

УДК 551.89:551.794

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В МАЛЫХ ОЗЕРНЫХ КОТЛОВИНАХ ПОМОРСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ

В. В. Колька<sup>1</sup>, О. П. Корсакова<sup>1</sup>, Н. Б. Лаврова<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Геологический институт Кольского научного центра РАН

<sup>2</sup> Институт геологии Карельского научного центра РАН

В статье представлены новые литологические, палинологические и хронологические данные, полученные в результате изучения донных осадков из четырех малых озерных котловин, находящихся на Поморском берегу Онежского залива Белого моря. Комплексное изучение донных осадков озер, расположенных на разных гипсометрических отметках северо-восточной части Сумозерской островной возвышенности и Прибеломорской низменности, позволило установить время и особенности их седиментации, выделить палеоклиматические этапы развития природной среды Карельского берега Белого моря в позднеледниковье и голоцене.

Ключевые слова: донные осадки, литология, спорово-пыльцевой анализ, позднеледниковье, голоцен, Поморский берег, Белое море.

### V. V. Kolka, O. P. Korsakova, N. B. Lavrova. THE PALEOGEOGRAPHIC SETTINGS FOR BOTTOM SEDIMENT FORMATION IN SMALL LAKE DEPRESSIONS ON THE POMOR COAST OF THE WHITE SEA

New lithological, palinological and chronological data obtained through the study of bottom sediments from four small lake depressions on the Pomor Coast, Onega Bay, White Sea are presented. The integrated study of bottom sediments from lakes lying at different elevations in the northeastern part of the Sumozersky moraine complex and the White Sea lowland allowed to establish the time and features of their deposition, to distinguish the palaeoclimatic stages in the development of the environment on the Karelian Coast of the White Sea during the Late Glacial and Holocene.

Keywords: bottom sediments, lithology, pollen analysis, Late Glacial, Holocene, Pomor Coast, White Sea.

#### Введение

Котловины многочисленных малых озер на побережье Белого моря, как правило, остаточного типа и относятся к изолированным бассейнам седиментации. В зависимости от своего гипсометрического положения они могли

быть неровностями дна более крупного водоема – пресноводного приледникового в ходе дегляциации на заключительных стадиях позднего плейстоцена или морского в течение голоцена. Кроме того, на Поморском берегу Белого моря помимо озер изолированных бассейнов представлены малые озера в котловинах

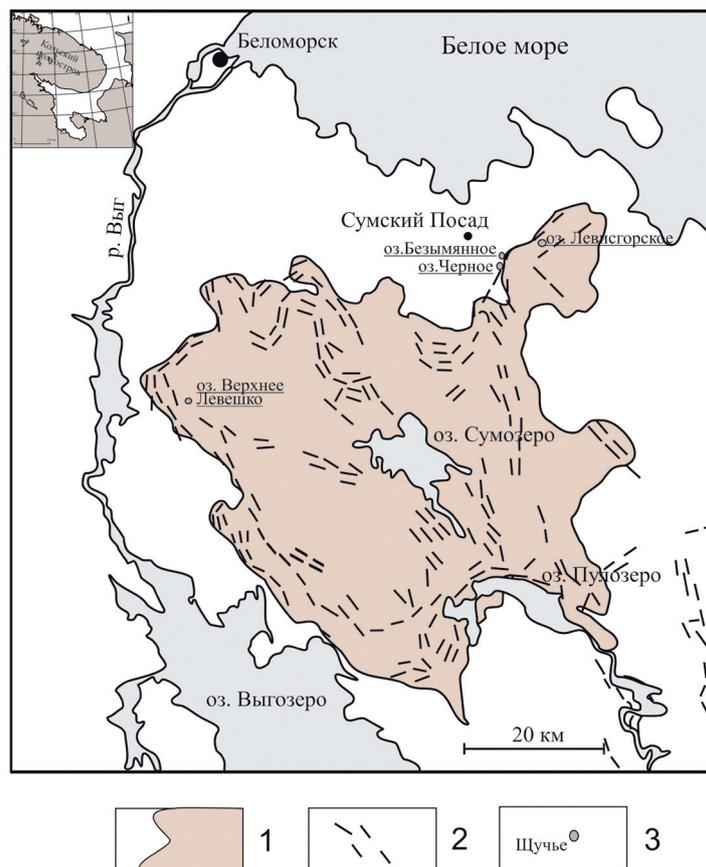


Рис. 1. Положение района исследований.

1 – Сумозерская межлопастная (островная) возвышенность; 2 – краевые образования (гряды, холмисто-грядовый рельеф, маргинальные склоны); 3 – изученные озера

ледникового или иного происхождения. Седиментационные последовательности из серии близко расположенных котловин малых озер определенного района являются в целом непрерывной летописью имевших здесь место палеогеографических событий. Осадконакопление в них осуществлялось в разных палеоэкологических условиях, связанных с характером дегляциации территории или акватории, меняющимся климатом, развитием биоты, перемещением береговой линии моря, тектоническими движениями земной коры разного генезиса, в том числе и гляциоизостатического. В отличие от крупных водных бассейнов, где в силу внутренних гидродинамических и других причин обычны значительные размывы и перераспределение осаждающегося материала на площади седиментации, в малых озерах седиментационная последовательность таким нарушениям почти не подвержена.

Целью проведенной работы было литологическое и биостратиграфическое изучение донных осадков озер, расположенных в разных условиях рельефа вблизи краевой ледниковой зоны в северной части Поморского берега Онежского залива Белого моря, выявление

этапов их накопления, определение особенностей седиментации, связанных с региональными и локальными факторами среды. Исследования проводились в рамках проекта по изучению относительного перемещения уровня Белого моря [Колька, Корсакова, 2012; Колька и др., 2012, 2013а, б и др.] и палеогеографических условий, характерных для Карельского и Поморского берегов Белого моря [Лаврова и др., 2009; Шелехова и др., 2013; Корсакова и др., 2014 и др.] в позднеледниковье и голоцене. Конкретными задачами исследования были: датирование донных осадков озер, расположенных в непосредственной близости от краевых ледниковых форм, радиоуглеродным ( $^{14}\text{C}$ ) и биостратиграфическим (спорово-пыльцевым) методами (1); сравнение результатов палинологического изучения донных отложений малых озер, расположенных в разных геоморфологических условиях (на различных высотных ярусах Сумозерской межлопастной возвышенности и прилегающей низменности) (2); выявление общих черт и особенностей в составе палинологических комплексов в качестве корреляционных признаков для сопоставления спорово-пыльцевых данных (3). С этой точки

зрения побережье Онежского залива является пока малоизученным. Палинологические и литолого-стратиграфические исследования ранее проводились в низовьях р. Выг [Девятова, 1976; Шелехова, Лаврова, 2011], в южной части Прибеломорской низменности [Елина, 1981; Елина и др., 2000], на побережье в пределах Архангельской области [Кошечкин и др., 1977].

### **Район и объекты исследования**

В статье рассматривается Прибеломорская низменность в пределах северной части Поморского берега и прилегающая к ней часть Сумозерской межлопастной (островной) ледниковой возвышенности, расположенной в зоне распространения краевых образований невской стадии [Ekman, Iljin, 1991] деградации поздневалдайского ледника (рис. 1).

Район исследования находится в пределах Беломорской и частично Карельской провинций Фенноскандинавского кристаллического щита и в структурно-тектоническом плане соотносится с Беломорским подвижным поясом – неоархейским коллизионным орогеном, переработанным палеопротерозойскими процессами рифтогенеза и орогении [Слабунов, 2008]. Новейшие тектонические структуры в целом наследуют здесь древние докембрийские структуры. В пределах изучаемого района граничат Беломорская и Восточно-Карельская новейшие структурные зоны. Беломорская структурная зона, обрамляющая беломорский грабен, в рельефе выражена в виде заболоченной приморской равнины, Восточно-Карельская – в виде кряжа Ветренный Пояс. В соответствии с этими главными структурами осуществляются в целом восходящие тектонические движения [Геология..., 1987]. На кристаллическом фундаменте, сложенном преимущественно архейскими гнейсами, амфиболитами, мигматитами, гранито-гнейсами беломорской серии, палеопротерозойскими вулканитами различного состава, сланцами, конгломератами, залегают верхне-четвертичные ледниковые, водноледниковые, морские осадки. Их распространение обусловлено положением района на границе взаимодействия Восточно-Карельской и Беломорской ледниковых лопастей [Демидов, 2005] во время максимума поздневалдайского оледенения. Здесь на продолжении северо-западной оконечности кряжа Ветренный Пояс, сложенного палеопротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями, перекрывающими архейские комплексы, на стыке двух ледниковых лопастей в результате подледниковой, внутриледниковой и периферийной маргинальной

аккумуляции был сформирован гляциоморфологический комплекс, выраженный в рельефе Сумозерской межлопастной (островной) аккумулятивной возвышенностью. В связи с этапностью своего образования она имеет ярусное строение. Наиболее высокими ее частями являются центральные зоны, которые опоясаны тремя разновозрастными полосами-ярусами ледникового и водноледникового рельефа разной сохранности, абсолютные высоты поверхностей которых последовательно снижаются. Верхний ярус размещается на абсолютных отметках 120–80 м над уровнем моря, средний – 100–60 м н. у. м., нижний – 80–40 м н. у. м. Каждый нижерасположенный ярус отделен от вышерасположенного, а также от поверхности центральных зон маргинальными склонами, либо краевыми грядами, либо участками ориентированного холмисто-грядового краевого рельефа [Лукашов, Экман, 1980]. Три главных этапа (подледниковый, внутриледниковый и периферийной маргинальной аккумуляции) образования островных возвышенностей соответствуют разным стадиям развития оледенения. Сумозерскую межлопастную (островную) ледниковую возвышенность относят к зоне распространения краевых образований невской стадии (12,5–11,8 тыс.  $^{14}\text{C}$  лет назад (тыс. л. н.)) развития поздневалдайского ледника [Ekman, Iljin, 1991].

В районе исследования были изучены и проанализированы седиментационные последовательности из озерных котловин, расположенных на разных ярусах Сумозерской возвышенности и на прилегающей к ней приморской равнине Прибеломорской низменности: оз. Верхнее Левешко на верхнем ярусе (120–80 м н. у. м.) развития форм ледниковой и водноледниковой аккумуляции близ западной оконечности возвышенности восточнее меридионально ориентированной цепи краевых гряд, отделяющих этот ярус от центральной зоны Сумозерской островной возвышенности; оз. Левисгорское на нижнем ярусе рельефа (80–40 м н. у. м.) в северо-восточной части возвышенности, на севере от него прослеживается маргинальный склон, крутизной до  $35^\circ$  и перепадом высот от его бровки до поверхности Прибеломорской низменности около 20 метров; оз. Черное и безымянное озеро с абсолютной отметкой уреза воды 28 м н. у. м. на Прибеломорской низменности в непосредственной близости от Сумозерской возвышенности (см. рис. 1).

### **Материалы и методы**

**Полевые работы и опробование.** Бурение осадков в котловинах исследуемых озер, кроме

оз. Верхнее Левешко, осуществлялось в самом глубоком плоскодонном месте дна с платформы, установленной на катамаране, с помощью переносного поршневого бура, позволяющего брать ненарушенную колонку осадков. От поверхности осадков последовательно с перекрытием в 10 см отбирались метровые секции кернов. Описание, первичное литолого-стратиграфическое изучение вскрытой осадочной последовательности, опробование и фотографирование проводилось в полевых условиях. Для  $^{14}\text{C}$ -датирования опробовались те части кернов, которые по текстурно-структурным признакам (появлению тонкой слоистости, литологическим границам) визуально соотносились с контактами, свидетельствующими о смене условий седиментации. Микропалеонтологические пробы отбирались в соответствии с требованиями спорово-пыльцевого анализа, причем вблизи указанных контактов опробование осуществлялось на каждом сантиметре керна. Для озер, предположительно отнесенных к категории изолированных бассейнов, определялась высота порогов стока из котловины – высотная отметка берега без торфа в истоке ручья, вытекающего из озера. Высотные отметки снимались с карты масштаба 1 : 25 000.

Литолого-стратиграфическое описание осадков из оз. Верхнее Левешко заимствовано из фондовых материалов Института геологии КарНЦ РАН и опубликованных работ [Лаврова и др., 2013].

#### **Палинологическое изучение осадков.**

При подготовке образцов использовался сепарационный метод В. П. Гричука и ацетолитическая методика Г. Э. Эрдмана [Гричук, Заклинская, 1948]. Для определения концентрации пыльцы к пробам добавлялись маркеры [Stokmarr, 1972]. При идентификации пыльцы и спор использовались справочники-определители [Куприянова, Алешина, 1972, 1978; Komárek, Jankovska, 2001 и др.] и эталонная коллекция пыльцы и спор Института геологии КарНЦ РАН. В зависимости от концентрации пыльцы в осадках подсчет ее зерен в спорово-пыльцевых спектрах (СПС) обычно составлял 500–1000 единиц. Сумма пыльцы, выявленной в образце, принималась за 100 %, исходя из этого вычислялось относительное содержание пыльцы каждого таксона. Для построения спорово-пыльцевых диаграмм и разделения их на локальные зоны использовались пакет программ Tilia/Tilia-Graph [Grimm, 1992] и программа CONISS. Выделение биостратиграфических уровней было основано на аргументах, связанных с особенностями СПП выделенных

палинозон, корреляции СПП с известными моделями позднеледникового и голоцена [Хотинский, 1977; Елина, 1981].

**Радиоуглеродное датирование** образцов выполнено традиционным методом в лаборатории геохронологии четвертичного периода факультета географии и геоэкологии СПбГУ по принятой там методике [Арсланов, 1987].

#### **Результаты и их обсуждение**

##### **Литолого-стратиграфическое строение седиментационных последовательностей.**

Седиментационные последовательности, вскрытые в котловинах изученных озер, имеют двучленное строение и сложены нижней кластогенной и верхней биогенной толщами (табл. 1).

Кластогенная толща сложена песками и алевритами с органикой. В котловинах озер, расположенных в пределах Сумозерской островной возвышенности, осадки слоистые и даже с ленточновидными текстурами, в котловинах на приморской равнине слоистость отсутствует. Мощность этой кластогенной части разрезов в котловинах, расположенных вне возвышенности, составляет около 15 см с кровлей на 20–18 м н. у. м. В котловинах, расположенных на нижних ярусах возвышенности, ее мощность низкая (10 см), на верхних она увеличивается до 1 м.

Верхняя биогенная часть сложена гиттией (сапропелем), имеющей зеленоватый или коричневый цвет, местами содержащей растительный детрит и минеральные частицы (см. табл. 1). Мощность ее в котловине оз. Верхнее Левешко превышает 5 м, а в остальных котловинах составляет несколько десятков сантиметров. Биогенное осадконакопление в котловинах озер началось в пребореале – около 10 тыс. л. н. в пределах Сумозерской возвышенности (датировки ТА-741 и ЛУ-6906, табл. 2) и 8–9 тыс. л. н. на приморской равнине (датировки ЛУ-6904, ЛУ-6911, табл. 2). Характерной особенностью седиментационных последовательностей является наличие отчетливого контакта между кластогенной и органической толщами. Только в котловине оз. Черное, наиболее низко расположенного, переход кластогенной толщи в органическую постепенный, градационный (см. табл. 1).

Слоистые лимногляциальные пески и алевриты с органикой в котловине оз. Верхнее Левешко, образовавшейся в результате гляциокарстовой инверсии, накапливались на заключительных стадиях дегляциации территории в аллереде. Стратиграфическое несогласие

Таблица 1. Описание донных отложений из котловин изученных озер

| Интервал глубин, см от уреза воды  | Литологическое описание (сверху вниз от поверхности донных осадков)   |
|--|---|
| <i>Озеро Верхнее Левешко: абсолютная отметка порога стока 110 м н. у. м.; глубина воды в месте отбора 1 м (описание приводится по полевым данным И. М. Экмана)</i> |   |
| 70–420   | Сапропель (ил) разжиженный, взвешенный в воде   |
| 420–485  | Сапропель зеленовато-коричневый, неплотный  |
| 485–582  | Сапропель зеленовато-коричневый, более плотный, чем вышележащий   |
| 582–590  | Сапропель коричневый, плотный, с тонким растительным детритом   |
| 590–608  | Алеврит серый, верхний контакт резкий   |
| 608–620  | Алеврит серый и темно-серый, слоистый (слоистость проявлена за счет цвета), с органикой (углистым веществом)  |
| 620–668  | Алеврит коричневатого-желтый, с органикой   |
| 668–680  | Алеврит светло-серый, с ленточновидными текстурами, переходящий в пески с гравийно-галечным материалом  |
| <i>Озеро Левисгорское: абсолютная отметка порога стока 45,0 м н. у. м.; глубина воды в месте отбора 5,70 м</i>   |   |
| 570–698  | Сапропель коричневый, неслоистый  |
| 698–731  | Гиттия оливкового цвета, неслоистая, содержит небольшое количество (около 1 %) минеральной фракции  |
| 731–758  | Гиттия зеленовато-коричневая, с неясной субгоризонтальной слоистостью, содержит минеральную фракцию, количество которой увеличивается книзу с 5 до 1 %, нижний контакт неровный, с затеками                           |
| 758–767  | Алеврит серый, неясно слоистый, с макроостатками растений и рассеянной органикой черного цвета, образующей «муаровые текстуры»  |
| <i>Озеро безымянное: абсолютная отметка порога стока 28,0 м н. у. м.; глубина воды в месте отбора 8,87 м</i>   |   |
| 887–916  | Сапропель темно-коричневый до черного, слоистый, с макроостатками растений, на глубине 904–905, 910–911 и 913–914 см – прослойки почти белого цвета   |
| 916–929  | Гиттия зеленовато-коричневая, слоистая, с линзами и прослойками (мощность до 7 мм) растительного детрита  |
| 929–937  | Гиттия коричневая, слоистая, с макроостатками растительности. В этом интервале количество макроостатков увеличивается   |
| 937–950  | Гиттия зеленовато-коричневая, плотная, слоистая (мощность слоев 1–3 мм), с макроостатками растений, на глубине 947–950 см отмечена минеральная фракция  |
| 950–965  | Песок серый с линзой желтого цвета, среднезернистый, неслоистый, контакт с вышележащим слоем резкий, ровный   |
| <i>Озеро Черное: абсолютная отметка порога стока 24,4 м н. у. м.; глубина воды в месте отбора 4,0 м</i>  |   |
| 400–457  | Гиттия темно-коричневая, неслоистая   |
| 457–466  | Гиттия зеленовато-серая, неслоистая, граница с верхним интервалом градационная, подчеркнута изменением цвета; нижняя граница неровная, с затеками   |
| 466–477  | Гиттия темно-коричневая, неслоистая, с минеральными частицами (около 1–2 %).  |
| 477–484  | Алеврит серый с песком, вверх по разрезу происходит утонение материала, переход в вышележащий слой градационный – в алеврите постепенно появляется органический материал; граница с нижним слоем неровная, с размывом |
| 484–492  | Песок разнозернистый, неслоистый, с обильным органическим материалом  |

Таблица 2. Данные радиоуглеродного датирования образцов донных осадков исследованных озер

| № п/п | Название озера  | Лабораторный номер | Глубина отбора, см от уреза воды | Радиоуглеродный возраст ( <sup>14</sup> C) | Календарный возраст |
|-------|-----------------|--------------------|----------------------------------|--|---------------------|
| 1     | Верхнее Левешко | (ТА-741)           | 608–618                          | 9700 ± 200                                 | 11 071 ± 297        |
| 2     | Левисгорское    | (ЛУ-6903)          | 682–688                          | 7220 ± 140                                 | 8050 ± 140          |
| 3     | Левисгорское    | ЛУ-6906            | 751–757                          | 10 380 ± 190                               | 12 190 ± 340        |
| 4     | Безымянное      | (ЛУ-6904)          | 940–950                          | 9180 ± 150                                 | 10 390 ± 170        |
| 5     | Черное          | (ЛУ-6913)          | 484–492                          | 9550 ± 190                                 | 10 860 ± 260        |
| 6     | Черное          | (ЛУ-6911)          | 471–477                          | 8090 ± 130                                 | 9000 ± 220          |

с вышележащей органогенной толщей в осадочной последовательности из котловины этого озера свидетельствует о резкой смене условий седиментации или о некотором перерыве в осадконакоплении. Наличие мертвого льда, заблокировавшего данную котловину, можно предположить в том случае, если допустить возможность значительного продвижения ледникового фронта в позднем дриасе.

Датировка  $9700 \pm 200$   $^{14}\text{C}$ -лет (ТА-741, табл. 2), полученная из темно-серых алевритов, обогащенных органическим веществом, залегающих ниже резкого контакта с органогенной толщей, может быть свидетельством такого предположения.

Вопрос о седиментации в озерах, расположенных на нижнем ярусе Сумозерской островной возвышенности и на границе островной возвышенности с приморской равниной, следует рассматривать в контексте вопроса о положении верхней морской границы. Известно, что положение верхней морской границы на Карельском и Поморском берегах Белого моря сильно варьирует. Так, в районе Чупа, расположенном примерно в 220 км севернее Сумозерской возвышенности, верхняя морская граница находится на высоте около 100 м н. у. м.; в районе Кузема, в 120 км на С-СЗ от исследуемого района, она расположена примерно на 70 м н. у. м. [Колька и др., 2012]. На Соловецких островах морские осадки в донных отложениях малых озер отмечены только на отметках 17 м н. у. м. [Субетто и др., 2012]. Такие значительные различия связаны с неравномерным неотектоническим поднятием разных частей побережья в голоцене по мере снятия ледниковой нагрузки. Исходя из того, что в изученных донных осадках малых озер в районе Сумский Посад ни солоноватоводные, ни морские осадки не обнаружены [Шелехова и др., 2013], следует считать, что котловины изученных озер были вне пределов функционирования морского бассейна.

Седиментационная последовательность донных осадков в котловине оз. Левисгорское (см. табл. 1), расположенного на нижнем ярусе Сумозерской возвышенности, начала формироваться в перигляциальных условиях (песок разнозернистый) и позже в мелководных условиях приледникового водоема (алеврит неясно слоистый и гиттия слоистая). При задержанной дегляциации прилегающей территории на переувлажненных грунтах образовывались торфы. Погребенный торф ранее был вскрыт бурением в котловине озера с отметкой 38 м н. у. м., расположенного в этом же районе. Позже территория подверглась затоплению

водами приледникового водоема, который в позднем дриасе подпруживался на севере и северо-западе фронтом ледниковой лопасти. В конце позднего дриаса, 12 060–1190 кал. л. н., на карельском берегу Белого моря имело место разрушение ледниковой подпруды мелких приледниковых озер и их спуск [Lunkka et al., 2011]. Судя по  $^{14}\text{C}$ -датировке  $10\,380 \pm 190$  ( $12\,190 \pm 340$  кал. л. н.) (ЛУ-6906, табл. 2), полученной из гиттии непосредственно над неровным контактом с кластогенной толщей, кардинальная смена условий седиментации в котловине оз. Левисгорское произошла примерно в это же время.

Безымянное озеро с отметкой уреза воды 28 м н. у. м. и глубиной 9 м находится на приморской равнине в непосредственной близости от флювиокама, сложенного хорошо промытым сортированным среднезернистым песком. Таким же песком сложена и кластогенная толща в разрезе донных осадков из котловины указанного озера (см. табл. 1). Это позволяет предположить ее гляциокарстовое происхождение, когда глыба льда была погребена под флювиогляциальными осадками. Органогенная часть литологической последовательности стала формироваться после стаивания льда в образовавшемся на ее месте озере.

Озеро Черное тоже расположено вблизи границы Сумозерской островной возвышенности на прилегающей к ней приморской равнине. Кластогенная часть представлена разнозернистым, неслоистым песком с обильным органическим материалом (см. табл. 1). В интервале песков встречены даже обломки веток деревьев диаметром до 4 см. Залегающие выше осадки показывают согласное залегание, формировавшееся в мелководном пресноводном водоеме.

**Данные палинологического анализа** указывают, что донные осадки изученных озер формировались начиная, предположительно, с аллереда – позднего дриаса, когда ледниковый фронт длительное время находился в пределах или вблизи Сумозерской возвышенности.

В осадках оз. Верхнее Левешко выделено восемь палинозон (рис. 2). Спорово-пыльцевые спектры (СПС) палинозоны I характеризуются преобладанием травянистых, представленных главным образом пылью *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, количество которых плавно уменьшается к верхней границе зоны, появляется пыльца *Cyperaceae*, из разнотравья – *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Caryophyllaceae*, *Saxifraga*, *Rubiaceae*, *Scrophulariaceae*, *Apiaceae*, *Polemonium*, *Rosaceae*, к верхней границе зоны появляется пыльца *Polygonaceae*,

## оз. Верхнее Левешко. 110 м н.у.м.

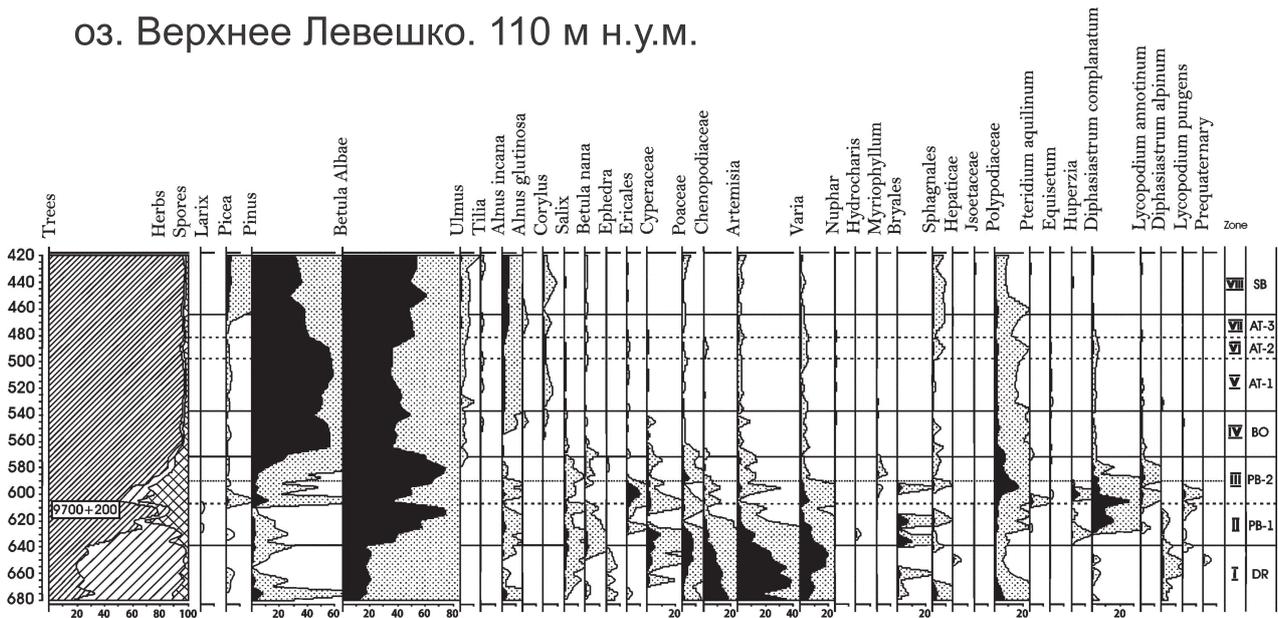


Рис. 2. Спорowo-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений оз. Верхнее Левешко

*Ranunculus*, *Caltha palustris*, *Valeriana*. По географическому распространению это в основном степные и арктоальпийские виды, по ценотической приуроченности – обитатели временных сообществ на нарушенных и несформированных грунтах. Древесные растения представлены в основном пыльцой *Betula sect. Albae*, *Pinus*, отмечена пыльца *Juniperus*, *Ephedra*. Главная роль среди споровых принадлежит *Polypodiaceae*, встречены *Bryales*, *Sphagnales*, *Hepaticae*, *Lycopodium pungens*, *Diphasiastrum complanatum*. У верхней границы зоны отмечены дочетвертичные спороморфы. Полученные данные, соотношение пыльцы древесные/недревесные указывают на то, что формирование спектров происходило главным образом в холодном и сухом климате позднего дриаса (11 000–10 300 <sup>14</sup>С л. н.). СПС палинозон II и III (см. рис. 2) были сформированы в пребореальное время (10 300–9300 <sup>14</sup>С л. н.), что подтверждается датировкой 9700 ± 200 <sup>14</sup>С л. н. (TA-741, табл. 2). Для палинозон II и III характерно резкое нарастание кривой пыльцы древесных и падение количества пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, значительная вспышка спор *Diphasiastrum complanatum*, выклинивание кривых *Betula nana*, *Salix*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Poaceae*. СПС палинозоны II (см. рис. 2) характеризуются нарастанием кривой пыльцы *Betula sect. Albae* (главным образом *B. pubescens*) до 80 % и ростом кривой спор *Diphasiastrum complanatum*, количество пыльцы *Pinus*, *Picea*, *Larix* незначительно, падает количество пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Poaceae*, *Cyperaceae*, среди споровых

преобладает *Bryales*. Для СПС палинозоны III (см. рис. 2) характерно резкое изменение кривой пыльцы *Betula sect. Albae*, что позволяет выделить две субпалинозоны, на границе между которыми алевриты резко сменяются гиттией с примесью растительного детрита (см. табл. 1): в алевритах заметно сокращается количество пыльцы *Betula sect. Albae*, появляются пики *Ericales*, *Diphasiastrum complanatum*, *Huperzia*, споры *Pteridium aquilinum* и пыльца *Chamaenerion angustifolium*, в гиттии возрастает количество пыльцы *Betula sect. Albae* и *Pinus*, доля травянистых незначительна, зафиксирована пыльца *Ephedra*. Особенности СПС палинозон IV (см. рис. 2), сформированной в бореальное время (9300–8000 <sup>14</sup>С л. н.), следует считать доминирование пыльцы *Pinus*, появление пыльцы термофильных *Ulmus*, *Corylus*, *Tilia*, *Alnus glutinosa*, незначительное участие пыльцы кустарничков, травянистых, споровых. Для СПС палинозон V, VI, VII (см. рис. 2) характерен наиболее высокий процент пыльцы термофильных пород (*Ulmus*, *Tilia*, *Corylus*, *Alnus glutinosa*), что наряду с последовательным изменением СПС позволяет соотносить эти палинозоны с атлантическим временем (8000–4700 <sup>14</sup>С л. н.). Картины зонального типа растительного покрова создают господствующие компоненты спектров – пыльца *Betula sect. Albae* и *Pinus*. Особенностью СПС палинозоны V является увеличение частоты встречаемости макрофитов (*Nuphar*) и спор *Equisetum*, палинозоны VI – сокращение пыльцы термофильных, стабильное содержание *Betula sect. Albae* (37–39 %) и уменьшение *Pinus*; палинозоны VII – увеличение доли

## оз. Левисгорское. 45 м н.у.м.

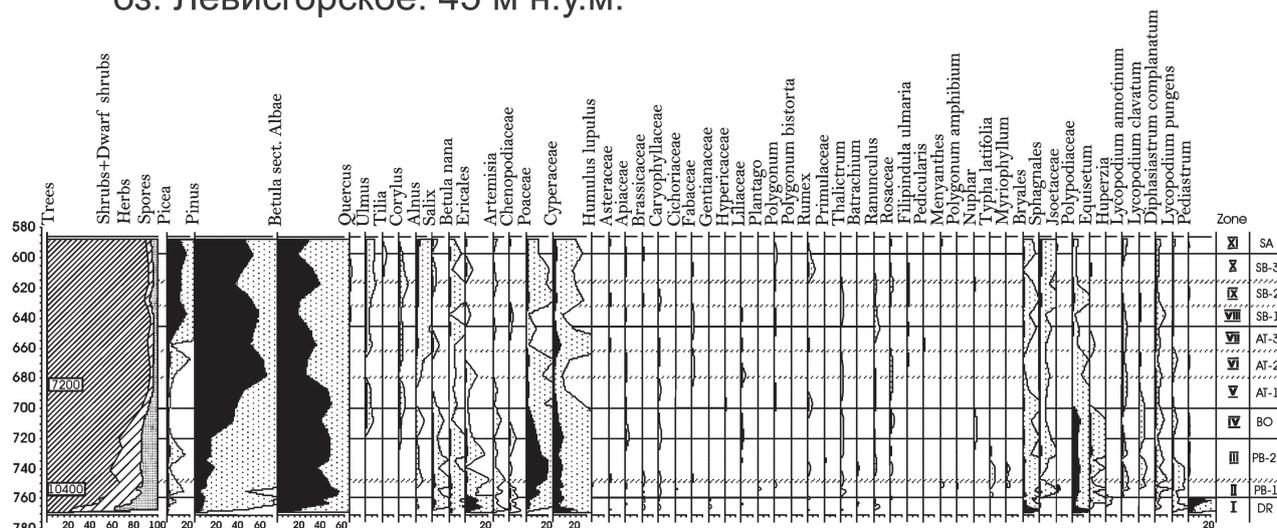


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений оз. Левисгорского

*Betula sect. Albae*, уменьшение *Pinus* и повышение роли пыльцы термофильных древесных пород. Основные особенности палинозоны VIII (см. рис. 2) – значительное увеличение пыльцы *Picea*, прерывается и затем появляется вновь кривая *Corylus*, исчезает из спектров *Alnus glutinosa*, с меньшей частотой встречается пыльца *Tilia*, что свидетельствует о формировании СПС в суббореальное время (4700–2500 л. н.).

В осадках оз. Левисгорское, расположенного на нижнем ярусе Сумозерской возвышенности, выделено одиннадцать палинозон (рис. 3). СПС палинозоны I выделены в водноледниковых песках и алевритах, где отмечена низкая концентрация пыльцы при увеличении ее к верхней границе палинозоны, из древесных преобладает пыльца *Betula sect. Albae* – возможно, переотложенная, среди кустарничков – пыльца *Ericales*, из травянистых – *Cyperaceae* (ее доля уменьшается от 20 до 4 %), спор – *Polypodiaceae* и *Bryales*. Хотя присутствие типичных представителей перигляциальной флоры незначительно, можно предположить, что накопление осадков происходило в позднем дриасе (11 000–10 300 л. н.), чему не противоречит и датировка  $10\,380 \pm 190$   $^{14}\text{C}$  л. н. (ЛУ-6906, табл. 2) для перекрывающих их отложений. СПС палинозоны II (см. рис. 3) выделены в верхней части кластогенной и базальной части органогенной толщи, при накоплении которых происходили значительные климатические изменения, о чем свидетельствует повышение доли пыльцы древесных пород, главным образом *Betula sect. Albae*. Для СПС палинозоны III (см. рис. 3) характерно дальнейшее увеличение концентрации пыльцы, нарастание

кривой пыльцы древесных пород *Betula sect. Albae*, *Pinus*, доля пыльцы кустарничков и кустарничков *Salix*, *Betula nana*, *Ericales* не превышает одного процента, среди травянистых значительно возрастает количество пыльцы *Poaceae*, из споровых – *Polypodiaceae*, а также характерно таксономическое разнообразие спор плаунов. Одной из главных особенностей палинозоны III является появление в спектрах пыльцы водных и прибрежно-водных *Myriophyllum*, *Typha latifolia*, *Polygonum amphibium*, *Menyanthes trifoliata*, спор *Isoetes*. Совокупность данных позволяет отнести формирование СПС палинозон II и III к пребореальному времени (10 200–9300  $^{14}\text{C}$  л. н.). В СПС палинозоны IV (см. рис. 3) зафиксировано характерное для спектров бореального времени (9300–8000  $^{14}\text{C}$  л. н.) значительное увеличение количества пыльцы *Pinus* до равных значений *Betula sect. Albae*, появление пыльцы термофильных пород (*Ulmus*, *Corylus*), уменьшение до долей процента доли *Salix*, *Betula nana*, *Ericales*, значительное снижение количества пыльцы *Cyperaceae* и *Poaceae*. СПС палинозон V, VI и VII (см. рис. 3) объединяет наличие пыльцы термофильных пород, что наряду с полученной датировкой 7200  $^{14}\text{C}$  л. н. позволяет отнести накопление осадков к атлантическому периоду (8000–4700 л. н.), когда северная граница распространения термофильных *Ulmus laevis*, *U. glabra* максимально приблизилась к территории исследования. В СПС палинозоны V (см. рис. 3) возрастает количество пыльцы *Betula sect. Albae*, уменьшается количество спор *Polypodiaceae*. СПС палинозоны VI (см. рис. 3) характеризуются максимумом пыльцы *Pinus*, исчезновением пыльцы *Ulmus*, *Corylus*. В СПС

## оз. Безымянное. 28 м н.у.м.

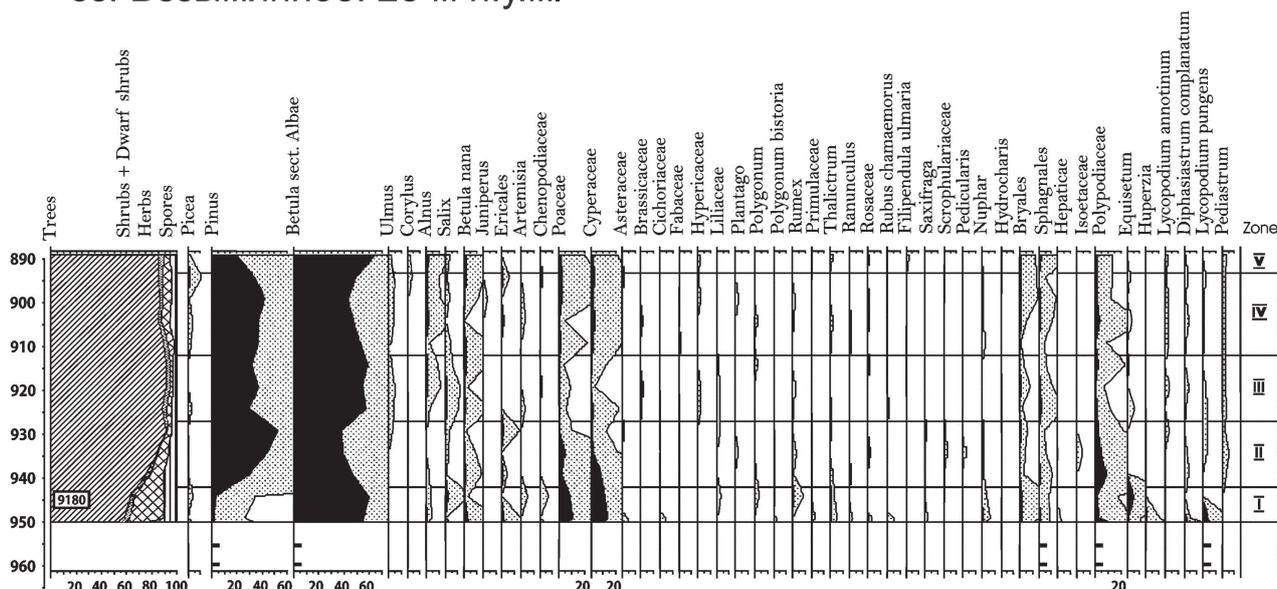


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений безымянного озера с отметкой 28 м н. у. м.

палинозоны VII (см. рис. 3) опять увеличивается доля *Betula sect. Albae*, *Alnus*, появляется пыльца термофильных пород, отмечено увеличение пыльцы *Cyperaceae*. СПС палинозоны VIII (см. рис. 3) характеризуются пиком пыльцы *Picea* (верхний максимум ели) и уменьшением количества пыльцы термофильных пород, что позволяет предположить формирование вмещающих осадков в начале суббореального периода (4700–2500 <sup>14</sup>С л. н.) с резким кратковременным похолоданием. Особенностью палинозоны IX (см. рис. 3) является увеличение в СПС пыльцы *Betula sect. Albae*, термофильных пород, *Cyperaceae*, *Poaceae* и спор *Polypodiaceae*. Палинозона X (см. рис. 3) характеризуется уменьшением количества пыльцы *Betula sect. Albae*, возрастанием *Pinus* и *Picea*, появлением пыльцы *Quercus* и *Tilia*, по-прежнему в спектрах присутствует пыльца *Ulmus* и *Corylus*. СПС палинозоны XI (см. рис. 3) отличаются увеличением количества пыльцы *Betula sect. Albae*, уменьшением содержания и разнообразия пыльцы термофильных пород и соответствуют началу субатлантического (последние 2500 <sup>14</sup>С лет) времени с характерным направленным похолоданием климата.

В осадках безымянного озера с отметкой уреза воды 28 м н. у. м., расположенного на приморской равнине, выделено пять палинозон (рис. 4). В водноледниковых песках встречены очень малочисленная (не более 20 зерен) пыльца и споры *Pinus*, *Betula sect. Albae*, *Sphagnales*, *Lycopodiaceae*. Палинозона I выделена уже в органогенных осадках, накапливавшихся

в конце пребореала – начале бореала, судя по датировке  $9180 \pm 150$  <sup>14</sup>С л. н. (ЛУ-6904, табл. 2). СПС характеризуются значительным нарастанием к верхней границе зоны пыльцы древесных пород, в частности пыльцы *Betula czerepanovii* и *B. pubescens*, наличием пыльцы *Salix*, *Betula nana* и *Ericales*, единичным присутствием пыльцы *Picea*, *Pinus*, среди трав доминирует пыльца *Cyperaceae* и *Poaceae*, присутствуют *Artemisia* и *Chenopodiaceae*, в разнотравье определена пыльца *Asteraceae*, *Brassicaceae*, *Hypericaceae*, *Polygonaceae*, *Polygonum bistorta*, *Rumex*, *Primulaceae*, *Thalictrum*, *Rosaceae*, *Rubus chamaemorus*, *Saxifraga*, среди спор доминирует *Polypodiaceae*, субдоминируют *Equisetum*, *Lycopodiaceae*, присутствуют *Bryales*, *Sphagnales*, *Hepaticae*. Особенностями палинозоны II (см. рис. 4) являются увеличение количества пыльцы *Pinus*, достигающей максимальных значений у верхней границы зоны, появление пыльцы *Ulmus*, незначительный вклад пыльцы *Salix*, *Betula nana*, *Ericales*, *Cyperaceae*, *Poaceae*; среди споровых по-прежнему доминирует *Polypodiaceae*, но отмечено снижение количества спор *Bryales*, *Sphagnales*, *Lycopodiaceae*, появляется пыльца макрофитов, споры *Isoetes*. Здесь же определены колонии водорослей *Pediastrum*. Формирование СПС палинозоны II отнесено к бореальному времени (8000–4700 <sup>14</sup>С л. н.). СПС палинозоны III (см. рис. 4), соотношенной с атлантическим временем (8000–4700 <sup>14</sup>С л. н.), имеют четкие особенности, которые придает им появление пыльцы термофильных пород: *Ulmus*, *Corylus*,

## оз.Черное. 24.4 м н.у.м.

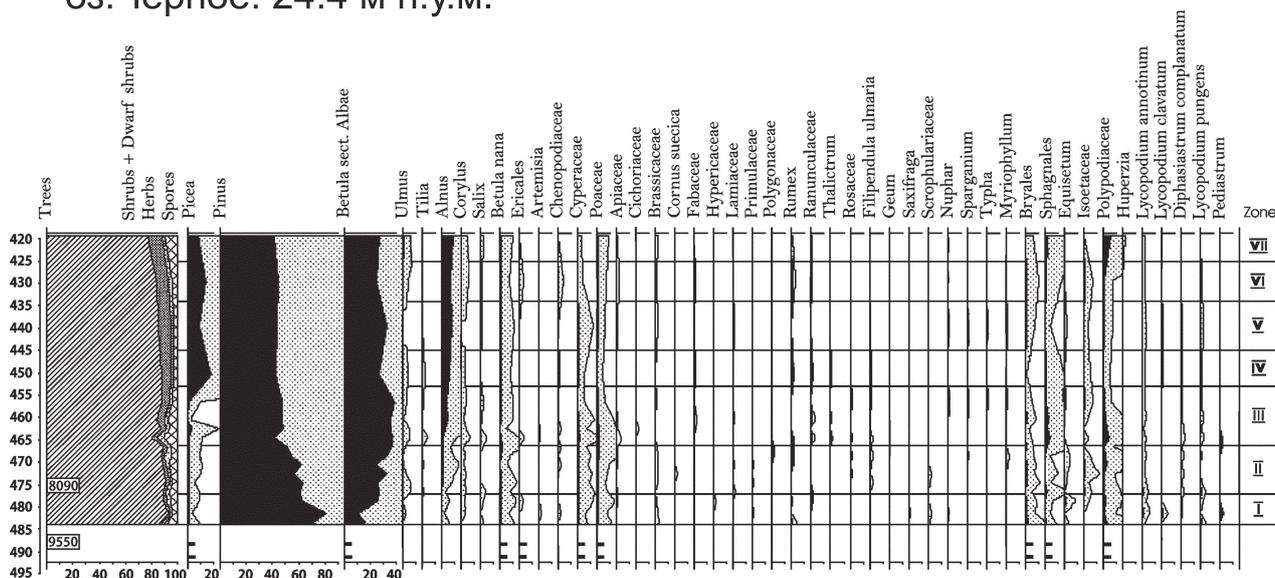


Рис. 5. Спорно-пыльцевая диаграмма разреза донных отложений оз. Черное

а также *Alnus* (*A. glutinosa*, *A. incana*), создающих непрерывные кривые; увеличивается количество пыльцы *Betula sect. Albae* (*B. pubescens*, *B. pendula*), *Salix*, вклад пыльцы травянистых в целом, а *Cyperaceae* и *Poaceae* в частности уменьшается, по-прежнему доминирует *Polypodiaceae*, хотя количество его спор также уменьшается. У нижней границы палинозоны IV (см. рис. 4), соотношенной с суббореальным временем (4700–2500 <sup>14</sup>С л. н.), прерывается кривая пыльцы *Ulmus*, уменьшается количество пыльцы *Alnus glutinosa*, пыльца *Corylus* выпадает из спектров и появляется вновь лишь у верхней границы палинозоны IV. Здесь доля пыльцы *Betula sect. Albae* сокращается, а *Pinus* – увеличивается, образуется непрерывная кривая пыльцы *Picea*, хотя ее количество не превышает двух процентов, появляется пыльца *Juniperus*, *Ericales*. Среди травянистых отмечено увеличение количества пыльцы *Poaceae* и *Cyperaceae*, зафиксирована пыльца *Nuphar* и *Hydrocharis*, при доминирующей роли спор *Polypodiaceae* возрастает значение *Lycopodiaceae*, отмечается постепенное повышение доли спор *Bryales* и *Sphagnum*. Палинозона V (см. рис. 4), сопоставленная с субатлантическим временем, характеризуется сокращением количества пыльцы термофильных пород, что обусловлено дальнейшим похолоданием климата; среди основных компонентов СПС отмечено снижение доли *Pinus* и *Picea*, увеличение *Betula sect. Albae*, а также *Alnus* (*A. incana*).

В осадках оз. Черное, расположенного наиболее низко в рельефе, установлено семь

палинозон (рис. 5). В базальной части осадочной последовательности, представленной песками (см. табл. 1), как и в предыдущем случае, концентрация пыльцы низкая – обнаружены единичные зерна *Pinus*, *Picea*, *Cyperaceae*, *Poaceae*. Палинозона I выделена в неслоистых алевролитах, которые с несогласием залегают на песках и формировались в бореальное время (9300–8000 <sup>14</sup>С л. н.). На контакте этих слоев происходит значительное изменение в составе СПС, отличительными особенностями которых являются высокое содержание пыльцы и спор, максимальное для всей последовательности количество пыльцы *Pinus*, низкая доля пыльцы *Betula sect. Albae*, количество которой возрастает к верхней границе палинозоны I, присутствие пыльцы *Picea*, *Alnus* (*A. incana*), *Betula nana* (содержание последней в СПС обычно в десять раз меньше, чем в существовавшем фитоценозе [Шешина, 1980]); количество пыльцы травянистых невелико, лидируют *Cyperaceae* и *Poaceae*, в разнотравье – *Cichoriaceae*, *Brassicaceae*, *Rumex*, *Saxifraga*, *Scrophulariaceae*; в группе спор доминируют *Bryales*, *Polypodiaceae*, присутствуют споры гипоарктических и бореальных видов плаунов *Huperzia appressum*, *Diphasiastrum complanatum*, *Lycopodium pungens*, *L. annotinum*. При переходе между кластогенными и органогенными толщами резких изменений в СПС не отмечено. СПС палинозон II, III, IV (см. рис. 5) объединяет присутствие пыльцы термофильных пород (*Ulmus laevis*, *U. glabra*, *Tilia cordata*, *Corylus avellana*),

количество и разнообразие которых увеличивается по сравнению с палинозоной I, что было возможно по причине теплого и влажного климата атлантического периода (8000–4700 <sup>14</sup>С л. н.). СПС палинозоны II, выделенной в базальном слое гиттии (см. табл. 1, рис. 5), характеризуются возрастанием доли пыльцы *Betula sect. Albae* при соответствующем уменьшении вклада пыльцы *Pinus*, которая продолжает занимать доминирующие позиции, возрастанием количества пыльцы *Alnus* (помимо *A. incana* появляется пыльца *A. glutinosa*), *Corylus*, присутствием пыльцы термофильных пород *Ulmus*, *Tilia*, доминированием *Cyperaceae* и *Poaceae* среди травянистых, возрастанием разнообразия и количества пыльцы разнотравья – *Apiaceae*, *Brassicaceae*, *Cornus suecica*, *Hypericaceae*, *Primulaceae*, *Lamiaceae*, *Polygonaceae*, *Rumex*, *Ranunculaceae*, *Rosaceae* (в том числе *Filipendula ulmaria*, *Geum rivale*), *Scrophulariaceae*, появлением пыльцы водных и прибрежно-водных видов (*Sparganium*, *Typha*, *Myriophyllum*), преобладанием спор *Polypodiaceae*, *Sphagnales*, *Bryales*, увеличением количества спор *Equisetum*, появлением *Isoetaceae*, присутствием тех же спор плаунов, что и в палинозоне I. СПС палинозоны III (см. рис. 5), выделенной в слоях гиттии, разделенных неровной границей (см. табл. 1), отличаются от СПС палинозоны II тем, что здесь почти в равной доле доминирует пыльца *Pinus* и *Betula sect. Albae* при постоянном ее количестве; у верхней границы палинозоны II появляется рациональная кривая пыльцы *Picea*, увеличивается вклад пыльцы *Alnus* (*A. incana* и *A. glutinosa*), а также *Salix*, снижается содержание пыльцы *Cyperaceae* и *Poaceae*, появляется пыльца *Fabaceae*, *Thalictrum*, среди пыльцы водных и прибрежно-водных растений определена пыльца *Myriophyllum*, *Sparganium*, *Typha*, *Nuphar*, колонии водорослей *Pediastrum* (*Pediastrum boryanum* var. *boryanum*, *P. boryanum* var. *longicorne*), в группе споровых увеличивается количество *Polypodiaceae*, *Sphagnales*, присутствуют споры *Bryales*, *Lycopodiaceae*, *Isoetes*, уменьшается доля *Equisetum*. Палинозона IV (см. рис. 5) отличается пиком пыльцы *Picea*, кривые пыльцы термофильных древесных пород обрываются к верхней ее границе. Палинозона V (см. рис. 5) характеризуется сокращением поступления пыльцы термофильных пород, некоторым увеличением доли пыльцы *Betula sect. Albae* и *B. nana*, возрастанием количества пыльцы *Cyperaceae*, а также пыльцы *Myriophyllum*, *Sparganium*, *Typha*, *Nuphar*, увеличением количества плаунов в группе споровых. По-видимому, СПС палинозоны V

сформировались в начале суббореального периода, для которого характерны резкое похолодание и уменьшение влажности климата. Однако затем показатели климата вновь превысили современные значения, что привело к появлению в спектрах палинозоны VI (см. рис. 5) пыльцы термофильных пород. Характерной особенностью СПС палинозоны VII (см. рис. 5) является уменьшение количества пыльцы термофильных пород, незначительное снижение доли *Picea* и увеличение *Betula*, а также *Alnus* (*A. incana*), количество пыльцы *Pinus* остается неизменным. По всей вероятности, СПС этой палинозоны формировались в субатлантическое время.

Таким образом, осадки, соответствующие концу **аллереда и позднему дриасу**, установлены в котловинах озер Верхнее Левешко, Левисгорское, расположенных в пределах Сумозерской возвышенности. Доминантом СПС соответствующей палинозоны разреза Верхнее Левешко выступает пыльца *Artemisia* и разнотравья, субдоминантами – пыльца *Chenopodiaceae* и *Betula sect. Albae*, тогда как доминантами СПС соответствующей палинозоны донных отложений оз. Левисгорское является *Betula sect. Albae* и *Ericales*, субдоминантами – пыльца *Cyperaceae*. Объединяющим фактором можно считать весьма значительное количество пыльцы *Betula sect. Albae*. Различия в составе ведущих компонентов спектров объясняются расположением изучаемых территорий на разных гипсометрических уровнях. В окрестностях озера Верхнее Левешко, находящегося на верхнем ярусе западного склона Сумозерской островной возвышенности, господствовали ксерофильные полынно-маревые группировки, а в окрестностях озера Левисгорское, расположенного на нижнем ярусе, из-за лучшей влагообеспеченности преобладали тундровые кустарничковые и в меньшей степени ерниковые палеосообщества. Основной фон ландшафта был представлен оголенными минеральными субстратами с отдельными островками палеоценозов. Единичные деревья и редкостойные ценозы из *Betula czerepanovii* могли находить благоприятные местообитания в межрядовых понижениях, у холмов с подветренной стороны и других защищенных от ветра местообитаниях. На берегу палеоводоёма Левисгорское произрастали осоково-злаковые ценозы. Нужно отметить, что ленточновидные алевриты сменяются вверх по разрезу гумусированными алевритами, начало накопления которых практически совпадает с появлением непрерывной кривой *Cyperaceae* и *Poaceae*. Вероятно, расселившиеся по мелководьям осоки

и тростники обеспечили поступление в водоем органико-гумусного вещества. В праводоеме Левисгорское в дриасе откладывались алевриты с макроостатками растений.

Отложения **пребореального времени** выделены в осадках всех изученных озер. В них доминирующие позиции занимает пыльца *Betula sect. Albae*. Субдоминанты в разрезах оз. Левисгорское и безымянного озера с отметкой 28 м н. у. м. представлены пыльцой *Poaceae* и *Cyperaceae*, а также спорами *Polypodiaceae*, в разрезе оз. Верхнее Левешко субдоминанты последовательно сменяют друг друга: сначала это пыльца *Poaceae*, *Artemisia* и *Varia*, затем споры *Lycopodium complanatum* и *Ericales* и, наконец, споры *Polypodiaceae*. Для пребореала характерно глобальное увеличение тепло- и влагообеспеченности, что привело к необратимым изменениям в растительном покрове. В начале пребореального времени растительный покров еще не сомкнут, но площадь оголенных, не освоенных растительностью территорий становится все меньше. Все более широко распространяются редкостойные березовые ценозы из *Betula pubescens*, *B. czerepanovii*, к которым впоследствии примыкает *B. pendula*. Распространение растительности и закрепление грунтов препятствовали их эрозии, и в озерных котловинах началось накопление органических илов, сапропеля.

Отложения **бореального времени** выделены в разрезах всех исследованных озер и представлены в основном гиттией. В СПС доминирующим компонентом является пыльца *Pinus* в разрезе оз. Верхнее Левешко, оз. Черное и безымянного озера и *Betula sect. Albae* при значительном увеличении пыльцы *Pinus* в разрезе оз. Левисгорское. В составе СПС появляется пыльца термофильных пород, в целом уменьшается количество пыльцы травянистых, а среди спор преобладают *Polypodiaceae*. Для бореального времени характерно направленное и существенное потепление климата на фоне дефицита влажности. Это способствовало активному распространению сосны, которая занимала благоприятные для нее местообитания, внедряясь в уже существующие березовые сообщества. На изучаемой территории распространяются сосновые лишайниковые северотаежные леса, как монодоминантные, так и с примесью березы. К наиболее влажным местообитаниям были приурочены березовые крупнотравные ценозы, они преобладали в районе оз. Левисгорское. Сами водоемы постепенно зарастают водными растениями, главным образом кубышкой (*Nuphar*), наиболее интенсивно процесс зарастания происходил в оз. Левисгорском,

возможно, это было обусловлено существованием обширных мелководий.

В СПС разрезов оз. Верхнее Левешко и оз. Левисгорское в отложениях **атлантического времени** преобладает пыльца *Pinus*, доля ее несколько снижается к концу указанного периода. В СПС разреза оз. Черное наряду с пыльцой *Pinus* доминантой является и пыльца *Betula sect. Albae*. Содержание пыльцы *Pinus* остается неизменным начиная с первой половины атлантического и до субатлантического времени. Видимо, в начале атлантикума сосна заняла все благоприятные для нее местообитания, где оказалась наиболее конкурентоспособной породой. В СПС донных отложений безымянного озера доминирующие позиции занимает пыльца *Betula sect. Albae*. Существенное потепление и увеличение влажности климата сделало возможным продвижение к северу термофильных пород, пыльца которых зафиксирована в СПС всех изученных разрезов. В СПС отложений атлантического времени присутствует и пыльца *Picea*. Миграция сосны привела к тому, что она вытеснила березу со всех удобных местообитаний в районе оз. Левисгорское и оз. Верхнее Левешко. В конце атлантикума в районе исследований произошло сокращение сосновых ценозов, по-видимому, из-за повышения влажности климата в последней трети атлантического периода [Елина и др., 2000]. Приморская равнина с низкими гипсометрическими отметками и, вероятно, более высоким уровнем грунтовых вод обеспечивала благоприятные местообитания для распространения березы.

Резкое похолодание и уменьшение влажности климата в начале **суббореального периода** привело к сокращению термофильных пород, что нашло отражение в СПС всех изученных разрезов донных отложений. Из-за последовавшего позже потепления опять появились благоприятные для них местообитания. Есть данные [Девятова, 1976] о том, что в Южном Беломорье климат суббореала был более теплым и влажным, чем в атлантическое время. Свидетельством этому может быть увеличение количества и разнообразия пыльцы термофильных пород – *Ulmus*, *Alnus glutinosa*, *Corylus*, *Quercus robur*, *Tilia cordata*. Суббореал является временем активного распространения ели. Известно, что репрезентация пыльцы ели в палиноценозах всегда ниже, чем ее доля в составе фитоценозов [Елина, 1981; Лийвранд, 1990], поэтому о появлении ее в лесах можно говорить уже при однопроцентном наличии пыльцы в СПС. Количество пыльцы ели в СПС разрезов оз. Левисгорское и оз. Черное в несколько раз выше, чем в разрезе оз. Верхнее Левешко

и малого безымянного озера, что следует из различий в локальных условиях местообитаний. Доминантами СПС суббореальных отложений выступают пыльца *Pinus* с содоминантной *Betula sect. Albae*.

Изменения основных компонентов СПС палинозон, относящихся к **субатлантическому времени**, в целом имеют одинаковую тенденцию, выразившуюся в уменьшении вклада пыльцы *Picea*, *Pinus* и увеличении *Betula sect. Albae*. Направленность нарушена в отложениях озера Черное, где содержание пыльцы *Pinus* остается неизменным начиная с первой трети атлантического времени.

## Выводы

Из данных изучения донных отложений, их литологии, стратиграфии, содержащихся фоссилий пыльцы и диатомовых водорослей следует, что (1) краевой комплекс рельефа, в состав которого входит Сумозерская островная возвышенность, окончательно сформировался не в невскую стадию развития оледенения, а в более позднюю стадию сальпаусселькя (поздний дриас); (2) осадконакопление в позднем дриасе на нижнем ярусе Сумозерской возвышенности и прилегающей равнине осуществлялось в условиях приледникового водоема, в состав которого входили все изученные озера, кроме оз. Верхнее Левешко, находящегося на верхнем ярусе возвышенности и являвшегося в позднем дриасе водоемом интрагляциальной зоны; (3) после реактивации ледникового фронта при похолодании позднего дриаса более ранняя дегляциация имела место в пределах возвышенности, биогенное осадконакопление в котловинах озер началось в пребореале – около 10 тыс. л. н. в пределах Сумозерской возвышенности и 8–9 тыс. л. н. на приморской равнине; (4) отсутствие морских и переходных фаций донных отложений в осадочных последовательностях, наличие зеленых водорослей *Pediastrum* в нижних частях изученных разрезов, а также пресноводный состав диатомовой флоры с незначительной примесью переотложенных солоноватоводных форм свидетельствует, что в местных условиях отлогого берега Онежского залива до конца пребореала здесь существовал пресноводный бассейн, значительное осолонение которого имело место уже после изоляции изученных озерных котловин; (5) сопоставление палинологических данных показало, что спорово-пыльцевые спектры одних и тех же временных интервалов имеют как общие, так и специфические черты, обусловленные положением озер на разных

гипсометрических отметках и влиянием локальных фитоценозов; в СПС самого крупного оз. Верхнее Левешко в большей степени отражается региональный тип растительности, в СПС озер меньших размеров увеличивается влияние локальной растительности.

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 11–05–00791–а.*

## Литература

- Арсланов Х. А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: ЛГУ, 1987. 294 с.
- Геология Карелии. Л.: Наука, 1987. 231 с.
- Гричук М. П., Заклинская Е. Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: Географгиз, 1948. 223 с.
- Девятова Э. И. Геология и палинология голоцена и хронология памятников первобытной эпохи в Юго-Западном Беломорье. Л.: Наука, 1976. 121 с.
- Демидов И. Н. Деградация поздневалдайского оледенения в бассейне Онежского озера // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2005. Вып. 8. С. 134–142.
- Елина Г. А. Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука, 1981. 159 с.
- Елина Г. А., Лукашов А. Д., Юрковская Т. К. Позднеледниковье и голоцен Восточной Фенноскандии (палеорастительность и палеогеография). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2000. С. 101–107.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, Северная Карелия) // Доклады Академии наук. 2012. Т. 442, № 2. С. 263–267.
- Колька В. В., Корсакова О. П. Применение геологических методов для датирования каменных лабиринтов на побережье Белого моря // Вестник МГТУ. 2012. Т. 15, № 2. С. 349–356.
- Колька В. В., Евзеров В. Я., Меллер Я. Й., Корнер Д. Д. Перемещение уровня моря в позднем плейстоцене-голоцене и стратиграфия донных осадков изолированных озер на южном берегу Кольского полуострова, в районе поселка Умба // Известия РАН. Серия геогр. 2013а. № 1. С. 73–88.
- Колька В. В., Корсакова О. П., Шелехова Т. С. и др. Реконструкция относительного положения уровня Белого моря в голоцене на Карельском берегу (район пос. Энгозеро, Северная Карелия) // Докл. АН. 2013б. Т. 449, № 5. С. 587–592.
- Корсакова О. П., Колька В. В., Алексеева А. Н. и др. Элементный состав разнофациальных осадков из малых озерных котловин побережья Белого моря (северная Карелия, район Чупа) // Геохимия литогенеза: материалы Российского совещания с международным участием (Сыктывкар, 17–19 марта 2014 г.). Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2014. С. 121–124.

Кошечкин Б. И., Девятова Э. И., Каган Л. Я., Пунинг Я. М. Последледниковые морские трансгрессии в Онежском Беломорье // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Севера европейской части СССР. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР, 1977. С. 5–16.

Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца и споры растений флоры европейской части СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1972. 171 с.

Куприянова Л. А., Алешина Л. А. Пыльца двудольных растений флоры европейской части СССР. Lamiaceae-Zugophyllaceae. Л.: Наука, 1978. 184 с.

Лаврова Н. Б., Колька В. В., Корсакова О. П. Палиноспектры донных отложений озер как индикаторы миграции береговой линии Белого моря (Северная Карелия) // Материалы XVIII Международной научной конференции (школы) по морской геологии (Москва, 16–20 ноября 2009 г.). Москва, 2009. С. 204–209.

Лаврова Н. Б., Колька В. В., Корсакова О. П. Палинологическая характеристика донных отложений малых озер Поморского берега Белого моря (р-н пос. Сумпосад) и Сумозерской островной возвышенности // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2013. Вып. 16. С. 122–131.

Лийвранд Э. Методические проблемы палиностратиграфии плейстоцена. Таллинн: Валгус, 1990. 176 с.

Лукашов А. Д., Экман И. М. Деградация последнего оледенения и некоторые особенности маргинальной и островной ледниковой аккумуляции в Карелии // Природа и хозяйство Севера. Мурманск: Мурманское книжное издательство, 1980. Вып. 7. С. 8–20.

Слабунов А. И. Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008. 296 с.

Субетто Д. А., Шевченко В. П., Лудикова А. В и др. Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага

и скорости современного озерного осадконакопления // Доклады Академии наук. 2012. Т. 446, № 2. С. 183–190.

Хотинский Н. А. Голоцен северной Евразии. М.: Наука, 1977. 199 с.

Шелехова Т. С., Лаврова Н. Б. Новые данные о миграции береговой линии Белого моря // Ученые записки ПетрГУ. 2011. № 2. С. 24–32.

Шелехова Т. С., Колька В. В., Корсакова О. П. Диатомовые водоросли в донных осадках озер побережья Белого моря (район поселка Сумский Посад, Карелия, Россия) // Материалы XIII Международной научной конференции альгологов «Диатомовые водоросли: современное состояние и перспективы исследований» (Кострома, 24–29 августа 2013 г.). Кострома, 2013. С. 98–99.

Шешина О. Н. О степени сходства палино- и фитоценозов и реставрации палеофитоценозов // Вестник МГУ. Сер. геол. 1980. № 4. С. 85–89.

Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide. Eds. Rainio H., Saarnisto M. Geological Survey of Finland: Espoo, 1991. P. 73–101.

Grimm E. G. TILIA 1.12, TILIA GRAPH 1.18. Illinois State Museum, Research & Collection Center, Springfield, Illinois. 1992. 56 p.

Komarek J., Jankovska V. Review of the green algal genus *Pediastrum*: implication for pollenanalytical research // Bibliotheca phycologica. Band 108. Berlin; Stuttgart; Cramer, 2001. 127 p.

Lunkka J. P., Putkinen N., Miettinen A. Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia, during the Younger Dryas stadial // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 37. P. 26–37.

Stokmarr J. Determination of spore concentration with in electronic particlecounter. Kobenhavn: Geological Survey of Denmark, 1972. P. 87–89.

Поступила в редакцию 04.02.2015

## References

Arslanov Kh. A. Radiouglerod: geokhimiya i geokhronologiya [Radiocarbon: geochemistry and geochronology]. Leningrad: LGU, 1987. 294 p.

Devyatova E. I. Geologiya i palinologiya golotsena i khronologiya pamyatnikov pervobytnoi epokhi v Yugo-Zapadnom Belomor'e [Geology and palynology of Holocene. Chronology of the primitive monuments in the South-Western White Sea]. Leningrad: Nauka, 1976. 121 p.

Demidov I. N. Degradatsiya pozdnevaldaiskogo oledeniya v basseine Onezhskogo ozera [Degradation of the Late Valdai Glaciation in Onega Lake basin]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii* [Geology and mineral resources of Karelia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2005. Iss. 8. P. 134–142.

Elina G. A. Printsipy i metody rekonstruktsii i kartirovaniya rastitel'nosti golotsena [Principles and

methods for reconstruction and mapping of Holocene vegetation]. Leningrad: Nauka, 1981. 159 p.

Elina G. A., Lukashov A. D., Yurkovskaya T. K. Pozdnelednikov'e i golotsen Vostochnoi Fennoskandii (paleorastitel'nost' i paleogeografiya) [Late glacial and holocene palaeovegetation and palaeogeography of the Eastern Fennoscandia]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2000. P. 101–107.

Geologiya Karelii [Geology of Karelia]. Leningrad: Nauka, 1987. 231 p.

Grichuk M. P., Zaklinskaya E. D. Analiz iskopaemykh pyl'tsy i spor i ego primenenie v paleogeografii [Analysis of fossil pollen and spores and its application in paleogeography]. Moscow: Geografiz, 1948. 223 p.

Khotinskii N. A. Golotsen severnoi Evrazii [Holocene of the Northern Eurasia]. Moscow: Nauka, 1977. 199 p.

Kol'ka V. V., Korsakova O. P., Shelekhova T. S., Lavrova N. B., Arslanov Kh. A. Peremeshchenie beregovoi linii Belogo morya i glyatsioizostaticeskoe podnyatie sushi v golotsene (raion poselka Kuzema, severnaya Kareliya) [Translocation of the White Sea shoreline and glacioisostatic land uplift in the Holocene (Kuzema area, North Karelia)]. *Doklady Akademii nauk [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2012. Vol. 442, No 2. P. 263–267.

Kol'ka V. V., Korsakova O. P. Primenenie geologicheskikh metodov dlya datirovaniya kamennykh labirintov na poberezh'e Belogo morya [Application of geological methods for dating of stone labyrinths on the White Sea coast]. *Vestnik MGTU [Herald of MSTU]*. 2012. Vol. 15, No 2. P. 349–356.

Kol'ka V. V., Evzerov V. Ya., Meller Ya. I., Korner D. D. Peremeshchenie urovnya morya v pozdnem pleistotsene-golotsene i stratigrafiya donnykh osadkov izolirovannykh ozer na yuzhnom beregu Kol'skogo poluoostrova, v raione poselka Umba [Shifts in sea level in late Pleistocene-Holocene and stratigraphy of bottom sediments from the isolated lakes on the southern shore of the Kola Peninsula, Umba village]. *Izvestiya RAN. Seriya geogr. [Proceedings of RAS. Geographical series]*. 2013a. No 1. P. 73–88.

Kol'ka V. V., Korsakova O. P., Shelekhova T. S., Lavrova N. B., Arslanov Kh. A. Rekonstruktsiya odnositel'nogo polozheniya urovnya Belogo morya v golotsene na Karel'skom beregu (raion pos. Engozero, severnaya Kareliya) [Reconstruction of the relative White Sea level position in the Holocene on the Karelian shore (Engozero area, North Karelia)]. *Dokl. AN [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2013b. Vol. 449, No 5. P. 587–592.

Korsakova O. P., Kol'ka V. V., Alekseeva A. N., Tolstobrov D. S., Lavrova N. B., Shelekhova T. S. Elementnyi sostav raznofatsial'nykh osadkov iz malykh ozernykh kotlovin poberezh'ya Belogo morya (severnaya Kareliya, raion Chupa) [Element composition of multi-facies sediments from the small lake basins of the White Sea shore (North Karelia, Chupa area)]. *Geokhimiya litogeneza: materialy Rossiiskogo soveshchaniya s mezhdunarodnym uchastiem (Syktyvkar, 17–19 marta 2014 g.) [Geochemistry of lithogenesis: proceedings of Russian meeting with international participation (Syktyvkar, March 17–19, 2014)]*. Syktyvkar: IG Komi NTs UrO RAN, 2014. P. 121–124.

Koshechkin B. I., Devyatova E. I., Kagan L. Ya., Punning Ya. M. Poslednikovye morskije transgressii v Onezhskom Belomor'e [Postglacial sea transgressions in the Onega – White Sea]. *Stratigrafiya i paleogeografiya chetvertichnogo perioda Severa evropeiskoi chasti SSSR [Quaternary stratigraphy and paleogeography of the European North of the USSR]*. Petrozavodsk: Karel'skii filial AN SSSR, 1977. P. 5–16.

Kupriyanova L. A., Aleshina L. A. Pyl'tsa i spory rastenii flory Evropeiskoi chasti SSSR [Pollen and spores of plants of the flora of the European part of the USSR]. Vol. 1. Leningrad: Nauka, 1972. 171 p.

Kupriyanova L. A., Aleshina L. A. Pyl'tsa dvudol'nykh rastenii flory Evropeiskoi chasti SSSR. Lamiaceae-Zygophyllaceae [Pollen of dicotyledons from the flora of the European part of the USSR. Lamiaceae-Zygophyllaceae]. Leningrad: Nauka, 1978. 184 p.

Lavrova N. B., Kol'ka V. V., Korsakova O. P. Palinospektry donnykh otlozhenii ozer kak indikator migratsii

beregovoi linii Belogo morya (severnaya Kareliya) [Palynospectra of lake bottom sediments as migration indicators of the White Sea shoreline (North Karelia)]. *Materialy XVIII Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii (shkoly) po morskoi geologii (Moskva, 16–20 noyabrya 2009 g.) [Proceedings of the XVIII international scientific conference (school) on marine geology (Moscow, November 16–20, 2009)]*. Moscow, 2009. P. 204–209.

Lavrova N. B., Kol'ka V. V., Korsakova O. P. Palinologicheskaya kharakteristika donnykh otlozhenii malykh ozer Pomorskogo berega Belogo morya (r-n pos. Sumposad) i Sumozerskoi ostrovnoi vozvysheynosti [Palynological characteristic of bottom sediments from the small lakes on the Pomorian coast of the White Sea (Sumposad area)]. *Geologiya i poleznye iskopaemye Karelii [Geology and mineral resources of Karelia]*. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2013. Iss. 16. P. 122–131.

Liivrand E. Metodicheskie problemy palinostratigrafii pleistotsena [Methodological problems of Pleistocene palynostratigraphy]. Tallinn: Valgus, 1990. 176 p.

Lukashov A. D., Ekman I. M. Degradatsiya poslednego oledneniya i nekotorye osobennosti marginal'noi i ostrovnoi lednikovoi akumulatsii v Karelii [Degradation of the last glaciation and some features of marginal and island glacial accumulation in Karelia]. *Priroda i khozyaistvo Severa [Nature and economy of the North]*. Murmansk: Murmanskoe knizhnoe izdatel'stvo, 1980. Iss. 7. P. 8–20.

Shelekhova T. S., Lavrova N. B. Novye dannye o migratsii beregovoi linii Belogo morya [New data on the White Sea shoreline migration]. *Uchenye zapiski PetrGU [Proceedings of PetrSU]*. 2011. No 2. P. 24–32.

Shelekhova T. S., Kol'ka V. V., Korsakova O. P. Diatomovye vodorosli v donnykh osadkakh ozer poberezh'ya Belogo morya (raion poselka Sumskii Posad, Kareliya, Rossiya) [Diatoms of lake bottom sediments on the White Sea coast]. *Materialy XIII Mezhdunarodnoi nauchnoi konferentsii al'gologov «Diatomovye vodorosli: sovremennoe sostoyanie i perspektivy issledovaniia» (Kostroma, 24–29 avgusta 2013 g.) [Proceedings of the XIII international scientific algological conference «Diatoms: current state and research perspectives» (Kostroma, August 24–29, 2013)]*. Kostroma, 2013. P. 98–99.

Sheshina O. N. O stepeni skhodstva palino- i fitotseznozov i restavratsii paleofitotseznozov [On the degree of similarity of palyno- and phytocenoses and restoration of palaeophytocenoses]. *Vestnik MGU. Ser. geol. [Herald of MSU. Geological series]*. 1980. No 4. P. 85–89.

Slabunov A. I. Geologiya i geodinamika arkheiskikh podvizhnykh poyasov (na primere Belomorskoi provintsii Fennoskandinavskogo shchita) [Geology and geodynamics of Archean mobile belts (example from the Belomorian Province of the Fennoscandian Shield)]. Petrozavodsk: KarRC of RAS, 2008. 296 p.

Subetto D. A., Shevchenko V. P., Ludikova A. V., Kuznetsov D. D., Sapelko T. V., Lisitsin A. P., Evzerov V. Ya., van Beek P., Suo M., Subetto G. D. Khronologiya izolyatsii ozer Solovetskogo arhipelaga i skorosti sovremennogo ozernogo osadkonakopleniya [Chronology of isolation of the Solovetsky Archipelago Lakes and current rates of lake sedimentation]. *Doklady Akademii nauk [Proceedings of Academy of Sciences]*. 2012. Vol. 446, No 2. P. 183–190.

*Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian ASSR and adjacent areas. Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide. Eds. Rainio H., Saaristo M. Geological Survey of Finland: Espoo, 1991. P. 73–101.

*Grimm E. G.* TILIA 1.12, TILIA GRAPH 1.18. Illinois State Museum, Research & Collection Center, Springfield, Illinois. 1992. 56 p.

*Komarek J., Jankovska V.* Review of the green algal genus *Pediastrum*: implication for pollenanalytical

research. *Bibliotheca phycologica*. Band 108. Berlin; Stuttgart; Cramer, 2001. 127 p.

*Lunkka J. P., Putkinen N., Miettinen A.* Shoreline displacement in the Belomorsk area, NW Russia, during the Younger Dryas stadial. *Quaternary Science Reviews*. 2012. Vol. 37. P. 26–37.

*Stokmarr J.* Determination of spore concentration with in electronic particlecounter. Kobenhavn: Geological Survey of Denmark, 1972. P. 87–89.

Received February 04, 2015

## СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ:

### **Колька Василий Васильевич**

старший научный сотрудник, зав. лабораторией, к. г.-м. н.  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл.,  
Россия, 184209  
эл. почта: kolka@geoksc.apatity.ru

### **Корсакова Ольга Павловна**

старший научный сотрудник, к. г. н.  
Геологический институт Кольского научного центра РАН  
ул. Ферсмана, 14, Апатиты, Мурманская обл.,  
Россия, 184209  
эл. почта: korsak@geoksc.apatity.ru

### **Лаврова Надежда Борисовна**

научный сотрудник, к. б. н.  
Институт геологии Карельского научного центра РАН  
ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, Республика Карелия,  
Россия, 185910  
эл. почта: lavrova@krc.karelia.ru  
тел.: 8921454545

## CONTRIBUTORS:

### **Kolka, Vasili**

Geological institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia  
e-mail: kolka@geoksc.apatity.ru

### **Korsakova, Olga**

Geological institute, Kola Science Centre,  
Russian Academy of Sciences  
14 Fersman St., 184209 Apatity, Murmansk Region, Russia  
e-mail: korsak@geoksc.apatity.ru

### **Lavrova, Nadezhda**

Institute of Karelian Research Centre,  
Russian Academy of Science  
11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia  
e-mail: lavrova@krc.karelia.ru  
tel.: 8921454545