen and oxygen-isotope investigations from Mondsee, Austria // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1998. – Vol. 7. – P. 235–240.
322. Drysdale R.N., Hellstrom J.C., Zanchetta G. et al. Evidence for Obliquity Forcing of Glacial Termination II // *Science*, 2009. – Vol. 325. – P. 1527-1531.
323. Drysdale R.N., Zanchetta G., Hellstrom J.C., et al. Stalagmite evidence for the onset of the Last Interglacial in southern Europe at 129±1 ka // *Geophysical Research Letters*, 2005. – Vol. 32. – L24708.

324. Dutton A, Lambeck K. Ice Volume and Sea Level During the Last Interglacial // *Science*, 2012. – Vol. 337. – P. 216-219.
325. Ehrmann O., Biester H., Bogenrieder A., Rösch M. Fifteen years of the Forchtenberg experiment—results and implications for the understanding of Neolithic land use // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2014. - Vol. 23 (1). – P. 5-18.
326. Eissmann L. Quaternary geology of eastern Germany (Saxony, Saxon-Anhalt, South Brandenburg, Thuringia), type area of the Elsterian and Saalian Stages in Europe // *Quaternary Science Reviews*, 2002. – Vol. 21. – P. 1275–1346.
327. Ellenberg H. *Vegetation Mitteleuropas mit den Alpen in ökologischer, dynamischer und historischer Sicht*. – Stuttgart: Aufl. Ulmer., 1996. – 1096 s.
328. Elliot M., Labeyrie L., Duplessy J.-C. Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard-Oeschger temperature oscillations (60–10 ka) // *Quaternary Science Reviews*, 2002. - Vol. 21 (10). - P. 1153–1165.
329. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // *Nature*, 2004. – Vol. 429. – P. 823–828.
330. Erd K. Die bisherige Erforschung des Jungpleistozäns in Brandenburg // *Wissenschaftliche Zeitschrift der pädagogischen Hochschule Potsdam, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 1960a. – Vol. 6 (1-2). – P. 69-82.
331. Erd K. Das Eem-Interglazial von Kerkwitz-Atterwasch bei Guben // *Wissenschaftliche Zeitschrift der pädagogischen Hochschule Potsdam, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, 1960b. - Vol. 6 (1-2). – P. 107-118.
332. Erd K. Pollenanalytische Untersuchungen im Pleistozän der DDR // *Abhandlungen des Zentralen Geologischen Institutes Berlin*, 1973. – Vol. 18. – P. 1-7.
333. Erd K. Vegetationsentwicklung und Pollenanalysen im Eeminterglazial und Weichsel-Frühglazial von Schönfeld, Kreis Calau // *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, 1993. – Vol. 1. – P. 71-81.
334. Falge E., Reth, S., Brüggemann N. et al. 2005. Comparison of surface energy exchange models with eddy flux data in forest and grassland ecosystems of Germany // *Journal of Ecological Modelling*, 2005. – Vol. 188 (2-4). – P. 174-216.
335. Finsinger W., Tinner W., van der Knaap W.O., Ammann B. 2006. The expansion of hazel (*Corylus avellana* L.) in the southern Alps: a key for understanding its early Holocene history in Europe // *Quaternary Science Reviews*, 2006. – Vol. 25. – P. 612–631.
336. Firbas F. *Spät- und nacheiszeitliche Waldgeschichte Mitteleuropas nördlich der Alpen*. Bd. 1. - Jena: Fischer, 1949. - 326 S.
337. Fletcher W.J., Sánchez Goñi M-F., Allen J. R.M. et al. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe // *Quaternary Science Reviews*, 2010. – Vol. 29 (21-22). – P. 2839-2864.
338. Follieri M., Magri D., Sadori L. 250,000 year pollen record from Valle di Castiglione (Roma) // *Pollen et Spores*, 1988. – Vol. 30. – P. 329–356.
339. Forsström L. Duration of interglacials: a controversial question. *Quaternary Science Reviews*, 2001. – Vol. 20. – P. 1577-1586
340. Forsström L., Punkari M. Initiation of the Last Glaciation in Northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, 1997. – Vol. 16. – P. 1197-1215.
341. Frenzel B. Das Klima des letzten Interglazials in Europa // *Klimageschichtliche Probleme der letzten 130000 Jahre* / Frenzel B. (ed.). – Stuttgart. Fischer Verlag, 1991. – P. 51-78.
342. Frenzel B., Bludau W. (1987) On the duration of the interglacial transition at the end of the Eemian interglacial (deep sea stage 5e): botanical and sedimentological evidence // *Abrupt Climatic Change – Evidence and Implications*, NATO ASI Series C / Berger, W.H., Labeyrie, L.D. (eds). – Dordrecht: Reidel, 1987. – P. 151-162.

343. Freund H., Birks H., Birks H. J. B. The identification of wingless *Betula* fruits in Weichselian sediments in the Gross Todtshorn borehole (Lower Saxony, Germany) – the occurrence of *Betula humilis* Schrank // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2001. - Vol. 10 (2). – P. 107-115.
344. Frogley M. R., Tzedakis C., Heaton T. H. E. Climate Variability in Northwest Greece During the Last Interglacial // *Science*, 1999. - Vol. 285. - no. 5435. – P. 1886-1889.
345. Funder S., Demidov I., Yelovicheva Y. Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and the White Sea–North Sea seaway in the Eemian // *Palaeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 2002. – Vol. 184. – P. 274–304.
346. Gaigalas A., Arslanov Kh. A., Maksimov F. E. et al. Results of uranium-thorium isochron dating of Netiesos section peatbog in South Lithuania // *Geologija*, 2005. – Vol. 51. - P. 29–38.
347. Gaillard M.-J., Sugita S., Bunting J., Dearing J., Bittmann F. Human impact on terrestrial ecosystems, pollen calibration and quantitative reconstruction of past land-cover // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2008. – Vol. 17. – P. 415-418.
348. Gaillard M.-J., Sugita S., Mazier F. et al. Holocene land-cover reconstructions for studies on land cover-climate feedbacks // *Climate in the Past*, 2010. – Vol. 6. – P. 483–499.
349. Galka M., Miotk-Szpiganowicz G., Goslar T. et al. Palaeohydrology, fires and vegetation succession in the southern Baltic during the last 7500 years reconstructed from a raised bog based on multi-proxy data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2013. – Vol. 370. – P. 209–221.
350. Giesecke T., Bennett K.D., Birks H.J.B. et al. 2011. The pace of Holocene vegetation change e testing for synchronous developments // *Quaternary Science Reviews*, 2011. – Vol. 30. – P. 2805-2814.
351. Giesecke T. Holocene forest development in the central Scandes Mountains, Sweden // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2005. – Vol. 14. – P.133–147.
352. Glaister C.G., Gibbard P.L. Pollen stratigraphy of late pleistocene marine sediments at Nørre Lyngby and Skagen, North Denmark // *Quaternary Science Reviews*, 1998. – Vol. 17 (9–10). - P. 839–854.
353. Gonzales L.M., Williams J.W., Grimm E.C. Expanded response-surfaces: a new method to reconstruct paleoclimates from fossil pollen assemblages that lack modern analogues. *Quaternary Science Reviews*, 2009. – Vol. 28. – P. 3315–3332.
354. Gonzalez C., Dupont L., Behling H., Wefer G., 2008. Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the Last Glacial period: palynological evidence from the Cariaco Basin // *Quaternary Research*, 2008. – Vol. 69. – P. 217–230.
355. Goslar T., Kuc, T., Ralska-Jasiewiczowa M., et al. High-resolution lacustrine record of the Late Glacial/Holocene transition in central Europe // *Quaternary Science Reviews*, 1993. – Vol. 12. – P. 287-294.
356. Goslar T., Balaga K., Arnold M. et al. Climate-related variations in the composition of the Lateglacial and Early Holocene sediments of Lake Perespilno (Eastern Poland) // *Quaternary Science Reviews*, 1999. – Vol. 18. – P. 899-911.
357. Gouzy A., Malaizé B., Pujol C., Charlier K. Climatic “pause” during Termination II identified in shallow and intermediate waters off the Iberian margin // *Quaternary Science Reviews*, 2004 – Vol. 23 (14–15). - P. 1523–1528.
358. Granoszewski W. Late Pleistocene vegetation history and climate at Horoszk Duże, Eastern Poland: a palaeobotanical study // *Acta Paleobotanica, Supplementum*, 2003. - Vol. 4. – P. 3-95.
359. Grimm E.C. TILIA and TILIA GRAPH.PC spreadsheet and graphics software for pollen data // *INQUA, Working Group on Data-Handling Methods // Newsletter*, 1990. - №4. - P. 5–7.

360. Grove J.M. The Little Ice Age. - Methuen London and New York, 1988. - 498 p.
361. Grove J.M., The glacial history of the Holocene // *Progress in Physical Geography*, 1979. - Vol.4. - № 1. - P. 1–55.
362. Gröger E. Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. Eiszeitalter und Gegenwart, 1979. – Vol. 29. - P. 23-34.
363. Guiot J. Methodology of the last climatic cycle reconstruction in France from pollen data // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1990. – Vol. 80. – P. 49-69.
364. Guiot J., Torre F., Cheddadi R. et al. The climate of the Mediterranean Basin and of Eurasia of the last glacial maximum as reconstructed by inverse vegetation modelling and pollen data // *Mediterranean Ecology*, 1999. – Vol. 25. – P. 193–204.
365. Guiot, J., Harrison, S.P., Prentice C., 1993. Reconstruction of Holocene precipitation in Europe using pollen and lake level data // *Quaternary Research*, 1993. – Vol. 49. – P. 139-149.
366. Hahne J., Kemle S., Merkt J., Meyer K.D. Eem-, weichsel- und saalezeitliche Ablagerungen der Bohrung ‘Quakenbrück GE 2’ // *Geologisches Jahrbuch*, 1994. – Vol. 134. – P. 9–69.
367. Hansen M., DeFries R.S., Townshend J.R.G. et al. Global percent tree cover at a spatial resolution of 500 meters: first results of the MODIS vegetation continuous fields algorithm. *Earth Interactions*, 2003. – Vol. 7. – P. 1-15
368. Harmata K. Late-glacial and Holocene history of vegetation at Roztoki and Tarnowiec near Jasło (Jasło-Sanok Depression). *Acta Palaeobotanica*, 1987. – Vol. 27(1). – P. 43–65.
369. Harrison S.P., Digerfeld G., 1993. European lakes as palaeoclimatic indicators // *Quaternary Science Reviews*, 1993. – Vol. 12. – P. 233-248.
370. Harrison S.P., Sanchez-Goñi M.F. Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period // *Quaternary Science Reviews*, 2010. – Vol. 29. – P. 2957-2980.
371. Harrison, S.P., Yu, G., Tarasov, P.E. Late Quaternary lake-level record from northern Eurasia // *Quaternary Research*, 1996. - Vol. 45. - P. 138–159.
372. Hearty P.J. Hollin J.T., Neumann A.C. et al. Global sea-level fluctuations during the Last Interglaciation (MIS 5e) // *Quaternary Science Reviews*, 2007. - Vol. 26 (17–18). - P. 2090–2112.
373. Heikkilä M, Fontana S., Seppä H. Rapid Lateglacial tree population dynamics and ecosystem changes in the eastern Baltic region // *Journal of Quaternary Science*, 2009. – V. 24 (7). – P. 802-815,
374. Heikkilä M., Seppä H. Holocene climate dynamics in Latvia, eastern Baltic region: a pollen-based summer temperature reconstruction and regional comparison // *Boreas*, 2010. - Vol. 39. - P. 705–719.
375. Heikkilä M., Seppä H., 2003. A 11,000 yr palaeotemperature reconstruction from southern boreal zone in Finland // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. – P. 541-554.
376. Heinrich H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years // *Quaternary Research*, 1988. – Vol. 29. – P. 142–152.
377. Heiri O., Lotter A.F., Hausmann S., Kienast F. A chironomid-based Holocene summer air temperature reconstruction from the Swiss Alps // *The Holocene*, 2003. – Vol. 13 (4). – P. 477–484.
378. Hellman S.E.V., Gaillard M.-J., Broström A., Sugita S. Effects of the sampling design and selection of parameter values on pollen-based quantitative reconstructions of regional vegetation: a case study in southern Sweden using the REVEALS model // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2008. – Vol. 17. – P. 445-459

379. Helmens K.F., Räsänen M.K., Johansson P.W. et al., The Last Interglacial-Glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // *Quaternary Science Reviews*, 2000. – Vol. 19. – P. 1605-1623.
380. Helmens K.F., Väliranta M., Engels S., Shala S. Large shifts in vegetation and climate during the Early Weichselian (MIS 5d-c) inferred from multi-proxy evidence at Sokli (northern Finland) // *Quaternary Science Reviews*, 2012. – Vol. 41. – P. 22-38.
381. Hicks S. Modern pollen deposition and its use in interpreting the occupation history of the island Hailuoto, Finland // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1992. – Vol. 1. – P. 75–86.
382. Hicks S. The use of annual arboreal pollen deposition values for delimiting tree-lines in the landscape and exploring models of pollen dispersal // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2001. – V.117 (1). – P. 1-29
383. Hjelle K.L. Herb pollen representation in surface moss samples from mown meadows and pastures in western Norway // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1998. – Vol. 7. – P. 79-96.
384. Hoffmann M.H., Litt T., Jäger E.J. Ecology and climate of the early Weichselian flora from Grijbern (Germany) // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1998. – Vol. 102. – P. 259-276.
385. Höfle HC. Bötersen, Ldkr. Rotenburg/Wümme. Exkursionsführer Hugo-Obermaier-Gesellschaft: 1992. – P. 5–7.
386. Holmlund P., Fastook J., 1995. A time dependent glaciological model of the Weichselian ice sheet // *Quaternary International*, 1995. – Vol. 27. – P. 53–58.
387. Holzhauser H., Magny M., Zumbühl H.J. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years // *The Holocene*, 2005. – Vol. 15. – P. 789–801.
388. Hormes A., Müller B.U., Schlüchter C. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps // *The Holocene*, 2001. – Vol. 11. – P. 255–265.
389. Horton B. P., Gibbard P. L., Mine G. M. 2005. Holocene sea levels and palaeoenvironments, Malay-Thai Peninsula, southeast Asia // *The Holocene*, 2005. – Vol. 15(8). – P. 1199-1213.
390. Hošek J., Pokorný P., Kubovčík V. et al. Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014. – Vol. 396. P. 155–172.
391. Huntley B., Bartlein P.J., Prentice C. Climatic control of the distribution and abundance of beech (*Fagus* L.) in Europe and North America // *Journal of Biogeography*, 1989. – Vol. 16. – P. 551-560.
392. Huntley B., Prentice C. July Temperatures in Europe from Pollen Data, 6000 Years Before Present // *Science*, 1988. - Vol. 241. - no. 4866. – P. 687-690.
393. Imbrie J., Hays J.D., McIntyre A. et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // *Milankovitch and Climate* / Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B.(Eds.), - Reidel, Boston, 1984. - P. 269–305.
394. IPCC Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC. - Cambridge: Cambridge University Press. 2013. - 1535 p.
395. Isarin R.F.B. Permafrost Distribution and Temperatures in Europe During the Younger Dryas // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1997. - Vol. 8. – P. 313-333.
396. Isarin R.F.B., Bohncke S.J.P. Mean July Temperatures during the Younger Dryas in Northwestern and Central Europe as Inferred from Climate Indicator Plant Species. *Quaternary Research*, 1999. – Vol. 51. – P. 158–173.

397. Iversen J. *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators* // Geologiska Föreningens förhandlingar, 1944. - Vol. 66. - P. 463–483.
398. Jäger E.J. *Zur Deutung dea Arealbildes von *Wollfia arrisa* (L.) Wimm. und einiger anderer ornitochorer Wasserpflanzen* // Ber. deutsch. bot. Gessellschaft Berlin., 1964. - № 77. - P. 101 – 111.
399. Jahns S. Late-glacial and Holocene woodland dynamics and land-use history of the Lower Oder valley, north-eastern Germany, based on two, AMS 14C-dated, pollen profiles. *Vegetation History and Archaeobotany*, 2000. – Vol. 9. – P. 111-123.
400. Jahns S. On the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and human impact in the Ücker Valley, North-Eastern Germany // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2001. – Vol. 10. – P. 97-104.
401. Jahns S. Palynological inverstigations into the Late Pleistocene and Holocene history of vegetation and settlement at the Löddigsee, Mecklenburg, Germany // *Vegetation History Archaeobotany*, 2007. – Vol. 16. - P. 157-169.
402. Jankovska V., Komarek J. Indicative value of *Pediastrum* and other coccal Algae in palaeoecology // *Folia Geobotanica*, 2000. – Vol. 35. – P. 59-82.
403. Jastrzebska-Mamelka M. The Eemian interglacial and the Early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Lodz plateau (Polish with English summary) // *Acta Geographica Lodziensia*, 1985. – Vol. 53. – P. 75-92.
404. Johnsen S., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., et al. 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice core stations: Camp Century, Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and North-GRIP // *Journal of Quaternary Science*, 2001. – Vol. 16. P. 299– 307.
405. Jung W., Beug H.J., Dehm R. 1972: *Das Riss/Würm-Interglazial von Zeifen, Landkreis Laufen a.d. Salzach* // Bayerische Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen, Neue Folge, 1972. – Vol. 151. – P. 1-131.
406. Junge F.W., Böttger T. Isotope geochemical studies on carbonates of Quaternary glacio-lacustrine lake sediments as indicators of paleoenvironment // *Isotopenpraxis Environmental Health Studies*, 1994. – Vol. 30. – P. 9-21.
407. Junge F.W., Novenko E., Seifert-Eulen M., Boettger T. Early Saalian landscape dynamics in the Saale-Elbe region (Profen opencast mine, Central Germany): fluvial sedimentation, vegetation history and geochemistry // *Zeitschrift fuer Geologischen Wissenschaften*, 2008. – Vol. 159/2. – P. 221–235.
408. Kalis A.J., Merkt J., Wunderlich J. Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe - human impact and natural causes // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. – P. 33–79.
409. Keigwin, L.D., Boyle, E.A., 2000. Detecting Holocene changes in thermohaline circulation // *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2000. – Vol. 4. – P. 1343– 1346.
410. Khotinski N.A., Klimanov V.A., 1997. Alleröd, Younger Dryas and early Holocene Palaeo-Environmental Stratigraphy // *Quaternary International*, 1997. – Vol. 41/42. – P. 67–70.
411. Khotinsky N.A. Anthropogenic changes in the landscapes of the Russian Plain during the Holocene // *Grana*, 1993. - suppl.2. – P. 70-74.
412. Kimmel K., Rajamäe R., Sakson M. The Holocene development of Tondi mire, northern Estonia: pollen, diatom and chronological studies // *PACT*, 1996. – Vol. 51. - P. 85-102.
413. Kleiven H.K., Kissel C., Laj C. et al. Reduced North Atlantic Deep Water Coeval with the Glacial Lake Agassiz Freshwater Outburst // *Science*, 2008. - Vol. 319. - no. 5859. – P. 60-64

414. Klotz S., Guiot J., Mosbrugger V. Continental European Eemian and early Würmian climate evolution: comparing signals using different quantitative reconstruction approaches based on pollen // *Global and Planetary Change*, 2003. – Vol. 36. – P. 277–294.
415. Knetsch, S., Boettger, T., Junge, F.W., Morgenstern, P. 2007. Element- und isotopengeochemische Untersuchungen am limnischen Eem-Profil Klinge/Niederlausitz // *Natur und Landschaft in der Niederlausitz*, Cottbus, 2007. - Heft 24. – S. 129-151.
416. Knies J., Vogt C. Freshwater pulses in the eastern Arctic Ocean during Saalian and Early Weichselian ice-sheet collapse // *Quaternary Research*, 2003. - Vol. 60 (3). – P. 243–251.
417. Kolaczek P., Karpinska-Kolaczek M., Petera-Zganiacz J. Vegetation patterns under climate changes in the Eemian and Early Weichselian in Central Europe inferred from a palynological sequence from Ustków (central Poland) // *Quaternary International*, 2012. – Vol. 268. – P. 9-20.
418. Koff T., Punning J.-M. The last hundred years of land-use in Estonia as inferred from pollen records // *Annales Botanici Fennici*, 2002. – Vol. 39. – P. 213-224.
419. Kopp R.E., Mitrovica J.X., Griffies S.M. et al. The impact of Greenland melt on local sea levels: a partially coupled analysis of dynamic and static equilibrium effects in idealized water-hosing experiments // *Climate Change*, 2010. – Vol.103. – P. 619–625.
420. Kopp R.E., Simons F.J., Mitrovica J.X. et al. A probabilistic assessment of sea level variations within the last interglacial stage // *Geophysical Journal International*, 2013. – Vol. 21. – P. 1-6.
421. Korhola A., Weckström J., Holmström L., Erästö K. A quantitative Holocene climatic record from diatoms in northern Fennoscandia // *Quaternary Research*, 2000. – Vol. 54. – P. 284–294.
422. Kremenetski K. V., Velichko A. A., Borisova et al., 2003. Peatlands of the Western Siberian Lowlands: Current knowledge on zonation, carbon content and late Quaternary history // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. – P. 703–723.
423. Kremenetski K.V., Borisova O.K., Zelikson E.M., 2000. The Late Glacial and Holocene history of vegetation in the Moscow region // *Paleontological Journal*, 2000. – Vol. 34 (1). – P. 67–74.
424. Kruk, R. W. U-Series Radiometric Dating of Eemian Molluscs from the Amsterdam Basin. About the Last Period That Was Really Warm in Amsterdam. Ph.D. Thesis, Faculty of Earth Sciences, Free University, Amsterdam. 1998.
425. Kubitz K. Die Holozäne Vegetations- und Siedlungsgeschichte in der Westeifel am Beispiel eines hochauflösenden Pollendiagrammes aus dem Meerfelder Maar. *Dissertationes Botanicae*, University of Goettingen, 2000.
426. Kühl N., Gebhardt C., Litt T., Hense A. Probability density functions as botanical-climatological transfer functions for climate reconstruction // *Quaternary Research*, 2002. – Vol. 58. – P. 381–392
427. Kühl N., Gobe E. Climatic evolution during the Middle Pleistocene warm period of Bilshausen, Germany, compared to the Holocene // *Quaternary Science Reviews*, 2010. - Vol. 29 (27–28) – P. 3736–3749.
428. Kühl N., Litt T., Schölzel C., Hense A. 2007. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany // *Quaternary Science Reviews*, 2007. – Vol. 26. – P. 3311–3317.
429. Kühner R., Erd K., Striegler U., Striegler R. Das Eem Interglazial von Klinge Nord // *Natur und Landschaft Bez. Cottbus*, 1989. - № 11. – S. 45-58.
430. Kühner R., Strahl J., Süßmilch P., et al. 2008. Lithological and palynological results to the Early Saalian Fluvialtile Complex (Tranitzer Fluvialtil) and the Eemian in the Jänschwalde opencast mine, South Brandenburg // *Brandenburg. geowiss. Beitrag. Kleinmachnow*, Cottbus, 2008. – Vol. 15 (1/2). - S. 1-21

431. Kukla G., Bender M., de Beaulieu J.-L. et al. Last Interglacial Climates // *Quaternary Research*, 2002. – Vol. 58. – P. 2–13
432. Kukla J., McManus J., Rousseau D.-D., Chuine I. How long and how stable was the last interglacial? // *Quaternary Science Reviews*, 1997. – Vol. 16. – P. 605–612.
433. Kulesza P., Suchora M., Irena A., Pidek I.A. et al. The Holocene palaeoenvironmental changes reflected in the multi-proxy studies of Lake Słone sediments (SE Poland) // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012. – Vol. 363–364. – P. 79–98.
434. Kuške E., Silamikele I., Kalnina L., Klavins M. Peat formation conditions and peat properties: a study of two ombrotrophic bog in Latvia // *Mires and peat / Klavins M. (Ed.).* – Riga: University of Latvia Press, 2010. – P. 56–70.
435. Kuszell T. Palinostratygrafia osadów interglajłu eemskiego i wczesnego wistulianu w południowej Wielkopolsce i na Dolnym Śląsku. – Wrocław: Wydawnictwo uniwersytetu Wrocławskiego, 1997. – 69 p.
436. Kuszell T. Three new localities of Eemian flora in Lower Silesia // *Geologia Sudetica*, 1980. – Vol. 15(1). – P. 143–167.
437. Kylander M.E., Bindler R., Cortizas M.A. et al. A novel geochemical approach to paleorecords of dust deposition and effective humidity: 8500 years of peat accumulation at Store Mosse (the “Great Bog”), Sweden // *Quaternary Science Reviews*, 2013. – Vol. 69. – P. 69–82.
438. Lamentowicz M., Obrebska M., Mitchell E.A.D. Autogenic succession, land-use change, and climatic influences on the Holocene development of a kettle-hole mire in Northern Poland // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2008. – Vol. 151. – P. 21–40.
439. Larocque, I., Hall, R.I. Holocene temperature estimates and chironomid community composition in the Abisko, Valley, northern Sweden // *Quaternary Science Reviews*, 2004. – Vol. 23. – P. 2453–2465.
440. Latalowa M. Postglacial vegetational changes in the eastern Baltic coastal zone of Poland. *Acta Palaeobotanica*, 1982. – Vol. 22(2). – P. 179–249.
441. Latalowa M., Borowka R. K. The Allerød/Younger Dryas transition in Wolin Island, northwest Poland, as reflected by pollen, macrofossils, and chemical content of an organic layer separating two aeolian series // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2006. – Vol. 9 (15). – P. 321–331.
442. Latalowa M., Nalepka D. 1987. A study of the Late-Glacial and Holocene vegetational history of the Wolbrom area (Silesian-Cracovian Upland - S. Poland). *Acta Palaeobotanica*, 1987. – Vol. 27(1). – P. 75–115.
443. Leroy S.A.G., Zolitschka B., Negendank J.F.W., and Seret G. Palynological analyses in the laminated sediment of Lake Holzmaar (Eifel, Germany): duration of Lateglacial and Preboreal biozones // *Boreas*, 2000. – Vol. 29(1). – P. 52–71.
444. Liivrand, E., Biostratigraphy of the Pleistocene deposits in Estonia and correlations in the Baltic region // *Department of Quaternary Research, University of Stockholm, Report*, 1991. – Vol. 19. – P. 1–114.
445. Lippstreu L., Erd K., Sonntag, A. et al. Die quartäre Schichtenfolge im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde (LAUBAG) und in seinem Umfeld (Exkursion A1). *Altenbg. Nat. wiss. Forsch.*, 1994. – Vol. 7. – P. 151–189.
446. Lisitsyna O.V., Giesecke T., Hicks S. Exploring pollen percentage threshold values as an indication for the regional presence of major European trees // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2011. – Vol. 166. – P. 311–324.
447. Litt T. Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland (Unter besonderer Berücksichtigung des Elbe-Saale-Gebietes) // *Dissertationes Botanicae*, 1994. – Vol. 227. P. 1–185.

448. Litt T., Behre K.-E., Meyer K.-D., Stephan H.-J., Wansa S. Stratigraphical Terms for the Quaternary of the Northern German Glaciation Area // *Quaternary Science Journal*, 2007. - Vol. 56. - No. 1\2. – P. 7-65.
449. Litt T., Brauer A., Goslar T. et al. Correlation and synchronisation of Late-glacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments // *Quaternary Science Reviews*, 2001. – Vol. 20. – P. 1233-1249.
450. Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // *Episodes*, 2008. - Vol. 31. - no. 2. – P. 260-263.
451. Litt T., Junge F.W., Boettger T. 1996. Climate during the Eemian in north-central Europe – a critical review of the palaeobotanical and stable isotope data from central Germany // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1996. – Vol. 5. – P. 247-256.
452. Lototskaya A., Ganssen G.M. The structure of Termination II (penultimate deglaciation and Eemian) in the North Atlantic // *Quaternary Science Reviews*, 1999. – Vol. 18 (14). – P. 1641–1654.
453. Lotter A. E., Birks H. J. B., Zolitschka B.. Late-glacial pollen and diatom changes in response to two different environmental perturbations: volcanic eruption and Younger Dryas cooling // *Journal of Paleolimnology*, 1995. – Vol. 14. – P. 23-47.
454. Lotter A.F. Late-glacial and Holocene vegetation history and dynamics as shown by pollen and plant macrofossil analyses in annually laminated sediments from Soppensee, central Switzerland // *Vegetation History and Archaeobotany* 1999. – Vol. 8. - P. 165–184.
455. Lotter A.F., Eicher U., Birks H.J.B., Siegenthaler U., Late Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments // *Journal of Quaternary Science*, 1992. – Vol. 7. – P. 187–204.
456. Lowe J.J., Hoek W. INTIMATE group. Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial–Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group // *Quaternary Science Reviews*, 2001. – Vol. 20. – P. 1175–1188.
457. Lücke A., Schleser G. H., Zolitschka B., Negendank J.F.W. A Lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. P. 569–580.
458. Lunkka J.P., Johansson P., Saarnisto M., Sallasmaa O. Glaciation of Finland // *Developments in Quaternary Sciences*, 2004. - Vol. 2 (1). – P. 93–100.
459. Lüthgens C., Böse M., Lauer T. et al. Timing of the last interglacial in Northern Europe derived from Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a terrestrial Saalian- Eemian-Weichselian sedimentary sequence in NE-Germany // *Quaternary International*, 2011. – Vol. 241. – P. 79-96.
460. MacDonald G.M., Beilman D.W., Kremenetski K.V. et al. Rapid early development of circumarctic peatlands and atmospheric CH₄ and CO₂ variations // *Science*, 2006. – Vol. 314. – P. 285–288.
461. MacDonald, G.M., Velichko, A.A., Kremenetski, C.V. et al. Holocene Treeline History and Climate Change across Northern Eurasia // *Quaternary Research*, 2000. – Vol. 53. – P. 302-311.
462. Magny M. Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements // *Quaternary International*, 2004. – Vol. 113. – P. 65–79.

463. Magyari E.K., Chapman J.C., Passmore D.G. et al. Holocene persistence of wooded steppe in the Great Hungarian Plain // *Journal of Biogeography*, 2010. – Vol. 37. – P. 915–935.
464. Makhnach N., Zernitskaja V., Kolosov I., Simakova G. Stable oxygen and carbon isotopes in Late Glacial–Holocene freshwater carbonates from Belarus and their palaeoclimatic implications // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004. – Vol. 209. – P. 73–101.
465. Makohonienko M., Walanus A. (1991) Analizy numeryczne wyników badań palinologicznych osadów Jeziora Lednickiego // *Wstęp do Paleoecologii Lednickiego Parku Krajobrazowego* / K. Tobolski (ed.). – Poznań: Wydawn Nauk Uniwersytetu im Adama Mickiewicza, 1991. – P. 63–70.
466. Malkiewicz M. Early Vistulian vegetation history and climate change at Gutów (Wielkopolska Low land) from pollen analysis // *Geological Quarterly*, 2010. – Vol. 54 (3). – P. 357–366.
467. Malkiewicz M. The history of vegetation of the Eemian Interglacial in the Great Polish Lowland // *Acta Societatis Botanicorum Poloniae*, 2002. – Vol. 71 (4). – P. 311–321.
468. Mamakowa K. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland // *Acta Paleobotanica*, 1989. – Vol. 29 (1). – P. 11–179.
469. Mangerud J., Andersen S. T., Berglund B. E., Dorrner J. J. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification // *Boreas*, 1974. – Vol. 3. – P. 109–128.
470. Mangerud J., Jakobsson M., Alexanderson H. et al. Ice-dammed lakes and rerouting of the drainage of northern Eurasia during the Last Glaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2004. – Vol. 23 (11–13). – P. 1313–1332.
471. Mania D. Neumark-Nord – ein fossilreiches Interglazial im Geiseltal. – *Cranium*, 1992. – Vol. 9 (2). – P. 53–76.
472. Mania D., Toepfer V. Königsau – Gliederung, ökologie und mittelpaläolithische Funde aus der letzten Eiszeit // *Veröffentlichungen Landesmuseum für Vorgeschichte Halle*, 1973. – Vol. 26. – P. 1–164.
473. Mania D., Altermann M., Böhme G. et al. Quartärforschung im Tagebau Neumark-Nord, Geiseltal (Sachsen-Anhalt und ihre bisherigen Ergebnisse. – *Veröffentlichungen des Landesamtes für Denkmalpflege und Archäologie Sachsen-Anhalt – Landesmuseum für Vorgeschichte*, 2010. – Vol. 62. – P. 11–69.
474. Mann M.E., Zhang Z., Rutherford S. et al. Global Signatures and Dynamical Origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly // *Science*, 2009. – Vol. 326. – P. 1256–1260.
475. Marchal O., Cacho I., Stocker T. et al. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene // *Quaternary Science Reviews*, 2002. – Vol. 21. – P. 455–483.
476. Martinson D.G., Pisias, J.D., Hays J. et al. Age dating and the orbital theory of the Ice Ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy // *Quaternary Research*, 1987. – Vol. 2 (7). – P. 1–29.
477. Matveev A.V., Krutous E.A., Zernitskaya V.P. Geochronology of the Holocene of the Belorussian Polesie // *Radiocarbon*, 1993. – Vol. 35. – P. 435–439.
478. Mayewski P.A., Rohling E.E., Stager J.C. et al. Holocene climate variability // *Quaternary Research*, 2004. – Vol. 62. – P. 243–255.
479. McManus J.F., Bond G.C., Broecker W.S. et al. High resolution climate records from the North Atlantic during the last Interglacial // *Nature*, 1994. – Vol. 371. – P. 326–329.

480. Menke B., Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Ditthmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung // *Geologisches Jahrbuch*, 1984. – Vol. 76. – P. 3-120.
481. Menke, B. Palynologische Untersuchungen zur Transgression des Eem-Meeres im Raum Olenburg/Nord-Ostsee-Kanal. *Geologisches Jahrbuch*, 1985. – Vol. 86. – P. 19-26.
482. Merkt, J., Müller, H., 1999. Varve chronology and palynology of the Lateglacial in Northwest Germany from lacustrine sediments of Hämelsee in Lower Saxony. *Quaternary International* 61, 41–59.
483. Meyer M., Spötl C., Mangini A. The demise of the Last Interglacial recorded in isotopically dated speleothems from the Alps // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 476-496.
484. Miller G.H., Sejrup H.P., Mangerud J., Andersen B.G. Aminoacid ratio in Quaternary mollusks and foraminifera from Western Norway. Correlations, geochronology and paleotemperature estimates // *Boreas*, 1983. - Vol. 72. – P. 107-124.
485. Mokhova L., Tarasov P., Bazarova V., Klimin M. Quantitative biome reconstruction using modern and late Quaternary pollen data from the southern part of the Russian Far East // *Quaternary Science Reviews*, 2009. – Vol. 28. – P. 2913–2926.
486. Moll J. Fluvial response to Weichselian climate changes in the Niederlausitz (Germany) // *Journal of Quaternary Science*, 1997. - Vol. 12 (1). - P. 43–60.
487. Molodkov A., Bolikhovskaya N. Climate change dynamics in Northern Eurasia over the last 200 ka: Evidence from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and vegetation successions of the loess–palaeosol records // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 201. – P. 67–76.
488. Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S. Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusc-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // *Sedimentary Geology*, 2002. – Vol. 150. – P. 185–201.
489. Müller H. Pollenanalytische Untersuchungen und Jahresschichtenzählungen an der eem-zeitlichen Kieselgur von Bispingen/Luhe // *Geologisches Jahrbuch*, 1974. – Vol. 21. – P. 149-169.
490. Müller U., Pross J., Bibus E. Vegetation response to rapid climate change in Central Europe during the past 140,000 yr based on evidence from the Fåråmoos pollen record // *Quaternary Research*, 2003. – Vol. 59. – P. 235–245.
491. Nakagawa T., Okuda N. Yonenobu H. et al. Regulation of the monsoon climate by two different orbital rhythms and forcing mechanisms // *Geology*, 2008. – Vol. 36(6). – P. 491-494.
492. Nakagawa T., Tarasov P., Kotoba N. et al. Quantitative pollen-based climate reconstruction in Japan: application to surface and late Quaternary spectra // *Quaternary Science Reviews*, 2002. – Vol. 21 (2). – P. 2099-2113.
493. NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from Greenland folded NEEM ice core strata // *Nature* 2013. – Vol. 493. – P. 489-494.
494. Nehring A. Über Wirbeltier-Reste von Klinge. Vorläufige Zusammenstellung // *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 1895. – Vol. I, - P. 183-208.
495. Neustadt, M.I., Holocene peatland development // *Late Quaternary Environments of the Soviet Union* / Velichko, A. A., Wright, H. E., Barnosky, C. W. (Eds.). - Minneapolis: Univ. of Minnesota Press, 1984. – P. 201–206.
496. Niinemets E., Saarse L. Holocene vegetation and land-use dynamics of south-eastern Estonia // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 207. – P. 104–116.
497. Niklewski R. Interglacial Eemski w Nakle nad notecia. // *Acta Paleobotanica*, 1968. - №19. - P. 67-112.

498. North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period // *Nature*, 2004. – Vol. 431. – P. 147-151.
499. Noryskiewicz K. Interglacial Eemski w Głowczynie kolo Wyszogrody // *Monographiae Botanicae*, 1978. - № 27. - P. 125-191.
500. Nosova M.B., Severova E.E., Volkova O.V., Kosenko J.V. Representation of *Picea* pollen in modern and surface samples from Central European Russia // *Vegetation History and Archaeobotany* - DOI 10.1007/s00334-014-0480-0
501. Novenko E.Yu. Late Valdai pollen flora from loess sediments in the central East-European Plain: Paleoenvironmental reconstruction // *Quaternary International*, 2006. - Vol. 152/153. - P. 146-152.
502. Novenko E.Yu., Seifert-Eulen M., Boettger T., Junge F.W. Eemian and Early Weichselian vegetation and climate history in Central Europe: A case study from the Klinge section (Lusatia, Eastern Germany) // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2008. – Vol. 151. – P. 72–78.
503. Novenko E. Yu., Glasko M.P., Burova O.V. Landscape-and-climate dynamics and land use in Late Holocene forest-steppe ecotone of East European Plain (upper Don River Basin case study) // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 203. – P. 113–119.
504. Novenko E., Olchev A., Desherevskaya O., Zuganova I. Paleoclimatic reconstructions for the south of Valdai Hills (European Russia) as paleo-analogs of possible regional vegetation changes under global warming // *Environmental Research Letters*, 2009. – Vol. 4 – 045016.
505. Novenko E.Yu., Volkova E.M., Nosova M.B., Zuganova I.S. Late Glacial and Holocene landscape dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia) // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 207. – P. 93–103
506. Novenko E.Yu., Zuganova I.S. (2010) Landscape dynamics in the Eemian Interglacial and Early Weichselian Glacial Epoch on the south Valdai Hills (Russia) // *The Open Geography Journal*, 2010. – Vol. 3. – P. 44-54.
507. Novenko E. Yu., Volkova E. M. Glasko M. P. Zuganova I. S. Palaeoecological evidence for the middle and late Holocene vegetation, climate and land use in the upper Don River basin (Russia) // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2012. – Vol. 21. – P.337–352.
508. Novenko E.Yu., Ereemeeva A.P., Chepurnaya A.A. Reconstruction of Holocene vegetation, tree cover dynamics and human disturbances in central European Russia, using pollen and satellite data sets // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2014. - Vol. 23. - P. 109–119.
509. Nowel W. Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse des Quartärs im Raum Klinge – Dubrau (kr. Forst); Geologische Übersicht // *Exkursionsführer 25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW*. - Berlin, 1986. - S. 33-37.
510. Nowel W., Cepek A.G. 1988. Das Pleistozän von Klinge // *Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus*, 1988. – Vol. 10. - S. 3-20.
511. Olchev A., Ibrom A., Ross T. et al. A modelling approach for simulation of water and carbon dioxide exchange between multi-species tropical rain forest and the atmosphere // *Journal of Ecological Modelling*, 2008. – Vol. 212. – P. 122–130.
512. Olchev A., Novenko E., 2011. Estimation of potential and actual evapotranspiration of boreal forest ecosystems in the European part of Russia during the Holocene // *Environmental Research Letters*, 2011. – Vol. 6. - 045213.
513. Oltchev A., Cermak J., Nadezhdina N. et al. Transpiration of a mixed forest stand: field measurements and simulation using SVAT models // *Journal of Boreal Environmental Research*, 2002. – Vol. 7(4). – P. 389-397.

514. Overpeck J.T., Webb III T., Prentice I.C. Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: dissimilarity coefficients and the method of modern analogs // *Quaternary Research*, 1985. – Vol. 23. – P. 87-108.
515. Parnell A.C., Haslett J., Allen J.R.M. et al. A flexible approach to assessing synchronicity of past events using Bayesian reconstructions of sedimentation history // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 1872-1885.
516. Pasanen A., Lunkka J.P., Putkinen N. Reconstruction of the White Sea Basin during the late Younger Dryas // *Boreas*, 2010. – Vol. 39 (2). – P. 273–285.
517. Patterson W.A., Edwards K.J., Maguire D.J. Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire // *Quaternary Science Reviews*, 1987. – Vol. 37. – P. 3-23.
518. Penman H.L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass // *Proceedings of the Royal Society of London*, 1948. – Vol. 194. – P. 120-145.
519. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al. 420,000 years of climate and atmospheric history revealed by the Vostok deep Antarctic ice core // *Nature*, 1999. – Vol. 399. – P. 429–436.
520. Peyron O., Jolly D., Bonnefille R. et al. Climate of East Africa 6000 14C Yr B.P. as inferred from pollen data // *Quaternary Research*, 2000. – Vol. 54. – P. 90–101.
521. Pini R., Ravazzi C., Reimer P.J. The vegetation and climate history of the last glacial cycle in a new pollen record from Lake Fimon (southern Alpine foreland, N-Italy) // *Quaternary Science Reviews*, 2010. – Vol. 29. – P. 3115-3137.
522. Poska A., Seppä H., Veski S., Koppel K. Using quantitative pollen-based land-cover estimations and a spatial CA_Markov model to reconstruct the development of cultural landscape at Rouge, South Estonia // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2008. – Vol. 17. – P. 527–541
523. Power M.J., Marlon J., Ortiz N. et al. (2008) Changes in fire regimes since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data // *Climate Dynamics*, 2008. – Vol. 30. – P. 887-907.
524. Prentice I.C., Guiot J., Huntley B. et al. 1996. Reconstructing biomes from palaeoecological data: A general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka // *Climate Dynamics*, 1996. – Vol. 12(3). – P. 185–194
525. Preusser F. Towards a chronology of the Late Pleistocene in the northern Alpine Foreland // *Boreas*, 2004. – Vol. 33. – P. 195–210.
526. Preusser F., Müller B. U., Schlüchter Ch. 2001: Luminescence dating of sediments from the Luthern Valley, Central Switzerland, and implications for the chronology of the last glacial cycle // *Quaternary Research*, 2001. – Vol. 55. – P. 215–222.
527. Priestley C.H.B., Taylor R.J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters // *Monthly Weather Review*, 1972. Vol. 100 (2). – P. 81-92
528. Ralska-Jasiewiczowa M. Bottom sediments of the Mikolajki Lake (Masurian Lake District) in the light of palaeobotanical investigations // *Acta Palaeobotanica*, 1966. – Vol. 7(2). P. 3-118.
529. Ralska-Jasiewiczowa M. Impact of prehistoric man on natural vegetation recorded in pollen diagrams from different regions of Poland // *Folia Quaternaria*, 1977. – Vol. 49. – P. 5 - 91.
530. Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Rożanski K. et al. Very fast environmental changes at the Pleistocene/Holocene boundary, recorded in laminated sediments of Lake Gościąż, Poland // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998. – Vol. 193. – P. 225-247.
531. Ralska-Jasiewiczowa M., Nalepka D., Goslar T. Some problems of forest transformation at the transition to the oligocratic/Homo sapiens phase of the Holocene interglacial in northern lowlands of central Europe // *Vegetation History and Archaeobotany*, 2003. – Vol. 12. P. 233–247.

532. Ralska-Jasiewiczowa M., Rzetkowska A. Pollen and macrofossil stratigraphy of fossil lake: sediments at Niechorze I, W. Baltic coast // *Acta palaeobotanica*, 1987. – Vol. 27 (1). – P. 153-178.
533. Ralska-Jasiewiczowa, M. Environmental changes recorded in lakes and mires of Poland during the last 13,000 years // *Acta Palaeobotanica*, 1989. – Vol. 29. – P. 1–120.
534. Rasmussen T.L., Thomsen E., Kuijpers A., Wastegard S. Late warming and early cooling of the sea surface in the Nordic seas during MIS 5e (Eemian Interglacial) // *Quaternary Science Reviews*, 2003. – Vol. 22. – P. 809–821.
535. Reimer P.J., Baillie M.G.L., Bard E. et al. IntCal09 and Marine09 Radiocarbon Age Calibration Curves, 0-50,000 Years cal BP // *Radiocarbon*, 2009. – Vol. 51 (4). – P. 1111–1150.
536. Renssen H., Goosse H., Fichet T., Campin J.-M. The 8.2 kyr event simulated by a global atmosphere –sea-ice –ocean model // *Geophysical Research Letters*, 2001. – Vol. 28. – P. 1567–1570.
537. Rittweger H. The “Black Floodplain Soil” in the Amöneburger Becken, Germany: a lower Holocene marker horizon and indicator of an upper Atlantic and Subboreal dry period in Central Europe // *Catena (Special Issue)*, 2000. – Vol. 41. – P. 143–164.
538. Rohling E.J., Grant K., Hemleben C.H. et al. High rates of sea-level rise during the last interglacial period // *Nature Geoscience*, 2008. – Vol. 1. – P. 38–42.
539. Rösch M. Human impact as registered in the pollen record: some results from the western Lake Constance region, Southern Germany // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1992. – Vol. 1. – P. 101-109.
540. Rosén P., Segerström U., Eriksson L. Holocene climatic change reconstructed from diatoms, chironomids, pollen and near-infrared spectroscopy at an alpine lake (Sjuodjäljaure) in northern Sweden // *The Holocene*, 2001. – Vol. 11. – P. 551–562.
541. Rybníček, K. Rybníčkova E. Post human activity as a florogenetic factor in Czechoslovakia. A review // *Acta Botanica Fennica*, 1992. -Vol. 144. - P. 59 - 62.
542. Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the Lake Onega Basin to the Salpausselkä End Moraines // *Global and Planetary Change*, 2001. – Vol. 31 (1–4). – P. 387–405.
543. Saarse L., Königsson L.K. Holocene environmental changes on the island of Saaremaa, Estonia // *PACT*, 1992. – Vol. 37(2). – P. 97-131.
544. Sanchez Goni M.F., Landais A., Fletcher W.J. et al. Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 1136–1151.
545. Sanchez Goni, M.F. Climate and vegetation in Europe during MIS 5 // *The Climate of Past Interglacials* /Sirocko, F., Claussen, M., Sanchez Goni, M.F., Litt, T. (Eds.). – Amsterdam: Elsevier, 2007. – P. 197–205.
546. Sanchez-Goni M.F., Eynaud F., Turon J.L., Shackleton N.J. High resolution palynological record off the Iberian margin: direct land-sea correlation for the Last Interglacial complex // *Earth and Planetary Science Letters*, 1999. – Vol. 171. – P. 123–137.
547. Satkunas J., Grigienė A., Buynevich I. V., Taminskas J. A new Early–Middle Weichselian palaeoenvironmental record from a lacustrine sequence at Svirkanciai, Lithuania // *Boreas*, 2013. - Vol. 42. – P. 184–193.
548. Satkunas J., Grigienė A., Velichkevich F. et al. Upper Pleistocene stratigraphy at the Medininkai site, eastern Lithuania: a continuous record of the Eemian-Weichselian sequence // *Boreas*, 2003. - Vol. 32. - P. 627–641.
549. Satkunas J., Molodkov A. Middle Pleistocene stratigraphy in the light of data from the Vilkiskes site, eastern Lithuania // *Polish Geological Institute Special Papers*, 2005. – Vol. 16. – P. 94–102.

550. Savchenko I.E., Pavlovskaya I.E. Muravian (Eemian) and Early Poozerian deposits at Azarichi (Eastern Belarus) // *Acta Paleobotanica*, 1999. - Supplementum 2. - P. 523–527.
551. Schmidt Vogt H. Die Fichte: ein Handbuch in zwei Banden. Band 1. Taxonomie, Verbreitung, Morphologie, Ökologie, Waldgesellschaften. - Hamburg: Paul Parey, 1977. - 647 p.
552. Schokker, J., Cleveringa, P., Murray, A. Palaeoenvironmental reconstruction and OSL dating of terrestrial Eemian deposits in the southeastern Netherlands // *Journal of Quaternary Science*, 2004. – Vol. 19 (2). – P. 193-202.
553. Schönfelder I., Giesecke T., Gelbrecht J., Steinberg C.E.W. Paleolimnological investigations on Late Glacial and Holocene sediments of lake Großer Treppensee (Brandenburg) // *Jahresforschungsbericht des IGB*, 1999. – Heft 10. – S.171-184.
554. Seidenkrantz, M.-S. Bentic foraminiferal and stable isotope evidence for a Younger Dryas-style cold spell at the Saalian-Eemian transition, Denmark // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1993. – Vol. 102. – P. 103-120.
555. Seierstad J., Nesje, A., Dahl, S.O., Simonsen, J.R. Holocene glacier fluctuations of Grovabreen and Holocene snow-avalanche activity reconstructed from lake sediments in Groningstolsvatnet, western Norway // *The Holocene*, 2002. – Vol. 12 (2). – P. 211–222.
556. Seifert M. Pollenanalytischer Beitrag zum Eem-Interglazial und dem Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit nahe Mühlrose, Kreis Weisswasser // *Zeitschrift fuer Geologische Wissenschaften*, 1983. – Vol. 11. – P. 659-664.
557. Selle W.: Geologische und vegetationskundliche Untersuchungen an einigen wichtigen Vorkommen des letzten Interglazials in Nordwestdeutschland // *Geologisches Jahrbuch*, 1962. – Vol.79. – P. 295-352.
558. Seppä H., Birks H. J. B., Odland A. et al. A modern pollen–climate calibration set from northern Europe: developing and testing a tool for palaeoclimatological reconstructions // *Journal of Biogeography*, 2004. – Vol. 31. – P. 251–267.
559. Seppä H., Poska A. Holocene annual mean temperature changes in Estonia and their relationship to solar insolation and atmospheric circulation patterns // *Quaternary Research*, 2004. – Vol. 61. – P. 22–31.
560. Seppä, H., Birks, H.J.B. July mean temperature and annual precipitation trends during the Holocene in the Fennoscandian tree-line area: pollen-based climate reconstructions // *The Holocene*, 2001. – Vol. 11. – P. 527–539.
561. Shackleton N.J. The last interglacial in the marine and terrestrial Records // *Proceedings of the Royal Society of London*, 1969. - B 174. – P. 135–154.
562. Shackleton N.J., Chapman M., Sanchez-Goni M.F. et al. The Classic Marine Isotope Substage 5e // *Quaternary Research*, 2002. – Vol. 58. – P. 14–16.
563. Shalaboda V.L. Characteristic features of Muravian (Eemian) pollen succession from various regions of Belarus // *Acta Palaeobotanica*, 2001. – Vol. 41(1). – P. 27–41.
564. Sidorchuk A.Yu., Panin A.V., Borisova O.K. Morphology of river channels and surface runoff in the Volga river basin (East European plain) during the Late Glacial period // *Geomorphology*, 2009. - Vol. 113 (3-4). - P. 137-157.
565. Sier M.J., Roebroeks W., Bakels C.C. et al. Direct terrestrial–marine correlation demonstrates surprisingly late onset of the last interglacial in central Europe // *Quaternary Research*, 2011. – Vol. 75. – P. 213–218.
566. Slowey N.C., Henderson G.M., B. Curry W.B. Direct U–Th dating of marine sediments from the two most recent interglacial periods // *Nature*, 1996. – Vol. 383. – P. 242 – 244.
567. Stančikaite M., Baltrūnas V., Šinkūnas P. et al. Human response to the Holocene environmental changes in the Biržulis Lake region, NW Lithuania // *Quaternary International*, 2006. – Vol. 150. – P. 113–129.

568. Stančikaite M., Kisieliene D., Moe D., Vaikutienė G. Lateglacial and early Holocene environmental changes in northeastern Lithuania // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 207. – P. 80–92.
569. Stančikaite M., Milkevičius M., Kisieliene D. Palaeoenvironmental changes in the environs of Zadeikiai bog, NW Lithuania, during Late Glacial and the Holocene according to palaeobotanical and ^{14}C data // *Geologija*, 2003. – Vol. 43 (3). – P. 47–60.
570. Stančikaite M., Šinkūnas P., Šeiriene V., Kisieliene D. Patterns and chronology of the Lateglacial environmental development at Pamerkiai and Kašučiai, Lithuania // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 127–147.
571. Starkel L., Michczyńska D.J., Krapiec M. et al. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory // *Geochronometria*, 2014. - DOI 10.2478/s13386-012-0024-2.
572. Starnberger R., Drescher-Schneider R., Reitner J.M. et al. Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria) // *Quaternary Science Reviews*, 2013. – Vol. 68. – P. 17–42.
573. Stockmarr J. Tablets with spores used in absolute pollen analysis. *Pollen et Spores*, 1971. – Vol. 13. – P. 615–621.
574. Strahl J., Krbetschek M.R., Luckert J., et al., *Geologie, Paläontologie und Geochronologie des Eem-Beckens Neumark-Nord 2 und Vergleich mit dem Becken Neumark-Nord 1 (Geiseltal, Sachsen-Anhalt)* // *Quaternary Science Journal*, 2010. – Vol. 59 (1–2). - P. 120–167.
575. Strahl, J. Das Geotop Klinge – pollenanalytische Untersuchungen an den saalespätglazialen bis weichselfrühglazialen Ablagerungen der ehemaligen Dominalgrube von Klinge, Tagebau Jänschwalde // *Brandenburgische Geowiss. Beitrag*. 2004. – A. 11 (1/2). - S. 111–121.
576. Subetto D.A., Wohlfarth B., Davydova N.N. et al. Climate and environment on the Karelian Isthmus, Northwestern Russia, 13000–9000 cal. yrs BP // *Boreas*, 2002. – Vol. 31 (1). – P. 1–19.
577. Sugita S. Theory of quantitative reconstruction of vegetation. I. Pollen from large sites REVEALS regional vegetation // *Holocene*, 2007. – Vol. 17. – P. 229–241
578. Sugita S., Gaillard M.J., Broström A. Landscape openness and pollen records: A simulation approach // *Holocene*, 1999. – Vol. 9. – P. 409–421.
579. Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*, 2004. - Vol. 23 (11–13). - P. 1229–1271.
580. Tarasov P., Williams J.W., Andreev A. et al. Satellite- and pollen-based quantitative woody cover reconstructions for northern Asia: Verification and application to late-Quaternary pollen data // *Earth and Planetary Science Letters*, 2007. – Vol. 264. – P. 284–298.
581. Tarasov P.E., Bezrukova E. V., Krivonogov S. K. Late Glacial and Holocene changes in vegetation cover and climate in southern Siberia derived from a 15 kyr long pollen record from Lake Kotokel // *Climate in the Past*, 2009. – Vol. 5. – P. 285–295.
582. Tarasov P.E., Guiot J., Cheddadi R. et al. Climate in northern Eurasia 6000 years ago reconstructed from pollen data // *Earth and Planetary Science Letter*, 1999. – Vol. 171. – P. 635–645
583. Tarasov P.E., Webb III T., Andreev A.A. et al. Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the Former Soviet Union and Mongolia // *Journal of Biogeography*, 1998. – Vol. 25. – P. 1029–1053.
584. Teller J.T., Leverington D.W., Mann J.D. Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation // *Quaternary Science Reviews*, 2002. – Vol. 21. – P. 879–887.

585. Ter Braak, C.,. Ordination // Data analysis in community and landscape ecology / Jongman R, Ter Braak C, Van Tongeren O (eds). – Wageningen: Pudoc, 1995. – P. 91-173.
586. Thiede J., Bauch, H. A. The Late Quaternary history of northern Eurasia and the adjacent Arctic Ocean: an introduction to QUEEN // Boreas, 1999. - Vol. 28. – P. 3-5.
587. Thomas E.R., Wolff E.W., Mulvaney R. et al. The 8.2 ka event from Greenland ice cores // Quaternary Science Reviews, 2007. – Vol. 26. – P. 70–81.
588. Tobolski K. Holocene vegetational development based on the Kluki reference site in the Gardno Leba Plain // Acta Palaeobotanica, 1987. – Vol. 27. – P. 179-222.
589. Tobolski K. Palaeobotanical studies of the Eemian interglacial and early Vistulian, Wladislawow in vicinity of Turek // Quaternary Studies in Poland, 1986. – Vol. 7. – P. 91-101.
590. Tolonen K. Rhizopod analysis // Handbook of Holocene Paleoecology and Paleohydrology / B.E. Berglung (ed.). – Chichester: John Wiley & Sons, 1986. – P. 645–666.
591. Troels-Smith J. Stall-feeding and feel-manuring in Switzerland about 6000 years ago // Tools and Tillage, 1984. - Vol.5. - P. 13–25.
592. Turner C. 2002. Problems of the Duration of the Eemian Interglacial in Europe North of the Alps // Quaternary Research, 2002. – Vol. 58. – P. 45–48.
593. Turney C.S.M., Jones R.T. Does the Agulhas Current amplify global temperatures during superinterglacials? // Journal of Quaternary Science, 2010. – Vol. 25. – P. 839-843.
594. Tzedakis P.C.,Bennett K.D. Interglacial vegetation succession: a view from southern Europe // Quaternary Science Review, 1995. - Vol. 14. – P. 967-982.
595. Välranta M., Birks H., Helmens K.F., Engels S., Piirainen M. Early Weichselian interstadial (MIS 5c) summer temperatures were higher than today in northern Fennoscandia // Quaternary Science Reviews, 2009. – Vol. 28. – P. 777–782.
596. Välranta M., Blundell A., Charman D. Reconstructing peatland water tables using transfer functions for plant macrofossils and testate amoebae: a methodological comparison // Quaternary International, 2012. – Vol. 268. – P. 34-43.
597. Van Asch N., Kloos M.E., Heiri O. et al. The Younger Dryas cooling in northeast Germany: summer temperature and environmental change in the Friedländer Große Wiese region // Journal of Quaternary Science, 2012. – Vol. 27. – P. 531-543.
598. van Geel B. A palaeoecological study of Holocene peat bog sections in Germany and the Netherlands, based on the analyses of pollen, spores and macro- and microscopic remains of fungi, algae, cormophytes and animals // *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1978. – Vol. 25. – P. 1–120.
599. van Kolfschoten Th. The Eemian mammal fauna of central Europe // Netherlands Journal of Geosciences, 2000. – Vol. 79 (2/3). – P. 269-281.
600. Velichko A., Novenko E., Pisareva V. et al. Vegetation and climate change during Eemian in Central and East Europe: comparative analysis // Boreas, 2005. – Vol. 34. – P. 207-219.
601. Velichko A.A., Andreev A.A. Klimanov V.A. The dynamics of climate and vegetation in the tundra and forest zone during the Late Glacial and Holocene // Quaternary International, 1997. – Vol. 41-42. – P. 71–96.
602. Velichko A.A., Borisova O.K., Gurtovaya Ye.Ye., Zelikson E.M. Climatic Rhythm of the Last Interglacial in Northern Eurasia // Quaternary International, 1991. – Vol. 10-12. – P. 191-213.
603. Velichko A.A., Catto N., Drenova et al. Climate changes in East Europe and Siberia at the late glacial-Holocene transition // Quaternary International, 2002. – Vol. 91. – P. 75–99.

604. Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V. et al. Glaciations of the East European Plain. Distribution and Chronology // *Developments in Quaternary Science*, 2011. – Vol. 15. – P. 337-359.
605. Vinther B.M., Clausen H.B., Johnsen S.J., et al. A synchronized dating of three Greenland ice cores throughout the Holocene // *Journal of Geophysical Research*, 2006. – Vol. 111. – D13102.
606. Voigt R.; Gröger E., Baier J., Meischner D. Seasonal variability of Holocene climate: a palaeolimnological study on varved sediments in Lake Jues (Harz Mountains, Germany) // *Journal of Paleolimnology*, 2008. – Vol. 40(4). – P. 1021-1052.
607. Vorren K.-D. The impact of early agriculture on the vegetation of Northern Norway. - A discussion of antropogenic indicators in pollen diagrams // *Antropogenic indicators in pollen diagrams* / Behre K.-E. (ed.). - Rotterdam-Boston: Balkema, 1986. - P. 1 - 18.
608. Vuorela I. Palynological and historical evidence of slash-and-burn cultivation in South Finland // *Antropogenic indicators in pollen diagrams* / Behre K.-E. (ed.). - Rotterdam-Boston: Balkema, 1986. - P. 53 – 64.
609. Vuorela I. Relative pollen rain around cultivated fields // *Acta Botanica Fennica*, 1973. - Vol. 102. - P. 1–27
610. Wainer K., Genty D., Blamart D. et al. Speleothem record of the last 180 ka in Villars cave (SW France): Investigation of a large $\delta^{18}\text{O}$ shift between MIS6 and MIS5 // *Quaternary Science Reviews*, 2011. – Vol. 30. – P. 130-146.
611. Walker M., Johnsen, S., Rasmussen S.O. et al. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records // *Journal of Quaternary Science*, 2009. – Vol. 24(1). – P. 3–17.
612. Walker M.J.C., Bohncke S.J.P., Coope G.R. et al. The Devensian/Weichselian Late-glacial in northwest Europe (Ireland, Britain, north Belgium, The Netherlands, northwest Germany) // *Journal of Quaternary Science*, 1994. – Vol. 9. – P. 109–118.
613. Walker M.J.C., S. Björck S., Lowe J.J. et al. Isotopic “events” in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene // *Quaternary Science Reviews*, 1999. – Vol. 18. – P. 1143-1150.
614. Walkling A.P., Coope G.R. Climate reconstructions from the eemian/Early Weichselian transition in central Europe based on the coleopteran record from Groebern (Germany) // *Boreas*, 1996. – Vol. 25. - P. 145-159.
615. Wang Y.J., Cheng H., Edwards R.L., et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China // *Science*, 2001. – Vol. 294. – P. 2345-2347.
616. Wanner H., Beer J., Butikofer J. et al. Mid- to Late Holocene climate change: an overview // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 1791–1828.
617. Wennrich V., Wagner B., Melles M., Morgenstern P. Late Glacial and Holocene history of former Salziger See, Central Germany, and its climatic and environmental implications // *International Journal of Earth Science*, 2005. – Vol. 94. – P. 275–284.
618. Wijmstra, T.A., Groenhard, M.C. Record of 700,000 years vegetation history in Eastern Macedonia (Greece) // *Revista de la Academia Colombiana de ciencias exactas, físicas y naturales*, 1983. – Vol. 15 (58). – P. 87-98.
619. Williams J.W., Shuman B. Obtaining accurate and precise environmental reconstructions from the modern analog technique and North American surface pollen dataset // *Quaternary Science Reviews*, 2008. – Vol. 27. – P. 669–687
620. Winograd I.J., Landwehr, J.M., Ludwig K.R. et al. Duration and Structure of the Past Four Interglaciations // *Quaternary research*, 1997. – Vol. 48. – P. 141–154.

621. Wohlfarth B., Lacourse T., Bennike O. et al. Climatic and environmental changes in north-western Russia between 15,000 and 8000 cal yr BP: a review // *Quaternary Science Reviews*, 2007. – Vol. 26. – P. 1871–1883.
622. Wohlfarth B., Tarasov P., Bennike O. et al. Late glacial and Holocene palaeoenvironmental changes in the Rostov-Yaroslavl' area, West Central Russia // *Journal of Paleolimnology*, 2006. – Vol. 35. – P. 543–569.
623. Woillard G.M. Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years // *Quaternary Research*, 1978. – Vol. 9. – P. 1-21.
624. Wolf L., Alexowsky W. Fluvatile und glaziäre Ablagerungen und äussersten Rand der Elster- und Saalevereisung; die spätertäre und quartäre Geschichte des sächsischen Elbgebietes. *Altenburger Naturwiss. Forsch.*, 1994. – A. 7. – P. 190-235.
625. Wolfe B.B., Edwards T.W.D., Aravena R. Changes in carbon and nitrogen cycling during tree-line retreat recorded in the isotopic content of lacustrine organic matter, western Taimyr Peninsula, Russia // *The Holocene*, 1999. – Vol. 9. – P. 215-222.
626. Wu H., Guiot J., Brewer S., Guo Z. Climatic changes in Eurasia and Africa at the last glacial maximum and mid-Holocene: reconstruction from pollen data using inverse vegetation modeling. *Climate Dynamics*, 2007. – Vol. 29. – P. 211–229.
627. Yuan D. Cheng H., Edwards R. L. et al. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon // *Science*, 2004. – Vol. 304. – P. 575-578
628. Zagwijn W.H. An analysis of Eemian climate in western and central Europe. *Quaternary Science Reviews*, 1996. - Vol. 15. – P. 451-469.
629. Zagwijn W.H. Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen records of indicator species // *Vegetation History and Archaeobotany*, 1994. – Vol. 3. – P. 65-88.
630. Zagwijn W.H. Vegetation and climate during warmer intervals in the late Pleistocene of Western and Central Europe // *Quaternary International*, 1989. - Vol. 3/4. – P. 57-67.
631. Zagwijn, W.H. Sea-level changes in the Netherlands during the Eemian. *Geologie en Mijnbouw*, 1983. – Vol. 62. – P. 437-450.
632. Zelikson E.M. Climate and environment changes of East Europe during interstadials and interglacials of the Middle and Late Pleistocene // *Climate and environment changes of East Europe during Holocene and Late – Middle Pleistocene. Research materials for IGU Conference "Global Changes and Geography"*. - Moscow: Inst. of Geography RAS, 1995. - P. 80–92.
633. Zelikson E.M. The flora and vegetation in Europe during the Alleröd // *Quaternary International*, 1997. - Vol. 41–42. - P. 97–101
634. Zernitskaya V., Mikhailov N. (2009) Evidence of early farming in the Holocene pollen spectra of Belarus // *Quaternary International*, 2009. – Vol. 203. – P. 91-104.
635. Zyuganova I. S. Upper Pleistocene Carpological Assemblages from the South of the Valdai Upland // *Paleontological Journal*, 2009. - Vol. 43. - No. 10. -P. 1351–1362.