

УДК 551.7.022+551.794(470.22)

## ЛИТОЛОГИЯ И ПОЗДНЕ-ПОСЛЕДНИКОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИЗ КОТЛОВИН ИЗОЛИРОВАННЫХ БАССЕЙНОВ ПОБЕРЕЖЬЯ БЕЛОГО МОРЯ (НА ПРИМЕРЕ МАЛОГО ОЗЕРА ИЗ РАЙОНА ПОСЕЛКА ЧУПА, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

О. П. Корсакова\*, В. В. Колька\*, А. Н. Толстоброва\*, Н. Б. Лаврова\*\*,  
Д. С. Толстобров\*, Т. С. Шелехова\*\*

\*Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты

\*\*Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

e-mail: korsak@geoksc.apatity.ru

Поступила в редакцию 18.08.2014 г., получена после доработки 18.10.2015 г.

Проведено комплексное литологическое и геохимическое изучение, радиоуглеродное датирование, диатомовый и палинологический анализ стратифицированных донных отложений, формирующих фациально разнородные осадочные толщи в изолированной котловине малого озера, расположенного вблизи верхней морской границы на беломорском побережье в Северной Карелии. На примере изученного озера выделены литолого-стратиграфические единицы (ЛСЕ), которые в качестве стратогенов образуют полную осадочную последовательность в котловинах изолированных бассейнов. Показано, что на кольско-карельском побережье Белого моря стратиграфия фациально разнородных толщ в изолированных водоемах связана с двумя региональными трансгрессивно-регрессивными циклами изменения относительного уровня моря – с позднеледниковой и голоценовой морскими трансгрессиями и сменявшими их регрессиями. Нижняя часть кластогенной глинисто-песчано-алевритистой толщи, последовательно сложенная пресноводными (ЛСЕ 1) и солоноватоводными (ЛСЕ 2) отложениями приледникового водоема, а также морскими позднеледниковыми осадками (ЛСЕ 3), формировалась в ходе позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии. Верхняя песчано-алевритистая часть кластогенной толщи, образованная в разных изолированных котловинах на разных этапах голоцена в зависимости от высотного положения на береговом склоне, представлена прибрежными морскими осадками (ЛСЕ 4) и осадками отчленяющегося водоема-залива (ЛСЕ 5). Органогенной сапропелевой толще, непосредственно перекрывающей отложения морского бассейна и отчленяющегося залива, соответствуют стратогены, представленные голоценовыми осадками меромиктического озера (ЛСЕ 6), пресноводными отложениями водоема береговой зоны (ЛСЕ 7), отложениями пресноводного водоема с повышенной минерализацией воды (ЛСЕ 8), образовавшимися во время максимального развития голоценовой морской трансгрессии, и озерными осадками (ЛСЕ 9), накапливавшимися в завершающие фазы голоцена в условиях побережья. Установлены литологические, микропалеонтологические и геохимические признаки выделенных стратогенов (ЛСЕ), выраженные в текстурных и структурных особенностях слагающих их осадков, в вещественном составе отложений, в характере включений, в составе палеофитоценозов и диатомовых комплексов.

*Ключевые слова:* изолированные бассейны, донные отложения, литология, стратиграфия, позднеледниковье, голоцен, Карелия.

DOI: 10.7868/S0869592X16030042

### ВВЕДЕНИЕ

Изолированные бассейны представляют собой депрессии, которые были отделены от более крупного водоема, обычно морского. Такими бассейнами могут быть и крупные водоемы (Балтийское, Черное, Белое моря), и малые (меньше 1.0 км<sup>2</sup>) озера или даже болота. В котловинах ма-

лых изолированных бассейнов формируется непрерывная последовательность донных отложений, в которой обычно нет значительных разрывов вследствие внутренней динамики водной толщи, и поэтому они являются объектом многоцелевых исследований. Донные отложения из таких котловин изучают для палеоклиматических и

палеоэкологических реконструкций (Говоруха и др., 1965; Анисимов и др., 2009; Лаврова и др., 2011; Шелехова и др., 2011; Субетто и др., 2012; Stabell, 1985; Bennike, 1995; Miettinen et al., 2007 и др.), для характеристики современных береговых обстановок при изменении относительного уровня моря (Краснова и др., 2013; Лисицын и др., 2013). Осадочные последовательности из изолированных озерных котловин являются традиционным объектом исследования для восстановления истории развития современных ледниковых покровов, для оценки темпов тектонических и гляциоизостатических движений земной коры, для определения древнего положения береговой линии моря в ледниковых областях разных районов мира (Hafsten, 1960; Marthinussen, 1962; Donner et al., 1977; Hølskog, 1978; Krzywinski, Stabell, 1984; Retelle et al., 1989; Corner, Haugane, 1993; Shennan et al., 1994; Long et al., 1999; Seppä et al., 2000; Smith et al., 2002; Hutchinson et al., 2004; Berglund, 2004, 2012; Sparrenbom et al., 2006; Romundset et al., 2010, 2011; Balascio et al., 2011; Long et al., 2011 и др.), в том числе и в древнеледниковых областях северо-запада России (Колька и др., 2005, 2012, 2013, 2015; Субетто и др., 2012; Snyder et al., 1996, 1997; Corner et al., 1999, 2001; Miettinen et al., 2007 и др.). При этом значительное внимание уделяется и стратиграфии отложений изолированных бассейнов (Corner, Haugane, 1993; Long et al., 1999; Corner et al., 1999, 2001; Balascio et al., 2011; Long et al., 2011).

На побережье Кольского региона и Карелии малые изолированные бассейны распространены почти повсеместно на разных гипсометрических уровнях. По данным, полученным ранее (Колька и др., 2005; Евзеров и др., 2007; Corner et al., 1999, 2001), стратифицированная толща донных отложений в изолированных озерных котловинах представлена пятью литогенетическими типами осадков (фациями): приледникового пресноводного озера (I); бассейна, осолоняющегося за счет притока в пресное приледниковое озеро морской воды (II); морского водоема (III); водоема, изолирующегося от моря (IV), и пресного озера (V). Такой их набор обусловлен восходящими движениями земной коры, регрессией береговой линии моря и в целом палеогеографической ситуацией на востоке Фенноскандии в позднплейстоцен-голоценовое время.

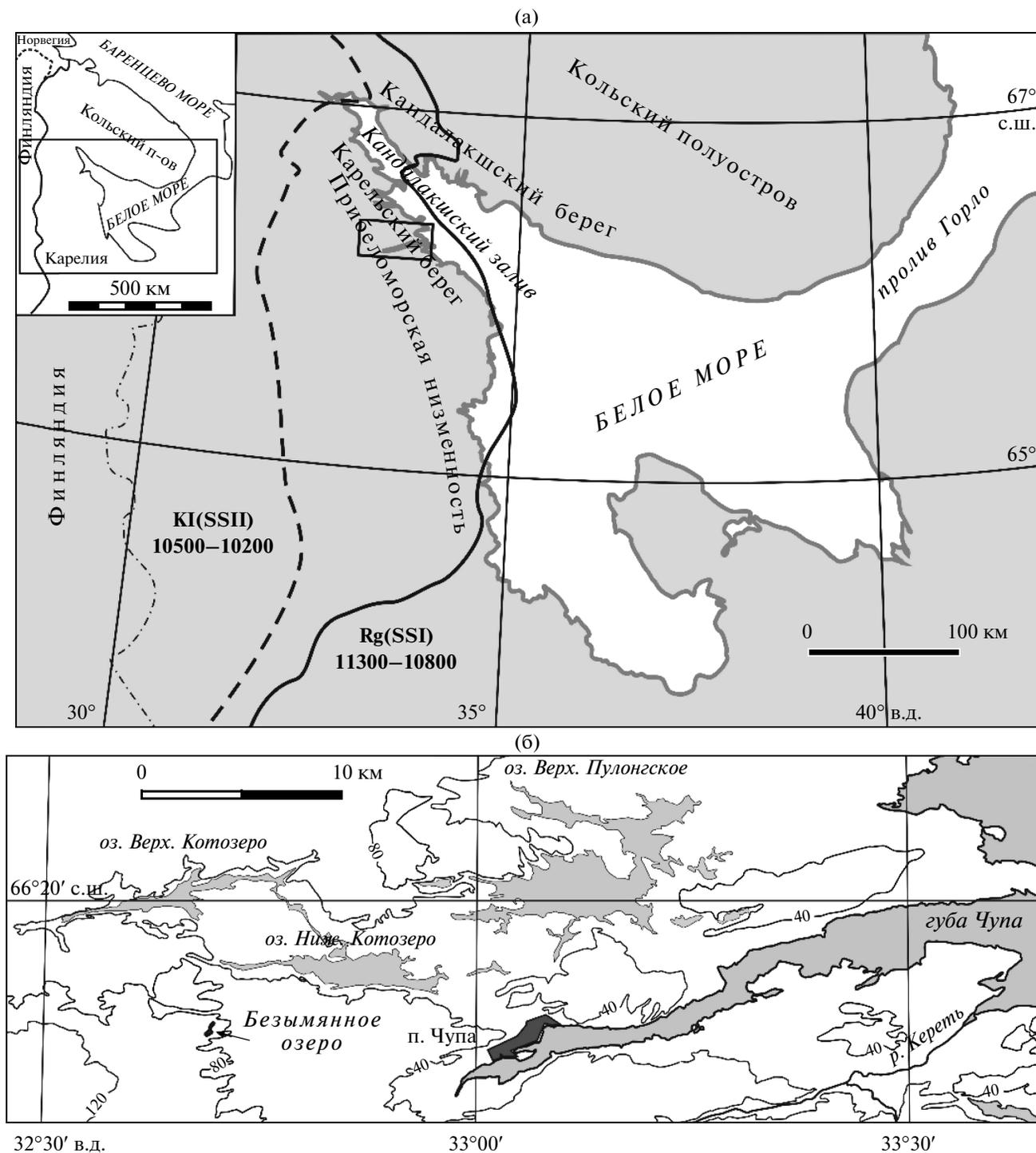
Целью данной статьи является выделение стратогенов – литолого-стратиграфических единиц (ЛСЕ), которые в качестве морфолитостратиграфических подразделений слагают осадочные толщи в котловинах изолированных бассейнов побережья Белого моря, образовавшихся в пост- и послеледниковое время в условиях Фенноскандинавского кристаллического щита. Литология, стратиграфия и состав донных отложений из котловин изолированных бассейнов показаны

на примере малого озера, расположенного на севере Прибеломорской низменности в районе поселка Чупа (рис. 1). Оно выбрано в качестве объекта исследования, так как осадочные толщи в его котловине сформированы отложениями всех литогенетических типов (фаций), без скрытых переывов осадконакопления, вызываемых значительным изменением внутренней гидродинамики водоема. Это обусловлено небольшими размерами озера и отсутствием его возвратного соединения с морем при регрессивном тренде перемещения береговой линии моря, который определен непрерывным гляциоизостатическим и тектоническим поднятием Фенноскандинавского кристаллического щита. Фациально разнообразные осадочные толщи в котловинах других изолированных бассейнов побережья по разным причинам (быстрая регрессия береговой линии моря, задержанная дегляциация и др.) в той или иной степени могут быть редуцированы, т.е. в них осадки некоторых фаций не образуются (Колька и др., 2012, 2013). В разных районах побережья в зависимости от палеогляциологической, палеогеографической и неотектонической ситуаций состав и строение стратогенов (ЛСЕ) могут иметь свои возрастные и некоторые вещественные особенности, однако общая схема стратификации, а также главные характеристики осадков, связанные с перемещением береговой линии моря, сохраняются. Поэтому литолого-стратиграфическое расчленение осадочной последовательности, формирующейся в котловинах изолированных бассейнов, имеет корреляционное значение для выявления неотектонических и палеогеографических особенностей в развитии разных частей беломорского побережья Фенноскандии.

## РАЙОН И ОБЪЕКТ ИССЛЕДОВАНИЯ

Безымянное озеро (66°16'36" с.ш., 32°41'28" в.д.), выбранное в качестве объекта исследования, расположено на Карельском берегу Кандалакшского залива Белого моря в окрестностях поселка Чупа (рис. 1). Здесь развит равнинный, с грядами, холмами и увалами структурно-денудационный, а также ледниковый и водноледниковый аккумулятивный рельеф. На большой площади территория заболочена.

Район поселка Чупа находится в пределах северной части Беломорского подвижного пояса, на стыке таких его структур, как Чупинский парагнейсовый пояс и Керетский зеленокаменный пояс с массивами гранитоидов тоналит-трондjemит-гранодиоритовой ассоциации (Слабунов, 2008), что определило геологическое строение коренного фундамента. Строение рыхлого покрова обусловлено положением района в прифронтальной части ледниковой лопасти Скандинавского лед-



**Рис. 1.** Схема расположения района исследования (а) и безьянного озера с абсолютной отметкой уреза воды 81.5 м над уровнем моря (б).

Сплошной и пунктирной линиями на схеме (а) показано положение краевых зон ледника на заключительных стадиях последнего оледенения. Стадии обозначены индексами: Rg (SSI) – ругозерская (сальпаусселька I) и KI (SSII) – калевалская (сальпаусселька II), цифрами указан их возраст (<sup>14</sup>C лет) по (Eckman, Pijin, 1991).

ника в среднем и позднем дриасе (рис. 1а), а также особенностями ареально-фронтальной дегляциации (Eckman, Pijin, 1991) и развитием позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии в

условиях относительно глубокого Кандалакшского залива Белого моря. Верхняя морская граница в районе поселка Чупа находится чуть выше 100 м над уровнем моря. Здесь скорость регрессии

береговой линии моря превышала 7.0 см/год в древнем голоцене, составляла 0.7–1.0 см/год в раннем и среднем голоцене и 0.4–0.7 см/год в позднем голоцене (Колька и др., 2015). Четвертичные отложения представлены торфяниками, морскими песчано-гравийными отложениями, суглинками, глинами, ледниковыми и водно-ледниковыми валунными супесями и песками, галечно-песчаными образованиями (Четвертичные..., 1993).

Котловина рассматриваемого озера остаточного типа (Экман, 1995) вытянута с севера на юг на 800 м при ширине от 90 до 200 м. Абсолютная отметка уреза воды в озере составляет 81.5 м над уровнем моря, площадь зеркала воды – 0.095 км<sup>2</sup>. Глубина воды изменяется от 0.2 до 4.0 м, причем наиболее глубокой является северная, более узкая часть котловины. Здесь же из озера вытекает небольшой ручей. Порог стока, образованный валунными песками и супесями, находится на высоте 81.0 м над уровнем моря. Озеро относится к водосборному бассейну крупного оз. Нижнее Котозеро, сток из которого через малую реку осуществляется в губу Чупа Кандалакшского залива Белого моря (рис. 16). На прилегающем водосборе произрастает сосново-еловый лес с примесью березы и ольхи, местами заболоченный.

#### ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИХ ПОЛУЧЕНИЯ

Для выделения этапов осадконакопления и соответствующих им стратогенов (ЛСЕ) было проведено литологическое, микропалеонтологическое (диатомовый и спорово-пыльцевой анализы) и геохимическое изучение донных отложений, их радиоуглеродное (<sup>14</sup>C) датирование.

Полевые работы предполагали бурение донных отложений, которое осуществлялось в самом глубоком плоскодонном месте озерной котловины со льда зимой и с платформы, установленной на катамаране, летом. Керны отбирали с перекрытием в несколько сантиметров с помощью переносного ручного бура, позволяющего брать ненарушенную колонку осадков. Длина каждого керна составляла 1.0 м, диаметр 52 мм. Всего в котловине озера было вскрыто 4.6 м осадков. Непосредственно в поле по визуально определяемым признакам (механический состав, цвет, текстуры, включения) выполнялось литологическое описание (табл. 1) и проводилось опробование осадков в объеме и с интервалами, предусмотренными методикой соответствующих исследований.

Определение возраста осадков (табл. 2) выполнялось на образцах гиттии или алевритистой гиттии в лаборатории <sup>14</sup>C-датирования Университета Вайкато, Новая Зеландия (Wk-образцы), способом

ускорительной масс-спектрометрии (Accelerated mass-spectrometry (AMS)) по принятой в этой лаборатории методике (<http://www.radiocarbon dating.com/operating-procedures/ams-dating>), а также в Институте геологии и геохимии НАН Беларуси (IGSB-образцы) и в лаборатории геохронологии и геоэкологии донных отложений Санкт-Петербургского государственного университета (ЛГУ-образцы) по стандартной методике (Арсланов, 1987) с применением традиционного сцинтилляционного метода. Калибровка <sup>14</sup>C-дат проводилась по программе CalPal (<http://www.calpal-online.de/>).

Изучение микрофоссилий включало диатомовый и спорово-пыльцевой анализы, выполненные по стандартным методикам (Жузе и др., 1969; Диатомовые..., 1974; Хотинский, 1977; Елина, 1981; Лаврова и др., 2011). Диатомовые водоросли классифицировались по классам солености: полигалобы (предпочитают соленость >30‰), мезогалобы (обитают при солености 30–0.2‰), олигогалобы-галофилы (предпочитают слегка соленую воду), олигогалобы-индифференты (предпочитают пресную воду, толерантны к соленой) и олигогалобы-галофобы (пресноводные, обитают при солености <0.2‰) (Hustedt, 1957). Их таксономическая принадлежность и экологическая специализация устанавливались в соответствии с широко используемой справочной и методической литературой (Определитель..., 1951; Диатомовые..., 1974, 1988, 1992; Лосева, 2000; Барина и др., 2006; Krammer, Lange-Bertalot, 1986, 1988, 1991a, 1991b) с учетом последних таксономических изменений (<http://www.algaebase.org>). При определении пыльцы и спор кроме справочников-определителей (Куприянова, Алешина, 1972, 1978 и др.) использовалась эталонная коллекция пыльцы и спор Института геологии Карельского научного центра (КарНЦ) РАН.

Геохимические определения макрокомпонентов (SiO<sub>2</sub>, в том числе растворимого SiO<sub>2</sub> (SiO<sub>2</sub> (раств.)), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, FeO, MgO, K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O, H<sub>2</sub>O, S, органических веществ (C<sub>орг</sub>), потеря при прокаливании (LOI)) осуществлялись в аналитической лаборатории Геологического института Кольского научного центра (КНЦ) РАН на основе традиционной методики химического анализа горных пород и минералов (Пономарев, 1961) и методики, адаптированной для изучения сапропелей (Вревская, 1934). Применялись атомно-абсорбционный метод, методы пламенной фотометрии и весового анализа. Определение содержания рассеянных элементов выполнено с использованием масс-спектрометра с лазерной абляцией (ICP-MS Thermo Elemental, USA), стандартных образцов и методики, применяемых в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН.

**Таблица 1.** Литологическое описание осадков из котловины безымянного озера с отметкой уреза воды 81.5 м над уровнем моря, расположенного в районе поселка Чупа, Северная Карелия

Номер слоя	Глубина от поверхности воды, м	Мощность слоя, м	Краткое описание (сверху вниз)
0	0–4.2	4.2	Озерная вода
1	4.20–5.02	0.82	Сапропель темно-коричневый до черного, желеобразный, монотонный
2	5.02–6.80	1.78	Гиттия коричневая с оливковым оттенком, желеобразная, монотонная, с глубины 6.5 м с волосяными остатками водных растений
3	6.80–6.95	0.15	Гиттия светло-коричневая с оливковым оттенком, желеобразная, с алевритом (примерно 5%), в базальной части с глубины 6.86 м проявляет муаровые текстуры, а с глубины 6.92 м содержит остатки водных растений и имеет тонкую слоистость за счет алеврита
4	6.95–7.20	0.25	Алеврит с тонко- и мелкозернистым песком, серый, темно-серый, неотчетливо слоистый, с глубины 7.06 м тонкослоистый за счет алеврита и песка, с многочисленными волосяными остатками растений и черными пятнами органики
5	7.20–7.91	0.71	Алеврит с разномзернистым песком и единичным гравием, серый, в базальной части темно-серый, тонкослоистый, с темными прослойками органики
6	7.91–8.05	0.14	Песок мелко-среднезернистый, серый, монотонный, с глубины 7.99 м имеет муаровые текстуры и темные пятна-затеки из-за повышенного содержания органики
7	8.05–8.24	0.19	Песок мелкозернистый с алевритом и зернами крупнозернистого песка, темно-серый до черного, тонкослоистый, с единичными волосяными остатками водных растений
8	8.24–8.40	0.16	Алеврит с мелкозернистым песком и дисперсной органикой, серый до черного, проявляет слоистость тонкую и среднюю (по цвету и гранулометрическому составу)
9	8.40–8.50	0.10	Песок тонкозернистый, с незначительной примесью дисперсной органики, серый, монотонный
10	8.50–8.84 (видимая)	0.34 (видимая)	Глина и алеврит серые, с отдельными зернами средне- и крупнозернистого песка, неокатанного гравия, в базальной части – тонкая слоистость (ленточность)

### ЛИТОЛОГИЯ И ВОЗРАСТ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Осадочная последовательность, вскрытая керном в котловине изученного озера, состоит из глинисто-песчано-алевроитистой кластогенной и сапропелевой органогенной толщ, имеющих внутренние послойные различия (табл. 1, рис. 3), которые обусловлены характерными для изолированных бассейнов фаціальными особенностями седиментации.

Базальная часть кластогенной толщи (слои 10–8) представлена глиной слоистой (ленточной), перекрытой алевритом с зернами гравия и песка, песком тонкозернистым, монотонным, с примесью дисперсной органики и алевритом слоистым (табл. 1). Выше по разрезу залегает песок мелкозернистый, с выраженной слоистостью, внизу средней, выше тонкой, с волосяными макроостат-

ками водных растений (слой 7). Слоистость в песке проявлена за счет гранулометрического состава, а также оттенков серого и черного цветов из-за разного содержания дисперсной органики (табл. 1). Для него получена  $^{14}\text{C}$ -датировка  $10400 \pm \pm 105$  радиоуглеродных лет назад ( $^{14}\text{C}$  л. н.) или  $12305 \pm 219$  калиброванных лет назад (л. н. (кал.)) (обр. Wk-15428 в табл. 2), что соответствует середине позднего дриаса. Верхняя часть кластогенной толщи (слои 6–4) представлена песком мелко-среднезернистым, с пятнистыми текстурами, алевритом песчаным, с дисперсной органикой и алевритом отчетливо слоистым, с волосяными макроостатками водных растений (табл. 1).

Органогенная толща озерных осадков образована гиттией (сапропелем) слоев 3–1 и характеризуется сравнительно большой общей мощностью (2.66 м). Ее формирование началось во вто-

**Таблица 2.** Данные радиоуглеродного датирования осадков из котловины безымянного озера с отметкой уреза воды 81.5 м, расположенного в районе поселка Чупа, Северная Карелия

Лабораторный номер образца	Глубина отбора пробы, м от поверхности воды	<sup>14</sup> C-возраст (лет до настоящего времени)	Календарный возраст (лет до настоящего времени) 1σ (68.3%) [начало—конец] среднее значение
ЛУ-6335	5.0–5.05 (слой 1)	8240 ± 120	[9066–9379] 9223 ± 156
ЛУ-6336	6.55–6.60 (слой 2)	10060 ± 360	[11149–12295] 11722 ± 573
IGSB -1000	6.90–6.95 (слой 3)	9750 ± 230	[10804–11578] 11191 ± 387
Wk-15429	6.90–6.95 (слой 3)	9812 ± 57	[11202–11264] 11233 ± 31
Wk-15428	8.17–8.24 (слой 7)	10400 ± 105	[12086–12524] 12305 ± 219

Примечание. Номера слоев соответствуют таковым в табл. 1.

рой половине пребореала, о чем свидетельствуют датировки 11233 ± 31 (обр. Wk-15429) и 11191 ± 387 (обр. IGSB-1000) л. н. (кал.) из слоя 3, 11722 ± 573 л. н. (кал.) (обр. ЛУ-6336) из слоя 2 (табл. 2). Гиттия различается цветом, а в базальной части и наличием текстур, видимых включений макроостатков растений и минеральных частиц (табл. 1). В данном случае слоистые и пятнистые текстуры в гиттии являются литологическим признаком изоляции водоема от основного бассейна. Изоляция котловины от основного бассейна, в середине пребореала повлекшая за собой кардинальную смену седиментационной обстановки в ней, соотносится с указанным возрастом для осадков слоя 3 (обр. Wk-15429 и IGSB-1000 в табл. 2).

### СПОРОВО-ПЫЛЬЦЕВЫЕ ДАННЫЕ

Изучение спор и пыльцы выполнено в осадках слоев 2–10 (табл. 1) для определения фаз развития растительности, зависящих не только от климатических изменений, но и от непосредственного влияния на фитоценозы положения береговой линии моря. В результате были выделены 4 пыльцевые зоны (ПЗ), представленные на спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 2). Палинозона I отличается низкой концентрацией пыльцы и соответствует глинам, алевролитам и пескам слоев 6–10 до глубины 7.91 м. Здесь в спорово-пыльцевых спектрах выявлена пыльца древесных берез (*Betula pubescens*, *B. czerepanovii*), полыни (*Artemisia*), карликовой березы (*Betula nana*), верескоцветных кустарничков (*Ericales*), споры бриевых мхов (*Bryales*) и папоротников (*Polypodiaceae*). Для ПЗ I характерно присутствие пыльцы, свойственной позднеледнико-

вым отложениям Карелии: *Ephedra*, *Hyppophae rhamnoides*, *Helianthemum*, *Pleurospermum*, *Che-nopodium album*, *Ch. rubrum*, *Ch. polyspermum*, *Eurotia ceratoides*, *Salsola kali*, *Atriplex nudicaulis*, *Salicornia herbacea*, *Artemisia*, *Dryas octopetala*, *Diphasiastrum alpinum*, *Cryptogramma crispa*. Эти растения входят в состав фитоценозов, предпочитающих щебнистые и каменистые субстраты, а также произрастающих на нарушенных и несформированных почвах. В спорово-пыльцевых спектрах участвует пыльца арктоальпийских, гипоарктических, реже степных и бореальных видов, являющихся в основном мезоксерофитами, ксерофитами, гелиофитами, галофитами из перигляциальных полынно-маревых группировок, тундровых кустарничко-ерниковых зеленомошных палеоценозов, сообществ нарушенных почв, березовых разреженных ценозов. Палинозона I подразделена на две субпалинозоны: ПЗ Ia (слой 10 до глубины 8.5 м) с относительно высоким содержанием пыльцы полыни (*Artemisia*) и спор бриевых мхов (*Bryales*); ПЗ Ib (слой 6–9 на глубине 7.91–8.05 м), которая отличается значимым возрастанием доли верескоцветных (*Ericales*). Состав спорово-пыльцевых спектров указывает на позднеледниковый возраст осадков слоев 6–10 (табл. 1, 2). Характерно, что в составе спорово-пыльцевых спектров, соответствующих ПЗ Ib, в небольшом количестве появляется пыльца растений, произрастающих на приморских лугах (*Plantago maritima*, *Salicornia herbacea* и др.).

Палинозона II соответствует алевролитам слоя 5 и нижней части слоя 4 на глубине 7.10–7.91 м (табл. 1, рис. 2). В спорово-пыльцевых спектрах этой палинозоны увеличивается доля пыльцы деревьев (*Betula sect. Albae*), уменьшается количе-

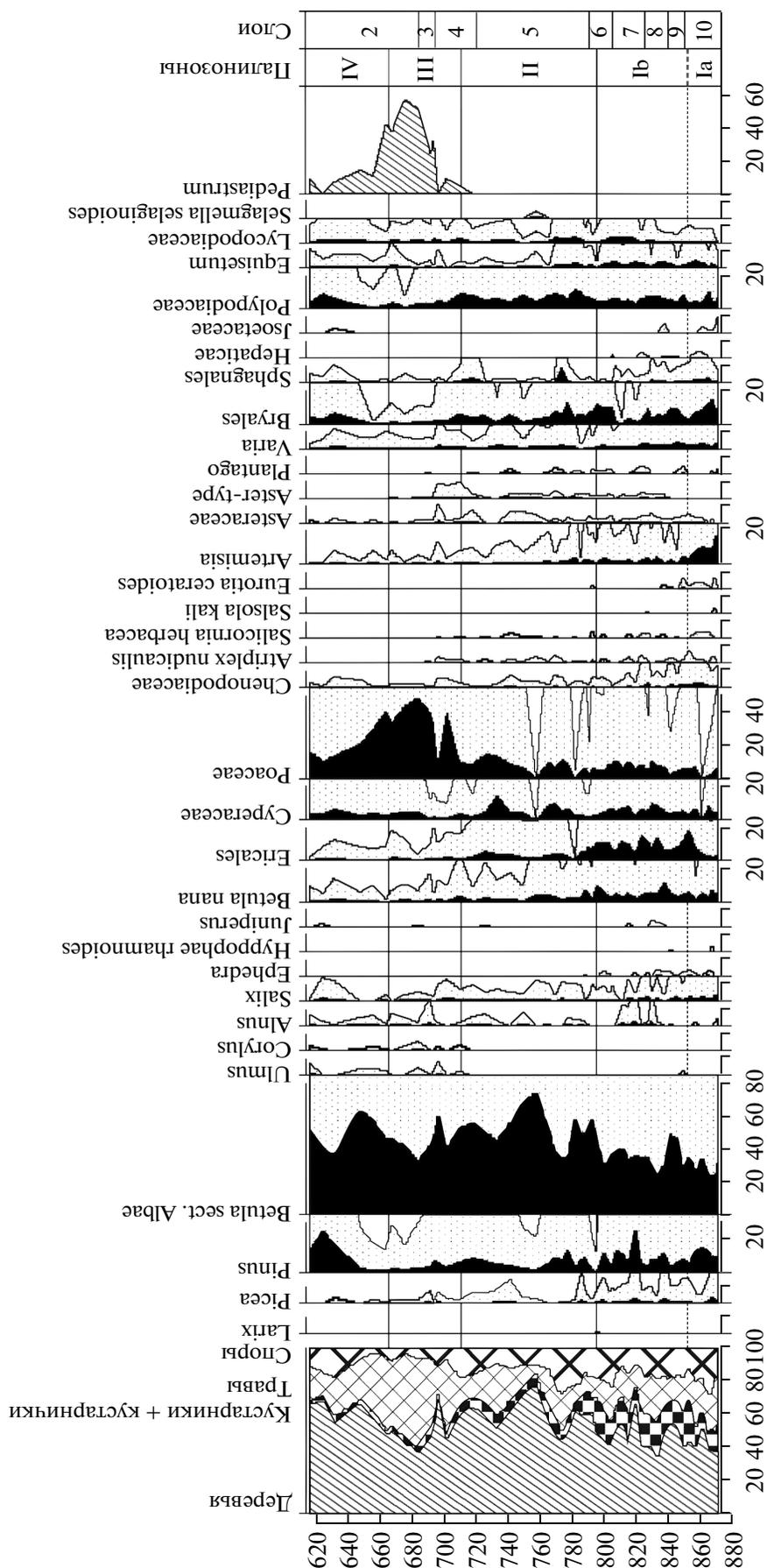


Рис. 2. Спорно-пыльцевая диаграмма, отражающая изменение растительности в позднеледниковые и раннем голоцене в районе пос. Чула (аналогик Н.Б. Лаврова). Слои указаны в соответствии с табл. 1.

ство пыльцы полыни (*Artemisia*), маревых (*Chenopodiaceae*), верескоцветных кустарничков (*Ericales*), карликовой березы (*Betula pana*). Среди травянистых растений преобладает пыльца осок (*Cyperaceae*) и злаков (*Poaceae*), из разнотравья доминирует пыльца астровых (*Asteraceae*), щавель (*Rumex*). В группе споровых преобладают споры бриевых мхов и папоротников. Здесь же отмечена и пыльца *Ephedra*, *Helianthemum*, *Pleurospermum*, *Chenopodium album*, *Ch. rubrum*, *Ch. polyspermum*, *Eurotia ceratoides*, *Atriplex nudicaulis*, *Salicornia herbacea*, *Artemisia*, которую частично продуцируют реликты предыдущей эпохи и галофиты, произрастающие на морском побережье. Состав спорово-пыльцевых спектров и характерное повышение концентрации пыльцы соответствует условиям пребореального этапа голоцена, когда полынно-маревые группировки и тундровые кустарничковые формации сменялись расширяющимися свои местообитания березовыми редкостойными ценозами. В спорово-пыльцевых спектрах ПЗ II присутствует пыльца галофитов и появляется пыльца рода подорожник (*Plantago*) и семейства астровых (*Asteraceae*), по своим морфологическим особенностям относящаяся к Aster-типу, которую продуцируют растения, произрастающие на сильнозасоленных субстратах приморских лугов: подорожник морской (*Plantago maritima*), астра морская (*Triplium vulgare*), солеросы (*Salicornia herbacea*) и некоторые другие (Лаврова и др., 2011). Их пыльца в осадочных толщах из котловин изолированных бассейнов является индикатором положения древней береговой линии.

Палинозона III, соответствующая осадкам слоев 4, 3 и 2 на глубине 6.65–7.10 м (табл. 1, рис. 2), отличается резким максимумом пыльцы злаков (*Poaceae*), которые доминировали в береговых сообществах на освобождавшихся от моря местообитаниях при регрессии его береговой линии во второй половине пребореала. Для ПЗ III характерно появление колоний зеленых водорослей *Pediastrum*, выклинивание кривых галофитов, хотя отдельные зерна их пыльцы еще встречаются.

Палинозона IV соответствует средней части пресноводной гиттии слоя 2 (табл. 1, рис. 2). В спорово-пыльцевых спектрах отмечено значи-

тельное увеличение количества пыльцы сосны (*Pinus*), что позволяет предположить накопление соответствующих осадков в бореальное время. Индикатором пресноводного водоема является присутствующая в спорово-пыльцевых спектрах ПЗ IV пыльца водных растений: рогоза (*Typha*), ежеголовника (*Sparganium*), урути (*Myriophyllum*), зеленых водорослей (*Pediastrum*).

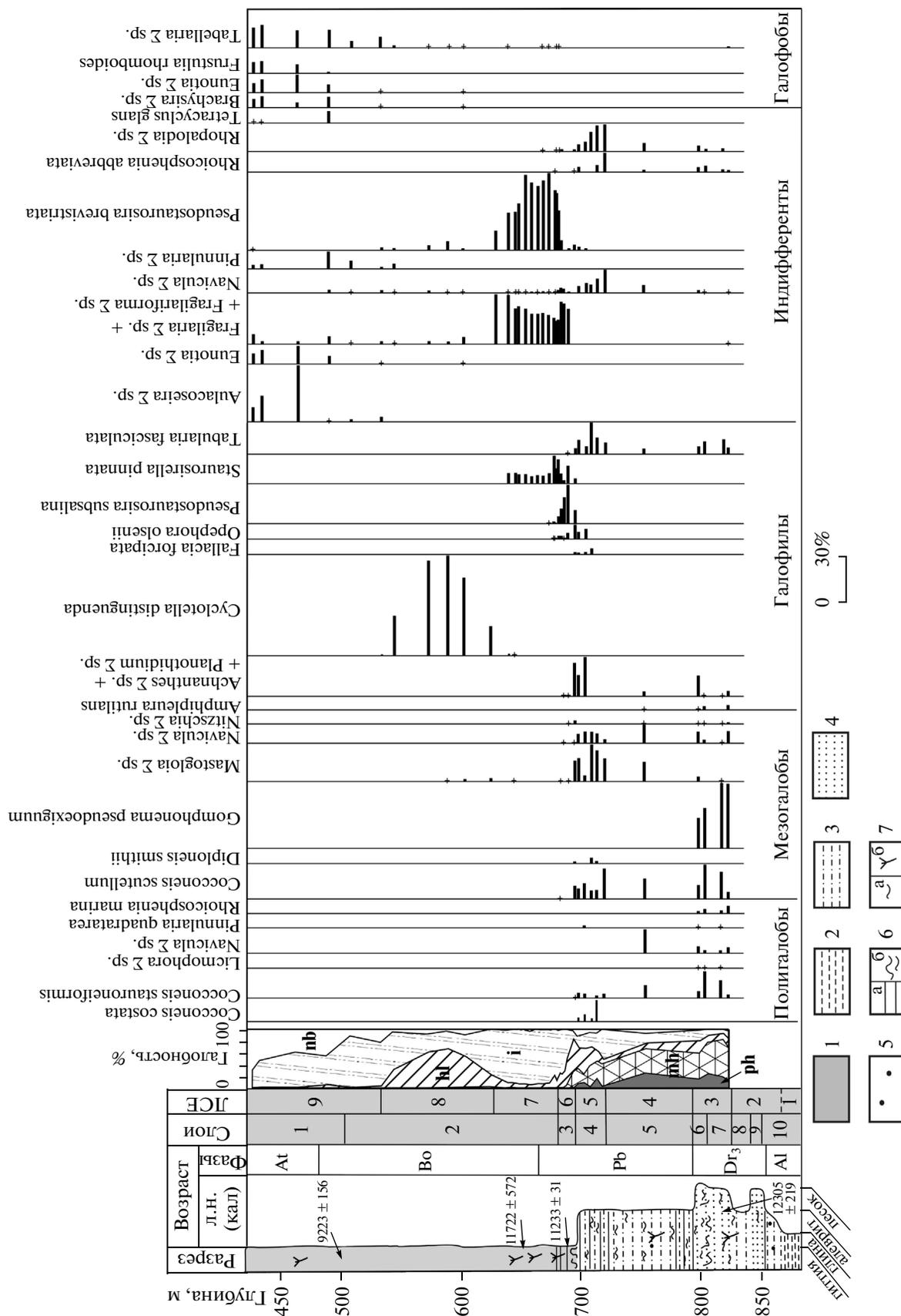
## ДИАТОМОВЫЕ ВОДОРΟΣЛИ

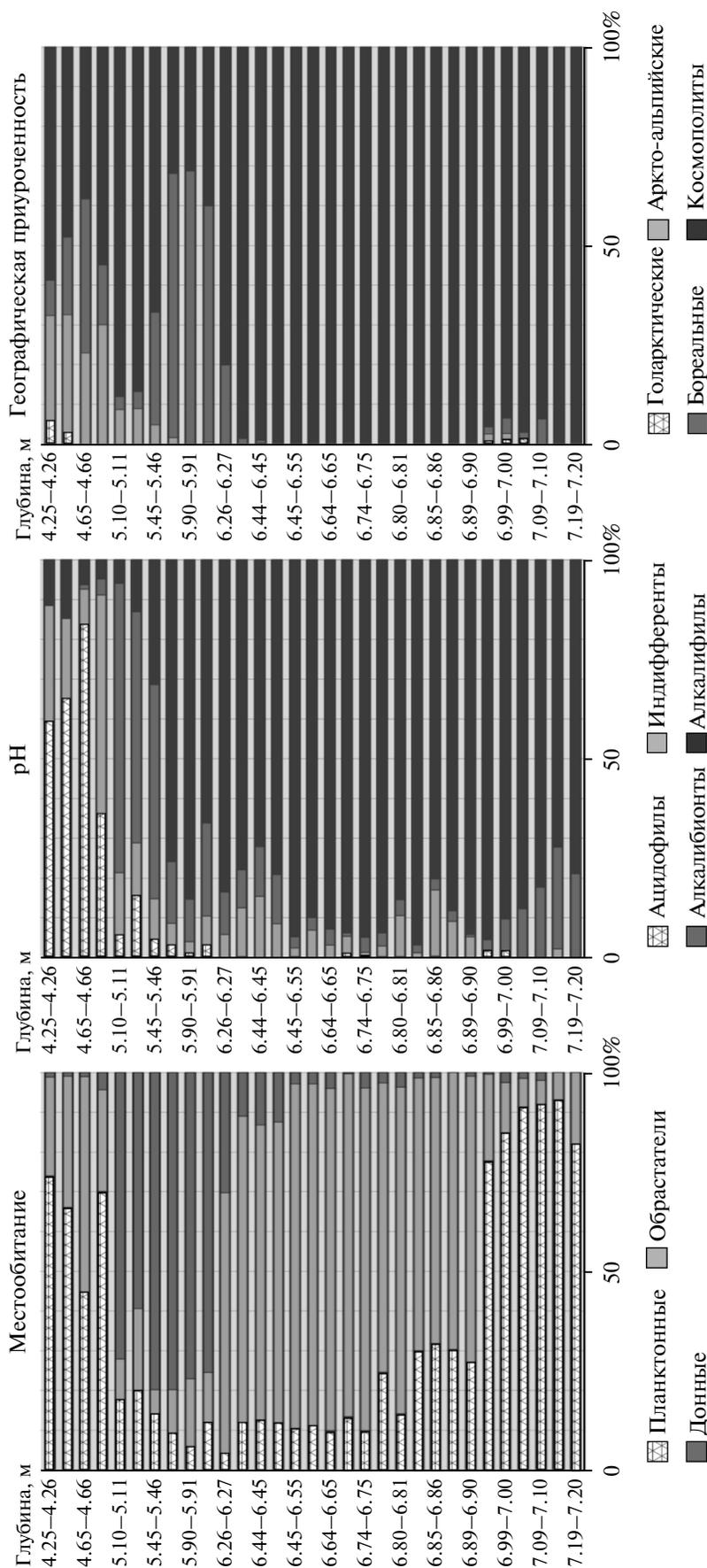
Для выявления палеоэкологических характеристик слоев, установленных в осадочных толщах визуально (табл. 1, рис. 3), и определения литогенетических типов (фаций) слагающих их осадков были изучены комплексы диатомовых водорослей, их видовой состав (рис. 3), экологическая специализация (рис. 4). В 41 образце обнаружено 205 видов и разновидностей диатомовой флоры, из них 7 таксонов являются полигалобами, 18 мезогалобами, 26 галофилами, 101 индифферентами, 32 галофобами, остальные не идентифицированы.

В позднеледниковых ленточных глинах и алевролитах слоя 10 субфоссильных диатомовых водорослей не обнаружено. Выше по разрезу в виде единичных створок в осадках присутствуют диатомовые разной экологической специализации. Единичные створки и обломки нескольких видов диатомей, относимых к олигогалобам-галофилам, мезогалобам и полигалобам, установлены в песках слоя 9 (рис. 3). При общем обилии створок относительно большее видовое разнообразие диатомей, главным образом солоноватоводных видов, характерно для кровли слоистых алевролитов слоя 8 (рис. 3). Здесь доминируют (68% от общего числа видов) мезогалобы, в основном относящиеся к бентосным (*Cocconeis scutellum* Ehrb., *Navicula digitoradiata* (Greg.) Ralfs), присутствуют (до 12%) полигалобы, представленные бентосными *Navicula ammophila* Grun., *Rhoicosphenia marina* (W. Sm.) M. Schmidt, *Licmophora* sp., выявлены (20%) и виды-галофилы (*Achnanthes delicatula* (Kütz.) Grun., *Amphipleura rutilans* (Trent.) Cleve и др.). Для тонкослоистого песка с алевролитом слоя 7 выявлено преобладание мезогалобных видов (80%) с доминирующим бентосным *Cocconeis scutellum*, а также присутствие в равных количествах полигалобов и

**Рис. 3.** Разрез донных отложений из котловины безымянного озера, расположенного в районе поселка Чупа вблизи верхней морской границы, их возрастная привязка, литолого-стратиграфическое расчленение и диатомовая диаграмма (аналитик А.Н. Толстоброва).

Условные обозначения: 1 – гиттия (сапропель); 2 – слоистая глина; 3 – алевролит; 4 – песок; 5 – обломки >1 мм; 6 – текстуры: 6а – тонкая слоистость; 6б – пятнистые; 7 – включения: 7а – рассеянная органика, 7б – макроостатки водных растений. <sup>14</sup>C-возраст указан в соответствии с табл. 2; относительный возраст соответствует климатическим фазам: Al – аллеред, Dr<sub>3</sub> – поздний дриас, Pb – пребореал, Bo – бореал, At – атлантикум. Слои пронумерованы в соответствии с табл. 1. Стратогены (ЛСЭ) указаны цифрами и соотнесены с осадками пресноводного (1) и солоноватоводного (2) приледникового водоема; позднеледникового солоноватоводного (3) и голоценового морского (4) бассейна; изолирующегося водоема-залива (5) и меромиктического озера (6); пресноводного водоема береговой зоны (7), пресноводного водоема с повышенной минерализацией воды (8) и пресноводного озера, расположенного в пределах побережья (9).





**Рис. 4.** Процентное соотношение видов диатомовых водорослей в зависимости от их экологической специализации, определенное в осадках изолирующегося бассейна и наследующих его водоемов (ЛСЕ 5–ЛСЕ 9 в соответствии с рис. 3).

галофилов (рис. 3). Состав диатомовой флоры из осадков слоев 9–7 соответствует солоноватоводному водоему.

В песках с пятнистыми текстурами слоя 6 установлено наибольшее видовое разнообразие диатомей (рис. 3), относящихся к разным экологическим группам (рис. 4). Здесь присутствуют и полигалобы, и мезогалобы, количество которых по сравнению с нижележащими осадками уменьшается, и олигогалобы-галофилы, которых становится больше, что позволяет говорить о некотором опреснении позднеледникового морского бассейна при накоплении соответствующих осадков. Опреснение могло быть вызвано большим количеством талой воды в конце позднего дриаса.

В алевритах слоя 5 на фоне сокращения видового разнообразия диатомей отмечено заметное увеличение количества морских видов (22%), достигающего здесь своего пика, особенно за счет бентосного полигалоба *Navicula amorphila* (рис. 3). Это свидетельствует о морских условиях седиментации в прибрежье.

В слоистом алеврите с песком слоя 4 установлено резкое сокращение морских (0.5–16%) и солоноватоводных видов (14–38%), преобладание пресноводных диатомей (48–70%) (рис. 3). Для этого интервала характерно поочередное увеличение и уменьшение содержания полигалобов, мезогалобов и олигогалобов. Полигалобы представлены бентосными видами *Cocconeis costata* Greg., *Cocconeis stauroneiformis* (W. Sm.) Okuno, *Pinnularia quadratarea* (A. Schmidt) Cleve. Среди мезогалобов отмечены бентосные и планктонно-бентосные виды *Cocconeis scutellum*, *Navicula digitoradiata*, *Mastogloia elliptica* (Ag.) Cleve ex A. Schmidt, *Mastogloia smithii* Thw. ex W. Sm., *Navicula directa* (W. Smith) Ralfs. Среди пресноводных диатомей были обнаружены бентосные и планктонно-бентосные галофилы (*Opephora olsenii* Møller, *Fallacia forcipata* (Greville) Stickle et Mann, *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) W. et R., *Tabularia fasciculata* (C. Agardh) W. et R., *Planolithidium hauckianum* (Grun.) R. et Bukht и др.) и индифференты (бентосные *Rhopalodia gibba* (Ehrb.) O. Müll., *Navicula trivialis* Lange-Bert., планктонно-бентосный *Rhoicosphenia abbreviata* (C. Ag.) Lange-Bert). В слоистом алеврите с песком с глубины 6.95–7.0 м на фоне преобладания диатомовых-алкалофилов, живущих в слабощелочной среде, появляются и ацидофилы (рис. 4). По диатомовым данным накопление осадков интервала 4 происходило в изолирующемся от морского бассейна мелководном водоеме, в который во время приливов поступала морская вода.

В гиттии слоя 3 (рис. 3) диатомей-полигалобы не выявлены. В нижней части этого интервала представлены бентосные мезогалобы (*Cocconeis scutellum*, *Nitzschia obtusa* W. Sm., *Mastogloia smithii*, *M. elliptica* и др.), которые в верхней его части исче-

зают. Здесь 96–100% диатомового комплекса составляют олигогалобы. Из галофилов преобладают бентосный и планктонно-бентосный виды *Staurosirella pinnata* (Ehrb.) W. et R. и *Pseudostaurosira sub-salina* (Hust.) Morales, среди индифферентов — планктонно-бентосные виды и обрастатели *Staurosira venter* (Ehrb.) Kobayasi и *S. construens* var. *binodis* (Ehrb.) Hamilton, *Fragilaria construens* (Ehrb.) Hust., которые появляются резко и в большом количестве. При сравнении с нижележащими осадками здесь уменьшается количество видов-алкалобионтов, появляются индифференты, а в нижней части присутствуют ацидофилы (рис. 4), что может указывать не только на окислительную среду водной толщи, но и на восстановительные условия в придонной части водоема. Такой облик диатомовой флоры свидетельствует о накоплении осадков в мелководном озере, уже отделившемся от морского бассейна и заросшем макрофитами, так как в осадках преобладают формы-обрастатели и встречены макроостатки водных растений.

В осадках слоя 2 по мере их накопления происходит уменьшение количества галофилов и увеличение олигогалобов-индифферентов (рис. 3). Однако в средней части этого интервала отмечено резкое увеличение галофилов (больше 60% от общего числа видов) в основном за счет планктонного вида *Cyclotella distinguenda* Hust. Здесь же обнаружен и мезогалоб *Mastogloia elliptica*. К кровле слоя 2 происходит увеличение (до 0.5–15%) количества галофобов (рис. 3), представленных бентосными *Eunotia incisa* W. Sm. ex Greg., *Brachysira zellensis* (Grun.) Round et Mann, планктонно-бентосными *Tabellaria flocculosa* (Roth) Kütz. и др. В целом в гиттии слоя 2 доминируют алкалобионтные планктонные диатомовые бореальных видов, присутствуют и аркто-альпийские виды, отмечено значительное содержание пресноводно-солоноватоводных видов (рис. 3). Состав диатомовой флоры соответствует пресноводному озеру с несколько повышенной минерализацией воды, а также свидетельствует об увеличении глубины озера и о повышении летних температур воды. Это могло быть вызвано относительной стабилизацией близко расположенной береговой линии моря и подпором грунтовых вод, имевших место в бореале.

В гиттии слоя 1 отмечено значительное увеличение (до 35–45%) диатомей-галофобов (рис. 3), которые в основном представлены бентосными *Brachysira brebissonii* (Grun. in V. H.) Ross, *Eunotia incisa*, *E. pectinalis* (Dillw.) Rabenh., *Frustulia rhomboides* (Ehrb.) D. T. и планктонно-бентосными *Tabellaria fenestrata* (Lyngb.) Kütz., *T. flocculosa*. Диатомовые-индифференты составляют здесь около 45–60% и представлены бентосными и планктонно-бентосными видами (рис. 3, 4) *Eunotia faba* (Ehrb.) Grun., *E. diodon* Ehrb., *Pinnularia nodosa* (Ehrb.) W. Sm., *Tetracyclus glans* (Ehrb.) Mills, *Aulacoseira distans* (Ehrb.) Simons, *Fragilariforma virescens* (Ralfs)

W. et R. и др. Преобладают виды-космополиты (до 37–57%), отмечено резкое уменьшение алкалифилов и алкалибионтов и увеличение индифферентов и ацидофилов при доминирующей роли последних (рис. 4). Состав диатомовой флоры указывает на условия континентального пресного водоема, в котловине которого интенсифицировались процессы заболачивания, что характерно и для современного состояния рассматриваемого озера.

### ЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ОСАДКОВ

Содержание основных породообразующих оксидов и рассеянных элементов в донных отложениях изучаемой фациально разнородной осадочной последовательности отражает ее литологическое обусловленное двухчленное строение.

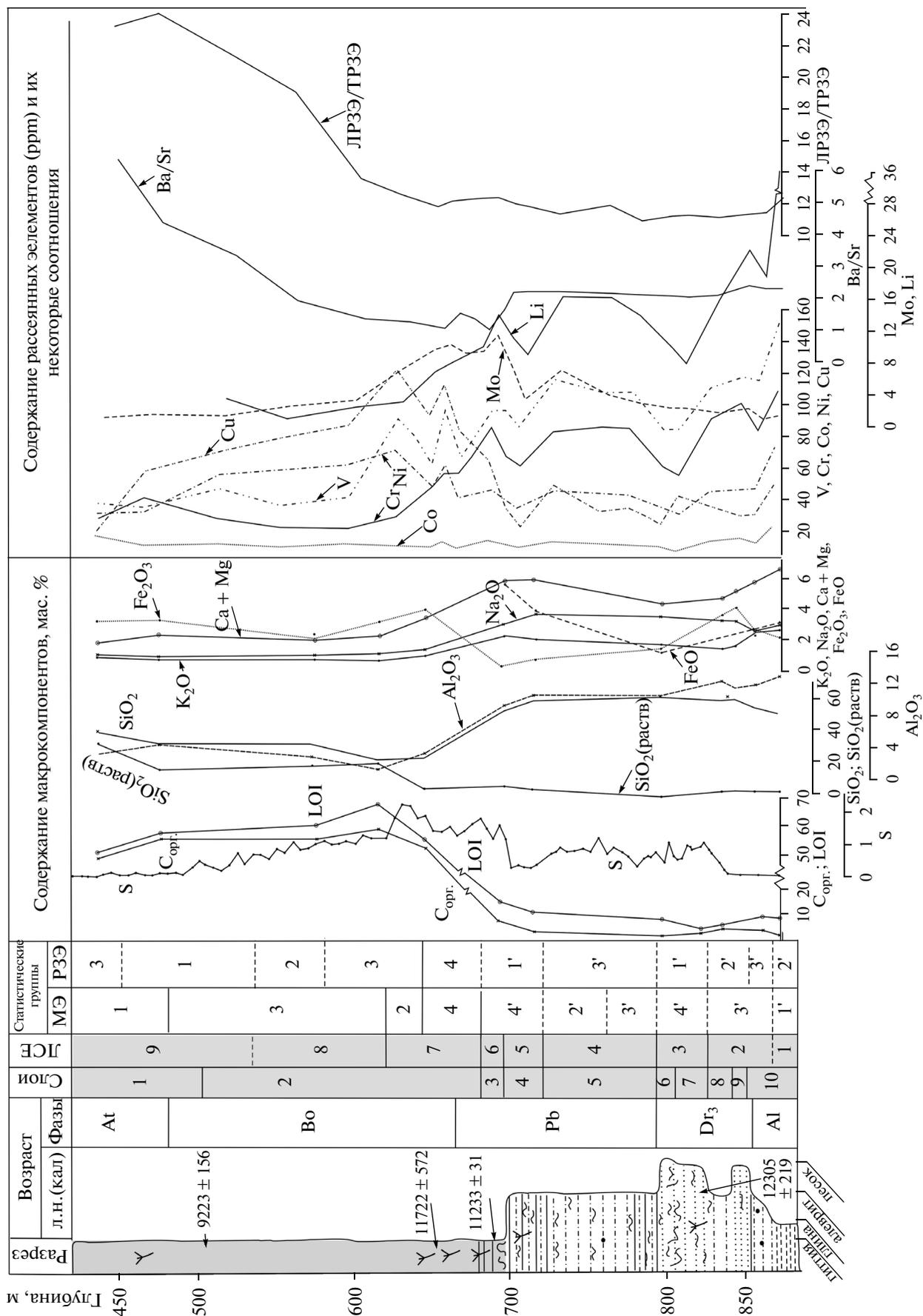
Базальная часть разреза, представленная слоистыми глинами слоя 10, отличается наиболее высоким содержанием почти всех рассеянных элементов и высоким содержанием некоторых породообразующих оксидов (рис. 5). Здесь по сравнению с вышележащими осадками очень высокое содержание V (110.5 ppm), Cr (154.0 ppm), Co (22.9 ppm), Ni (73.7 ppm), Cu (51.7), Li (35.8 ppm), PЗЭ и некоторых других элементов, самое высокое содержание MgO, K<sub>2</sub>O и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.5, 2.4, 14.6 мас. % соответственно) (рис. 5). Однако по сравнению с составом верхней континентальной коры (Taylor, McLennan, 1985, 1995) слоистые глины обеднены щелочными (кроме Li) и щелочноземельными элементами, тяжелыми PЗЭ и обогащены легкими лантаноидами, некоторыми редокс-чувствительными элементами (Mo, Cr, V), элементами-сульфилами (Cu, Ni, Co и др.). Эти осадки отличаются и по результатам статистической обработки геохимических данных при их разделении на однородные группы, выполненной Е.В. Мартыновым по программе, составленной им на основе алгоритма Д.А. Родионова (Мартынов, 2011). Имеющиеся литологические и микропалеонтологические данные, а также оценка общей палеогляциологической ситуации и положения ледниковых краевых образований (рис. 1а) позволяют считать выявленные геохимические особенности признаками пресноводного или опресненного приледникового водоема.

В алевроите верхней части слоя 10 на глубине 8.50–8.60 м содержание рассеянных элементов снижается. Но, как и нижележащие слоистые глины, эти осадки по-прежнему обогащены Ba, Cr, Ni, Cu, Mo, легкими лантаноидами и отличаются примерно одинаковым содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO (рис. 5). Здесь увеличиваются значения C<sub>орг.</sub> и

LOI (3.3 и 7.4 мас. % соответственно), что свидетельствует о повышении биологической продуктивности водоема. Высокими показателями содержания рассеянных элементов характеризуются и вышележащие песок и песчанистый алевроит слоев 8 и 9. Для них же установлены и наиболее высокие для кластогенной толщи значения Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (3.8–4.3 мас. %), но уже более низкие, чем в подстилающих отложениях, значения MgO и K<sub>2</sub>O (2.0–2.9 и 1.9–2.4 мас. % соответственно), отмечено повышенное содержание таких редокс-чувствительных сульфидофилов и литофилов, как V, Ni, Cu, Mo, а также Li, Ba, Cr, Co и некоторых других элементов. Здесь же резко возрастает содержание серы. Следует отметить, что в осадках слоев 8 и 9 ранее были установлены скопления фрамбoidalного пирита с размером глобул от 18 до 90 мкм (Толстобров и др., 2011), что свидетельствует об активной бактериальной сульфат-редукции и гипоксии в условиях начального диагенеза осадков. Алевроиты и песок слоев 10–8 соотносятся с одной статистически однородной группой, выделенной по геохимическим данным. Генетически их объединяет то, что они накапливались в условиях солоноватоводного приледникового водоема.

В залегающих выше морских осадках слоев 7–5 изменчивое содержание микроэлементов при низком его значении в целом (кроме Cr, Ni, Cu, Mo и некоторых других) зависит от литологии осадка: более высокие концентрации микроэлементов определены для более тонкозернистых отложений (рис. 5). Однако самое низкое для кластогенной толщи содержание рассеянных элементов определено в песчанистом алевроите слоя 4, слоистом, с органикой и остатками водных растений. Эти отложения накапливались в водоеме-заливе, отчленявшемся от морского бассейна. Для этого водоема была характерна высокая продуктивность водных биоценозов, о чем свидетельствуют и литологические признаки, и наиболее высокое для кластогенной толщи значение SiO<sub>2</sub> (раств.) (3.8 мас. %) и LOI (8.8 мас. %). Эти отложения резко отличаются от подстилающих их осадков ничтожным содержанием Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.7 мас. %) и высоким содержанием FeO (3.7 мас. %), что является признаком, сближающим их с вышележащими органогенными отложениями слоя 3. Здесь же в относительно большом количестве, как и в отложениях солоноватоводного приледникового водоема, выявлены скопления и кристаллы аутигенного пирита (Толстобров и др., 2011), а также повышенное содержание элементов, осаждаю-

**Рис. 5.** Распределение геохимических показателей по разрезу донных отложений из изолированной котловины безымянного озера, расположенного вблизи верхней морской границы в районе поселка Чупа. Условные обозначения и пояснения см. на рис. 3. Разделение данных на статистически однородные группы выполнено для слоев 1–2 и 3–10 (МЭ – микроэлементы, PЗЭ – редкоземельные элементы).



щихся на сероводородном барьере, например содержание V и Mo (рис. 5).

Алевритистая гиттия слоя 3 (табл. 1) из-за наличия минеральных частиц в нижней части органической толщи по геохимическим показателям близка к подстилающему ее слоистому алевриту, хотя и имеет некоторые отличия, например более высокое, чем в нижележащем алеврите, содержание редокс-чувствительных элементов — Sr, Ni, Си, Mo, характерных и для петрофонда. Здесь в наибольшем количестве установлен фрамбоидальный пирит, имеющий вид кристалликов, скоплений и глобул, размером от 8 до 48 мкм (Толстобров и др., 2011).

Алевритистая гиттия и слоистый алеврит слоев 3 и 4 входят в одну статистически однородную группу (рис. 5) и относятся к одному литогенетическому типу — к фации осадков переходной зоны от морских условий седиментации к пресноводным, выделяемой ранее (Corner et al., 1999; Колька и др., 2005). При этом алевритистая гиттия по элементному составу значительно отличается от перекрывающей ее гиттии относительно высоким содержанием Li (14.4 ppm), который для живого вещества характерен мало, но, являясь слабым мигрантом, накапливается в тонкодисперсном осадке. В алевритистой гиттии установлено максимально высокое для органической толщи содержание Rb (48.1 ppm), Cs (1.21 ppm), Be (0.9 ppm), Ta (0.6 ppm), Nb (7.9 ppm), совместно встречающихся в минералах кислых изверженных пород, а также значительно более высокое содержание Sr (208.5 ppm), Sc (8.7 ppm), Co (12.7 ppm), V (86.1 ppm), Ga (11.8 ppm), Zr (110.0 ppm).

Органические осадки слоев 1 и 2 имеют свои геохимические особенности, которые возникали по мере становления водоема как континентального пресноводного озера в связи с изменением положения береговой линии моря. Гиттия нижней части слоя 2 до глубины 6.2–6.4 м, обогащенная минеральными частицами, характеризуется относительно высокими значениями  $C_{орг}$  (54 мас. %) и LOI (57 мас. %), резко отличается высокими содержаниями S, рассеянных элементов, что делает ее элементный состав похожим на состав нижележащих осадков кластогенной толщи (рис. 5). В осадках верхней части слоя 2 содержание всех макрокомпонентов и многих рассеянных элементов уменьшается, содержание  $C_{орг}$  примерно такое же, как и в других частях органической толщи, но значительно увеличиваются значения  $SiO_2$  (раств.) (20–22 мас. %) и LOI (68 мас. %) (рис. 5), что в целом характерно для диатомовых сапропелей. По данным диатомового анализа (рис. 2), при накоплении этой части отложений в озере были условия слабощелочной и соответственно окислительной среды, повышенная водность бассейна и несколь-

ко повышенная минерализация воды, благоприятные для развития диатомовой флоры.

Гиттия слоя 1 общей мощностью 0.82 м однородна и по литологическим признакам (табл. 1), и по содержанию большинства микроэлементов. Эти осадки отдельным кластером относятся к одной статистически однородной группе (рис. 5). Для них характерно наиболее высокое содержание Ba при примерно одинаковом с нижележащей гиттией содержании Sr, а также высокие значения  $SiO_2$  (раств.) (до 30 мас. %) и LOI (до 59 мас. %).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Позднеплейстоцен-голоценовая история Белого моря и его побережья была в основном предопределена развитием Скандинавского ледникового покрова во время последнего оледенения. Ледник полностью перекрывал беломорскую депрессию. Во время имевшей здесь место ареально-фронтальной дегляциации по его периферии образовывались приледниковые озера (Ekman, Пјин, 1991), которые объединились в крупное приледниковое озеро. Одним из берегов этого озера был фронт активного ледника, отступавшего на запад и оставившего несколько генераций краевых форм (рис. 1а). Следует отметить, что на беломорском побережье осадки приледниковых водоемов (фации I и II) установлены в донных отложениях современных озер, расположенных на высоте от 60 до 155 м над уровнем моря. Есть мнение, что проникновению морских атлантических вод в Бассейн Белого моря препятствовал “мост суши”, который существовал на месте пролива Горло в белинге–первой половине аллереда, примерно 12.5–11.3 тыс.  $^{14}C$  лет назад. Пролив же образовался приблизительно 11.25 тыс.  $^{14}C$  лет назад, в ходе позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии, что способствовало осолонению приледникового бассейна в аллереде–начале позднего дриаса. В конце позднего дриаса–начале пребореала водоем в депрессии Белого моря приобрел нормальный морской режим (Колька и др., 2005, 2013).

Изучение темпов перемещения береговой линии Белого моря на его кольско-карельском побережье (Колька и др., 2005, 2012, 2013) показало, что в поздне- и постледниковое время здесь проявились два региональных трансгрессивно-регрессивных цикла: (1) гляциоэвстатическая трансгрессия в позднеледниковье и регрессия, обусловленная гляциоизостатической компенсацией земной коры, в начале голоцена; (2) эвстатическая трансгрессия тапес и регрессия, вызванная отставанием темпов эвстатического повышения уровня моря от темпов гляциоизостатического и тектонического поднятия суши.

Полученные данные и данные предыдущих исследований показывают, что осадочные последовательности в котловинах малых изолированных бассейнов кольско-карельского побережья формируются в несколько этапов, в целом отражая региональные трансгрессивно-регрессивные циклы. В соответствии с ними на примере изученного озера, расположенного в районе поселка Чупа, в фашиально-разнородных осадочных толщах из котловин изолированных бассейнов выделены стратогены, или литолого-стратиграфические единицы (ЛСЕ) (рис. 3, 5). Пресноводные осадки ЛСЕ 1 и солоноватоводные ЛСЕ 2 формировались в позднеледниковые в приледниковом водоеме. В позднеледниковые и в начале голоцена на этапе морского водоема накапливались отложения ЛСЕ 3, солоноватоводные из-за обильного поступления талой ледниковой воды, а позже в голоцене формировались уже типично морские осадки ЛСЕ 4. Этапу изоляции котловины соответствуют голоценовые осадки отчленяющегося водоема-залива (ЛСЕ 5) и меромиктического озера (ЛСЕ 6). После изоляции котловины от морского бассейна в голоцене в ней формировались осадки пресноводного водоема береговой зоны (ЛСЕ 7), осадки пресноводного водоема с повышенной минерализацией воды, соответствующие максимальному развитию голоценовой трансгрессии тапес (ЛСЕ 8), осадки континентального пресноводного озера в пределах побережья (ЛСЕ 9).

#### *Осадки приледникового озера (ЛСЕ 1 и ЛСЕ 2)*

В котловине безымянного озера, расположенного на высоте 81.5 м над уровнем моря вблизи верхней морской границы, позднеледниковые пресноводные осадки приледникового водоема (ЛСЕ 1) представлены слоистыми (ленточными) глинами с включениями грубообломочного материала (рис. 3, 5), которые накапливались в водоеме глубиной около 20 м, так как в более мелководных приледниковых озерах накапливался слоистый алеврит (Колька, 1996). Высокие магнезиальность и калиевость этих отложений при значении гидролизатного модуля ( $GM = (Al_2O_3 + TiO_2 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2$ ) 0.38 свидетельствуют о том, что слоистые глины ЛСЕ 1 формировались за счет материала, источником которого были вулканогенные породы Северо-Карельской системы зеленокаменных поясов и Чупинского парагнейсового пояса. В районе поселка Чупа они представлены мигматизированными гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами. Гнейсы рассматриваются как метосадки, которые включают вулканиты и обогащены Ni, V, Co, Cr (Слабунов, 2008). Эту их петрохимическую особенность унаследовали и донные отложения в конечном водое-

ме стока. Слоистость (ленточность), глинисто-алевритистый состав, повышенное содержание рассеянных элементов, выраженную схожесть с петрохимическими показателями коренных пород района, что характерно только для осадков ЛСЕ 1, наличие редкой пыльцы растений из состава перигляциальных полярно-маревых группировок следует относить к признакам стратогена, соответствующего осадкам ЛСЕ 1.

Позднеледниковые солоноватоводные осадки приледникового водоема (ЛСЕ 2), объединяющие верхнюю часть слоя 10, слои 9 и 8 (рис. 3, 5), представлены алевритами и тонкозернистыми песками. Для них характерно низкое содержание органики, однако достаточное для сульфат-редукции и аутигенного минералообразования при начальном диагенезе осадков. Отложения этого стратогена (ЛСЕ 2) отличаются от нижележащих осадков наличием малочисленных диатомовых, принадлежащих к галофилам, полигалолам и мезогалолам при доминировании последних, поэтому они и соотнесены с солоноватоводным приледниковым бассейном. Относительно большое видовое разнообразие диатомей, главным образом мезогалобов, появляется в кровле слоистых алевритов слоя 8 (рис. 3), что связано с изменением палеоклиматической обстановки, меньшим оледенением акватории и периодическим насыщением воды кислородом. Спорово-пыльцевые спектры в осадках этого стратогена (ЛСЕ 2), как и в нижележащих отложениях приледникового водоема, образованы редкой пыльцой растений из перигляциальных группировок (рис. 2).

Условия накопления осадков приледникового водоема (ЛСЕ 1 и ЛСЕ 2) связаны с периодически возникавшей гипоксией в его придонной части. Низкокислородные условия появлялись из-за периодически возникавшей устойчивой стратификации водной толщи и ее затрудненного перемешивания. Этому способствовал не только длительный ледовый покров в суровых условиях позднего дриаса, но и приток в водоем плотной морской воды через пролив Горло, образовавшийся в конце аллереда. Морская вода распространялась в придонной части бассейна, что препятствовало ее перемешиванию с более легкой пресной водой приповерхностного слоя. На низкокислородную среду начального диагенеза и даже на сероводородное заражение придонной части бассейна может указывать высокое содержание редокс-чувствительных элементов и элементов-сульфофилов, что характерно для позднеледниковых отложений (ЛСЕ 1 и ЛСЕ 2).

#### *Поздне- и постледниковые морские осадки (ЛСЕ 3 и ЛСЕ 4)*

Позднеледниковые морские осадки (ЛСЕ 3) представлены песками слоев 7 и 6 (рис. 3, 5) и

формировались в опресненных прибрежных водах обширного морского бассейна при удаленном фронте ледника во второй половине позднего дриаса, судя по датировке  $10400 \pm 105$   $^{14}\text{C}$  л. н. или  $12305 \pm 219$  л. н. (кал.) (обр. Wk-15428 в табл. 2). Фронт ледника на заключительной стадии оледенения Карелии находился западнее района исследования (рис. 1а), а Беломорский водоем достигал своих максимальных размеров вследствие позднеледниковой морской трансгрессии, начавшейся здесь в аллереде (Колька и др., 2005). Как и для нижележащих осадков приледникового озера, для песков ЛСЕ 3 характерно активное аутигенное минералообразование, признаки гипоксии, вызванные затокком морской воды и возникавшей по этой причине устойчивой стратификацией водной толщи. От других позднеледниковых отложений их отличает появление макроостатков водных растений, отчетливые тонкослоистые и пятнистые текстуры, преобладание мезогалобных видов диатомовых в нижней части этих отложений и разнообразный по экологической специализации диатомовый комплекс в их верхней части. В споропыльцевых спектрах появляется пыльца растений, произрастающих на засоленных грунтах (рис. 2). Кроме того, при преобладании пыльцы кустарников и полукустарников, особенно вересковых, в споропыльцевых спектрах появляется пыльца и древесных растений, что возможно на побережье, свободном от ледника. Морской бассейн, несмотря на его позднеледниковый возраст, на заключительных стадиях дегляциации Северной Карелии уже не являлся приледниковым.

Голоценовые морские осадки (ЛСЕ 4), которые соответствуют слою 5 (рис. 3, 5), мелководные, имеют изменчивые, зависящие от литологии содержания микроэлементов: более высокие их значения определены для более тонкозернистых отложений (рис. 5). В рассматриваемой котловине они накапливались в первой половине пребореала в непосредственной близости от береговой линии при стремительной ее регрессии со скоростью, превышающей 7 см/год, обусловленной активным гляциоизостатическим поднятием восточной части Фенноскандинавского щита (Колька и др., 2015). Отчетливым индикатором этого стратогена (ЛСЕ 4) служит доминирование в осадках морских видов диатомовых водорослей (рис. 3), наличие пыльцы Aster-типа (*Plantago maritima*, *Triplolium vulgare*, *Salicornia herbacea* и др.), которую продуцируют растения, произрастающие на сильнозасоленных субстратах приморских лугов (рис. 2). Следует отметить, что длительность накопления морских осадков (ЛСЕ 4) в котловинах изолированных бассейнов тем больше, чем ниже в рельефе расположена котловина, так как ее изоляция от моря в течение голоцена происходит позже.

#### *Голоценовые осадки изолирующихся водоемов (ЛСЕ 5 и ЛСЕ 6)*

Осадки, соотносимые со слоями 4 и 3 (рис. 3 и 5) и представленные слоистыми алевритом (ЛСЕ 5) и алевритистой гиттией (ЛСЕ 6), последовательно накапливаются на этапе отчленяющегося водоема-залива и в условиях меромиктического озера. Сначала при постоянном приливном, а позже при эпизодическом штормовом водообмене с морем и в течение короткого срока после полного отделения озера от основного бассейна в изолирующемся водоеме существуют условия для устойчивой стратификации водной толщи. На завершающей стадии отделения такие водоемы становятся меромиктическими озерами, т.е. их водная толща приобретает двухслойную структуру: поверхностный слой пресный, а придонный соленый, зараженный сероводородом. В их развитии выделяются несколько стадий (Long et al., 2011). На начальной стадии происходит некоторое обособление вод в котловине отделяющегося водоема, но сохраняется приливной водообмен с морем через порог стока из нее. На второй стадии порог стока поднимается, что препятствует приливному водообмену, но позволяет сток воды из отчленяющегося водоема в море. На следующей стадии, когда порог стока поднимается еще выше, в изолирующемся водоеме на поверхности образуется слой пресной воды, а в котловине сохраняется соленая вода (меромиктическая стадия). При изучении современных отделяющихся водоемов Карельского берега Белого моря установлено, что стадия типичного меромиктического озера присуща достаточно глубоким (5–6 м) котловинам. При меньшей глубине водоем может сразу превратиться в пресное озеро, но со следами осолонения придонной воды в донных ямах, а при глубине около одного метра изолирующийся водоем вырождается в марш (Пантюлин, Краснова, 2011; Лисицын и др., 2013).

Из-за указанных особенностей развития изолирующихся бассейнов в осадках соответствующих стратогенов (ЛСЕ 5 и особенно ЛСЕ 6) присутствуют отчетливо выраженные их индикаторы. Это литологические и геохимические признаки гипоксии, к которым можно отнести ничтожное содержание или отсутствие  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и высокое значение содержания  $\text{FeO}$ , накопление химических элементов (V, Mo и др.), осаждающихся на сероводородном барьере (рис. 5), активную сульфат-редукцию и аутигенное минералообразование. Признаком гипоксии и сезонного изменения содержания кислорода в них является и слоистость отложений (Dickman, 1979; Snyder et al., 1997). Кроме того, в осадках водоема-залива (ЛСЕ 5), которые формируют кровлю кластогенной толщи в котловинах изолированных бассейнов, резко увеличивается количество пыльцы злаков и осок (рис. 2), выражено поочередное увеличение и уменьшение со-

держания пресноводных и морских видов диатомей, преобладание диатомовых-алкалифилов, живущих в слабощелочной среде, наличие и алкалибионтов, и ацидофилов (рис. 3, 4). В осадках мезомиктического озера (ЛСЕ 6), образующих базальную часть органогенной толщи в котловинах изолированных бассейнов, впервые появляется пыльца зеленых водорослей *Pediastrum*, являющаяся палинологическим индикатором древнего положения береговой линии моря, все еще присутствует пыльца, относящаяся к *Aster*-типу (рис. 5). Из диатомовых по-прежнему преобладают алкалифилы, но присутствуют и виды другой рН-спецификации (рис. 4), исчезают полигалобы и мезогалобы, доминируют олигогалобы, резко и в большом количестве появляются диатомовые-индифференты, в частности *Fragilaria* spp. (рис. 3), что является типичным признаком изоляции водоема (Stabell, 1985). Изоляция котловины рассматриваемого озера произошла в середине пребореала примерно  $11233 \pm 31$  лет назад (кал.) (рис. 3, обр. Wk-15429 и IGSB-1000 с глубины 6.90–6.95 м в табл. 2), когда береговая линия моря относительно современного его уровня находилась на высоте порога стока из озера (81.0 м над уровнем моря). Однако чем ниже в рельефе на Беломорском побережье расположена изолированная котловина, тем моложе в ней осадки изолирующихся водоемов (ЛСЕ 5 и ЛСЕ 6).

После отчленения от моря котловины изолированных бассейнов, расположенные на склоне поднимающегося Фенноскандинавского кристаллического щита, не испытывали повторного соединения с морем, и в них накапливалась озерная органика (гиттия, или сапропель).

#### *Голоценовые осадки пресноводного изолированного водоема береговой зоны (ЛСЕ 7)*

Осадки стратогена, соответствующего ЛСЕ 7, в рассматриваемой котловине представленные гиттией базальной части слоя 2 (рис. 3, 5), формировались в озере, которое после отчленения находилось в пределах береговой зоны, где на освобожденных от моря местообитаниях произрастали растительные сообщества с доминированием злаков, а в водоем с ближайшего водосбора поступало большое количество минеральных частиц. Этим обусловлен элементный состав соответствующих осадков (ЛСЕ 7), который по высокому содержанию микроэлементов резко отличается от состава перекрывающей гиттии и сходен с составом осадков нижележащей кластогенной толщи (рис. 5). Отличительными признаками осадков стратогена ЛСЕ 7 является также максимальное количество пыльцы зеленых водорослей *Pediastrum* в спорово-пыльцевых спектрах (рис. 2) и абсолютное преобладание галофилов и индифферентов в диатомовых комплексах (рис. 3). В котловине

рассматриваемого озера, судя по  $^{14}\text{C}$ -датировкам с учетом погрешности определения возраста (рис. 3) и палинологическим данным (рис. 2), осадки этого стратогена (ЛСЕ 7) накапливались во второй половине пребореала. При этом их формирование совпало с заключительной стадией первого регионального трансгрессивно-регрессивного цикла, когда из-за высоких темпов гляциоизостатического поднятия земной коры сразу после снятия ледниковой нагрузки отмечалась стремительная регрессия береговой линии моря. В районе пос. Чупа во второй половине пребореала она находилась на высоте около 70 м относительно его современного уровня (Колька и др., 2015). Котловины других изолированных бассейнов попадали в пределы береговой зоны позже, если они расположены ниже в рельефе, и, возможно, раньше и на еще более короткое время, если они находятся выше рассматриваемого озера.

#### *Голоценовые осадки изолированных водоемов побережья (ЛСЕ 8 и ЛСЕ 9)*

Начало второго трансгрессивно-регрессивно-го цикла, связанного с морской трансгрессией тапес, которая фиксируется на побережье Северной Европы, и в частности на побережье Баренцева и Белого морей с максимумом своего развития 7–6 тыс.  $^{14}\text{C}$ -лет назад (Snyder et al., 1996), в рассматриваемой котловине соответствует осадкам верхней части слоя 2 и ЛСЕ 8 (рис. 3, 5). На побережье Кандалакшского залива Белого моря трансгрессия тапес из-за превышения темпов поднятия земной коры над эвстатическим поднятием уровня моря проявилась всего лишь в замедлении регрессии или в стабилизации береговой линии моря (Колька и др., 2005, 2012, 2013, 2015). Замедление регрессии береговой линии моря совпало с потеплением бореального периода, и на побережье в составе растительности появились древесные группировки с участием березы, ели, сосны, о чем свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры палинозоны IV (рис. 2). Повышение летних температур, а также увеличение водности озера и минерализации воды в нем, вызванных относительной стабилизацией близко расположенной береговой линии моря и подпором грунтовых вод, отразились и на составе водной растительности, представленной в спорово-пыльцевых спектрах пыльцой рогоза (*Typha*), ежеголовника (*Sparganium*), урути (*Mugiohyllum*), зеленых водорослей (*Pediastrum*). Такие условия оказались благоприятными и для диатомовых водорослей, за счет которых сформировался диатомовый сапропель с содержанием  $\text{SiO}_2$  (раств.) до 22.5 мас. % (рис. 5). Выраженным индикатором осадков пресноводного озера с повышенной минерализацией воды (ЛСЕ 8) является резкое увеличение галофилов и появление мезогалобов, отмечаемое на фоне пре-

обладающих в составе диатомового комплекса олигогалобов (рис. 3).

В котловинах, изоляция которых произошла после голоценовой трансгрессии тапес, отложения этого стратогена (ЛСЕ 8) в литолого-стратиграфической последовательности отсутствуют. Нет их и в котловинах, изоляция которых происходила во время этой трансгрессии, так как в этом случае в зависимости от положения береговой линии более длительное время накапливались осадки изолирующихся водоемов (ЛСЕ 5 и ЛСЕ 6) или изолированного водоема береговой зоны (ЛСЕ 7).

Заключительному этапу формирования сапропелевой толщи в изолированных бассейнах беломорского побережья Восточной Фенноскандии соответствуют осадки пресноводного континентального озера (ЛСЕ 9), которые в рассматриваемой котловине представлены гиттией (сапропелем) слоя 1 (рис. 3, 5). Осадки этого стратогена (ЛСЕ 9) содержат только пресноводную диатомовую флору с индифферентами и галофобами (рис. 3) аркто-альпийских, бореальных видов и видов-космополитов (рис. 4). При их формировании в рассматриваемом озере происходит изменение кислотно-щелочного баланса водной толщи, так как резко уменьшается количество алкалифилов и алкалибионтов, а доминирующее положение занимают ацидофилы (рис. 4), что указывает на влияние процессов заболачивания. В других котловинах ситуация может быть иной в зависимости от палеогеографических условий конкретного района.

Набор выделенных стратогенов (литолого-стратиграфических единиц), характерный для котловин изолированных бассейнов, а также возраст и вещественный состав слагающих их осадков зависят от конкретной геолого-геоморфологической, тектонической, палеогеографической ситуаций в разных частях беломорского побережья. Так, от геологического строения коренных пород в конкретном районе в значительной степени зависит вещественный состав осадков приледникового водоема (ЛСЕ 1 и ЛСЕ 2), наличие которых в осадочной последовательности обусловлено палеогляциологической ситуацией и положением котловины изолированного бассейна относительно фронта активного ледника. От положения котловины в рельефе зависит время ее отчленения от моря, т.е. конкретный возраст осадков изолирующихся водоемов (ЛСЕ 5 и ЛСЕ 6), а значит, и возраст других стратогенов, поскольку чем выше в рельефе над уровнем моря находится котловина, тем раньше она отчленилась от основного бассейна. На возраст и скорость отчленения влияют темпы гляциоизостатического и тектонического поднятия земной коры. При высоких темпах поднятия и, соответственно, быстром отчленении бассейна осадки изолирующихся водоемов (ЛСЕ 5 или ЛСЕ 6) сфор-

мироваться не успевают. При совпадении времени отчленения бассейна с максимальной стадией развития голоценовой трансгрессии тапес или при низких темпах тектонического поднятия земной коры эти осадки (ЛСЕ 5 и ЛСЕ 6), а также осадки изолированного водоема береговой зоны (ЛСЕ 7) могут иметь значительную мощность, а осадки пресноводного озера с повышенной минерализацией воды (ЛСЕ 8) в этом случае не образуются. Нет их и в котловинах, которые отделились после трансгрессии тапес.

## ВЫВОДЫ

1. Комплексное литологическое и геохимическое изучение, радиоуглеродное датирование, диатомовый и спорово-пыльцевой анализы донных отложений из котловины малого озера с урезом воды 81.5 м над уровнем моря, расположенного вблизи верхней морской границы в Северной Карелии, проводились для выявления этапов формирования и литолого-стратиграфического расчленения осадочной последовательности, образующейся в изолированных бассейнах кольско-карельского побережья Белого моря.

2. Полученные данные в совокупности с данными предыдущих исследований свидетельствуют, что формирование глинисто-песчано-алевритистой кластогенной и сапропелевой органической толщ в изолированных бассейнах беломорского побережья включает в себя несколько этапов: этап приледникового водоема, этап морского водоема, этап изоляции котловины от основного бассейна, этап пресноводного озера. Установлено, что накопление донных отложений, образующих фациально разнородные осадочные толщи в зависимости от указанных этапов, обусловлено двумя региональными трансгрессивно-регрессивными циклами изменения относительного уровня моря – позднеледниковой и ранне-среднеголоценовой морскими трансгрессиями и сменяющимися их регрессиями.

3. На основе полученных данных в фациально разнородных осадочных толщах из котловины изолированного бассейна беломорского побережья впервые выделены морфолитостратиграфические подразделения – стратогены (ЛСЕ). Литолого-стратиграфическое расчленение проведено в соответствии с указанными этапами развития котловины изолированного бассейна и генетическими особенностями соответствующих им осадков. В позднеледниковье на этапе приледникового водоема в ходе позднеледниковой гляциоэвстатической трансгрессии формировались сначала пресноводные (ЛСЕ 1), позже солоноватоводные (ЛСЕ 2) осадки. В позднеледниковье и в начале голоцена на этапе морского водоема последовательно накапливались солоноватоводные из-за обильного поступления талой ледниковой воды осадки (ЛСЕ 3) и

морские (ЛСЕ 4) осадки. Этапу изоляции котловины соответствуют голоценовые осадки отчленяющегося водоема-залива (ЛСЕ 5) и меромиктического озера (ЛСЕ 6). После изоляции котловины от морского бассейна в голоцене в ней накапливались осадки пресноводного водоема береговой зоны (ЛСЕ 7), осадки пресноводного водоема с повышенной минерализацией воды, соответствующие развитию голоценовой морской трансгрессии тапес (ЛСЕ 8), и осадки континентального пресноводного озера (ЛСЕ 9).

4. На основе литологических и геохимических данных, а также данных диатомового и спорово-пыльцевого анализов установлены соответствующие признаки выделенных стратогенов (ЛСЕ).

*Благодарности.* Авторы благодарят А.А. Арзамасцева, Д.Р. Зозулю, Е.В. Мартынова и М.Г. Тимофееву за полезные консультации.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ №№ 11-05-00791-а и 16-05-00311-а.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Анисимов М.А., Иванова В.В., Пушина З.В., Питулько В.В.* Лагунные отложения острова Жхова: возраст, условия формирования и значение для палеоэкологических реконструкций региона Новосибирских островов // Изв. РАН. Сер. геогр. 2009. № 5. С. 107–119.
- Арсланов Х.А.* Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987.
- Баринова С.С., Медведева Л.А., Анисимова О.В.* Биоразнообразие водорослей-индикаторов окружающей среды. Тель-Авив: Piles Studio, 2006.
- Вревская Н.П.* Метод определения активного кремнезема диатомитов // Кольский диатомовый сборник. Тр. геоморф. ин-та. Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 91–94.
- Говоруха Л.С., Зауер Л.М., Зеленко А.С.* Палеогеографическая реконструкция голоцена Земли Франца-Иосифа на основании изучения озерных отложений // Тр. НИИГА. 1965. Т. 143. С. 319–326.
- Диатомовые водоросли СССР (ископаемые и современные). Том I. Л.: Наука, 1974. 403 с.; Том II. Вып. 1. Л.: Наука, 1988. 116 с.; Том II. Вып. 2. СПб.: Наука, 1992. 125 с.
- Евзеров В.Я., Корсакова О.П., Колька В.В.* История развития морских бассейнов в беломорской депрессии за последние 130 тысяч лет (состояние вопроса и перспективы исследований) // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 2007. № 67. С. 54–65.
- Елина Г.А.* Принципы и методы реконструкции и картирования растительности голоцена. Л.: Наука, 1981. 159 с.
- Жузе А.П., Мухина В.В., Козлова О.Г.* Диатомеи и силикофлагелляты в поверхностном слое донных осадков Тихого океана // Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М.: Наука, 1969. С. 7–47.
- Колька В.В.* Геология и условия формирования позднеледниковых глин Кольского полуострова. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1996.
- Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д.* Последледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Ред. Митрофанов Ф.П. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2005. С. 15–25.
- 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) // Докл. АН. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
- 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. 2013. Т. 449. № 5. С. 587–592.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Толстоброва А.Н.* Восстановление относительного положения уровня Белого моря в позднеледниковье и голоцене по данным литологического, диатомового анализов и радиоуглеродного датирования донных отложений малых озер в районе Чупа (северная Карелия) // Вестник МГТУ. 2015. Т. 18. № 2. С. 255–268.
- Краснова Е.Д., Пантюлин А.Н., Белевич Т.А. и др.* Комплексные исследования отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря в марте 2012 г. // Океанология. 2013. Т. 53. № 5. С. 714–717.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А.* Пыльца и споры растений флоры Европейской части СССР. Т. 1. Л.: Наука, 1972.
- Куприянова Л.А., Алешина Л.А.* Пыльца двудольных растений флоры Европейской части СССР. Lamiaceae-Zygophyllaceae. Л.: Наука, 1978.
- Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П.* Некоторые особенности палиноспектров донных отложений малых озер северной части Прибеломорской низменности // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: Изд-во Карельского научного центра РАН, 2011. С. 197–202.
- Лисицын А.П., Васильчук Ю.К., Шевченко В.П. и др.* Изотопно-кислородный состав воды и снежно-ледяного покрова отделяющихся водоемов на разных стадиях изоляции от Белого моря // Докл. АН. 2013. Т. 449. № 4. С. 467–473.
- Лосева Э.И.* Атлас пресноводных плейстоценовых диатомей европейского Северо-Востока СССР. СПб.: Наука, 2000.
- Мартынов Е.В.* Математические методы моделирования параметров геологических процессов и явлений. Мурманск: Изд-во МГТУ, 2011.
- Определитель пресноводных водорослей СССР. Вып. 4. Диатомовые водоросли. М.: Сов. наука, 1951.
- Пантюлин А.Н., Краснова Е.Д.* Отделяющиеся водоемы Белого моря: новый объект для междисциплинарных исследований // Материалы XIX Международной научной конференции (школы) по морской геологии. М.: Геос, 2011. Т. 3. С. 241–245.

- Пономарев А.И.* Методы определения химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Слабунов А.И.* Геология и геодинамика архейских подвижных поясов (на примере Беломорской провинции Фенноскандинавского щита). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2008.
- Субетто Д.А., Шевченко В.П., Лудинова А.В. и др.* Хронология изоляции озер Соловецкого архипелага и скорость современного озерного осадконакопления // Докл. АН. 2012. Т. 446. № 2. С. 183–190.
- Толстобров Д.С., Колька В.В., Корсакова О.П.* Рудные минералы в различных фациях донных отложений озерных котловин на побережье Белого моря // Успехи современного естествознания. 2011. № 7. С. 55–59.
- Хотинский Н.А.* Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
- Четвертичные отложения Финляндии и Северо-Запада Российской Федерации и их сырьевые ресурсы. Масштаб 1 : 1000000. Ред. Ниэмеля Й., Экман И.М., Лукашов А.Д. Экспо: Геологический научно-исследовательский институт Финляндии, 1993.
- Шелехова Т.С., Колька В.В., Корсакова О.П.* Диатомовая флора голоценовых отложений малых озер Карельского берега Белого моря // Проблемы современной палинологии: Материалы XIII Российской палинологической конференции с международным участием. Сыктывкар, 2011. Т. 1. С. 275–277.
- Экман И.М.* Донные осадки озер // Донные отложения озер восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1995. С. 10–83.
- Balascio N.L., Zhang Z., Bradley R.S. et al.* A multi-proxy approach to assessing isolation basin stratigraphy from the Lofoten Islands, Norway // Quaternary Res. 2011. V. 75. P. 288–300.
- Bennike O.* Palaeoecology of two lake basins from Disko, West Greenland // J. Quaternary Sci. 1995. V. 10. P. 149–155.
- Berglund M.* Holocene shore displacement and chronology in Angermanland, eastern Sweden, the Scandinavian glacio-isostatic uplift center // Boreas. 2004. V. 33. P. 48–60.
- Berglund M.* Early Holocene in Gästrikland, east central Sweden: shore displacement and isostatic recovery // Boreas. 2012. V. 41. P. 263–276.
- Corner G.D., Haugane E.* Marine-lacustrine stratigraphy of raised coastal basins and postglacial sea-level change at Lyngen and Vanna, Troms, northern Norway // Norsk Geologisk Tidsskrift. 1993. V. 73. P. 175–197.
- Corner G.D., Yevzerov V.Y., Kolka V.V., Møller J.J.* Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change at the Norwegian–Russian border north of Nikel, northwest Russia // Boreas. 1999. V. 28. № 1. P. 146–166.
- Corner G.D., Kolka V.V., Yevzerov V.Y., Møller J.J.* Postglacial relative sea-level change and stratigraphy of raised coastal basins on Kola Peninsula, northwest Russia // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 155–177.
- Dickman M.B.* A possible varving mechanism for meromictic lakes // Quaternary Res. 1979. V. 11. № 1. P. 13–124.
- Donner J., Eronen M., Jungner H.* The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1977. V. 31. P. 103–128.
- Ekman I., Iljin V.* Deglaciation, the Younger Dryas end moraines and their correlation in the Karelian A.S.S.R and adjacent areas // Eastern Fennoscandian Younger Dryas End Moraines: Excursion Guide. Espoo: Geolog. Surv. Finland, 1991. P. 73–101.
- Hafsten U.* Pollen-analytical investigations in South Norway // Geology of Norway. Ed. Høltedahl O. Oslo: Norges Geologiske Undersøkelse, 1960. P. 434–462.
- Helskog K.* Late Holocene sea-level changes seen from prehistoric settlements // Norsk Geografisk Tidsskrift. 1978. V. 32. P. 111–119.
- Hustedt F.* Die diatomeenflora des Fluss-Systems der Weser im Gebiet der Hansestadt Bremen // Abhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein zu Bremen. 1957. V. 34. P. 181–440.
- Hutchinson I., James T.S., Clague J.J. et al.* Reconstruction of late Quaternary sea-level change in southwestern British Columbia from sediments in isolation basins // Boreas. 2004. V. 33. P. 183–194.
- Krammer K., Lange-Bertalot H.* Bacillariophyceae. Teil: Naviculaceae; Bacillariaceae, Epithemiaceae, Surirellaceae; Centrales, Fragilariaceae, Eunotiaceae; Achnantheaceae, Kritische Ergänzungen zu, Navicula (Lineolatae) und Gomphonema, Gesamtliteraturverzeichnis. Jena: VEB Gustav Fischer Verlag, 1986, 1988, 1991a, 1991b.
- Krzywinski K., Stabell B.* Late Weichselian sea level changes at Sotra, Hordaland, Western Norway // Boreas. 1984. V. 13. P. 159–202.
- Long A.J., Roberts D.H., Wright M.R.* Isolation basin stratigraphy and Holocene relative sea-level change on Arveprinsen Eiland, Disko Bugt, West Greenland // J. Quaternary Sci. 1999. V. 14. P. 323–345.
- Long A.J., Woodroffe S.A., Roberts D.H., Dawson S.* Isolation basin, sea-level change and the Holocene history of the Greenland Ice Sheet // Quaternary Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 3748–3768.
- Marthinussen M.* <sup>14</sup>C-datings referring to shore lines, transgressions, and glacial substages in northern Norway // Norges Geologiske Undersøkelse. 1962. V. 215. P. 37–66.
- Miettinen A., Savelieva L., Subetto D.A. et al.* Palaeoenvironment of the Karelian Isthmus, the easternmost part of the Gulf of Finland, during the Litorina Sea stage of the Baltic Sea history // Boreas. 2007. V. 36. P. 441–458.
- Retelle M.J., Bradely R.S., Stuckenrath R.* Relative sea level chronology determined from raised marine sediments and coastal isolation basins, northern Ellesmere Island, Arctic Canada // Arctic and Alpine Research. 1989. V. 21. P. 113–125.
- Romundset A., Lohne Ø.S., Mangerud J., Svendsen J.I.* The first Holocene relative sea-level curve from the middle part of Hardangerfjorden, western Norway // Boreas. 2010. V. 39. P. 87–104.
- Romundset A., Bondevik S., Bennike O.* Postglacial uplift and relative sea level changes in Finnmark, northern Norway // Quaternary Sci. Rev. 2011. V. 30. P. 2398–2421.

- Seppä H., Tikkanen M., Shemeikka P.* Late-Holocene shore displacement of the Finnish south coast: diatom, litho- and chemostratigraphic evidence from three isolation basins // *Boreas*. 2000. V. 29. P. 219–231.
- Shennan I., Innes J.B., Long A.J., Zong Y.* Late Devensian and Holocene relative sea-level changes at Loch nan Eala, near Arisaig, northwest Scotland // *J. Quaternary Sci.* 1994. V. 9. P. 261–283.
- Smith D.E., Firth C.R., Cullingford R.A.* Relative sea-level trends during the early–middle Holocene along the eastern coast of mainland Scotland, UK // *Boreas*. 2002. V. 31. P. 185–202.
- Snyder J.A., Korsun S.A., Forman S.L.* Postglacial emergence and the Tapes transgression, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1996. V. 25. P. 47–56.
- Snyder J.A., Forman S.L., Mode W.N., Tarasov G.A.* Post-glacial relative sea-level history: sediment and diatom records of emerged coastal lakes, north-central Kola Peninsula, Russia // *Boreas*. 1997. V. 26. P. 329–346.
- Sparrenbom C.J., Bennike O., Björck S., Lambeck K.* Holocene relative sea-level changes in the Qaqortoq area, southern Greenland // *Boreas*. 2006. V. 35. P. 171–187.
- Stabell B.* The development and succession of taxa within the diatom genus *Fragilaria Lyngbye* as a response to basin isolation from the sea // *Boreas*. 1985. V. 14. P. 273–286.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* *The Continental Crust: Its Composition and Evolution.* Oxford: Blackwell, 1985.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* The geochemical evolution of the continental crust // *Rev. Geophys.* 1995. № 33. P. 241–265.

Рецензенты Ю.А. Лаврушин, О.Д. Найдина