

УДК 551.89:550.93

ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МИКУЛИНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ОПОРНОГО РАЗРЕЗА У д. НИЖНЯЯ БОЯРЩИНА, СМОЛЕНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

© 2022 г. Ф. Е. Максимов^{a, *}, Л. А. Савельева^a, С. С. Попова^b, И. С. Зюганова^c, В. А. Григорьев^a, С. Б. Левченко^a, А. Ю. Петров^a, А. П. Фоменко^a, Л. А. Панкратова^a, В. Ю. Кузнецов^{a, d}

^aСанкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

^bБотанический институт им. В.Л. Комарова Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

^cИнститут географии РАН, Москва, Россия

^dРоссийский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена, Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: maksimov-fedor@yandex.ru

Поступила в редакцию 16.07.2021 г.

После доработки 07.02.2022 г.

Принята к публикации 12.02.2022 г.

Отложения микулинского (предпоследнего) межледникового хорошо выделяются по данным палинологического, палеокарпологического и других видов анализа и поэтому служат важным стратиграфическим репером в верхней части чехла четвертичных отложений, однако относительно объема этого межледникового согласие до сих пор не достигнуто, а хронологические рамки относимых к нему отложений дискутируются в интервале от 15 до 70 тыс. лет. Основная цель настоящего исследования состояла в получении точных количественных оценок возраста отдельных этапов микулинского межледникового по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования и палеоботанического изучения органогенных отложений известного опорного разреза “Нижняя Боярщина”. Выбор данного разреза связан с наличием достаточно мощной органосодержащей толщи и полноты отражения фаз последнего межледникового. Был применен усовершенствованный геохронологический подход. На основе экспериментальных радиохимических данных идентифицированы органогенные слои пригодные для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного приближения. Сопряженные детальные палинологические и карпологические исследования озерно-болотной толщи позволили определить 91 таксон ископаемой флоры (59 + 32) и выявить смену фаз развития растительности в течение микулинского межледникового. В итоге осуществлено $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование трех участков озерно-болотных отложений, соответствующих узким временным интервалам развития растительных формаций на разных этапах последнего межледникового. Гиттии в диапазоне глубин 3.03–2.89 м, соотношенные со второй половиной пылевой зоны М1, формировались в конце переходного этапа от оледенения к началу микулинского межледникового ~130–126 тыс. лет назад. Слои торфа в интервале глубин 1.65–1.83 м отлагались ~110–108 тыс. лет назад и соответствуют первой половине пылевой зоны М5, т.е. началу климатического оптимума микулинского межледникового. Верхняя часть отложений торфа на глубине 1.37–1.19 м образовалась ~102–97 тыс. лет назад и сопоставляется с пылевой зоной М6, отражающей вторую половину климатического оптимума. Продолжительность периода развития растительности, соответствующего интервалу М1–М6 микулинского межледникового, включает подстадии МИС-5е, МИС-5d и частично МИС-5с и составляет, приблизительно, 25–30 тыс. лет. Полученные результаты свидетельствуют о перспективности применения данного комплексного подхода для установления хронологии последнего межледникового.

Ключевые слова: Русская равнина, органогенные отложения, геохронология, микулинское межледниковье, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метод датирования, палинологический и карпологический анализы, фазы развития растительности

DOI: 10.31857/S2587556622030116

ВВЕДЕНИЕ

С учетом происходящих в последние десятилетия климатических изменений актуальными становятся детальные реконструкции природной

среды не только в голоцене, но и во время последнего (микулинского) межледникового и его аналогов. Сопоставление последнего и современного межледниковых периодов является перспектив-

ным для выявления долгосрочных и среднесрочных тенденций изменения климата и связанных с ними природных событий в будущем.

Изучение микулинского межледникового началось более чем полвека назад, и за это время был накоплен большой массив разнообразных данных. При этом ряд ключевых вопросов так и остался нерешенным. К одному из них относится проблема установления хронологии межледникового и его отдельных фаз. Оценка возрастных границ этого периода на Русской равнине в основном базируется на косвенных данных, поскольку прямые определения количественного возраста соответствующих отложений единичны или вовсе отсутствуют. Как правило, временные характеристики микулинского (а также эемского — как ближайшего аналога) термохрона принимают исходя из сопоставления с изотопно-кислородными данными по глубоководным океаническим колонкам и ледовым кернам (Kukla et al., 2002; NEEM ..., 2013 и др.). Доминирует точка зрения о соответствии последнего межледникового морской изотопно-кислородной подстадии МИС-5e (Палеоклиматы ..., 2009 и др.; Litt and Gibbard, 2008). Поэтому даже единичные прямые геохронометрические данные чаще всего трактуются с этих позиций. Так, в Александровском карьере около г. Курска получены ОСЛ датировки 127 ± 8 и 115 ± 7 тыс. лет для подстилающих и перекрывающих рышковскую палеопочву отложений. На основании этого возраста делается вывод о соответствии микулинского межледникового подстадии МИС-5e (Sycheva et al., 2020).

Имеются и другие представления о временных границах последнего межледникового. По данным изучения озерных отложений с годичной слоистостью в Южной Италии эемское межледниковье имеет протяженность во времени 17.7 ± 0.2 тыс. лет, включая подстадии МИС-5e и частично МИС-5d (Brauer et al., 2007). Для разреза Vevais в северо-восточной Германии, получены ОСЛ датировки 126 ± 16 и 108.9 ± 7.8 тыс. лет по отложениям, вмещающим эемские озерные осадки, что условно подтверждает предыдущее заключение (Lüthgens et al., 2011).

Рассматриваются и более продолжительные интервалы времени. Хелменс и др. (Helmens, 2014), базируясь на анализе спорово-пыльцевых записей из длинных последовательностей отложений на севере Финляндии и других регионов, включает в межледниковье всю МИС-5. По данным массового датирования раковин моллюсков и вмещающих отложений Северной Евразии с применением ЭПР (электронно-парамагнитный резонанс) и ИК-ОСЛ (инфракрасная оптически стимулированная люминесценция) методов сделано предположение о том, что период относительно высокого уровня моря и накопления озер-

ных межледниковых осадков соответствует интервалу примерно от 145–140 до 70 тыс. лет назад (Молодьков, Болиховская, 2011; Molodkov and Bolikhovskaya, 2009). На основе корреляции этих данных с результатами палинологического изучения лессово-почвенных толщ в ряде опорных разрезов Восточно-Европейской равнины дано заключение о том, что микулинское (эемское) межледниковье, захватывая часть МИС-6 и всю МИС-5, продолжалось около 70–75 тыс. лет.

Для идентификации микулинских/эемских отложений большинство исследователей использует палеоботанические материалы. Еще в 1961 г. на основе изменения состава спорово-пыльцевых спектров и в соответствии со стратиграфической последовательностью отложений для Русской равнины выделены характерные пыльцевые зоны М1–М8, представляющие полный объем микулинского межледникового в данном регионе (Гричук, 1961). До сих пор они являются надежными критериями для установления межледниковых условий и хорошо сопоставляются (Новенко, 2016) с пыльцевыми зонами эемского межледникового в Западной и Центральной Европе (Menke and Tynni, 1984). Наиболее представительная палеоботаническая информация о последнем межледниковом периоде может быть извлечена из погребенных континентальных органогенных отложений, которые в свою очередь могут быть непосредственно датированы $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом. Поэтому одними из наиболее важных для решения вопросов его хронологии являются комплексные исследования органогенных отложений, включающие палеоботаническое изучение и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование.

В пределах Русской равнины и сопредельных территорий с применением этого подхода нами изучено несколько разрезов: Микулино (Смоленская обл.), Мурава (Республика Беларусь) и Фили (Москва) (Кузнецов, Максимов, 2012; Максимов, Кузнецов, 2010). Общий интервал $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста с учетом погрешностей охватывал временной диапазон 117–96 тыс. лет назад и по палеоботаническим данным соответствовал всему микулинскому межледниковью. Позже нами проводилось геохронометрическое изучение погребенного торфяника и почвенного горизонта из известного разреза Черемошник в Ярославской области (Rusakov et al., 2015, 2019). $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировки по данным спорово-пыльцевого анализа относились к начальной фазе микулинского межледникового — $130 \pm 11/9$ тыс. лет (L/L), $117 \pm 8/7$ тыс. лет (TSD) и к его средней части — $114 \pm 12/9$ тыс. лет (L/L), $115 \pm 16/12$ тыс. лет (TSD). Близкие $^{230}\text{Th}/\text{U}$ даты получены для трех торфяников в Северо-Восточной Германии и сопоставлялись с первой половиной и средней частью эемского межледникового (Böerner et al., 2015, 2018; Rother et al., 2019).

Следует отметить, что на основе полученных нами ранее $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировок оценить временной интервал микулинского/эемского межледниковья весьма сложно. Однако основная цель тех работ состояла в определении хроностратиграфического положения и условий формирования отложений, а не в установлении временных границ самого межледниковья. Для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования брались образцы, относящиеся к разным пыльцевым зонам и не являющиеся в геологическом смысле одновозрастными, что ограничивало точность применяемого изохронного приближения. Тем не менее, даже эти полученные результаты свидетельствуют о перспективности подобных исследований для решения вопросов хронологии микулинского межледниковья.

В настоящей работе для детализации хроностратиграфического положения органогенных отложений предлагается использовать усовершенствованный подход. На основе экспериментальных данных о распределении содержаний изотопов U и Th и их отношений активностей по вертикальному профилю отложений могут быть идентифицированы узкие участки, пригодные для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного датирования. Для выявления последовательной смены фаз микулинского межледниковья проводится палеоботаническое изучение отложений. Все это в совокупности позволяет определить $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст органогенных слоев, соответствующих узким временным интервалам развития растительных формаций на разных этапах последнего межледникового периода.

С учетом вышеизложенного основная цель данного исследования состояла в получении точных количественных оценок возраста отдельных этапов микулинского межледниковья по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования и палеоботанического изучения органогенных отложений известного опорного разреза “Нижняя Боярщина” (Смоленская обл.).

ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Разрез “Нижняя Боярщина”, расположенный в нижней части первой надпойменной террасы на левом берегу р. Каспля (Смоленская обл.), является гипостратотипом микулинского межледниковья (Гричук, 1961; Чеботарева и др., 1954). Наличие достаточно мощной органогенной толщи и полноты отражения отдельных фаз микулинского межледниковья является несомненным преимуществом данного разреза для изучения в рамках предложенного подхода.

В ходе полевых работ в сентябре 2020 г. на разрезе “Нижняя Боярщина” ($55^{\circ}19.119'$ с.ш., $30^{\circ}56.189'$ в.д.) нами были вскрыты органогенная толща и вмещающие ее отложения. Для максимального удаления от дневной поверхности зачистка производилась не менее чем на 0.5–1 м в

глубину. За 0 м принят уровень, расположенный на высоте 5 м над урезом воды р. Каспля. В расчистке сверху вниз представлены следующие слои (рис. 1):

- 1) 0–0.35 м – глина серовато-коричневая с пятнами ожелезнения;
- 2) 0.35–0.50 м – песок светло-желтый с гравием;
- 3) 0.50–1.10 м – алевритистая гиттия светло-коричневого цвета;
- 4) 1.10–1.71 м – торф коричневый, плитчатый, в нижней половине наблюдаются светло-коричневые прослои;
- 5) 1.71–1.85 м – торф темно-коричневый, низинный, встречаются гнезда песка;
- 6) 1.85–2.31 м – гиттия темно-серая, оскольчатая;
- 7) 2.31–3.05 м – гиттия серая, с коричневыми прослоями, очень плотная, нижняя (13–15 см) часть с зеленоватым оттенком и опесчаненная;
- 8) 3.05–3.45 м (видимая мощность) – песок мелкозернистый, светло-серый, с ожелезнением по верхней границе слоя и с желтыми прослоями ниже.

Для верхних трех слоев отмечено присутствие корней современной растительности.

Влажность отложений разреза весьма низкая, поскольку грунтовые воды фактически находились на уровне подошвы вскрытой толщи (т.е. внизу слоя 8). Относительная влажность органогенных отложений не превышает 50–60% для торфа и оскольчатой гиттии и 30–35% для нижней гиттии.

Из органогенной толщи и вмещающих ее отложений были отобраны образцы с разрешением 2–5 см на разные виды анализов: палеоботанические, определение потерь при прокаливании (ППП) и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Необходимая геохронологическая информация получена с применением $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования и палеоботанического (спорово-пыльцевой и палеокарпологического анализы) изучения осадочной толщи разреза.

Уран-ториевый метод. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метод применяется для датирования природных объектов в диапазоне возраста от нескольких до 300–350 тыс. лет. Его использования связывается с двумя основными предпосылками (Максимов, Кузнецов, 2010; Geyh, 2001; и др.).

1) В момент своего формирования (момент времени $t = 0$) отложения включают только U, из которого со временем в результате радиоактивного распада накапливается дочерний изотоп ^{230}Th .

2) Датироваемые отложения в постседиментационное время представляют собой закрытую ра-

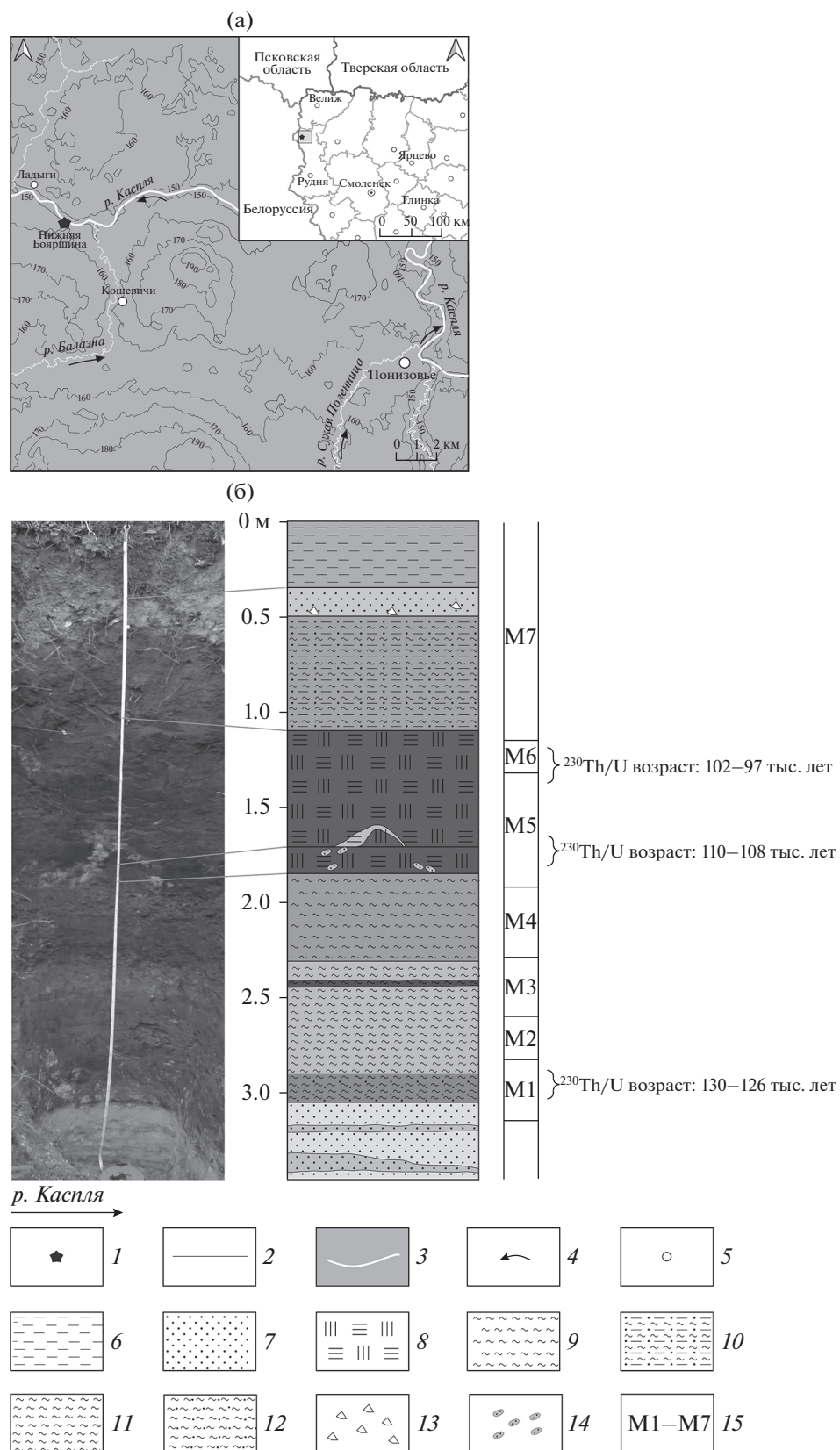


Рис. 1. Расположение разреза “Нижняя Боярщина” (а) и строение органогенной толщи и вмещающих ее отложений (б). 1 – положение разреза; 2 – изогипсы; 3 – гидросеть; 4 – направление течения реки; 5 – населенный пункт; 6 – глина; 7 – песок мелкозернистый; 8 – торф; 9 – гиттия оскольчатая; 10 – гиттия алевритистая; 11 – гиттия плотная; 12 – гиттия плотная песчанистая; 13 – гравий; 14 – гнезда песка; 15 – пылевые зоны микулинского межледниковья.

диометрическую систему относительно изотопов U и Th.

При условии выполнения этих допущений возраст отложений может быть рассчитан из экспериментальных отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ по уравнению Кауфмана и Брокера (Kaufman and Broecker, 1965).

Для органогенных отложений ситуация несколько усложняется, поскольку они включают в свой состав органическую и минеральную компоненты. В момент $t = 0$ органическая составляющая аккумулирует из природной среды гидрогений U, из которого со временем образуется ^{230}Th , и при условии выполнения второй предпосылки метода именно эта фракция является датируемой. Однако количественный анализ изотопов U и Th только для этой фракции, как правило, не может быть выполнен, так как при химической обработке образцов практически всегда затрагивается минеральная часть. Соответственно, экспериментальные данные “отягощены” минеральным изотопным загрязнением (^{234}U , ^{238}U , ^{230}Th , ^{232}Th), которое количественно идентифицируется по наличию в образцах ^{232}Th . Для введения коррекции применяется изохронное приближение, которое основывается на количественном определении изотопов U и Th в серии разновозрастных образцов (Максимов, Кузнецов, 2010; Geyh, 2001; Maksimov et al., 2012). Условия возможности его применения могут быть сформулированы следующим образом.

1. Одновозрастные образцы состоят из органической и минеральной (детритной) фракций. В момент $t = 0$ формирующаяся органическая фракция аккумулирует из природной среды только U (с одним и тем же отношением активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ для всех образцов), из которого со временем в результате радиоактивного распада образуется ^{230}Th .

2. Детритная фракция на момент $t = 0$ уже существует, и отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$, $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ в ней не меняются от образца к образцу, так как предполагается, что должен быть один источник первичного ториевого загрязнения.

3. Изменения отношений активностей изотопов U и Th в разновозрастных образцах связываются только с разными пропорциями органической и минеральной фракций.

4. Одновозрастные образцы в постседиментационное время являются закрытыми радиометрическими системами относительно изотопов U и Th.

При соблюдении этих положений в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ — $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ могут быть построены линейные зависимости, определены изотопные отношения $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в датируемой органической фракции, не

содержащей ^{232}Th , и рассчитан изохронный возраст отложений.

Для количественного определения изотопов U и Th предварительно высушенные и озоленные при температуре 600°C образцы полностью переводились в раствор посредством последовательной обработки в разных кислотах (TSD-модель) согласно радиохимической методике (Максимов, Кузнецов, 2010). Эта методика предполагала и одновременное определение потерь при прокаливании (ППП). Модель полного растворения образцов (TSD) позволяет получить исчерпывающую информацию об изотопном составе образцов и, соответственно, корректно применять изохронное приближение. Мы использовали две основные методики расчета изохронного возраста.

Линейная методика. Аналитические данные серии пригодных для датирования разновозрастных образцов дают в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ — $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ линейную зависимость. Отношение активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в органической фракции отдельного образца может быть найдено с использованием параметров линейной регрессии (Максимов, Кузнецов, 2010; Geyh, 2008):

$$\left(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}\right)_i^{\text{орг}} = \left(^{230}\text{Th}_i - f^{232}\text{Th}_i\right)/^{234}\text{U}_i, \quad (1)$$

где $^{230}\text{Th}_i$, $^{232}\text{Th}_i$, $^{234}\text{U}_i$ — удельные активности в i -ом образце, f — коррекционный индекс, равный отсекаемому прямой линией отрезку на оси ординат и позволяющий извлечь из аналитических данных величину детритного (“первичного”) ториевого загрязнения.

Аналогичным образом из линейной регрессии в координатах $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ — $^{238}\text{U}/^{232}\text{Th}$ может быть рассчитано отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в органической фракции каждого из серии разновозрастных образцов.

$$\left(^{234}\text{U}/^{238}\text{U}\right)_i^{\text{орг}} = \left(^{234}\text{U}_i - g^{232}\text{Th}_i\right)/^{238}\text{U}_i, \quad (2)$$

где $^{234}\text{U}_i$, $^{238}\text{U}_i$, $^{232}\text{Th}_i$ — удельные активности в i -ом образце, g — коррекционный индекс, равный отсекаемому прямой линией отрезку на оси ординат (может иметь отрицательное значение, если отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в органической фракции больше, чем в детритной).

Погрешности (σ) полученных значений $\left(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}\right)_i^{\text{орг}}$, $\left(^{234}\text{U}/^{238}\text{U}\right)_i^{\text{орг}}$ рассчитывались по закону накопления ошибок.

Далее согласно методике (Максимов, Кузнецов, 2010, с. 100–101) из значений $\left(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}\right)_i^{\text{орг}} \pm \sigma_i$ и $\left(^{234}\text{U}/^{238}\text{U}\right)_i^{\text{орг}} \pm \sigma_i$ рассчитывался детритно-корректированный возраст $T_i \pm \sigma_i$ органической фазы для каждого образца. Средневзвешенное значение из набора $T_i \pm \sigma_i$ является изохронным воз-

растом слоя отложений в интервале глубин выбранных разновозрастных образцов. Его погрешность $\pm 1\sigma$ рассчитывалась в соответствии с распределением Гаусса.

Важно отметить, что основной вклад в коррекции аналитических данных связан с определением значений $(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U})_i^{\text{орг}}$, т.е. вычитанием из них величины “первичного” ториевого загрязнения. Тогда как расчет значений $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_i^{\text{орг}}$ необходим только при одновременном наличии двух условий: существенных расхождениях этого отношения активностей в органической и детритной фракциях и возрасте отложений ≥ 50 –60 тыс. лет. В иных случаях вполне достаточно использовать экспериментальные значения $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_i$.

Нелинейная методика. Она основана на минимизации разброса скорректированных датировок для серии разновозрастных образцов, что может быть осуществлено с помощью подбора значения f (Максимов и др., 2019; Максимов, Кузнецов, 2010; Geyh, 2008). Для каждого значения f (в диапазоне значений f , пригодных для расчета возраста) согласно уравнению (1) производится простая коррекция аналитических данных i -х образцов (число образцов $i = 1, \dots, n$). Из полученных значений $(^{230}\text{Th}/^{234}\text{U})_i^{\text{орг}}$ и экспериментальных значений $(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_i$ рассчитываются T_i , их среднее арифметическое значение T , дисперсия $S^2 = (\Sigma(T_i - T)^2)/(n - 1)$ и относительная погрешность $d = S/T$. В координатах d – f образуется вогнутая кривая. Изохронный возраст и его погрешность $T \pm S$ определяются для значения f , которое соответствует точке минимума данной кривой.

Нелинейная методика отличается своей простотой и отсутствием сложностей, связанных с возможностью использования разных модификаций метода наименьших квадратов в линейных способах расчета. Необходимо отметить следующее важное обстоятельство. Если смоделировать идеальные условия для реализации изохронного приближения, то коэффициенты линейных зависимостей в этом случае равны единице, а возраст, рассчитанный согласно линейной и нелинейной методикам, будет иметь одно и то же значение.

Применение обеих методик для одних и тех же серий разновозрастных образцов обеспечивало надежность датирования узких временных интервалов.

Спорово-пыльцевой анализ. Методика проведения спорово-пыльцевого анализа (СПА) состоит из предварительной химической подготовки образцов, определения и подсчета ископаемых пыльцы и спор, статистической обработки полученных данных и представления их в виде спорово-пыльцевой диаграммы (СПД). Предваритель-

ная обработка проб выполнена для органогенных отложений с применением щелочного метода Л. фон Поста, а для минеральных отложений – сепарационного метода В.П. Гричука (Гричук, Заклинская, 1948; Moore et al., 1991). На заключительном этапе анализа была применена ультразвуковая очистка проб методом просеивания через сито с диаметром ячеек 7 мкм (Свупар et al., 1979). СПА был выполнен для 58 образцов в интервале 3.45–0.60 м с дискретностью 4–6 см. При построении СПД процентное содержание каждого пылевого и спорового таксона было рассчитано от суммы пыльцы наземных растений за исключением водных. Границы палинозон проведены с использованием кластерного анализа программы CONISS (Grimm, 1987). Определение микрофоссилий проводилось при помощи атласов (Бобров и др., 1983; Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Moore et al., 1991; и др.) и постоянной коллекции современной пыльцы СПбГУ.

Палеокарпологический анализ. Лабораторная обработка для палеокарпологического анализа органогенных отложений проводилась по стандартной методике (Никитин, 1969). Образцы вымачивали в водном растворе кальцинированной соды и промывали через лабораторные сита с диаметром ячеек 0.25 мм. Определение ископаемых макроостатков проводилось при помощи стереомикроскопа Stemi 2000 и с помощью атласов (Величkevich, 1982; Домбровская и др., 1959; Кац и др., 1965; Velichkevich and Zastawniak, 2006, 2008), современные коллекции семян БИН им. Комарова РАН также привлекались для сравнения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ 2020 г. было установлено, что строение центральной части разреза “Нижняя Боярщина”, включающей органогенную толщу и вмещающие ее отложения, изменилось с середины прошлого века (Гричук, 1982, 1989; Чеботарева, 1954). Расхождения в основном связаны с мощностью органогенных осадков. В целом же было подтверждено, что во время их накопления доминировали условия озерной седиментации, прерывающиеся в средней части кратковременным образованием болотных отложений (Гричук, 1989).

Рассмотрим результаты радиоизотопного и палеоботанического изучения разреза “Нижняя Боярщина”.

$^{230}\text{Th}/\text{U}$ ДАТИРОВАНИЕ

Проведено определение содержания изотопов U и Th в 63 образцах, отобранных по всему вертикальному профилю органогенной толщи и подстилающих ее отложений (интервал 0.6–3.20 м).

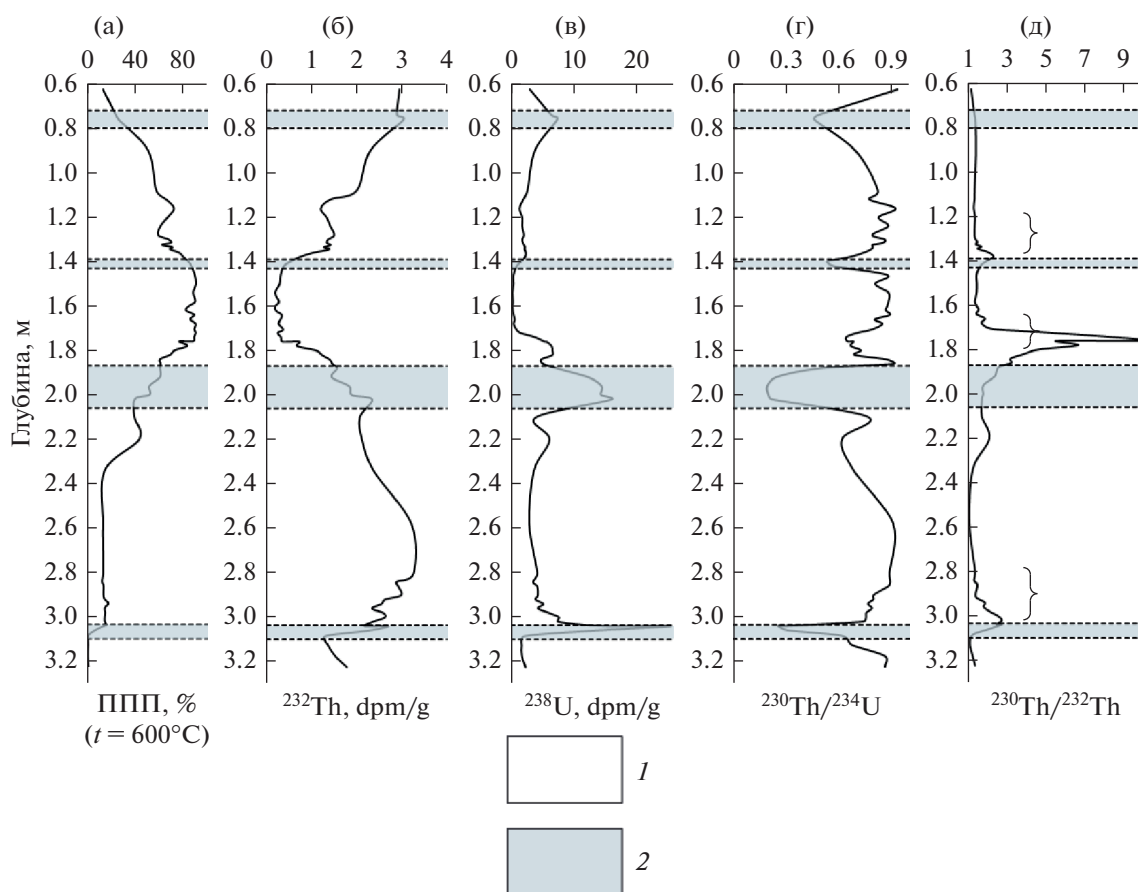


Рис. 2. Распределение органического вещества (ППП — потери при прокаливании), U и отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ по вертикальному профилю озерно-болотной толщи разреза “Нижняя Боярщина”. Фигурными скобками показаны участки, выбранные для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного датирования. 1 — закрытая радиометрическая система; 2 — геохимический барьер (открытая радиометрическая система).

Оценка возможности применения изохронного приближения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода на разных стадиях озерно-болотного осадконакопления проведена на основе анализа графиков распределения ППП, содержания изотопов U, Th и их соотношений по вертикальному профилю отложений (рис. 2).

Величина ППП в целом близка содержанию органического вещества в отложениях, поскольку их карбонатность весьма незначительна. Наибольшее количество органического вещества относится к слоям торфа (см. рис. 2а). Вариации U в толще в целом довольно слабо коррелируют с изменениями количества органического вещества. Тогда как содержание Th (^{232}Th) уменьшается с увеличением органического вещества (см. рис. 2б), что указывает на его прямую связь с минеральной составляющей и, соответственно, подтверждает возможность применения изохронного приближения к этим органогенным отложениям.

Пригодные для датирования серии одновозрастных образцов отобраны с учетом совокупности нескольких критериев.

Первый из них заключался в выявлении отдельных участков толщи (по вертикальному профилю), которые могли быть отнесены к закрытым в постседиментационное время радиометрическим системам относительно U и Th. Для этого необходимо зафиксировать геохимические барьеры (открытые в постседиментационное время радиометрические системы), связанные с возможной миграцией водорастворимых форм U (миграция тория происходит в основном в составе взвесей и обломочного материала). Согласно графикам вертикального распределения (см. рис. 2в, г), в интервалах глубин 3.04–3.10, 1.87–2.06, 1.39–1.43 и 0.72–0.80 м были отмечены существенно пониженные значения отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и одновременно существенно повышенные содержания урана (за исключением 1.39–1.43 м). На этих глубинах, по всей видимости, происходило образование геохимических барьеров в результате постседиментационной аккумуляции отложениями водорастворимых форм U из окружающих вод. Это приводило к увеличе-

нию содержания U и к резкому уменьшению значений отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$.

Нижний барьер, по всей видимости, связан с изменением окислительно-восстановительной обстановки на границе слоев 7 и 8 (Алексеев, Алексеев, 2003). Грунтовые воды, протекающие через отложения песка, контактируют с глеевой зоной (нижняя зеленоватая часть слоя 7). При условии наличия свободного кислорода в водах происходит переход Fe^{+2} , содержащегося в гиттиях, в Fe^{+3} , который осаждается и, соответственно, на контакте песок–гиттия возникает т.н. ожелезнение. Кроме того, при смене окислительной обстановки (грунтовая вода) на восстановительную (глеевая зона) происходит аккумуляция (осаждение) водорастворимых форм U, поступающих с грунтовыми водами. Таким образом, в постседиментационное время формируется геохимический барьер с повышенными концентрациями U, и, соответственно пониженными значениями отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$. Следует отметить, что последняя величина является наилучшим индикатором барьера, поскольку зависит не только от количества поглощенного постседиментационного U, но и от момента времени его поступления (чем позже это происходит, тем меньше накапливается ^{230}Th , и соответственно, тем меньше значение отношения активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$). Этот нижний барьер фактически препятствует постседиментационному поступлению U в гиттию выше от контакта с песком.

Для вышележащих барьеров характерно следующее обстоятельство. Вероятно, постседиментационная сорбция U происходила при латеральном движении природных вод. Так, верхние слои немонолитной оскольчатой гиттии (1.87–2.06 м) характеризуются повышенными концентрациями U и пониженными значениями отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$, образуя геохимический барьер. По всей видимости, в постседиментационное время эти отложения являлись своеобразным “каналом” для субгоризонтальных потоков грунтовых вод. Расположенные еще выше геохимические барьеры, вероятно, могут отражать подобные процессы, в том числе связанные с проникновением корней современной растительности.

Соответственно, образцы, отнесенные к геохимическим барьерам, непригодны для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования. Тогда как образцы, отобранные на участках вне этих барьеров, предположительно могли сохраняться в постседиментационное время как закрытые радиометрические системы.

Второй критерий состоял в выборе отдельных отрезков вертикального профиля (вне геохимических барьеров), для образцов которых характерны существенные вариации значений отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (см. рис. 2д). Это

давало возможность построить линейные зависимости в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ с существенным размахом точек для каждого такого участка профиля.

Наконец, согласно третьему критерию, предполагалось, что отдельные серии одновозрастных образцов выбраны из достаточно узких интервалов глубин 0.1–0.2 м, что обеспечивало малочувствительные для $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода отличия в их возрасте.

С учетом вышеизложенного, нами рассмотрены аналитические данные для трех участков по вертикальному профилю 2.79–3.03, 1.65–1.79 и 1.19–1.37 м (табл. 1), которые соответствуют условиям обозначенных критериев. Необходимо отметить, что в некоторых из выбранных образцов отношение активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ чуть меньше единицы (см. табл. 1). Не исключено, что это может быть связано с небольшим постседиментационным преимущественным выщелачиванием ^{234}U при контакте отложений с окружающими водами согласно эффекту Чердынцева–Чалова (Чердынцев, Чалов, 1977). Однако фактически все эти значения отношения активностей $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ с учетом погрешности перекрывают единицу. Поэтому, вероятно, это обстоятельство (т.е. $^{234}\text{U}/^{238}\text{U} < 1$) связано в большей степени со статистическим фактором.

Для первых двух интервалов глубин 2.79–3.03 и 1.65–1.79 м приведено графическое представление о применении двух методик расчета изохронного возраста (рис. 3, 4). Дополнительно для выбора наиболее пригодных к $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронному датированию образцов использовались координаты $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ – $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (см. рис. 3в, 4в), как более чувствительные к линейности аналитических данных (Geyh, 2008). Некоторые образцы отклонялись от линейности, вероятно, по причине наличия несколько источников первичного ториевого загрязнения и исключались из рассмотрения. Кроме того показано, что образцы, отнесенные к геохимическим барьерам (открытым радиометрическим системам), кардинально отклоняются от линейных зависимостей в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ и $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ – $^{232}\text{Th}/^{234}\text{U}$ (см. рис. 3а, в, 4а, в).

Высокие коэффициенты корреляции являлись существенным доводом в пользу соответствия выбранных образцов предпосылкам изохронного приближения. Изохронные возрасты, рассчитанные по обоим методикам, хорошо согласуются между собой (табл. 2). В качестве оценки возраста использовался диапазон, являющийся общим для достоверных интервалов, полученных по каждой из них.

Таким образом, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронный возраст органогенных слоев равен:

Таблица 1. Результаты радиохимического анализа изотопов урана и тория в образцах органогенных отложений разреза “Нижняя Боярщина”

Глубина, м	ППП, %	²³⁸ U	²³⁴ U	²³⁰ Th	²³² Th	²³⁰ Th/ ²³⁴ U	²³⁴ U/ ²³⁸ U	²³⁰ Th/ ²³² Th
		расп/мин на г						
Интервал глубины 1.19–1.37 м								
1.19–1.21	67.4	1.8102± ± 0.0333	1.8271± ± 0.0336	1.5078± ± 0.0440	1.3284± ± 0.0394	0.8253± ± 0.0285	1.0093± ± 0.0159	1.1350± ± 0.0250
1.23–1.25	61.4	1.8085± ± 0.0371	1.7901± ± 0.0368	1.5747± ± 0.0401	1.4099± ± 0.0365	0.8797± ± 0.0288	0.9899± ± 0.0186	1.1169± ± 0.0227
1.27–1.29*	59.3	2.0761± ± 0.0503	2.1070± ± 0.0510	1.6631± ± 0.0411	1.4987± ± 0.0380	0.7893± ± 0.0273	1.0149± ± 0.0251	1.1097± ± 0.0265
1.29–1.31	67.9	1.8047± ± 0.0434	1.8201± ± 0.0438	1.5651± ± 0.0408	1.3601± ± 0.0365	0.8599± ± 0.0305	1.0085± ± 0.0243	1.1507± ± 0.0277
1.31–1.32*	70.2	1.9440± ± 0.0390	1.9505± ± 0.0392	1.6595± ± 0.0484	1.3289± ± 0.0404	0.8508± ± 0.0301	1.0034± ± 0.0189	1.2488± ± 0.0325
1.32–1.33	62.6	2.0879± ± 0.0365	2.1043± ± 0.0368	1.6616± ± 0.0446	1.4191± ± 0.0394	0.7896± ± 0.0253	1.0079± ± 0.0165	1.1709± ± 0.0299
1.33–1.34	71.2	2.2483± ± 0.0516	2.3158± ± 0.0529	1.8372± ± 0.0567	1.2670± ± 0.0418	0.7933± ± 0.0305	1.0300± ± 0.0216	1.4501± ± 0.0392
1.34–1.35	69.3	2.1941± ± 0.0441	2.2420± ± 0.0449	1.7511± ± 0.0445	1.3826± ± 0.0368	0.7810± ± 0.0253	1.0218± ± 0.0189	1.2665± ± 0.0288
1.35–1.37	76.8	2.4022± ± 0.0382	2.4632± ± 0.0390	1.8209± ± 0.0308	1.0233± ± 0.0190	0.7392± ± 0.0171	1.0254± ± 0.0230	1.7794± ± 0.0447
Интервал глубины 1.65–1.79 м								
1.65–1.67	86.1	0.6254± ± 0.0118	0.6228± ± 0.0117	0.5003± ± 0.0115	0.3053± ± 0.0082	0.8033± ± 0.0239	0.9958± ± 0.0192	1.6388± ± 0.0449
1.67–1.69	90.9	0.4637± ± 0.0120	0.4674± ± 0.0121	0.3956± ± 0.0097	0.2711± ± 0.0075	0.8464± ± 0.0301	1.0079± ± 0.0288	1.4590± ± 0.0418
1.69–1.72	89.8	0.8994± ± 0.0194	0.8912± ± 0.0193	0.7020± ± 0.0152	0.3628± ± 0.0093	0.7876± ± 0.0241	0.9909± ± 0.0209	1.9347± ± 0.0466
1.71–1.73	91.0	1.5309± ± 0.0326	1.5532± ± 0.0330	1.0953± ± 0.0289	0.2483± ± 0.0096	0.7052± ± 0.0239	1.0146± ± 0.0177	4.4109± ± 0.1563
1.73–1.75*	89.6	3.8616± ± 0.0669	3.8515± ± 0.0667	2.4692± ± 0.0467	0.3184± ± 0.0107	0.6411± ± 0.0165	0.9974± ± 0.0125	7.7548± ± 0.2448
1.75–1.77	88.7	5.3807± ± 0.1187	5.3576± ± 0.1183	3.4830± ± 0.0627	0.3493± ± 0.0104	0.6501± ± 0.0185	0.9957± ± 0.0137	9.9707± ± 0.2624
1.75–1.77	76.9	5.6718± ± 0.1208	5.7338± ± 0.1219	3.9194± ± 0.0806	0.7314± ± 0.0217	0.6836± ± 0.0202	1.0109± ± 0.0154	5.3588± ± 0.1386
1.77–1.79	83.9	6.4773± ± 0.1133	6.4943± ± 0.1136	4.3327± ± 0.1238	0.6738± ± 0.0237	0.6672± ± 0.0223	1.0026± ± 0.0083	6.4307± ± 0.1549
Интервал глубины 2.79–3.03 м								
2.79–2.81*	13.3	4.1810± ± 0.0806	4.1678± ± 0.0804	3.6933± ± 0.0820	3.2539± ± 0.0737	0.8861± ± 0.0261	0.9968± ± 0.0173	1.1350± ± 0.0198
2.83–2.85*	12.5	3.4942± ± 0.0629	3.5012± ± 0.0630	3.1176± ± 0.0699	2.8792± ± 0.0654	0.8904± ± 0.0256	1.0020± ± 0.0165	1.0828± ± 0.0203
2.87–2.89*	13.6	4.1794± ± 0.0821	4.1416± ± 0.0815	3.6466± ± 0.0929	2.9096± ± 0.0770	0.8805± ± 0.0283	0.9909± ± 0.0175	1.2533± ± 0.0268
2.89–2.91	13.6	4.3047± ± 0.0854	4.3346± ± 0.0858	3.4564± ± 0.0867	2.9734± ± 0.0766	0.7974± ± 0.0255	1.0069± ± 0.0185	1.1624± ± 0.0251
2.91–2.93	14.5	3.9227± ± 0.0830	4.0248± ± 0.0847	3.2046± ± 0.0748	2.6190± ± 0.0633	0.7962± ± 0.0250	1.0260± ± 0.0202	1.2236± ± 0.0248
2.93–2.95	17.6	5.1632± ± 0.1165	5.4252± ± 0.1216	4.1452± ± 0.1126	2.5417± ± 0.0746	0.7641± ± 0.0269	1.0507± ± 0.0191	1.6309± ± 0.0371
2.95–2.97	14.7	4.3062± ± 0.0927	4.6524± ± 0.0987	3.6612± ± 0.0737	2.3267± ± 0.0506	0.7870± ± 0.0230	1.0804± ± 0.0209	1.5736± ± 0.0277
2.97–2.99	14.9	6.0790± ± 0.0912	6.4008± ± 0.0954	4.8328± ± 0.1042	2.5805± ± 0.0609	0.7550± ± 0.0198	1.0529± ± 0.0112	1.8728± ± 0.0329
2.99–3.01	14.7	7.6522± ± 0.1185	8.0009± ± 0.1233	6.0251± ± 0.1019	2.6176± ± 0.0494	0.7531± ± 0.0172	1.0456± ± 0.0110	2.3017± ± 0.0306
3.01–3.03	14.7	7.5185± ± 0.1227	7.9672± ± 0.1291	5.8869± ± 0.1117	2.3424± ± 0.0509	0.7389± ± 0.0184	1.0597± ± 0.0121	2.5132± ± 0.0405

Примечание. * Образцы исключены из расчета изохронного возраста (объяснения в тексте и на рис. 3, 4).

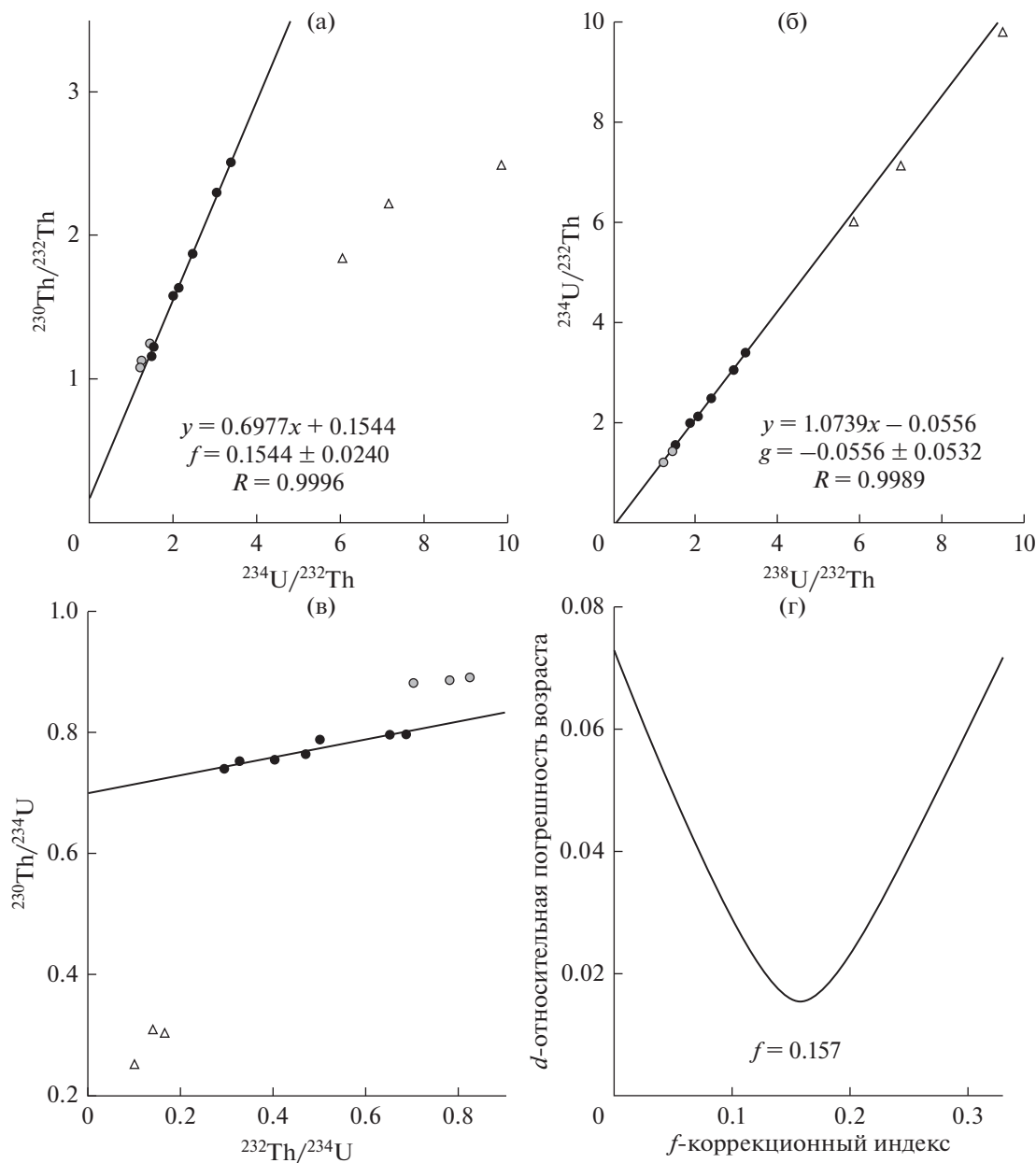


Рис. 3. Графическое представление об определении изохронного возраста согласно двум методикам расчета для органо-генных отложений разреза “Нижняя Боярщина”. (а), (б), (в) — линейные зависимости, построенные для 7 образцов гиттии с глубины 2.89–3.03 м. f , g — значения коррекционных индексов, с помощью которых рассчитывается изохронный возраст 7 образцов гиттии с глубины 2.89–3.03 м по линейной методике. ● — образцы гиттии с глубины 2.89–3.03 м; ○ — образцы гиттии с глубины 2.79–2.89 м, отклоняющиеся от линейности; △ — образцы гиттии и песка с глубины 3.03–3.07 м, отнесенные к геохимическому барьеру. (г) — нахождение значения f , необходимого для расчета изохронного возраста 7 образцов гиттии с глубины 2.89–3.03 м по нелинейной методике.

130–126 тыс. лет на глубине 2.89–3.03 м;

110–108 тыс. лет на глубине 1.65–1.79 м;

102–97 тыс. лет на глубине 1.19–1.37 м.

Для верхнего участка в интервале 1.19–1.37 м оценка радиоизотопного возраста является, вероятно, менее надежной по причине меньшей ам-

плитуды значений отношений активностей $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ (см. табл. 1, рис. 2д) и более низкого значения коэффициента линейной корреляции (см. табл. 2). Не исключено, что предпосылки изохронного приближения могли быть выполнены не в полной мере.

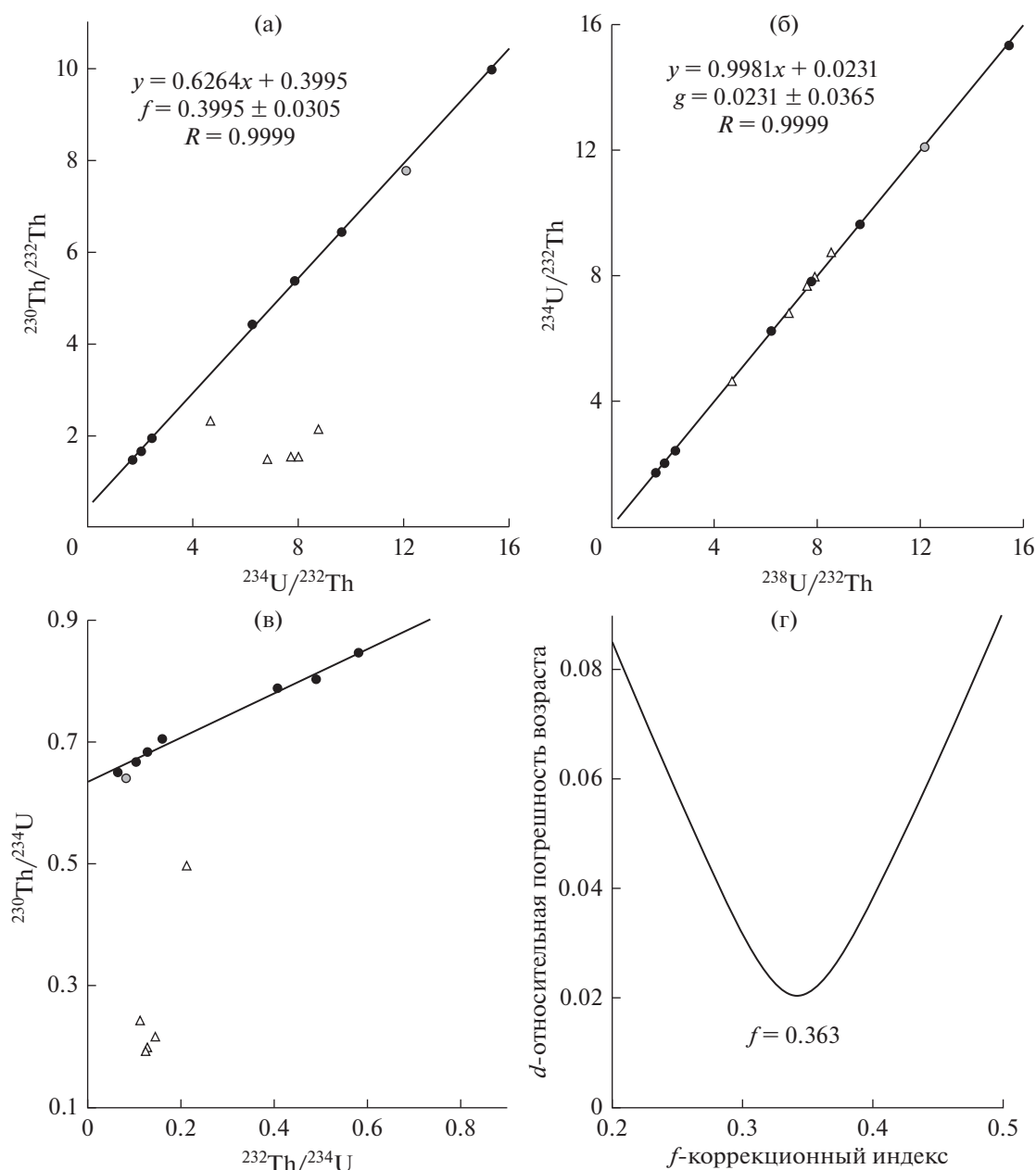


Рис. 4. Графическое представление об определении изохронного возраста согласно двум методикам расчета для органических отложений разреза “Нижняя Боярщина”. (а), (б), (в) — линейные зависимости, построенные для 7 образцов торфа с глубины 1.65–1.79 м. f , g — значения коррекционных индексов, с помощью которых рассчитывается изохронный возраст 7 образцов торфа с глубины 1.65–1.79 м по линейной методике; ● — образцы торфа с глубины 1.65–1.79 м, по которым построены линейные зависимости; ○ — образец торфа с глубины 1.73–1.75 м, отклоняющийся от линейности; △ — образцы гиттии с глубины 1.87–2.05 м, отнесенные к геохимическому барьеру; (г) — нахождение значения f , необходимого для расчета изохронного возраста 7 образцов торфа с глубины 1.65–1.79 м по нелинейной методике.

СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВОЙ АНАЛИЗ

В результате проведения СПА определены 59 пыльцевых и споровых таксонов. Построена диаграмма, выделены 8 пыльцевых зон и соответствующие им фазы развития растительности (рис. 5).

Палинозона (ПЗ) NB-1 (3.45–3.15 м). В спектрах господствует пыльца *Betula* sect. *Albae* (максимум 60%) с участием *Picea* (10–20%). Количество пыльцы трав составляет 20–30% и представлена в основном Роасеае, Суперасеае, *Artemisia*. Отличительной особенностью данной палинозоны является высокое содержание спор и пыльцы

Таблица 2. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронный возраст органических отложений в узких интервалах глубин

Интервал глубин, м	Возраст и доверительный интервал, тыс. лет		Общий диапазон возраста, тыс. лет
	линейная методика (R – коэфф. линейной коррел.)	нелинейная методика	
1.19–1.37	$100.6 \pm 4.6/4.1$ ($R = 0.9923$) 105–97	96.5 ± 5.3 102–91	102–97
1.65–1.79	$107.3 \pm 3.0/2.7$ ($R = 0.9999$) 110–105	109.8 ± 2.2 112–108	110–108
2.89–3.03	$127.6 \pm 3.7/3.3$ ($R = 0.9996$) 131–124	128.1 ± 2.0 130–126	130–126

хвойных дочетвертичных растений, которая составляет от 20 до 70%. Кроме того, можно отметить низкую насыщенность образцов микрофоссилиями.

ПЗ NB-2 (3.15–2.83 м). Возрастает количество пыльцы *Picea* (до 35%) и травянистых растений (до 30–60%), включая *Roaceae*, *Cyperaceae*, *Artemisia* и *Chenopodiaceae*. Прибрежно-водная растительность представлена пылью *Sparganium*, *Myriophyllum* и *Typha*. В небольшом количестве обнаружены споры *Botrychium* cf. *lunaria*, *Selaginella selaginoides* и *Equisetum*. Резко возрастает общее количество пыльцы и спор.

ПЗ NB-3 (2.83–2.60 м). Содержание пыльцы трав снижается до 20%. В спектрах господствует пыльца таких древесных таксонов как *Pinus* (25–45%), *Picea* (10–15%) и *Betula* sect. *Albae* (10–20%). Среди прибрежно-водной растительности появляется пыльца *Menyanthes*, *Nuphar* и *Nymphaeaceae*. В группе споровых растений отмечены только споры *Botrychium* cf. *Lunaria* и *Equisetum*.

ПЗ NB-4 (2.60–2.29 м). В спектрах господствует пыльца *Pinus* и *Betula* sect. *Albae* и составляет от 20 до 50%. Пыльца *Picea* постепенно выпадает из состава спектров, продолжает снижаться количество пыльцы трав. Присутствуют единичные зерна пыльцы *Quercus robur*, *Ulmus* и *Carpinus*. Прибрежно-водная растительность по-прежнему представлена разнообразными пыльцевыми таксонами.

ПЗ NB-5 (2.29–1.92 м). Основной отличительной особенностью зоны является появление и доминирование пыльцы *Quercus robur*, *Q. petrae* и *Ulmus*. В начале зоны NB5a (2.29–2.10 м) еще в достаточном количестве присутствует пыльца *Pinus* (25–30%) и *Betula* sect. *Albae* (15–20%), появляется пыльца *Viburnum* (3–7%), *Fraxinus* (1–2%). Абсолютное господство среди пыльцы широколиственных пород принадлежит *Quercus robur* (10–20%), затем *Ulmus* (5–10%) и *Q. petrae* (3–5%). Во второй половине зоны NB5b (2.10–1.92 м) резко сокращается количество пыльцы *Pinus* и *Betula* sect. *Albae*, а кривые содержания пыльцы *Quercus robur*, *Ulmus* и *Q. petrae* образуют максимумы 55, 14

и 12% соответственно. В спектрах появляется пыльца *Corylus* (до 20%) и *Alnus* (до 10%). Среди споровых преобладают споры *Polypodiaceae*.

ПЗ NB-6 (1.92–1.32 м). Данная зона характеризуется абсолютным максимумом содержания пыльцы *Corylus* (60–75%) и *Alnus* (20–35%), появлением пыльцы *Carpinus* и *Tilia*, максимальным для разреза количеством пыльцы *Fraxinus* (3–5%). В группе споровых растений споры *Polypodiaceae* сменяются господством спор *Sphagnum* в средней части зоны.

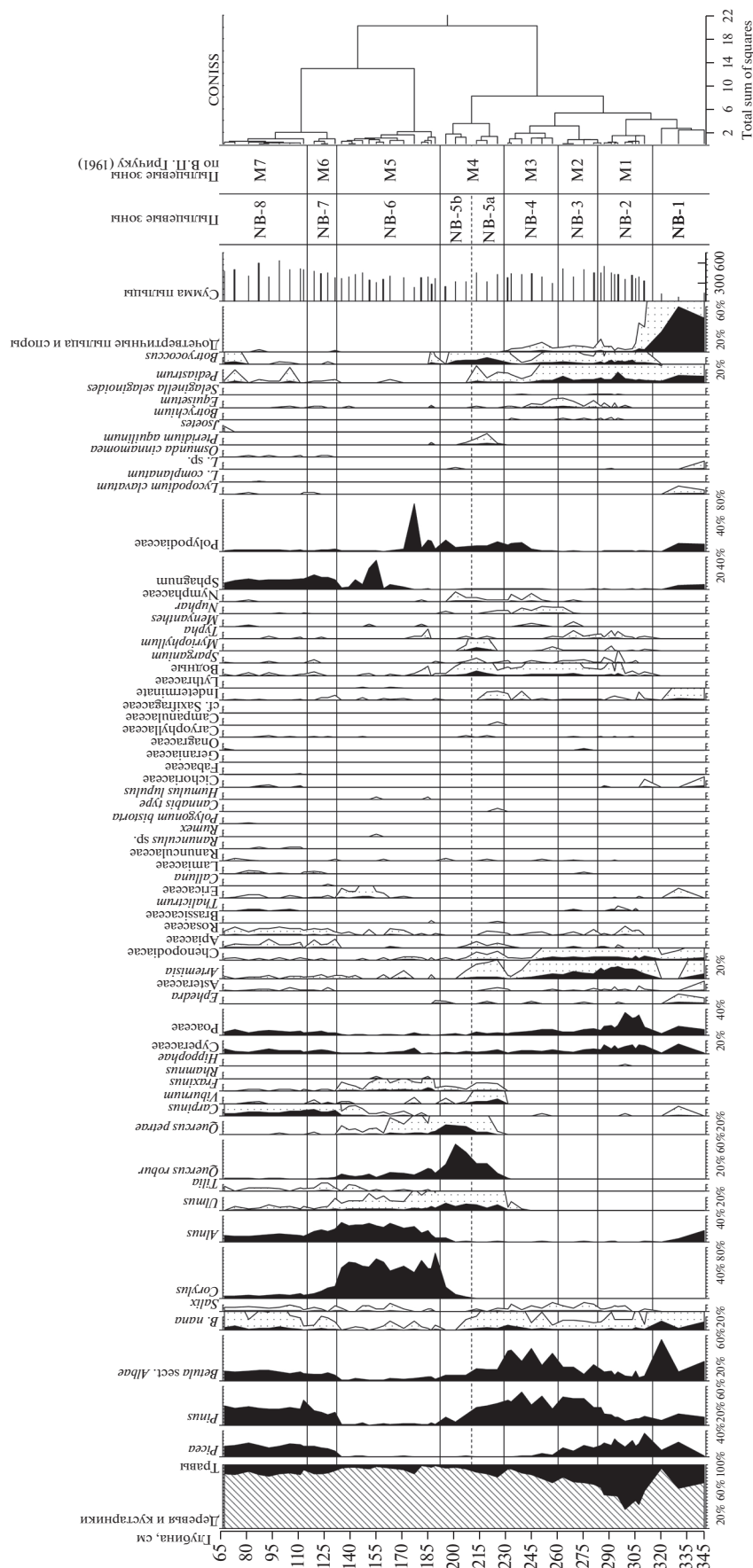
ПЗ NB-7 (1.32–1.15 м). В спектрах вновь появляется пыльца *Picea*, *Pinus* и *Betula* sect. *Albae*, а количество пыльцы *Corylus*, *Alnus*, *Quercus robur*, *Q. petrae*, *Ulmus* сокращается. В тоже время кривая содержания пыльцы *Carpinus* образует максимум около 7%, а *Tilia* 1–2%. Отмечается повышение количества пыльцы травянистых растений, главным образом за счет пыльцы таких таксонов как *Roaceae*, *Cyperaceae*, *Apiaceae*, *Rosaceae*. Среди споровых растений по-прежнему доминируют споры *Sphagnum*, встречаются единичные зерна спор *Osmunda cinnamomea*.

ПЗ NB-8 (1.15–0.63 м). В спектрах доминирует пыльца *Picea*, *Pinus*, *Betula* sect. *Albae* и затем *Alnus*. Количество пыльцы *Corylus* и *Carpinus* колеблется от 5 до 10%, а *Betula nana* увеличивается до 6%, *Salix* – до 1%. В группе споровых растений встречаются единичные зерна спор *Osmunda cinnamomea*.

Верхние 63 см отложений не подвергались спорово-пыльцевому анализу, т.к. в них обнаружены следы современных склоновых отложений.

Цисты пресноводных зеленых водорослей *Pediastrum* и *Botryococcus* в количестве 10–15% зафиксированы в интервале 3.45–1.95 м, что литологически соответствует пескам и гиттии и подтверждает их формирование в водной среде.

Сопоставление полученных данных с результатами предыдущих исследований болотно-озерных отложений на р. Каспле близ дер. Нижняя Боярщина (Гричук, 1989; Чеботарева, 1954) показало очевидное сходство спорово-пыльцевых спектров и восстановленных сукцессий с расти-



тельностью микулинского межледниковья. Однако анализ каждого 4–6 см слоя отложений (в сравнении с 10–20 см, анализированными ранее) в нашем случае, позволил детальнее восстановить развитие растительности в районе расположения разреза “Нижняя Боярщина”.

По данным СПА можно предположить, что пески в интервале 3.45–3.05 м (ПЗ NB-1) формировались в достаточно прохладных климатических условиях, на окружающей территории господствовали березовые леса с участием ели, сосны и ольхи. Такие условия могут соответствовать концу оледенения. Однако высокое содержание дочетвертичных пыльцы и спор может указывать на интенсивные эрозионные процессы, которые способствуют переотложению микрофоссилий. Этот факт в сочетании с относительно низким общим содержанием пыльцы не позволяет достаточно уверенно провести реконструкцию растительности. Выше по разрезу во время формирования органо-генных озерно-болотных отложений растительность неоднократно изменялась коренным образом. ПЗ NB-2 характеризует растительность разреженных словых лесов с участием перигляциальной флоры и может быть сопоставлена с региональной зоной М1, установленной В.П. Гричуком для разделения микулинского межледниковья на территории большей части Русской равнины (1989). Затем березовые и сосновые леса с участием ели становятся доминирующими на территории рассматриваемого района, а ПЗ NB-3 может быть сопоставлена с региональной зоной М2. Постепенное появление и увеличение участия дуба и вяза в сосновых и березовых лесах отражено в ПЗ NB-4, которая сопоставляется с региональной зоной М3. Сосновые леса с небольшой примесью дуба и вяза сменяются монодоминантными дубовыми лесами с участием вяза и примесью лещины в подлеске (ПЗ NB-5a, b и соответствующая ей зона М4). Следующая фаза развития растительности соответствует полидоминантным широколиственным лесам из дуба, вяза, граба, ясеня и липы с участием ольхи и абсолютным господством лещины в подлеске (ПЗ NB-6 и региональная зона М5). Широколиственные леса с участием ольхи и лещины сменяются смешанными широколиственными лесами из граба, дуба и липы с участием ели, ольхи и лещины. В травянистом ярусе произрастала осмунда (ПЗ NB-7 и региональная зона М6). В последующем развивались сосново-словые леса с участием березы и примесью широколиственных пород, среди которых преобладал граб. Постепенно возрастала роль кустарников. В травянистом покрове по-прежнему встречался папоротник осмунда. Такой состав растительности отражен в ПЗ NB-8, которая сопоставляется с региональной зоной М7.

В нашем случае в отличие от предыдущих исследований разреза “Нижняя Боярщина” наибо-

лее полно представлено начало климатического оптимума микулинского межледниковья. Показано постепенное появление дуба (ПЗ NB-5a) и развитие дубовых широколиственных лесов сначала с участием березы и сосны (ПЗ NB-5b), а затем — лещины и ольхи (ПЗ NB-6). Кроме того, зафиксировано значительное участие калины (ПЗ NB-5a) и ясеня (ПЗ NB-6) в составе растительного покрова.

ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ

Образцы на карпологический анализ были отобраны из прослоев, содержащих растительные остатки (торф и гиттия). Всего было проанализировано четырнадцать образцов; объем каждого образца составлял 500–600 см³. Видовой состав карпоидов и их распределение в изученных образцах отображены на карпологической диаграмме (рис. 6). Палеокарпологическим методом в ископаемой флоре выявлено 32 таксона, определенных на видовом или, в некоторых случаях, на родовом уровне. Макроостатки наиболее показательных видов представлены на рис. 7. По систематическому составу полученная нами флора сходна с ископаемой флорой, описанной Ф.Ю. Величкевичем (1982) из этого же местонахождения. Карпологический комплекс, выделенный Ф.Ю. Величкевичем, более разнообразен, что, вероятно, связано с гораздо большим объемом пробы, в которой определялись карпоиды.

В полученной нами флоре преобладают макроостатки водных и прибрежных растений; плоды и семена древесных пород (ольха и береза) отмечены единично. Карпологические остатки широколиственных деревьев не обнаружены. Тем не менее, наличие некоторых характерных видов “бразениевого комплекса” водных и прибрежных растений (*Aldrovanda vesiculosa*, *Caldesia parnassifolia* и *Schoenoplectus mucronatus*), а также умеренно термофильных видов (*Ceratophyllum demersum*, *Najas marina*) позволяют уверенно отнести изученные озерно-болотные отложения к микулинскому межледниковью.

По новым карпологическим данным можно сделать некоторые выводы об изменениях локальной водно-болотной растительности. Так, на этапе формирования гиттии (2.31–3.05 м) в палеозере в водных сообществах преобладали нетребовательные к температуре виды рдестов (*Potamogeton pectinatus*, *P. filiformis*), по берегам произрастали представители семейства осоковых. Сопоставление карпологических данных с СПД показывает, что такая локальная растительность существовала в начальные фазы микулинского межледниковья (зоны М1 и М2 схемы В.П. Гричука (1961)).

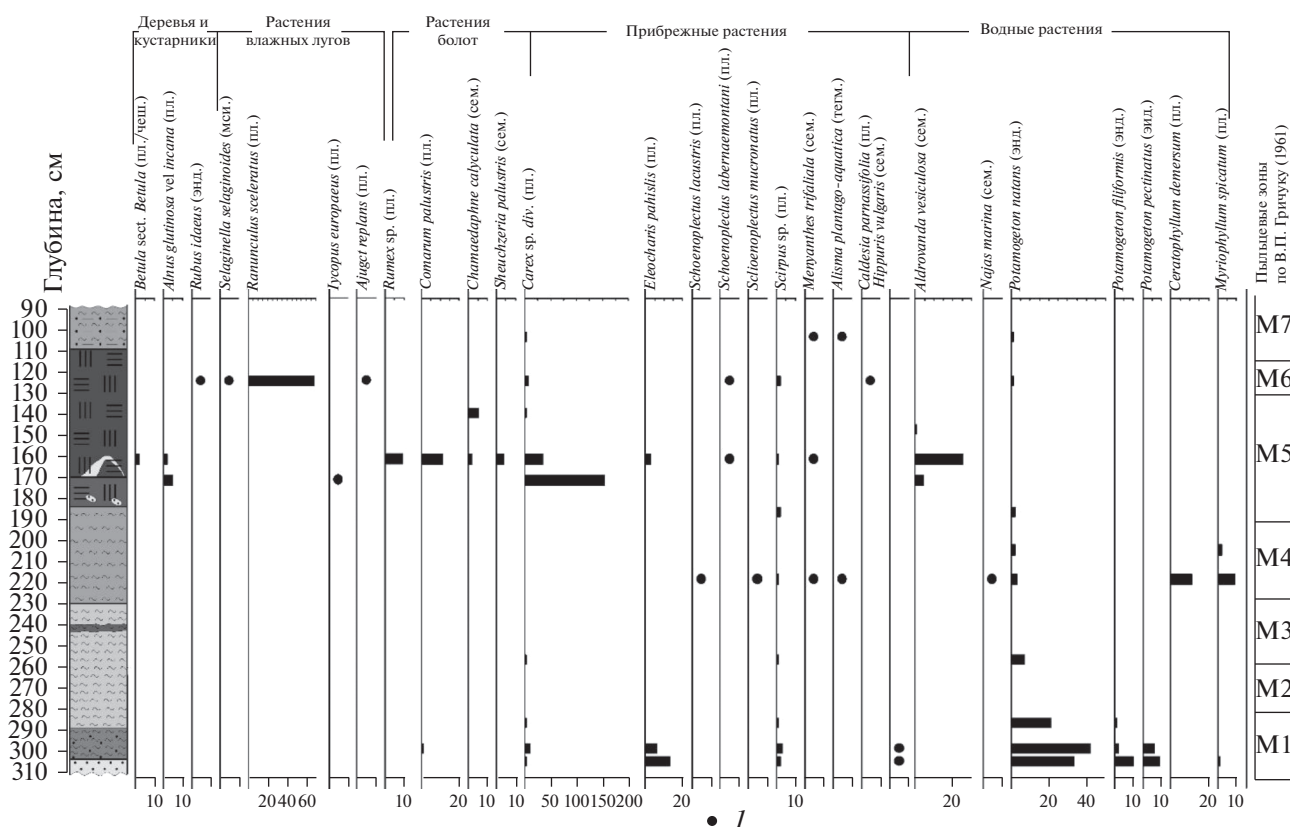


Рис. 6. Карпологи́ческая диаграмма отложений разреза “Нижняя Боярщина”. По горизонтальным осям отложено количество остатков в образце; 1 — единичные (менее 5) карпологи́ческие остатки; обозначения на литологической колонке см. на рис. 1.

Локальные карпологи́ческие комплексы (ЛКК) из вышележащей темно-серой гиттии свидетельствуют о появлении в составе водных сообществ умеренно-термофильных растений, таких как наяда (*Najas marina*) и роголистник (*Ceratophyllum demersum*), что указывает на повышение теплообеспеченности. Данные ЛКК соответствуют палинозонам M3 и M4, которые отражают развитие широколиственных лесов в районе исследований по мере потепления климата. Сходные по составу ЛКК, отвечающие этим фазам, были получены и в других разрезах микулинского межледниковья на Русской равнине (Карпухина и др., 2020; Zyuganova, 2009).

Формирование толщи торфа (1.10–1.85 м) в разрезе указывает на обмеление и заболачивание водоема. Появились виды, характерные для верховых болот (*Comarum palustre*, *Scheuchzeria palustris* и *Chamaedaphne calyculata*). Наряду с этим сохранялись и мелководные участки, где произрастало реликтовое насекомоядное растение *Aldrovanda vesiculosa* — представитель микулинского “бразениевого комплекса” (Velichkevich and Zastavniak, 2008). Находка остатков *Caldesia parnassifolia* также указывает на достаточно теплые условия. Сопоставле-

ние с пылевой диаграммой показывает, что данные карпологи́ческие комплексы сформировались во время климатического оптимума микулинского межледниковья (зона M5 и начало зоны M6).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Основной вопрос, возникающий при оценке надежности данных $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного датирования, касается выполнения второй предпосылки метода, т.е. соблюдения условий закрытости радиометрической системы относительно изотопов U и Th. В озерно-болотной толще разреза “Нижняя Боярщина” были выявлены несколько геохимических барьеров, возникших в постседиментационное время в результате аккумуляции отложениями водорастворимых форм U из грунтовых и подземных вод. Соответственно, особое внимание было обращено на участки вертикального профиля между этими барьерами, которые могли относиться к закрытым радиометрическим системам. Построенные изохронные линейные зависимости в интервалах глубин 2.89–3.03, 1.65–1.79 и 1.19–1.37 м, в целом подтверждали данное предположение. Однако следует отметить, что, возможно, степень выполнения второй предпосыл-

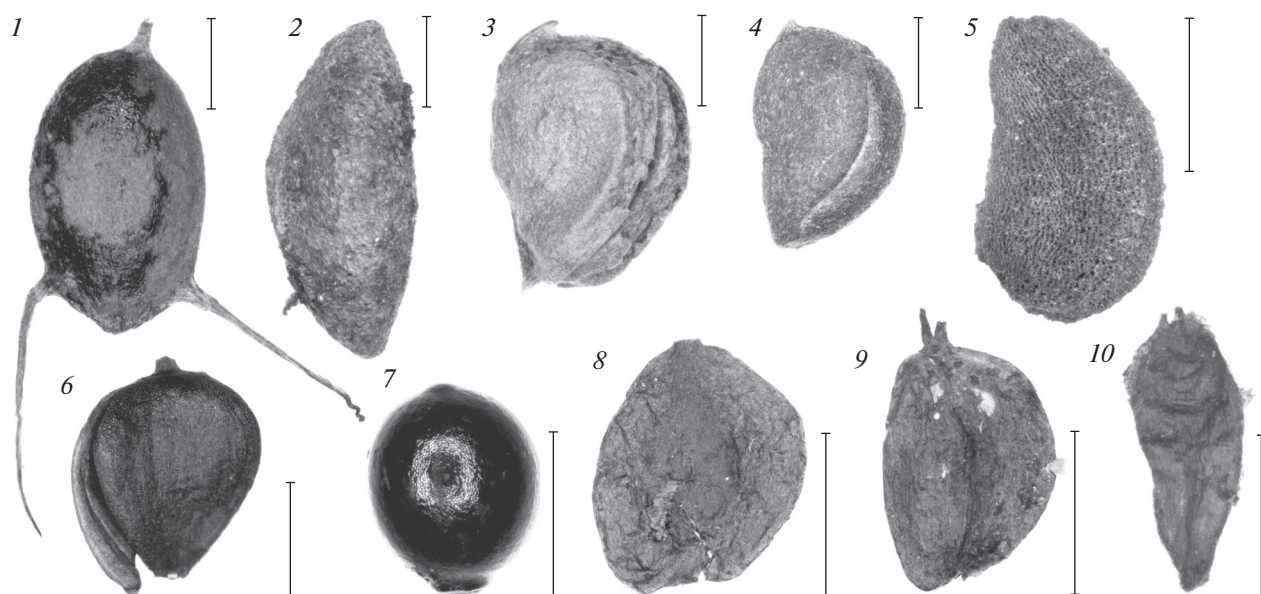


Рис. 7. Фотографии семян, обнаруженных в отложениях торфа и гиттии разреза “Нижняя Боярщина”. 1 – *Ceratophyllum demersum* колл. 2.17; 2 – *Najas marina* колл. 2.17; 3 – *Potamogeton pectinatus* колл. 2.97; 4 – *Potamogeton filiformis* колл. 3.03; 5 – *Caldesia parnassifolia* колл. 1.21; 6 – *Schoenoplectus mucronatus* колл. 2.17; 7 – *Aldrovanda vesiculosa* колл. 1.59; 8, 9 – *Alnus glutinosa* vel *incana* колл. 1.71; 10 – *Betula* sect. *Betula*. Масштабная линейка для всех объектов составляет 1 мм; номера в коллекции соответствуют глубинам отбора образцов в м (2.17 – 2 м 17 см).

ки $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода для этих участков может быть разная.

Самый верхний интервал датирования (1.19–1.37 м) близок к области распространения корней современной растительности, поэтому не исключается, что условия закрытости системы могли быть нарушены. Выше уже упоминалось, что согласно изохронным построениям оценка $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста для этого диапазона глубины является, вероятно, менее надежной, чем остальные.

Два нижних интервала датирования (2.89–3.03, 1.65–1.79 м), по всей видимости, в большей степени соответствуют условиям закрытых радиометрических систем, что наглядно отражено на рис. 2, 3 и 4.

Необходимо отметить, что $^{230}\text{Th}/\text{U}$ оценки носят вероятностный характер, т.е. как более вероятные возрастные интервалы, полученные из расчетов по обоим методикам.

Согласно новым палеоботаническим данным показано, что изученная органогенная толща разреза “Нижняя Боярщина” отложилась без перерывов в течение почти всего микулинского межледниковья, включая фазы развития растительности в соответствии с пыльцевыми зонами М1–М7. Лишь завершающие этапы межледниковья не были отражены на спорово-пыльцевой диаграмме. По данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронного датирования получены оценки возраста разных этапов формирования озерно-болотной толщи (см. рис. 1).

Гиттии в диапазоне глубин 3.03–2.89 м, соотнесенные со второй половиной пыльцевой зоны М1, формировались 130–126 тыс. лет назад. Фактически этот возрастной интервал относится к концу переходной фазы от оледенения к началу микулинского межледниковья (Гричук, 1989; Новенко, 2016).

Выше по разрезу, слои торфа в интервале глубин 1.65–1.79 м отложились 110–108 тыс. лет назад и соответствуют первой половине пыльцевой зоны М5, т.е. началу климатического оптимума микулинского межледниковья.

Наконец верхняя часть отложений торфа на глубине 1.37–1.19 м образовалась 102–97 тыс. лет назад и сопоставляется с пыльцевой зоной М6.

Поскольку в настоящей работе идет речь о детальной хронологии отдельных фаз микулинского межледниковья, то встает вопрос, к какому конкретно моменту времени относятся эти возрастные данные. Процесс аккумуляции U формирующимися органогенными отложениями в большей степени связывается со временем разложения органического вещества. Соответственно, вероятно, что есть некоторое запаздывание начала отсчета радиометрической системы относительно начального момента ($t = 0$) образования отложений.

Ранее по результатам геохронометрического изучения погребенной озерно-болотной толщи р. Черной в Большеземельской тундре было установлено, что $^{230}\text{Th}/\text{U}$ и ^{14}C датировки органогенных

отложений весьма близки и расходятся между собой не более чем на 1–2 тыс. лет (Максимов и др., 2021). Это означает, что $^{230}\text{Th}/\text{U}$ изохронный возраст с учетом погрешности в целом фиксирует начальный момент ($t = 0$) образования отложений. Тогда в нашем случае можно предположить, что полученные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возрастные интервалы вполне соответствуют фазам развития растительности в районе разреза “Нижняя Боярщина”.

Нижний $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст, соответствующий конечной фазе переходного этапа к микулинскому межледниковью, фактически согласуется с принятыми большинством специалистов хронологическими оценками начала последнего межледникового периода, сопоставляемого с началом МИС-5 (Новенко, 2016).

Два верхних по разрезу $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраста сопоставляются с климатическим оптимумом (пыльцевые зоны М5 и М6). В результате, максимальная продолжительность части микулинского межледниковья от конца зоны М1 и до конца зоны М6 по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования органо-генной толщи разреза “Нижняя Боярщина” охватывает, примерно, временной промежуток от 130 до 97 тыс. лет назад, включая подстадии МИС-5e, МИС-5d и частично МИС-5c.

Полученные в настоящем исследовании хронологические рамки микулинского межледниковья в той или иной степени сопоставляются с вышеприведенными нашими $^{230}\text{Th}/\text{U}$ данными для микулинских и эемских органо-генных отложений (Кузнецов, Максимов, 2012; Максимов, Кузнецов, 2010; Böerner et al., 2015, 2018; Rother et al., 2019; Rusakov et al., 2015; Rusakov et al., 2019). Еще ранее были опубликованы результаты $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования эемских торфяников, выполненного в Германии (Geyh, 2001). Временной отрезок формирования торфов из 7 разрезов (Германия) 120–98 тыс. лет назад в целом соизмерим с нашими данными. Однако следует отметить, что фазы эемского межледниковья в данном случае не конкретизированы. Так или иначе, данные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования погребенных континентальных органо-генных отложений позволяют предположить, что продолжительность последнего межледниковья существенно больше доминирующей оценки о соотношении его с морской изотопно-кислородной подстадией МИС-5e.

В этом плане примечательны количественные данные с относительно небольшими погрешностями, полученные на основе других методов геохронометрии. Так, в разрезе “Затон”, расположенном на левом берегу р. Мезень (Архангельская обл.), выявлена фауна, хорошо сохранившаяся и более теплолюбивая, чем современная, получены ЭПР датировки и выполнен палинологический анализ морских отложений (Molodkov, 2020). Пыльцевые зоны были сопо-

ставлены с пыльцевыми зонами характерными для микулинского межледниковья. В итоге второй половине зоны М4 соответствует ЭПР возраст 111.3 ± 5.0 тыс. лет, а фазам М5–М6 – 90.4 ± 1.9 тыс. лет. Если первая цифра вполне сопоставима с результатами, полученными нами, то вторая датировка явно моложе. Такое же несоответствие отмечается и при рассмотрении позднеплейстоценового разреза Вока на берегу Финского залива (Болиховская, Молодков, 2020). С применением методов ИКС-ОСЛ датирования и спорово-пыльцевого анализа реконструированы изменения растительности и климата второй половины микулинского межледниковья. На основании сопоставления региональных и микулинских палинозон выявлено, что зона М6 соотносится с временным интервалом 92–81.5 тыс. лет назад, что существенно моложе наших данных на глубине 1.37–1.19 м (коррелируемых с зоной М6). Таким образом, $^{230}\text{Th}/\text{U}$, ЭПР и ОСЛ данные, полученные для второй половины микулинского межледниковья, не согласуются между собой. Тем самым подтверждается тезис о том, что возраст верхней границы последнего межледниковья относится к наиболее дискуссионным вопросам (Новенко, 2016). Причины расхождений, в том числе, обусловлены степенью выполнимости предпосылок разных методов геохронометрии.

Предложенный в данной работе комплексный геохронологический подход на основе $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования и палеоботанических методов может быть применен для ряда других разрезов с микулинскими органо-генными отложениями, что позволит сопоставлять и верифицировать экспериментальные данные, и поэтому он является перспективным для установления хронологии последнего межледниковья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ (ВЫВОДЫ)

По данным палеоботанического изучения и количественного датирования озерно-болотной толщи гипостратотипического разреза “Нижняя Боярщина” (Северо-Запад Русской равнины) воссоздан растительный покров во время формирования отложений и получены $^{230}\text{Th}/\text{U}$ данные о возрасте некоторых фаз микулинского межледниковья. Впервые в геохронологической практике $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метод применялся для датирования нескольких слоев органо-генной толщи в одном разрезе.

По результатам работы можно сделать следующие выводы.

1. Сопряженные детальные палинологические и карпологические исследования позволили подтвердить принадлежность изученных отложений к микулинскому межледниковью и выполнить

детальную реконструкцию изменений лесной и локальной водно-болотной растительности в районе расположения разреза “Нижняя Боярщина”. На основе палинологических данных проведено биостратиграфическое расчленение разреза, в результате чего датированные горизонты были соотнесены с пыльцевыми зонами стратиграфической схемы В.П. Гричука (1961) и, соответственно, с фазами микулинского межледниковья.

2. Установлен $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст конца переходного этапа от оледенения к началу микулинского межледниковья (вторая половина пыльцевой зоны М1). Он соответствует интервалу времени 130–126 тыс. лет назад.

3. Начало климатического оптимума микулинского межледниковья (первая половина пыльцевой зоны М5), характеризующееся развитием полидоминантных широколиственных лесов из дуба, вяза, ясеня, с участием липы и ольхи, и абсолютным господством лещины в подлеске, — по данным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования соотносится с временным интервалом 110–108 тыс. лет назад. Закончился климатический оптимум последнего межледниковья (граница пыльцевых зон М6 и М7) около 100 тыс. лет назад.

4. Согласно полученным $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возрастным оценкам, длительность периода развития растительности микулинского межледниковья, соответствующего пыльцевым зонам М1–М6, включает подстадии МИС-5е, МИС-5d и частично МИС-5с и составляет, приблизительно, 25–30 тыс. лет.

5. Для установления временных границ и хроностратиграфической позиции отдельных фаз, а также продолжительности микулинского межледниковья на Русской равнине целесообразно применять данный подход для изучения как уже известных, так и вновь открываемых разрезов с органогенными отложениями.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-05-00813 (полевые работы, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирование, спорово-пыльцевой анализ, обработка и интерпретация палеоботанических данных) и в рамках госзадания Ботанического института РАН (тема № АААА-А19-119021190031-8) на оборудовании центра коллективного пользования “Клеточные и молекулярные технологии изучения растений и грибов” (Санкт-Петербург) (палеокарпологический анализ). Количественная обработка палеокарпологических данных выполнена в рамках темы государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

FUNDING

The study was funded by RFBR, project no. 20-05-00813 (fieldwork, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating, pollen analysis, processing and interpretation of paleobotanical data) and within the framework of the state assignment of the Botanical Institute RAS (topic no. АААА-А19-119021190031-8) with using equipment of Collective Use Center “Cellular and Molecular Technologies for Studying Plants and Fungi” (St. Petersburg) (plant macrofossil analysis). Quantitative processing of paleocarpological data was carried out within the framework of the state-ordered search theme of the Institute of Geography RAS АААА-А19-119021990091-4 (FMGE-2019-0005).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев В.А., Алексеев Л.П. Геохимические барьеры. М.: Логос, 2003. 144 с.
- Бобров А.Е., Куприянова Л.А., Литвинцева М.В., Тарасевич В.Ф. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменных и однодольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1983. 208 с.
- Болиховская Н.С., Молодьков А.Н. Вторая половина МИС 5 (100–70 тысяч лет назад): ледниковые или межледниковые // Актуальные проблемы палеогеографии плейстоцена и голоцена: Материалы Всерос. конф. с международным участием “Марковские чтения 2020 года” / отв. ред. Н.С. Болиховская, Т.С. Ключевкина, Т.А. Янина. М.: Географический факультет МГУ, 2020. С. 63–70.
- Величков Ф.Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск: Наука и техника, 1982. 239 с.
- Гричук В.П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Северо-Запада Русской равнины / отв. ред. К.К. Марков. М.: Изд. АН СССР, 1961. С. 25–71.
- Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография) / ред. И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. С. 92–109.
- Гричук В.П. История флоры и растительности. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географиз, 1948. 175 с.
- Домбровская А.В., Коренева М.М., Тюремнов С.Н. Атлас растительных остатков, встречаемых в торфе / ред. С.Н. Тюремнов. М.: Госэнергоиздат, 1959. 228 с.
- Карпущина Н.В., Писарева В.В., Зюганова И.С., Константинов Е.А., Захаров А.Л., Баранов Д.В., Уткина А.О., Панин А.В. Новые данные по стратиграфии разреза у д. Килешино (Тверская область) — ключ к пониманию границ оледенений на Валдайской возвышенности в верхнем неоплейстоцене // Изв. РАН. Сер. геогр. 2020. Т. 84. № 6. С. 874–887. <https://doi.org/10.31857/S2587556620060060>
- Кац Н.Я., Кац С.В., Кипиани М.Г. Атлас и определитель плодов и семян, встречающихся в четвертичных отложениях СССР. М.: Наука, 1965. 365 с.

- Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Методы четвертичной геохронометрии в палеогеографии и морской геологии. СПб.: Наука, 2012. 191 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1972. Т. 1. 171 с.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Л.: Наука, 1978. 184 с.
- Максимов Ф.Е., Андреичева Л.Н., Кузнецов В.Ю., Григорьев В.А., Петров А.Ю., Левченко С.Б., Марченко-Васанова Т.И., Баранова Н.Г. Возраст и хроностратиграфическое положение озерно-болотных отложений в бассейне р. Черной на севере Большеземельской тундры по результатам их $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - и ^{14}C -датирования // Вестн. Санкт-Петербургского ун-та. Науки о Земле. 2021. Т. 66. Вып. 2. С. 289–309. <https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206>
- Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Новая версия $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датирования верхне- и средненеплейстоценовых отложений // Вестн. СПбГУ. Сер. 7. 2010. Вып. 4. С. 94–107.
- Максимов Ф.Е., Певзнер М.М., Петров А.Ю., Левченко С.Б., Григорьев В.А., Баранова Н.Г., Кузнецов В.Ю. Возраст толщи “косослоистых песков” опорного разреза Яр Средний (Центральная Камчатка) по данным комплексного $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ - и ^{14}C -датирования торфа // Докл. АН. 2019. Т. 488. № 3. С. 288–293. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524883288-293>
- Молодьков А.Н., Болиховская Н.С. Климато-хроностратиграфическая схема неоплейстоцена Северной Евразии // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Географический факультет МГУ, 2011. Вып. 3. С. 44–77.
- Никитин В.П. Палеокарпологический метод. Томск: Изд. ТГУ, 1969. 82 с.
- Новенко Е.Ю. Изменения растительности и климата Центральной и Восточной Европы в позднем плейстоцене и голоцене в межледниковье и переходные этапы климатических макроциклов. М.: ГЕОС, 2016. 228 с.
- Палеоклиматы и палеоландшафты внутропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен: Атлас-монография / отв. ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
- Чеботарева Н.С., Недошивина М.А., Столярова Т.И. Московско-Валдайские (микулинские) межледниковые отложения в бассейне верхней Волги и их значение для палеогеографии // Бюл. комисс. по изуч. Четвертичного периода. 1961. № 26. С. 35–49.
- Чердынцев В.В., Чалов П.И. Явление естественного разделения ^{234}U и ^{238}U // Открытие в СССР № 163 с приоритетом от 27 марта 1954 г. М.: ЦНИИПИ, 1977. С. 28.
- Böerner A., Hrynowiecka A., Kuznetsov V., Stachowicz-Rybka R., Maksimov F., Grigoriev V., Niska M., Moskal-del Hoyo M. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany) // Quat. Int. 2015. V. 386. P. 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.022>
- Börner A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Niska M., Moskal-del Hoyo M., Kuznetsov V., Maksimov F., Petrov A. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany) // Quat. Int. 2018. V. 467. Part A. P. 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.003>
- Brauer A., Allen J.R.M., Mingram J., Dulski P., Wulf S., Huntley B. Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe // Proceedings of the Nat. Acad. of Sci. 2007. V. 104 (2). P. 450–455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603321104>
- Cwynar L.C., Burden E., McAndrews J.H. An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments // Canadian J. Earth Sci. 1979. V. 16 (5). P. 1115–1120.
- Geyh M.A. Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material // Geochronometria. 2001. V. 20. P. 9–14.
- Geyh M.A. Selection of suitable data sets improves $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates of dirty material // Geochronometria. 2008. V. 30. P. 69–77. <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0001-1>
- Grimm E.C. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares // Computers & Geosci. 1987. V. 13. P. 13–35.
- Grimm E.C. TGView Ver. 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum, Research and Collections Center, 2004.
- Helmens K.F. The Last Interglacial–Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe // Quat. Sci. Rev. 2014. V. 86. P. 115–143. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>
- Kaufman A., Broecker W.S. Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville // J. Geophys. Res. 1965. V. 70 (16). P. 4039–4054.
- Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S., Gavin J.E., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Cleveringa P., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., Mc-Manus J.F., Knudsen K.-L., Merkt J., Muhs D.R., Muller H., Poore R.Z., Winograd I.J., Porter S.C., Seret G. Last Interglacial Climates // Quat. Res. 2002. V. 58. № 1. P. 2–13. <https://doi.org/10.1006/Qres.2002.2316>
- Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period) // Episodes. 2008. V. 31 (2). P. 260–263. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/015>
- Lüthgens C., Böse M., Lauer T., Krbetschek M., Strahl J., Wenske D. 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 // Quat. Int. 2011. V. 241. P. 79–96. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.06.026>
- Maksimov F.E., Laukhin S.A., Arslanov Kh.A., Kuznetsov V.Yu., Shilova G.N. First $^{230}\text{Th}/\text{U}$ date of Middle Pleistocene peat bog in Siberia (key section Krivosheino, Western Si-

- beria) // *Geochronometria*. 2012. V. 39. Is. 4. P. 241–251. <https://doi.org/10.2478/s13386-012-0014-4>
- Menke B., Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichsel-frühglazial von Rederstall/Ditthmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung // *Geologisches Jahrbuch*. 1984. V. 76. P. 3–120.
- Molodkov A. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence // *Quat. Int.* 2020. V. 556. P. 180–197. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031>
- 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 // *Quat. Int.* 2009. V. 201. P. 67–76. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.028>
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. Pollen analysis. Oxford, 1991. 216 p.
- NEEM community members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core // *Nature*. 2013. V. 493. P. 489–494. <https://doi.org/10.1038/nature11789>
- Rother H., Lorenz S., Börner A., Kenzler M., Siermann N., Fülling A., Hrynoviecka A., Forler D., Kuznetsov V., Maksimov F., Starikova A. The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses // *Quat. Int.* 2019. V. 501. Part A. P. 90–108. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.009>
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Kuznetsov V., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia) // *Quat. Int.* 2015. V. 365. P. 26–41. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinovyev E., Trofimova S., Maksimov F., Kuznetsov V., Korkka M., Levchenko S. Late Pleistocene paleosols in the extraglacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences // *Quat. Int.* 2019. V. 501. P. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>
- Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry) // *Catena*. 2020. V. 194. Article 104689. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Pteridophytes and monocotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot, 2006. P. 1–224.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. Atlas of the vascular plant macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous dicotyledons. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot, 2008. P. 1–380.
- Zyuganova I.S. Upper Pleistocene carpological assemblages from the South of the Valdai Upland // *Paleontol. J.* 2009. № 43. P. 1351–1362. <https://doi.org/10.1134/S0031030109100165>

Chronostratigraphic Position of the Mikulinian Deposits (Case of the Reference Section Near Nizhnyaya Boyarshchina Village, Smolensk Oblast)

F. E. Maksimov^{1, *}, L. A. Savelieva¹, S. S. Popova², I. S. Zyuganova³, V. A. Grigoriev¹, S. B. Levchenko¹, A. Yu. Petrov¹, A. P. Fomenko¹, L. A. Pankratova¹, and V. Yu. Kuznetsov^{1, 4}

¹ St. Petersburg State University, St. Petersburg, Russia

² Komarov Botanical Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia

³ Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

⁴ Herzen State Pedagogical University of Russia, St. Petersburg, Russia

*e-mail: maksimov-fedor@yandex.ru

The Mikulino (penultimate) interglacial's deposits are well distinguished according to palynological, carpological, and other types of analysis. Therefore, they serve as an important stratigraphic benchmark in the upper part of the Quaternary sediment cover. However, no agreement has yet been reached on the extent of this interglacial, and the chronological framework of the deposits attributed to it is discussed in the interval from 15 to 70 thousand years. The main goal of this study is to obtain accurate numerical estimates of the age of individual stages of the Mikulino interglacial based on ²³⁰Th/U dating data and paleobotanical study of organic-rich deposits from the known reference section “Nizhnyaya Boyarshchina.” The sequence was chosen due to thickness of organic-rich layer reflecting completely the Last Interglacial phases. An improved geochronological approach was applied. On the basis of experimental radiochemical data, organic-rich layers suitable for the use of ²³⁰Th/U isochronous approximation were identified. Detailed comprehensive palynological and carpological studies of the lacustrine-bog strata made it possible to identify 91 taxa of fossil flora (59 + 32) and to reveal the change in the phases of vegetation development during the Mikulino interglacial. As a result, the ²³⁰Th/U dating of three pieces of lacustrine-bog deposits corresponding to narrow time intervals of plant formations development at different stages of the Last interglacial was fulfilled. The gyttia layer in the depth range of 3.03–2.89 m, correlated with the second half of the M1 pollen zone, was formed ~130–

126 Kyr ago at the end of the transitional stage from glaciation to the beginning of the Mikulino interglacial. The peat layers in the depth interval 1.65–1.83 m were deposited ~110–108 Kyr ago and correspond to the first half of the M5 pollen zone, that is, the beginning of the climatic optimum of the Mikulino interglacial. The upper part of peat deposits at a depth of 1.37–1.19 m was formed ~102–97 Kyr ago and is compared with the pollen zone M6, which reflects the second half of the climatic optimum. The time duration of the vegetation development period corresponding to the M1–M6 interval of the Mikulino interglacial includes the substages MIS-5e, MIS-5d and partially MIS-5c and covers approximately 25–30 thousand years. The results obtained indicate that the applied complex approach is promising for establishing the chronology of the Last Interglacial.

Keywords: Russian Plain, organic-rich deposits, geochronology, Mikulino interglacial, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating method, palynological and carpological analyses, phases of vegetation development

REFERENCES

- Alekseenko V.A., Alekseenko L.P. *Geokhimicheskie bar'ery* [Geochemical Barriers]. Moscow: Logos Publ., 2003. 144 p.
- Bobrov A.E., Kupriyanova L.A., Litvintseva M.V., Tarasovich V.F. *Spory paprotnikoobraznykh i pyl'tsa golosemennyykh i odnodol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR* [Spores of Ferns and Pollen of Gymnosperms and Monocotyledons of the Flora of the European Part of the USSR]. Leningrad: Nauka Publ., 1983. 208 p.
- Böerner A., Hrynowiecka A., Kuznetsov V., Stachowicz-Rybka R., Maksimov F., Grigoriev V., Niska M., Moskal-del Hoyo M. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of Eemian interglacial peat sequence of Banzin (Mecklenburg-Western Pomerania, NE-Germany). *Quat. Int.*, 2015, vol. 386, pp. 122–136. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.022>
- Bolikhovskaya N.S., Molod'kov A.N. The second half of MIS 5 (100–70 thousand years ago): glacial or interglacial? In *Aktual'nye problemy paleogeografii pleistotsena i golotsena: Mat. Vseros. konf. s mezhd. uch. "Markovskie chteniya 2020 goda"* [Actual Problems of Pleistocene-Holocene Palaeogeography: Proc. All-Russ. Conf. "The Markov Readings in 2020 year"]. Bolikhovskaya N.S., Klyuvitkina T.S., Yanina T.A., Eds. Moscow: Mosk. Gos. Univ., 2020, pp. 63–70. (In Russ.).
- Börner A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Niska M., Moskal-del Hoyo M., Kuznetsov V., Maksimov F., Petrov A. Palaeoecological investigations and $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of the Eemian Interglacial peat sequence from Neubrandenburg-Hinterste Mühle (Mecklenburg-Western Pomerania, NE Germany). *Quat. Int.*, 2018, vol. 467, part A, pp. 62–78. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.04.003>
- Brauer A., Allen J.R.M., Mingram J., Dulski P., Wulf S., Huntley B. Evidence for last interglacial chronology and environmental change from Southern Europe. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 2007, vol. 104, no. 2, pp. 450–455. <https://doi.org/10.1073/pnas.0603321104>
- Chebotareva N.S., Nedoshivina M.A., Stolyarova T.I. Moscow-Valdai (Mikulino) interglacial deposits in the upper Volga basin and their significance for paleogeography. *Byull. Komiss. po Izuch. Chetvertichnogo Perioda*, 1961, no. 26, pp. 35–49. (In Russ.).
- Cherdyntsev V.V., Chalov P.I. The phenomenon of natural separation of ^{234}U and ^{238}U . *Otkrytie v SSSR № 163 s prioriteto ot 27 marta 1954 g.* [Discovery in the USSR no. 163 with Priority Dated March 27, 1954]. Moscow: CNIPI, 1977, pp. 28. (In Russ.).
- Cwynar L.C., Burden E., McAndrews J.H. An inexpensive sieving method for concentrating pollen and spores from fine-grained sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 1979, vol. 16, no. 5, pp. 1115–1120.
- Dombrovskaya A.V., Koreneva M.M., Tyuremnov S.N. *Atlas rastitel'nykh ostatkov, vstrechaemykh v torfe* [Atlas of Plant Residues Found in Peat]. Tyuremnov S.N., Ed. Moscow: Gosenergoizdat Publ., 1959. 228 p.
- Geyh M.A. Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material. *Geochronometria*, 2001, vol. 20, pp. 9–14.
- Geyh M.A. Selection of suitable data sets improves $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dates of dirty material. *Geochronometria*, 2008, vol. 30, pp. 69–77. <https://doi.org/10.2478/v10003-008-0001-1>
- Grichuk V.P. *Istoriya flory i rastitel'nosti* [The History of Flora and Vegetation]. Moscow: Nauka Publ., 1989. 183 p.
- Grichuk V.P. Pleistocene floras of glacial regions of the East European Plain Fossil flora as a paleontological basis for the stratigraphy of Quaternary deposits. In *Rel'ef i stratigrafiya chetvertichnykh otlozhenii Severo-Zapada Russkoi ravniny* [Relief and Stratigraphy of Quaternary Deposits of the North-West of the Russian Plain]. Markov K.K., Ed. Moscow: Nauka Publ., 1961, pp. 25–71. (In Russ.).
- Grichuk V.P. Vegetation of Europe in the Late Pleistocene. In *Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyach let (atlas-monografiya)* [Paleogeography of Europe over the Last Hundred Thousand Years (Atlas-Monograph)]. Gerasimov I.P., Velichko A.A., Eds. Moscow: Nauka Publ., 1982, pp. 92–109. (In Russ.).
- Grichuk V.P., Zaklinskaya E.D. *Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primeneniye v paleogeografii* [Analysis of Fossil Pollen and Spores and its Application in Paleogeography]. Moscow: Geografiz Publ., 1948. 175 p.
- Grimm E.C. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Comput. Geosci.*, 1987, vol. 13, pp. 13–35.
- Grimm E.C. *TGView Version 2.0.2*. Springfield: Illinois State Museum, Res. and Coll. Center, 2004.
- Helmens K.F. The Last Interglacial—Glacial cycle (MIS 5–2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quat. Sci. Rev.*, 2014, vol. 86,

- pp. 115–143.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.12.012>.
- Karpukhina N.V., Pisareva V.V., Zyuganova I.S., Konstantinov E.A., Zakharov A.L., Baranov D.V., Utkina A.O., Panin A.V. New data about the section stratigraphy near Kileshino (Tver Oblast, Russia)—the key for understanding boundaries of glaciations on the Valdai Hills in the Upper Pleistocene. *Izv. Akad. Nauk, Ser. Geogr.*, 2020, vol. 84, no. 6, pp. 874–887. (In Russ.).
<https://doi.org/10.31857/S2587556620060060>
- Kats N.Ya., Kats S.B., Kipiani M.G. *Atlas i opredelitel' plodov i semyan, vstrechayushchikhsya v chetvertichnykh otlozheniyakh SSSR* [Atlas and Keys to Fruits and Seeds Occurring in the Quaternary Deposits of the USSR]. Moscow: Nauka Publ., 1965. 365 p.
- Kaufman A., Broecker W.S. Comparison of ^{230}Th and ^{14}C ages for carbonate materials from Lakes Lahontan and Bonneville. *J. Geophys. Res.*, 1965, vol. 70, no. 16, pp. 4039–4054.
- Kukla G.J., Bond G., Broecker W.S., Gavin J.E., Bender M.L., de Beaulieu J.-L., Cleveringa P., Herbert T.D., Imbrie J., Jouzel J., Keigwin L.D., McManus J.F., Knudsen K.-L., Merkt J., Muhs D.R., Muller H., Poore R.Z., Winoograd I.J., Porter S.C., Seret G. Last interglacial climates. *Quat. Res.*, 2002, vol. 58, no. 1, pp. 2–13.
<https://doi.org/10.1006/Qres.2002.2316>
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. *Pyl'tsa dvudol'nykh rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR* [Pollen of Dicotyledonous Plants of the Flora of the European Part of the USSR]. Leningrad: Nauka Publ., 1978. 184 p.
- Kupriyanova L.A., Aleshina L.A. *Pyl'tsa i spory rastenii flory evropeiskoi chasti SSSR* [Pollen and Plant Spores of the Flora of the European Part of the USSR]. Leningrad: Nauka Publ., 1972, vol. 1. 171 p.
- Kuznetsov V.Yu., Maksimov F.E. *Metody chetvertichnoi geokhronometrii v paleogeografii i morskoi geologii* [Quaternary Geochronometry Methods in Paleogeography and Marine Geology]. St. Petersburg: Nauka Publ., 2012. 191 p.
- Litt T., Gibbard P. Definition of a Global Stratotype Section and Point (GSSR) for the base of the Upper (Late) Pleistocene Subseries (Quaternary System/Period). *Episodes*, 2008, vol. 31, no. 2, pp. 260–263.
<https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/015>
- Lüthgens C., Böse M., Lauer T., Krbetschek M., Strahl J., Wenske D. 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. *Quat. Int.*, 2011, vol. 241, pp. 79–96.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.06.026>
- Maksimov F.E., Andreicheva L.N., Kuznetsov V.Yu., Grigor'ev V.A., Petrov A.Yu., Levchenko S.B., Marchenko-Vagapova T.I., Baranova N.G. Age and chronostratigraphic position of lacustrine-bog deposits in the Chernaya River basin in the north of the Bolshezemelskaya tundra according to the results of their $^{230}\text{Th}/\text{U}$ - and ^{14}C -dating. *Vestn. St Petersburg Univ., Earth Sci.*, 2021, vol. 66, no. 2, pp. 289–309. (In Russ.).
<https://doi.org/10.21638/spbu07.2021.206>
- Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. New version of the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating method of the Upper and Middle Neopleistocene deposits. *Vestn. S.-Peterb. Univ., Ser. 7*, 2010, no. 4, pp. 94–107. (In Russ.).
- Maksimov F.E., Laukhin S.A., Arslanov Kh.A., Kuznetsov V.Yu., Shilova G.N. First $^{230}\text{Th}/\text{U}$ date of Middle Pleistocene peat bog in Siberia (key section Krivosheino, Western Siberia). *Geochronometria*, 2012, vol. 39, no. 4, pp. 241–251.
<https://doi.org/10.2478/s13386-012-0014-4>
- Maksimov F.E., Pevzner M.M., Petrov A.Y., Levchenko S.B., Grigoriev V.A., Baranova N.G., Kuznetsov V.Y. Age of the «cross-laminated sandy» stratum from the reference section Yar Sredny (Central Kamchatka) according to the paired $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dating of peat. *Dokl. Earth Sci.*, 2019, vol. 488, no. 3, pp. 288–293.
<https://doi.org/10.31857/S0869-56524883288-293>
- Menke B., Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichsel-frühglazial von Rederstall/Ditthmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geologisches Jahrbuch*, 1984, vol. 76, pp. 3–120.
- Molodkov A. The Late Pleistocene palaeoenvironmental evolution in Northern Eurasia through the prism of the mollusc shell-based ESR dating evidence. *Quat. Int.*, 2020, vol. 556, pp. 180–197.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.05.031>
- 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. *Quat. Int.*, 2009, vol. 201, pp. 67–76.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.05.028>
- Molod'kov A.N., Bolikhovskaya N.S. Climatic-chronostratigraphic scheme of the Neopleistocene of Northern Eurasia. In *Problemy paleogeografii i stratigrafii pleistotsena* [Problems of Paleogeography and Stratigraphy of the Pleistocene]. Moscow: Geogr. Fakul'tet, Mosk. Gos. Univ., 2011, vol. 3, pp. 44–77. (In Russ.).
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E. *Pollen analysis*. Oxford, 1991. 216 p.
- NEEM Community Members. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. *Nature*, 2013, vol. 493, pp. 489–494.
<https://doi.org/10.1038/nature11789>
- Nikitin V.P. *Paleokarpologicheskii metod* [Paleocarpological Method]. Tomsk: Tomsk. Gos. Univ., 1969. 82 p.
- Novenko E.Yu. *Izmeneniya rastitel'nosti i klimata Tsentral'noi i Vostochnoi Evropy v pozdnem pleistotsene i golotsene v mezhlednikov'e i perehodnye etapy klimaticheskikh makrotsiklov* [Changes in Vegetation and Climate of Central and Eastern Europe in the Late Pleistocene and Holocene in the Interglacial and Transitional Stages of Climatic Macrocycles]. Moscow: GEOS Publ., 2016. 228 p.
- Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdnii pleistotsen – golotsen: Atlas-monografiya* [Paleoclimates and Paleolandscapes of the Extratropical Space of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene – Holocene: Atlas-Monograph]. Velichko A.A., Ed., Moscow: GEOS Publ., 2009. 120 p.
- Rother H., Lorenz S., Börner A., Kenzler M., Siermann N., Fülling A., Hrynoviecka A., Forler D., Kuznetsov V., Maksimov F., Starikova A. The terrestrial Eemian to late Weichselian sediment record at Beckentin (NE-

- Germany): First results from lithostratigraphic, palynological and geochronological analyses. *Quat. Int.* 2019, vol. 501, part A, pp. 90–108.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.009>
- Rusakov A., Nikonov A., Savelieva L., Simakova A., Sedov S., Maksimov F., Savenko V., Starikova A., Korkka M., Titova D. Landscape evolution in the periglacial zone of Eastern Europe since MIS5: Proxies from paleosols and sediments of the Cheremoshnik key site (Upper Volga, Russia). *Quat. Int.*, 2015, vol. 365, pp. 26–41.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.029>
- Rusakov A., Sedov S., Sheinkman V., Dobrynin D., Zinoviyev E., Trofimova S., Maksimov F., Kuznetsov V., Korkka M., Levchenko S. Late Pleistocene paleosols in the extra-glacial regions of Northwestern Eurasia: Pedogenesis, post-pedogenic transformation, paleoenvironmental inferences. *Quat. Int.*, 2019, vol. 501, pp. 174–192. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.03.020>
- Sycheva S., Frechen M., Terhorst B., Sedov S., Khokhlova O. Pedostratigraphy and chronology of the Late Pleistocene for the extra glacial area in the Central Russian Upland (reference section Aleksandrov quarry). *Catena*, 2020, vol. 194, 104689.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104689>
- Velichkevich F.Yu. *Pleistotsenovy flory lednikovyykh oblastei Vostochno-Evropeiskoi ravniny* [Pleistocene Floras of Glacial Areas of the East European Plain]. Minsk: Nauka i Tekhnika Publ., 1982. 239 p.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. *Atlas of the Vascular Plant Macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1. Pteridophytes and Monocotyledons*. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot., 2006. 224 p.
- Velichkevich F.Yu., Zastawniak E. *Atlas of the Vascular Plant Macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2. Herbaceous Dicotyledons*. Kraków: W. Szafer Inst. of Bot., 2008. 380 p.
- Zyuganova I.S. Upper Pleistocene carpological assemblages from the South of the Valdai Upland. *Paleontol. J.*, 2009, vol. 43, pp. 1351–1362.
<https://doi.org/10.1134/S0031030109100165>