

И. Н. Демидов

ДЕГРАДАЦИЯ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В БАССЕЙНЕ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА*

Последний поздневалдайский скандинавский ледниковый покров имел ярко выраженную лопастную структуру, в его периферийной части ледниковые потоки и лопасти огибали крупные возвышенности ледникового ложа и приспосабливались к его понижениям. Практически весь бассейн Онежского озера перекрывался Карельским ледниковым потоком (рис. 1; 2, А, Б). Рельеф и состав ледникового ложа в значительной степени определяли динамику и скорость движения ледника, особенности его развития и типы деградации. В этом отношении бассейн Онежского озера, сложенный различными по составу и выраженности в современном рельефе образованиями докембрия и палеозоя, может рассматриваться в качестве модельной территории по изучению взаимодействия системы ледник – ложе практически с начальных до заключительных стадий последнего оледенения.

В настоящее время получены новые данные по положению и возрасту максимальной стадии последнего оледенения (Larsen et al., 1999; Lunkka et al., 2001), строению и возрасту донных отложений Онежского озера и его бассейна (Демидов 2004; Saarnisto et al., 1995; Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004; Saarnisto, Saarninen, 2001). Как выяснилось, возраст максимума оледенения был значительно моложе (15,6–17,3 тыс. лет по ^{14}C), а темпы деградации ледника значительно выше, чем это предполагалось ранее. На основе новых и ранее имевшихся данных, в свете новых представлений о движении ледников, в предложенной модели развития последнего ледникового покрова в бассейне Онежского озера рассматриваются различные типы деградации, обусловленные палеоклиматическими и геолого-геоморфологическими факторами, и их влияние на скорость деградации оледенения.

Геолого-геоморфологическое строение территории и структура ледникового покрова

Котловина Онежского озера располагается на границе Русской плиты и Балтийского щита и представляет собой сложный грабен, протяженностью 240 км, при ширине до 75 м и максимальной глубине современного озера 130 м. Северная его часть располагается в пределах Онежской мульды, сложенной глобо-

кометаморфизованными вулканогенными и осадочными породами нижнего протерозоя, а южная – уже в пределах Русской плиты. Здесь песчано-глинистые отложения венда и девона протягиваются вдоль склона Балтийского щита полосой шириной 20–130 км. С юга они ограничены хорошо выраженным в рельефе Карбоновым уступом, сложенным известняками каменноугольного периода (рис. 1).

В строении четвертичного покрова преобладают отложения последнего оледенения. Средняя мощность четвертичных отложений увеличивается с 6–8 м на севере до 10–20 м на востоке региона, а в его южной части, особенно в зоне сочленения щита и плиты, достигает 30–40, а иногда и 80–100 м (рис. 1). Здесь известны образования нижнего, среднего и верхнего плейстоцена (Экман, 1987).

Вдоль западного побережья Онежского озера проходил один из главных ледоразделов скандинавских покровных оледенений, разделявший Карельский и Финляндский ледниковые потоки и, соответственно, их Онежскую и Ладожскую ледниковые лопасти. Он протягивается примерно на 400 км от юго-восточных отрогов хребта Маанселькя через Олонецкую возвышенность к южным склонам Вепсовской возвышенности. Ширина ледораздела достигала 50 км, абсолютная высота 300–417 м, относительные превышения до 200–250 м (рис. 1; 2, Б). В состав данной ледораздельной зоны входят и крупные аккумулятивные образования – Вохтозерско-Вешкельская и Ведлозерская возвышенности (240 м), Урокская и Пайская гряды и мощные радиальные флювиогляциальные системы (рис. 1; 2, А). Восточный фланг Онежской лопасти проходил вдоль восточного побережья Онежского озера через Волозерскую и Водлозерскую аккумулятивные возвышенности (257 и 179 м) и далее через Андомскую возвышенность (293 м). К востоку от ледораздела располагалась Восточно-Карельская ледниковая лопасть, отделенная от Беломорского ледникового потока кряжем Ветреный пояс (до 344 м) и Меловской возвышенностью (271 м) (рис. 1; 2, А, Б).

Ранее в пределах рассматриваемой территории выделялись краевые образования вепсовской, крестецкой, лужской, невской и ругозерской (сальпаусселькя I) ледниковых стадий, отражавших последовательное отступление ледникового фронта (рис. 1; 2, А) (Экман, 1987). Следует отметить, что в Карелии, как и на всем северо-западе России, положение и возраст стадияльных краевых образований, за исключением гряд

* Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 03-05-64760.

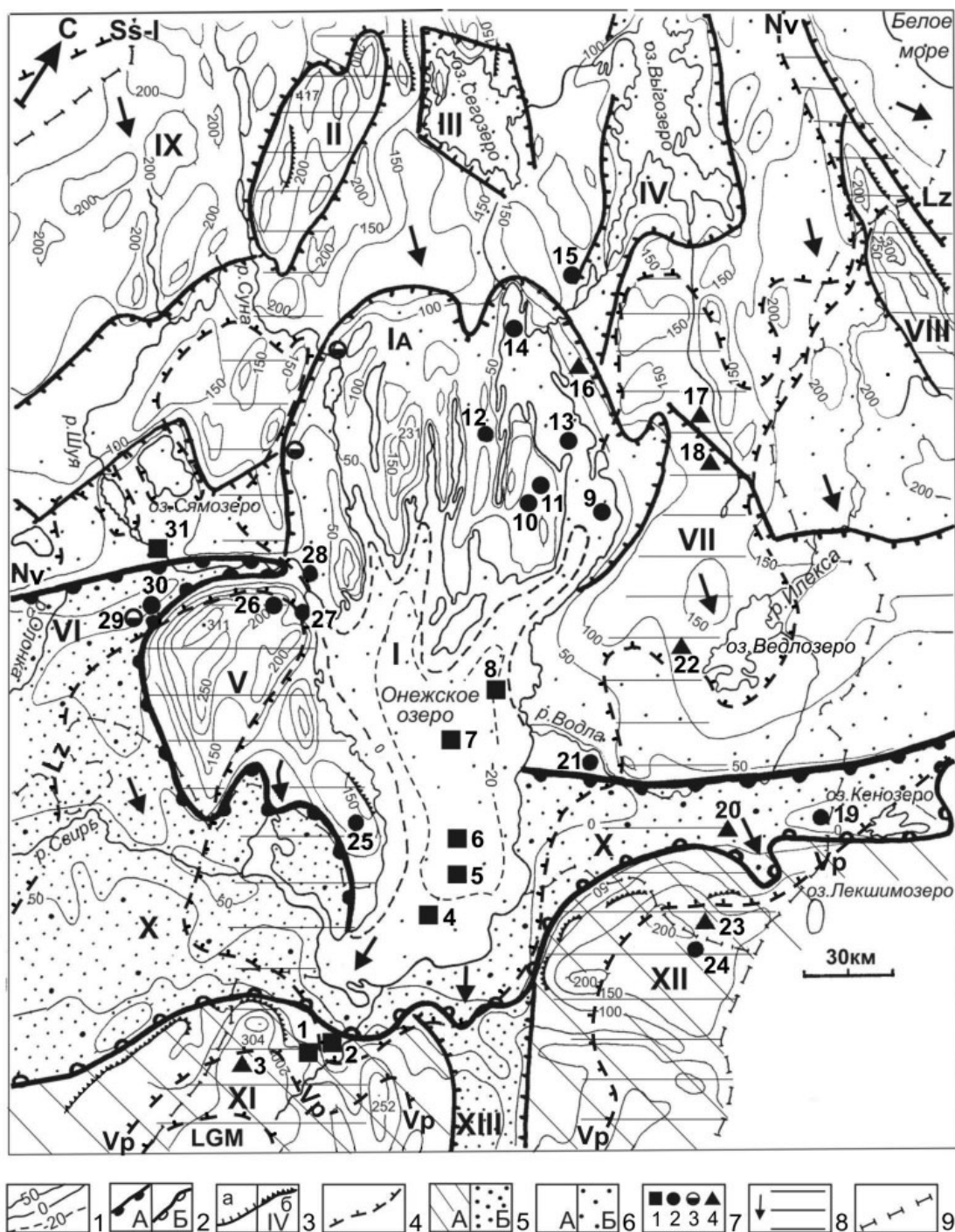


Рис. 1. Структурно-геоморфологическая схема района Онежского озера:

1 – абсолютные высоты рельефа коренных пород (по: Сергеев, 1980); 2 – границы Балтийского щита (А) и Карбонового уступа пород (Б); 3 – границы структур и их номера (а) и уступы коренных пород (б); 4 – границы ледниковых стадий (по: Экман, 1987) и положение максимума оледенения (LGM), Lz – лужская; Nv – невская; Ss-I – сальпаусселья I (ругозерская); 5 – области развития осадочных пород карбона (А), девона и венда (Б); 6 – районы с маломощным, <20 м (А), и мощным, >20–30 м (Б), четвертичным покровом; 7 – изученные разрезы, начавшие формироваться в: 1 – среднем дриасе и ранее (>12,0 тыс. лет назад), 2 – раннем аллерёде (11,8–11,5), 3 – позднем аллерёде (11,5–10,8), 4 – молодом дриасе и раннем голоцене (<10,8 тыс. лет назад); 8 – ледораздельные зоны и направление движения льда; 9 – границы Республики Карелия.

Макроформы рельефа: I – Онежский грабен, IA – Онежская мульда, II – Янгозерская структура, III – Сегозерский грабен, IV – Выгозерский грабен, V – Западно-Онежская синклиналь, Олонская возвышенность, VI – Петрозаводский грабен, VII – Восточно-Карельское поднятие, VIII – край Ветреный пояс, IX – Западно-Карельская возвышенность, X – зона сочленения Балтийского щита и Русской плиты, XI – Вепсовская возвышенность, XII – Андомская возвышенность, XIII – Онежско-Белозерская депрессия.

Разрезы: 1 – Горнозеро, 2 – Педозеро, 3 – Черное, 4–9 – донные отложения Онежского озера, 10 – Путкозеро, 11 – Падмозеро, 12 – Нижнее Мягозеро, 13 – о. Сельг, 14 – Пергуба, 15 – Морская Масельга, 16 – ламба в р-не Волозера, 17 – Куносозеро, 18 – Кузьминское, 19 – Тамбичозеро, 20 – Пичозеро, 21 – Филимониха, 22 – Педозеро, 23 – Кольцозеро, 24 – Лайнозеро, 25 – Кодозеро, 26 – Малое Гурвич, 27 – Четырехверстное, 28 – Сулажгора, 29–30 – р-н оз. Святозеро, 31 – Киндасово

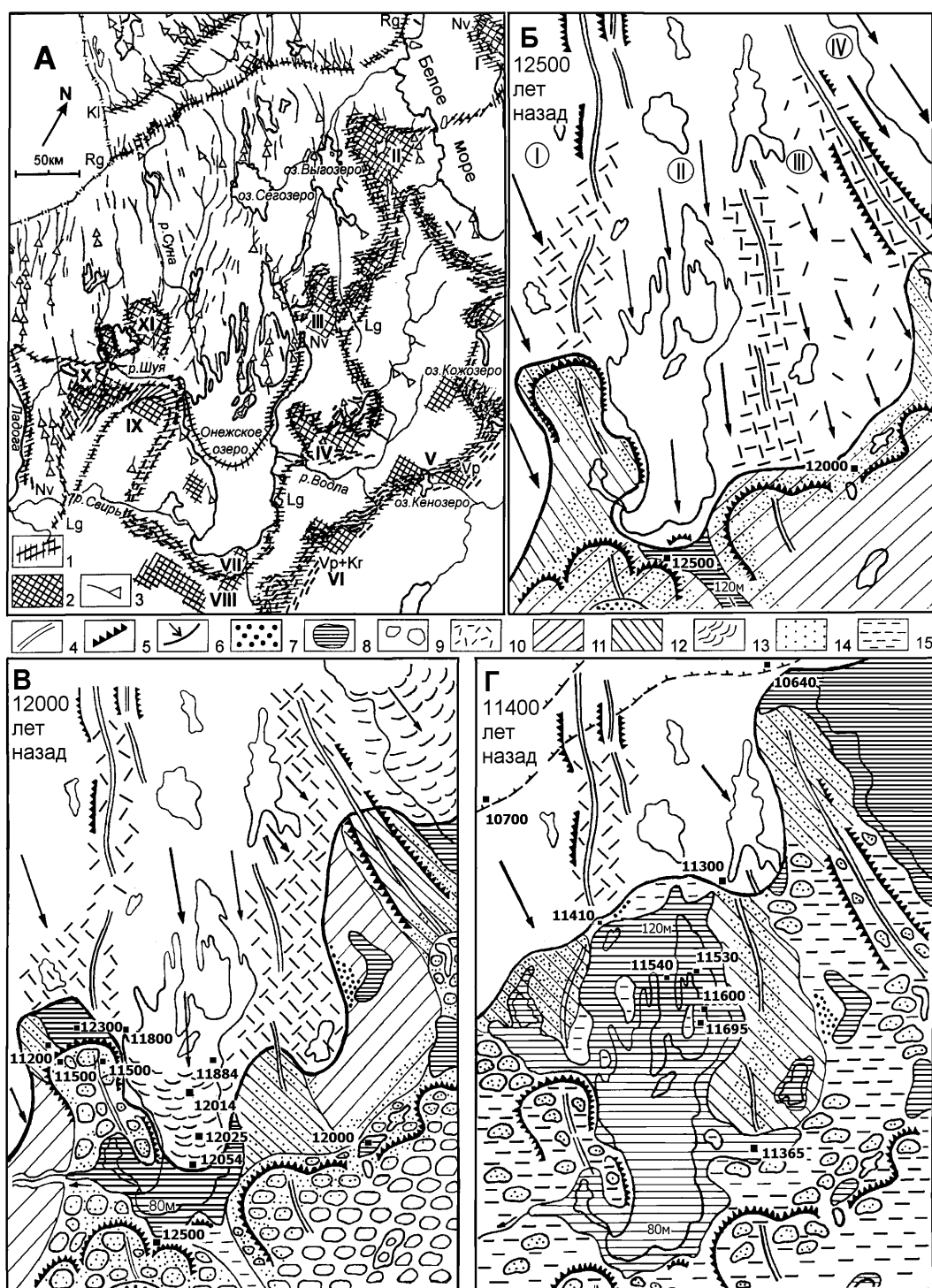


Рис. 2. Основные типы ледниковой морфоскульптуры (А) (по В. А. Ильину, И. М. Экману, А. Д. Лукашову) и деградация бассейна Онежского озера (Б-Г):

1 – краевые образования различных стадий оледенения (см. рис. 1); 2 – аккумулятивные ледораздельные возвышенности: I – Соловецкая, II – Сумозерская, III – Волозерская, IV – Водлозерская, V – Колодозерско-Кенозерские гряды, VI – Андомская, VII – Суландозерская, VIII – Вепская, IX – Олонецкая, X – Урокская гряды и Водлозерская возвышенность, XI – Вохтозерско-Вешельская; 3 – озовые гряды и флювиогляциальные дельты; 4 – ледоразделы; 5 – уступы; 6 – край активного ледника и направление движения льда; 7 – зандры; 8 – водоемы, их абсолютная высота и направление стока; 9 – массивы мертвого льда; 10 – пассивный ледник; 11 – стагнированная и отделившаяся при периферийной ареальной деградации часть ледникового покрова; 12 – стагнированная и отделившаяся при ареальной деградации ледоразделов часть ледникового покрова; 13 – районы преобладания рассекающего типа деградации в крупных водоемах; 14 – лед, обогащенный дебрисом подстилающих пород и перекрытый супрагляциальным комплексом осадков; 15 – территории, свободные от льда. Римскими цифрами на рис. Б указаны ледниковые лопасти: I – Ладжская, II – Онежская, III – Восточно-Карельская, IV – Беломорская. Черными квадратами и цифрами обозначены положение и возраст разрезов озерно-ледниковых и озерных отложений

сальпаусселькя, определены с большой долей условности, в основном геоморфологическим методом. В то же время, по современным представлениям, конечно-моренные гряды формируются в ходе наступления ледникового фронта, не только вызванного стадийными похолоданиями (так называемые вынужденные колебания), но и обусловленного локальными причинами, изменяющими баланс ледника, – рельефом ледникового ложа, наличием приледниковых водоемов, потеплением климата. Причем на разных участках ледникового фронта эти колебания его положения, названные релаксационными, могут в значительной степени различаться (Асеев, 1974; Каплянская, Тарноградский, 1993).

Методы исследований

В предложенной модели в качестве стратиграфических и геохронологических маркеров рассматривались следующие. Проведенные палеомагнитные исследования ленточных глин Онежского приледникового озера (ОПО) (Saarnisto, Saarinen, 2001), дополненные радиоуглеродными датировками методом акселерированной масс-спектропии (Wohlfarth et al., 1999), позволили определить возраст пика западной деклинации магнитного поля Земли в 11 100 лет (по ^{14}C), что позволило устранить ошибки в ранее разработанной магнито-биостратиграфической шкале позднеледникового Карелии, где возраст западного пика деклинации оценивался в 11 800 лет (Бахмутов и др., 1986).

Возраст подошвы горизонта розоватых ленточных глин («розовый горизонт»), являющегося стратиграфическим маркером отложений ОПО и образовавшегося при диагенетических изменениях донных осадков в ходе резкого падения уровня Онежского озера, составляет около 11 300 лет (Демидов, 2004). От этого возраста и рассчитывался возраст разрезов ленточных глин при варвометрических исследованиях.

Широко использовалось радиоуглеродное датирование органических донных отложений озер, дополненное биостратиграфическим расчленением осадков на основе результатов спорово-пыльцевого метода. В целом довольно отчетливо выделяется граница древний (средний) дриас/аллерёд (11 800 лет) и аллерёд/молодой дриас (10 800 лет).

Модель дегляциации бассейна Онежского озера

Трансгрессивная стадия (~23–17 тыс. лет назад). Интенсивному продвижению на юг Онежской ледниковой лопасти способствовал существовавший в котловине озера обширный и глубокий водоем, вызывавший всплывание края ледника и в условиях практически нулевого донного трения его более свободное и быстрое продвижение на юг, вдоль котловины водоема. По этой причине и происходило разделение Карельского ледникового потока на две лопасти – Онежскую, активно продвигавшуюся на юг по котловине Онежского озера, и Восточно-Карельскую (рис. 2, Б). Последняя лопасть продвигалась по суше, причем местами с обратными для движения ледника уклонами поверхности, часто сложенной мощными толщами рыхлых образований, что в значительной степени уве-

личивало донное трение ледника, уменьшало скорость его движения. Следует отметить, что и Беломорский ледниковый поток продвигался значительно активнее по котловине Белого моря. Таким образом, основной сток льда в восточном секторе оледенения шел по двум активным ледниковым лопастям – Онежской и Беломорской, приуроченным к глубоким и обширным котловинам, заполненным водоемами. Расположенная между ними Восточно-Карельская лопасть развивалась более пассивно как в связи с дефицитом поступающих из области питания ледниковых масс, так и вследствие продвижения по суше, в условиях повышенного донного трения (рис. 2, Б).

В южной части Онежского озера ледниковый поток был ограничен с флангов Олонецкой, Вепсовской и Андомской возвышенностями, крутые и высокие (до 150–200 м) проксимальные склоны которых были значительными препятствиями для его продвижения (рис. 1; 2, А, Б). Здесь господствовали сжимающие напряжения в теле ледника и преобладал чешуйчато-надвиговый тип его движения. В движение по внутренним сколам в теле ледника вовлекались песчано-глинистые отложения плейстоценового и доплейстоценового возраста, широко распространенные в низинах перед склонами вышеупомянутых возвышенностей (Шуйская, Ивинская, Водлинская низменности). В результате сформировались сложно построенные гляциодинамические комплексы, в которых преобладает чешуйчатое наслоение различных по составу осадков, а также мощный, до 30 м, супрагляциальный комплекс. После таяния ледника здесь образовались обширные площади холмисто-котловинного и камового рельефа Урокской и Кенозерской гряд, Вепсовской и Андомской возвышенностей (рис. 2, А).

Последний ледниковый максимум (17,3–15,6 тыс. лет назад). В максимальную стадию оледенения край ледника огибал с юга озера Кубенское и Белое (Гей и др., 2000). Далее край ледника протягивался на северо-восток к Няндомской возвышенности, а к западу от Белого озера располагался у южных склонов Вепсовской возвышенности. Возраст максимума оледенения оценивается в 17,6–19,3 тыс. календарных лет, что соответствует ~15,6–17,3 тыс. лет по ^{14}C (Lunkka et al., 2001).

Первое кратковременное потепление после ледникового максимума зафиксировано в Западной Европе около 14,5–15,0 тыс. лет назад, но более значительное и резкое потепление имело место 13 тыс. лет назад в начале интерстадиала бёллинг (Lundqvist, Saarnisto, 1995). Следует отметить, что в удаленных от Атлантики районах восточного сектора оледенения практически не известны образования бёллинга и более ранних интерстадиалов, а отложение осадков в озерах Кубенское и Воже, расположенных непосредственно у края максимального надвига ледника, началось только в аллерёде (Давыдова и др., 1998). Таким образом, можно предположить, что до резкого потепления 13 тыс. лет назад отступление края ледника в рассматриваемом районе было крайне незначительно.

Начальные стадии дегляциации, интерстадиал бёллинг (13–12 тыс. лет назад). Резкое и значительное потепление климата около 13 тыс. лет назад обусловило интенсивное таяние ледника, формирование айсбергов у берегов Норвегии, а чуть позднее

и в Балтийском море, что сильно уменьшило объем оледенения, вызвало выполаживание профиля ледника, уменьшение его мощности (Lundqvist, Saarnisto, 1995).

Значительные площади оледенения в его периферийной части начали терять связь с областями питания и быстро стагнировались как вследствие своей небольшой мощности и существенного обогащения льда обломками подстилающих пород, так и в результате воздействия крупных выступов рельефа подстилающих пород (Асеев, 1974). В этом отношении протяженный и высокий, до 100–200 м, Карбоновый глинт мог играть огромную роль в дегляциации рассматриваемой территории в качестве линии отрыва мертвого льда от основной площади покровного ледника. Как уже отмечалось, в ходе оледенения в районе глинта господствовал чешуйчато-надвиговый тип движения льда. В результате тело ледника было разбито многочисленными надвигами и в немалой степени обогащено дебрисом подстилающих отложений. Отчленение широкой периферийной части ледника вдоль Карбонового уступа вызывало скачкообразное перемещение фронта активного ледника в проксимальном направлении, изменение баланса ледника и последующие релаксационные надвиги его фронта на поля мертвого льда. В результате сложно построенный комплекс рельефа, представляющий собой чередование напорных морен с зонами холмисто-котловинного моренного рельефа и обширными полями камов, протягивается вдоль глинта в северо-восточном направлении через Вепсовскую и Андомскую возвышенности и Колодозерско-Кенозерские гряды к Онегорецко-Двинскому водоразделу (рис. 2, А, Б). Значительная, до 20–30 км, ширина пояса и его большая, до 40–50 м, мощность послужили основанием для выделения его рядом исследователей в качестве Главного конечно-моренного пояса – границы поздневалдайского оледенения. Все исследователи отмечали его развитие практически вдоль хорошо выраженного в рельефе Карбонового глинта и двучленное строение – внешняя часть пояса представлена напорными моренными грядами, а внутренняя – полями моренного холмисто-котловинного и камового рельефа (Девятова, 1969; Экман и др., 1974). Возраст оценивался от максимума последнего оледенения до его лужской стадии (13 тыс. лет назад).

Исследование десятков озер в этих районах свидетельствует о начале их формирования только в начале голоцена, после таяния мощных массивов погребенного льда. Наиболее древние датировки донных отложений малых озер, указывающие на время локального таяния массивов мертвого льда, получены в бассейне р. Водлы из речного обрыва у г. Пудож (11365 ± 95), озер Тамбичозеро (11635 ± 225) и Пичозеро (10500 ± 125) (Wohlfarth et al., 1999, 2002, 2004), а также оз. Лайнозеро на Андомской возвышенности (рис. 1; 2, Б).

Весьма схожие возрасты (11500 ± 220 , 11500 ± 150 , 11200 ± 200) были получены и из кернов донных осадков небольших озер, располагающихся в аналогичных геолого-геоморфологических условиях на северо-западном склоне Олонецкой возвышенности (Вепсовский уступ) на высотах около 130 м (Ekman, Pijin, 1995). Данный район морфологически входит в

состав мощной Урокской гряды, обрамляющей с юга Шуйскую озерно-ледниковую равнину (рис. 1; 2, А, В). Протяженность гряды 125 км, ширина 15 км, относительная высота около 100 м, и в ее пределах широко распространены формы рельефа таяния мертвого льда. Однако все приведенные датировки указывают на время зарождения первых озер после таяния массивов погребенного мертвого льда, а не на время отступления фронта активного ледника. Причем в районе как Карбонового, так и Вепсовского уступа это время колеблется в широких пределах, от 11 635 до 9100 лет назад, и зависело от локальных причин – мощностей погребенного льда и перекрывающего его супрагляциального комплекса, наличия водоемов. В этом отношении наиболее достоверное время отступления ледникового фронта может дать разрез, полученный в южном Прионежье из оз. Горнозеро, расположенного в области развития Онежского приледникового озера, где мертвый лед не существовал или, по крайней мере, быстро растаял.

Когда ледниковый фронт отступил в район Карбонового уступа, в южном Прионежье у его края сформировался приледниковый бассейн, имевший сток в Волжскую систему и уровень 120 м (Квасов, 1976) (рис. 2, Б; 3, А/1). После освобождения ото льда сквозной долины рек Ошта – Тукша – Оять сток из ОПО начинается по ней в бассейн Балтики, и уровень водоема падает до 106 м (рис. 3, А/2), а вскоре, после открытия стока по р. Свири, уровень опускается до 80–83 м (Демидов, 2004) (рис. 3, А/3). Наиболее древние и находящиеся на высоких абсолютных отметках (84–87 м) ленточные глины ОПО встречены нами на левом берегу р. Мегры и на дне оз. Горнозеро, примерно в 25 км к югу от южного побережья современного Онежского озера. Озеро Горнозеро (95 м) расположено у дистального склона мощной конечно-моренной гряды. Из керна донных осадков озера с глубины 5,7 м получена датировка 11500 ± 230 (ЛЕ-6528) из органических слоев в алевроитах (рис. 1; 3, Б). Ниже датированного горизонта двухметровая толща песчанистых алевроитов залегает на метровом слое ленточных глин дистального типа. К сожалению, невозможно провести биостратиграфическое расчленение толщи алевроитов, поскольку спорово-пыльцевые спектры имеют сглаженный характер, объясняемый как локальным охлаждающим воздействием располагавшегося недалеко ледникового фронта, так и значительным количеством переотложенной пыльцы, поступавшей из тающих на соседних водоразделах массивов мертвого льда. Завершение формирования ленточных глин, включающих около 100 годовичных лент в разрезе Горнозера, и переход к накоплению алевроитов отражает падение уровня ОПО со 106 до 80 м в связи с открытием стока по р. Свири. С этого времени Горнозеро развивается как самостоятельный водоем с глубиной около 8 м. Если открытие р. Свири имело место около 12 250 лет назад (Saarnisto, Saarinen, 2001), то накопление метровой толщи ленточных глин Горнозера началось около 12 350–12 500 лет назад.

Следует отметить, что в оз. Черном, расположенном на высоте 226 м в 20 км к юго-западу от Горнозера, но уже на Вепсовской возвышенности, осадконакопление началось только чуть ранее 9100 ± 110 (ЛЕ-6796), после таяния массивов погребенного льда.

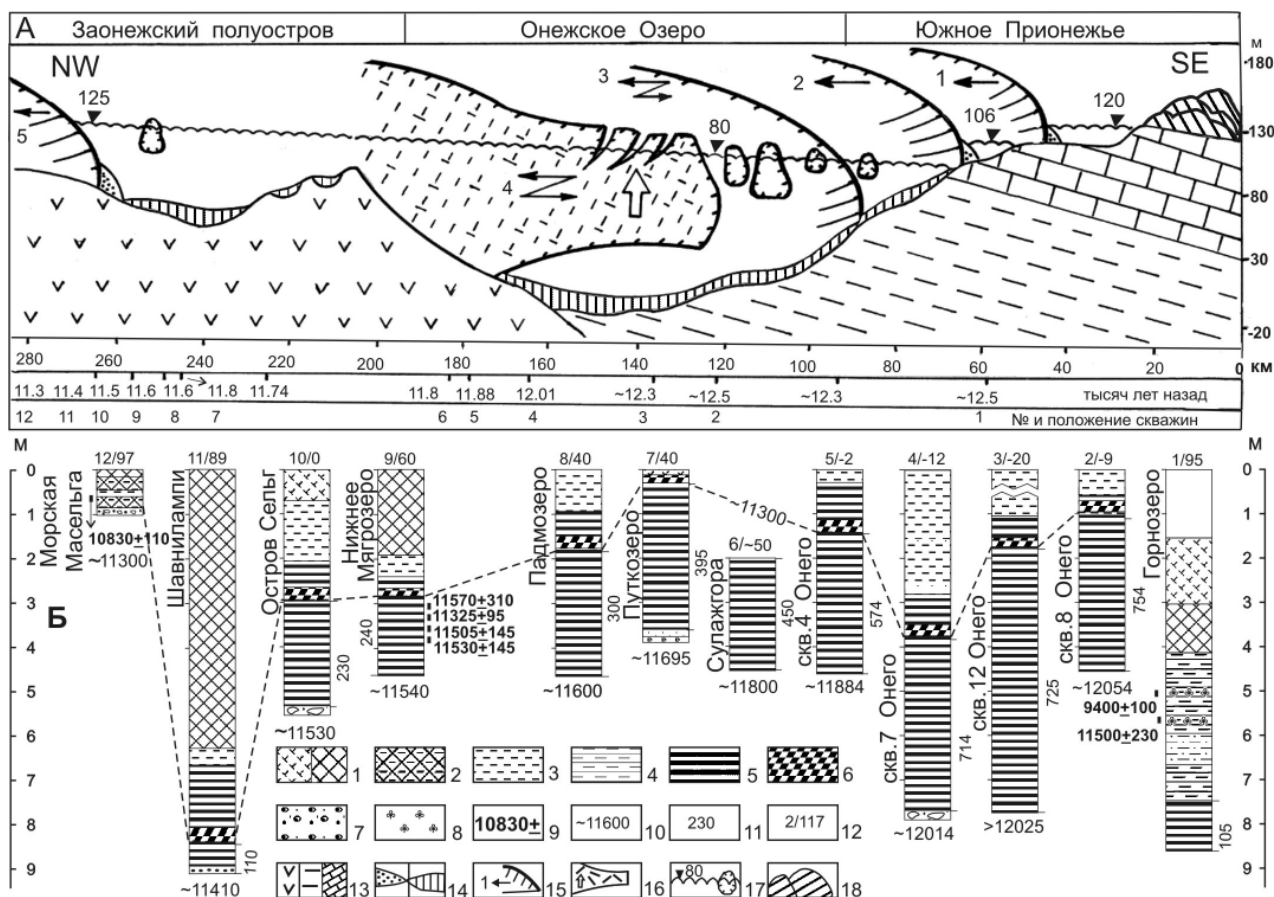


Рис. 3. Отступление края ледника (А) и строение донных отложений (Б) в бассейне Онежского озера (с использованием данных М. Саарнисто: Saarnisto et al., 1995; Saarnisto, Saarinen, 2001):

1 – сапропели разжиженные и плотные; 2 – глинистые сапропели; 3 – алевроиты; 4 – алевроиты слоистые; 5 – ленточные глины; 6 – «розовый» горизонт ленточных глин; 7 – гравий; 8 – растительные останки; 9 – радиоуглеродные датировки; 10 – расчетные датировки; 11 – количество годичных лент ниже «розового» горизонта; 12 – номер скважины и абсолютная отметка кровли разреза; 13 – коренные породы: вулканогенно-осадочные нижнего протерозоя, песчано-глинистые венды и девона, карбонатные карбона; 14 – дельты, краевые морены и озерно-ледниковые осадки; 15 – положения ледникового края и направление его движения; 16 – плавучий край ледника; 17 – уровень водоёма и айсберги; 18 – массивы мертвого льда

Таким образом, в южном Прионежье в области развития ОПО ледниковый фронт отступил к Карбоновому уступу около 12 500 лет назад. Вероятно, эта датировка и определяет время отчленения южной части Карельского ледникового потока по линии Карбонового уступа – Главного конечно-моренного пояса после наступления резкого потепления около 13 тыс. лет назад. Отметим, что оз. Тамбичозеро, расположенное также в районе Карбонового уступа в юго-восточной Карелии, сформировалось около или более 12 тыс. лет назад (Wohlfarth et al., 2002) (рис. 2, Б, В).

Омертвление обширной периферийной зоны оледенения вызвало релаксационные подвижки ледника по Онежской котловине и истощение ледника на соседних ледоразделах, особенно на высокой, до 300 м, Олонецкой возвышенности. В результате произошла быстрая стагнация маломощного ледника на обширной площади ледораздела – от Вепсовской возвышенности на юге до северных склонов Олонецкой возвышенности на севере (рис. 1; 2, Б, В). По результатам палеомагнитного анализа (Бахмутов и др., 1986), с учетом поправок по возрасту западного пика деклинации магнитного поля Земли в позднеледниковье (Saarnisto, Saarinen, 2001), ленточные глины в разрезе Киндасово

в Шуйской низменности к северу от Олонецкой возвышенности имеют возраст около 12 300 лет.

Дегляциация котловины Онежского озера (12,3–11,4 тыс. лет назад). Таким образом, в южном Прионежье ОПО начало формироваться у края ледника около 12 500 лет назад (рис. 2, Б; 3/1). По данным М. Саарнисто (Saarnisto, Saarinen, 2001), около 12 250 лет назад открывается сток по р. Свири и уровень озера быстро падает практически до современных отметок. Но, по нашим данным, основанным на изучении и датировании террас, уровень ОПО в его южной части оставался в пределах 83–75 м на протяжении последующих 1000 лет, а приледниковый водоем был значительно глубже и обширнее, чем это предполагалось ранее (Демидов, 2004) (рис. 3, А).

Результаты варвометрического, палинологического и геохронологического изучения донных отложений ОПО позволяют с достаточной степенью уверенности выделять в основании толщи ленточных глин отложения древнего (среднего) дриаса, перекрытые осадками аллерёда (Лаврова, 2004; Saarnisto, Saarinen, 2001) (рис. 3, Б). Проведенное ранее выделение отложений бёллинга в Пергубе на севере Онежского озера, на наш взгляд, не обосновано (Хомутова, 1976).

На основании варвометрического метода (Saarnisto, Saarinen, 2001) накопление ленточных глин в скважинах 8, 12 и 7, расположенных в центральной и южной частях ОПО, началось 12 054, 12 025 и 12 014 лет назад соответственно (рис. 1; 3). Таким образом, накопление ленточных глин на обширной площади дна ОПО, протяженностью не менее 50, а скорее около 80 км, началось практически одновременно (рис. 3, Б).

Синхронное начало осадконакопления на обширной площади ОПО может быть объяснено преобладанием *рассекающего типа дегляциации*, более характерного для шельфовых ледников. М. Г. Гросвальд (1983) выделял особый морфолого-динамический тип ледников – переходный от наземного к плавучему и названный им «морским». Для данного типа ледников характерен переход от каменного ледникового ложа во внутренних частях ледника к водному в его периферии и, соответственно, резкое уменьшение силы донного трения. В результате возникают значительные растягивающие напряжения в теле ледника и всплытие его периферийной части, если глубина водоема составляет не менее 90% мощности льда (рис. 3, А/4). Важную роль в динамике «морских» ледников играет положение линии налегания – границы, разделяющей налегающие на дно и плавучие части ледника. В целом «морские» ледники крайне неустойчивы и в большой степени подвержены значительным флуктуациям ледникового края, в том числе и вне зависимости от климатических изменений. Если уклон ледникового ложа в районе линии налегания направлен в сторону центра оледенения – отступление ледника может иметь катастрофически быстрый характер, вплоть до полного разрушения плавучей части ледника.

Вероятно, когда край ледникового покрова находился примерно над современной изобатой 50 м, а в те времена ей соответствовала глубина 100 м, произошло всплытие довольно значительной площади ледниковой лопасти, протяженностью до 50–80 км и шириной около 60–70 км (рис. 2, Б; 3, А/3–4). После всплытия части ледника линия налегания переместилась в район скважины 7 (рис. 3, А/4), поскольку в основании ленточной толщи этой скважины мощность нижних лент, залегающих на морене, составляет до 5 см, что указывает на близость ледникового края. Всплытие периферийной части ледника изменило силу донного трения, а соответственно и баланс ледника, что способствовало неоднократным катастрофическим релаксационным подвижкам его фронта, интенсивному отелу айсбергов и быстрому распаду всплывшей части (рис. 2, В; 3, А/4). Более-менее стабильные условия наступили только после отступления линии налегания в район южного побережья Заонежского п-ова. Но и здесь более активные ледниковые языки, продвигавшиеся по глубоководным заливам, а также пересеченный рельеф полуострова способствовали быстрому распаду ледниковой лопасти. Судя по возрасту базальных слоев ленточных глин центральной и южной частей Онежского озера, всплытие периферийной части ледника произошло около 12 100–12 000 лет назад, что соответствует началу кратковременного похолодания в древнем (среднем) дриасе (рис. 2, В; 3, А, Б).

По имеющимся данным, северная часть Заонежского п-ова была свободна от материкового льда уже 11 600 лет назад, что отмечается в отложениях озер

Нижнее Мягрозеро, Путкозеро, Падмозеро и Повенецкого залива в районе о. Сельг (рис. 2, Г; 3). Интенсивное таяние ледника в условиях аллерёдского потепления и отела айсбергов отразилось в формировании многочисленных озовых систем и флювиогляциальных конусов выноса на Заонежском п-ове, многие из которых были деформированы в ходе последующих релаксационных подвижек ледникового фронта (Бискэ и др., 1971; Демидов, 1993а).

Рассекающая дегляциация в пределах котловины Онежского озера вызывала неоднократные колебания положения ледникового края, способствующие истощению льда и на соседних ледоразделах. Вслед за районом Олонецкой возвышенности быстро стагнируются расположенные к северу обширные, около 2000 км², площади ледника. Здесь формируется аккумулятивная Вохтозерско-Вешкельская возвышенность, в строении которой широко представлены формы вытаивания мертвого льда (рис. 2, А, В, Г).

Восточно-Карельская ледниковая лопасть, испытывавшая постоянный дефицит питания вследствие перехвата ледниковых масс активными ледниковыми потоками, продвигавшимися по Онежской и Беломорской котловинам, почти полностью омертвела до конца бёллинга (рис. 2, В). Здесь широко развиты обширные, площадью в сотни квадратных километров, массивы моренного и водно-ледникового холмисто-котловинного рельефа. В районе Кожозера и к юго-западу от Выгозера известны маргинальные озы протяженностью 50 и 25 км, возможно сформировавшиеся на границе отрыва мертвого льда от тела основного ледника. Формирование озер началось здесь только в молодом дриасе – начале голоцена (рис. 1) (см. статью Н. Б. Лавровой в этом сборнике).

Дегляциация Северо-Западной части бассейна Онежского озера (11,4–10,7 тыс. лет назад). Начало перигляциальной стадии развития ОПО, когда водоем потерял прямую связь с краем отступающего ледника, отчетливо проявилось в строении донных отложений – началось накопление микрослоистых ленточных глин дистального типа с мощностью годовичных лент в среднем до 2 мм. Поскольку микрослоистые глины слагают маркирующий «розовый» горизонт (~100 лент) и перекрывающую его толщу серых глин, содержащую до 484 годовичных лент (Saarnisto, Saarinen, 2001), можно утверждать, что ОПО потеряло непосредственную связь с краем ледника со времени формирования «розового» горизонта (~11 300 лет назад). На протяжении последующих 600 лет ледник находился в водосборном бассейне озера и в водоеме осаждались микрослоистые глины. Северо-западное Прионежье освободилось ото льда около 11 400 лет назад, поскольку в оз. Шавнилампи, расположенном в 9 км к северу от п. Гирвас, ниже «розового» горизонта насчитывается 100 годовичных лент (рис. 1; 2, Г; 3; см. статью Т. С. Шелеховой и др. в этом сборнике). После дегляциации Онежско-Беломорского водораздела около 11 300 лет назад ОПО получило сток в Белое море, и его уровень в северной части упал со 120 до 95–100 м (Демидов, 2004). По результатам палинологического (Лаврова, 2004) и варвометрического (Saarnisto, Saarinen, 2001) анализов формирование ленточных глин завершилось в верхнем дриасе, около 10 700 лет назад, когда край ледника отступил от краевых образований стадии сальпауссель-

кля I и из современного бассейна Онежского озера (рис. 1; 2, А, Г).

В ходе этого этапа деградации ледника в северо-западной части современного водосборного бассейна Онежского озера дегляциация имела в основном фронтальный тип – край ледника отступал последовательно вследствие интенсивного таяния в условиях относительно теплого климата аллерёда и практического отсутствия супрагляциального комплекса, предохраняющего лёд от таяния. Формировались многочисленные флювиогляциальные системы стока талых вод протяженностью в десятки километров и высотой 10–15 м (рис. 2, А). Поля друмлинов указывают на интенсивное дивергентное растекание ледниковых масс по ложу, сложенному преимущественно прочными кристаллическими породами. Хотя формы рельефа таяния мертвого льда встречаются очень редко, в районах крупных выступов ложа массивы льда могли быстро стагнироваться и при ареальном типе дегляциации (рис. 1; 2, Г).

Типы и темпы дегляциации бассейна Онежского озера

Рассмотрим основные типы дегляциации бассейна Онежского озера, отразившиеся в строении четвертичного покрова и определяемые как геолого-геоморфологическим строением региона, так и общей структурой ледникового покрова и его эволюцией.

После наступления резкого потепления 13 тыс. лет назад, вызвавшего значительное изменение структуры ледникового покрова, выполаживание его профиля и уменьшение мощности, быстро стагнируется широкая полоса льда в периферийной части оледенения (рис. 2, Б). Как и предполагал А. А. Асеев (1974), стагнация происходила очень быстро, что привело к скачкообразному отступанию фронта активного ледника на десятки километров. Возможно, это была серия эпизодов стагнации обширных частей ледника, но не исключено, что омертвление произошло почти синхронно на значительном, в сотни километров длиной, участке периферийной зоны. В любом случае полоса шириной до 100–200 км от краевых образований максимальной стадии оледенения до Карбонового уступа очень быстро омертвела уже около 12,5 тыс. лет назад. Мертвый лед, погребенный под мощным супрагляциальным комплексом, в условиях холодного климата таял на протяжении тысячелетий, до пребореального, а в некоторых районах и до бореального периода. Такой тип дегляциации можно назвать *периферийной ареальной дегляциацией*. Наиболее яркий пример ее проявления в современном рельефе – это широкий и протяженный Главный конечно-моренный пояс, протянувшийся вдоль Карбонового глинта на сотни километров.

Другой тип дегляциации можно назвать *ареальной рассекающей дегляциацией ледоразделов*. Вследствие более интенсивного продвижения ледника по гляциодепрессиям происходило постоянное истощение ледниковых масс на соседних высоких ледоразделах (Асеев, 1974; Каплянская, Тарноградский, 1993). С другой стороны, здесь также господствовали чешуйчато-надвиговые деформации льда, способствовавшие нарушению монолитности тела ледника, потере его пластичности вследствие обогащения дебрисом под-

стилающих пород. В ходе начавшегося потепления, стагнирования периферийной части ледника, резких сёрджевых подвижек ледниковых потоков по соседним гляциодепрессиям маломощный и обогащенный дебрисом лед на высоких ледоразделах быстро стагнировался на обширных площадях. При этом край активного ледника также скачкообразно отступал, как бы рассекая ледниковый покров далеко в проксимальном направлении и создавая предпосылки к его дальнейшей деградации. Наиболее типичным примером является ледораздел между Онежской и Ладожской ледниковыми лопастями, где деградация ледника быстро продвигалась на север вдоль контакта между ледниковыми лопастями, формируя обширные поля мертвого льда сначала в пределах Олонецкой, а затем и Вохтозерско-Вешкельской возвышенности (рис. 2). Вероятно, схожие условия были и на кряже Ветреный пояс на границе Карельского и Беломорского потоков, где обширные поля холмисто-котловинного рельефа известны в районе Кожозера, а на Выгозерско-Беломорском водоразделе сформировалась мощная, площадью около 2500 км², Сумозерская аккумулятивная возвышенность.

В районах крупных гляциодепрессий, бывших вместилищами обширных и глубоких приледниковых водоемов, преобладал *рассекающий тип дегляциации*. Всплытие маломощного ледника в глубоком приледниковом водоеме вызывало не только интенсивное образование айсбергов, но и резкие колебания положения ледникового края, вплоть до катастрофически быстрого разрушения его плавучей части. От южных берегов ОПО до северных побережий Заонежского п-ова (190 км) лед отступил за 700 лет (12,3–11,6 тыс. лет назад), т. е. при средней скорости около 270 м/год. В южной и центральной частях ОПО, с глубинами 100 м и более, скорости рассекающей дегляциации всплывшего края ледника были значительно больше. Здесь за менее чем 40–50 лет край ледника отступает примерно на 60 км, т. е. со скоростью до 1,0–1,5 км/год (рис. 3, А).

После отступления линии налегания плавучего ледника на более мелководные участки ОПО в районе Заонежского п-ова начинается *фронтальный тип дегляциации*, и скорость отступления ледника падает до 200–250 м/год. Ранее эта скорость для северной части Онежского озера определялась в 200 м/год (Демидов, 1993б) или 160 м/год (Марков, 1931).

От котловины Онежского озера ледник отступил на 130–150 км примерно за 600 лет в западную Карелию, до краевых образований сальпаусселькя I, возраст которых оценивается примерно в 10 800 лет (Ekman, Pjlin, 1995) (рис. 2, Г). Средняя скорость также составляла около 200–250 м/год. Здесь преобладал *фронтальный тип дегляциации*. Вследствие малой мощности ледника, относительно небольшого количества в нем обломков подстилающих пород и в условиях относительно теплого климата аллерёда активный ледник интенсивно таял, и его край последовательно отступал в северо-западном направлении.

Заключение

Таким образом, в зависимости от геолого-геоморфологического строения территории, глобальных изменений климата и общей структуры ледникового по-

кровы дегляциации происходила по разным сценариям и с разной скоростью. Интенсивное таяние ледника началось около 13 тыс. лет назад, и уже на начальных этапах *периферийная ареальная дегляциация* проявилась в стагнации и омертвлении периферийных частей ледникового покрова, шириной до 100–200 км и протяженностью по фронту в сотни километров. Также особую роль в быстрой деградации оледенения играли крупные и глубокие приледниковые водоемы, способствовавшие быстрой *рассекающей дегляциации* в самих котловинах водоемов и преобладанию *рассекающей ареальной дегляциации* ледоразделов. На наш взгляд, стремительная дегляциация в пределах Онежского, а также Ладожского и Беломорского приледниковых водоемов вызвала не только общее выполажи-

вание профиля ледника и уменьшение его мощности в восточном секторе оледенения. Она как бы рассекала ледниковый покров в проксимальном направлении, способствовала стагнации ледника в пределах расположенных между водоемами ледоразделов и пассивных ледниковых лопастей типа Восточно-Карельской.

Таким образом, в ходе ареальной и рассекающей дегляциации край активного ледника быстро и скачкообразно отступал на север, но крупные поля и массивы мертвого льда, погребенные под мощным супрагляциальным комплексом осадков, занимали обширные площади, ранее перекрывавшиеся покровным ледником, задерживали развитие озерно-речной сети и растительности и окончательно растаяли только в раннем голоцене.

ЛИТЕРАТУРА

- Асеев А. А. Древние материковые оледенения Европы. М., 1974. 319 с.
- Бахмутов В. Г., Загний Г. Ф., Экман И. М. Палеомагнитные исследования и возможности стратиграфического расчленения, дальних корреляций и абсолютного датирования ленточных глин (на примере Карелии) // *Природа и хозяйство Севера*. № 14. Мурманск, 1986. С. 14–20.
- Бискэ Г. С., Лак Г. Ц., Лукашов А. Д. и др. Строение и история котловины Онежского озера. Петрозаводск, 1971. 74 с.
- Гей В. П., Ауслендер В. Г., Демидов И. Н. и др. Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Западная Россия). М., 2000. 100 с.
- Гросвальд М. Г. Покровные ледники континентальных шельфов. М., 1983. 216 с.
- Давыдова Н. М., Субетто Д. А., Хомутова В. И. Позднеледниковый этап в развитии малых озер северо-запада России // *История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины*. СПб., 1998. С. 166–193.
- Девятова Э. И. Деградация валдайского оледенения и позднеледниковая история Балтийского и Белого морей. Архангельская область // *Последний ледниковый покров на Северо-Западе европейской части СССР*. М., 1969. С. 231–244.
- Демидов И. Н. Развитие оледенения и формирование четвертичных отложений на Заонежском полуострове // *Кижский вестник*. № 2. Петрозаводск, 1993а. С. 13–23.
- Демидов И. Н. Строение ленточных глин и особенности дегляциации Центральной Карелии // *Вопросы геологии докембрия Карелии*. Петрозаводск, 1993б. С. 127–151.
- Демидов И. Н. Донные отложения и колебания уровня Онежского озера в позднеледниковье // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 207–218.
- Каплянская Ф. А., Тарноградский В. Д. Гляциальная геология. СПб., 1993. 328 с.
- Квасов Д. Д. Происхождение котловины Онежского озера // *Палеолимнология Онежского озера*. Л., 1976. С. 7–40.
- Лаврова Н. Б. Палинологическая характеристика донных отложений Онежского озера // *Геология и полезные ископаемые Карелии*. Вып. 7. Петрозаводск, 2004. С. 219–225.
- Марков К. К. Геохронологические исследования в Карельской АССР // *Природа*. 1931. № 5.
- Сергеев Е. М. (ред.). Карта геоморфолого-неотектонического районирования нечерноземной зоны РСФСР. М 1 : 1 500 000. М., 1980.
- Хомутова В. И. Геохронология донных отложений по результатам палинологического анализа // *Палеолимнология Онежского озера*. Л., 1976. С. 45–73.
- Экман И. М. Стратиграфия. Четвертичная система // *Геология Карелии*. Л., 1987. С. 79–93.
- Экман И. М., Девятова Э. И., Ильин В. А. Предфронтальные ледниковые образования юго-восточной окраины Балтийского щита // *Предфронтальные краевые ледниковые образования*. Вильнюс, 1974. С. 87–98.
- Ekman I., Iljin V. Deglaciation, the Young Dryas end moraines and their correlation in Russian Karelia and adjacent areas // *Glacial deposits in North-east Europe*. Balkema. Rotterdam, 1995. P. 195–209.
- Larsen E., Lysaa A., Demidov I. et al. Age and extent of the Scandinavian ice sheet in north-west Russia // *Boreas*. 1999. Vol. 28, N 1. P. 115–132.
- Lundqvist J., Saarnisto M. Summary of project IGCP-253 // *Quaternary international*. 1995. Vol. 28. P. 9–17.
- Lunkka J.-P., Saarnisto M., Gey V. et al. The area and timing of the Last Glacial maximum in the Valdaian (Weichselian) cold stage in Vologda and adjacent areas of the NW Russian Plain // *Global and Planetary Change*. 2001. 31. P. 407–426.
- Saarnisto M., Saarinen T. Deglaciation chronology of the Scandinavian Ice Sheet from the lake Onega basin to the Salpausselkya End Moraine // *Global and Planetary Changes*. 31. Elsevier Science. 2001. P. 333–405.
- Saarnisto M., Gronlund T., Ekman I. Lateglacial of Lake Onega – contribution to the history of the eastern Baltic basin // *Quaternary International*. 1995. Vol. 27. P. 111–120.
- Wohlfarth B., Bennike O., Brunnberg L. et al. AMS 14C measurements and macrofossil analyses of a varved sequence near Pudozh, eastern Karelia, NW Russia // *BOREAS*. Vol. 29. Oslo, 1999. P. 575–586.
- Wohlfarth B., Filimonova L., Bennike O. et al. Late-Glacial and Early Holocene Environmental and Climatic Change at Lake Tambichozero, Southeastern Russian Karelia // *Quaternary Research*. 2002. Vol. 58. P. 261–272.
- Wohlfarth B., Schwark L., Bennike O. et al. Unstable early-Holocene climatic and environmental conditions in northwestern Russia derived from multidisciplinary study of a lake-sediment sequence from Pichozero, southeastern Russian Karelia // *The Holocene*. 2004. 14, 5. P. 732–746.