
УДК 551.435.4 → 551.89 (-924)

МАКСИМАЛЬНАЯ ГРАНИЦА СКАНДИНАВСКОГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В ВАЛДАЙСКУЮ (ВИСЛИНСКУЮ) ЭПОХУ И ОСОБЕННОСТИ РЕЛЬЕФА ЕГО ПЕРИФЕРИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

© 2020 г. А. Н. Маккавеев^{1,*}, М. А. Фаустова^{1,**}, Н. В. Карпухина^{1,***}

¹ *Институт географии РАН, Москва, Россия*

**E-mail: aleksander-mackaveeff@yandex.ru*

***E-mail: faustovam@yandex.ru*

****E-mail: natalia_karpukhina@mail.ru*

Поступила в редакцию 25.11.2019 г.

После доработки 19.02.2020 г.

Принята к публикации 10.03.2020 г.

После окончания микулинского межледниковья, в связи с усилившимся трендом к похолоданию на территории Фенноскандии, стал формироваться Скандинавский ледниковый покров. Его рост до максимальных границ сопровождался продвижением ледников или, наоборот, их сильным сокращением, что отражало неоднократную смену похолоданий потеплениями в течение длительного периода времени, получившего название валдайской (вислинской) ледниковой эпохи. Скандинавский ледниковый покров достигал своего максимума на разных своих склонах не одновременно. Прослеживается тенденция к “омолаживанию” его максимальной границы на континенте с запада на восток, что связано с палеоклиматической обстановкой на севере Евразии – формированием экстраконтинентального климата. Увеличение степени континентальности климата происходило в восточном направлении, вдоль периферии покрова. Эти особенности климата и реакция на них ледникового покрова обусловили характер гляциального морфогенеза в прогляциальной зоне. Во время деградации льдов условия для формирования периферического ледникового покрова, увеличения количества селевых потоков и образования приледниковых озер были более благоприятными, чем при экспансии льда. Поэтому формы активного и мертвого льда, особенно конечные морены и камы различных типов, долины маргинальных каналов и зандры служат маркером этапов потепления и деградации ледниковых покровов.

Ключевые слова: валдайское оледенение, максимальная граница оледенения, гляциальный морфогенез

DOI: 10.31857/S0435428120030098

ВВЕДЕНИЕ

История достижения валдайским Скандинавским ледниковым покровом своих максимальных границ изучена гораздо хуже, чем эпоха его деградации. Она восстанавливается, главным образом с помощью стратиграфических и палинологических данных, поскольку следы трансгрессивных этапов оледенений, по большей части, или уничтожаются ледниковой эрозией, или “маскируются” гляциальными отложениями отступающего ледника.

В выполненной работе обобщены данные о рельефообразующей деятельности Скандинавского ледникового покрова во время его максимального продвижения в

конце валдайской ледниковой эпохи (в позднем валдае). Уточняются возраст и границы этого продвижения, особенно в наиболее спорной — юго-восточной его части.

ФАЗА РОСТА (ТРАНСГРЕССИВНАЯ ФАЗА) ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ЕВРОПЫ

Известно, что для зарождения и роста ледника необходимо многолетнее превышение накопления твердых атмосферных осадков над их расходом. В Европе наиболее благоприятные условия для возникновения крупных ледниковых покровов существуют в Скандинавских горах, находящихся на пути воздушных потоков из Северной Атлантики и перехватывающих значительную часть несомой ими влаги. Даже небольшое снижение солнечной радиации, вызванное, например, космическими причинами, или запылением атмосферы в результате интенсивной деятельности вулканов, может привести к росту ледников в горах Европы, как это было во время “Малого ледникового периода”, когда, согласно многочисленным оценкам, произошло понижение средних годовых температур в XV–XIX веках примерно на 3°C.

Расчеты В.А. Ходакова [1] показывают, что если при этом среднелетняя температура на побережье северо-западной Европы снизится до температуры прибрежных островов Канадской Арктики и северной Гренландии, то в центральной Финляндии она понизится на 8°C, а в районе Москвы на 6°C ниже современной; в таком случае, даже при интенсивности аккумуляции осадков 250 мм/год, ледниковый покров толщиной 3000 м может образоваться чуть более чем за 12000 лет. В настоящее время на морском побережье Скандинавии выпадает в год до 1195 мм, на юге Гренландии до 828 мм, в Баренцбурге (архипелаг Шпицберген) — 354 мм.

Палинологические и геологические данные (в том числе полученные при изучении морских разрезов) свидетельствуют [2–5 и др.], что 112–110 тыс. л. н. подобный сценарий реализовался. Во время этого первого ранневалдайского похолодания (*стадия МИС 5d*), последовавшего за микулинским межледниковьем, и которое обычно считается началом валдайской (вислинской) ледниковой эпохи, снижение зимних температур на территории Западной Европы составило 5–7° и почти 10° в Восточной Европе (бассейне Верхней Волги); в западной и центральных частях Скандинавских гор образовался ледниковый покров, выходивший юго-восточным краем в акваторию современного Ботнического залива [2–5 и др.].

В настоящее время установлено, что от последнего микулинского межледниковья до достижения своих максимальных границ оледенение развивалось достаточно сложно: сильные похолодания и продвижения ледников неоднократно сменялись потеплениями и сильным сокращением ледников. Это послужило для ряда исследователей поводом для разделения трансгрессивной фазы на самостоятельные ледниковые эпохи. Однако даже в оптимум самого теплого из потеплений — дунаевского (денекамп), температуры в Скандинавии и соседних районах были ниже оптимума голоцена и не полностью восстанавливались природные зоны, существовавшие в межледниковье [6, 7 и др.].

ФОРМИРОВАНИЕ МАКСИМАЛЬНОЙ ГРАНИЦЫ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА ЕВРОПЫ

К концу стадии МИС-3 (58–23 тыс. л. н.) в западной части Северной Евразии сформировалась система из крупного Скандинавского материкового ледникового покрова и локальных ледниковых покровов, развивавшихся на архипелаге Шпицберген, островах Земли Франца Иосифа и Новой Земли. В Атлантике оледенением были охвачены Британские острова и Ирландия. Начиная с 30 тыс. л. н. проявилась тенденция к разрастанию ледников, которая была наиболее сильно выражена в Атлантическом секторе Северной Евразии, где юго-западный край Скандинавского покрова выдвигался в Северное море. Льды между 29 и 27 ¹⁴С кал. тыс. л. н. продвинулись на юг, в

Данию и северо-восточную часть бассейна Северного моря в сторону Британских островов, где (в интервале от 29.4 до 22 ^{14}C кал. тыс. л. н.) предполагается соединение скандинавских льдов с британскими [8–14].

В береговой зоне Западной Норвегии льды достигли края шельфа. Пояс гряд Эгга I и II, сложенных обломочным материалом мощностью до 250 м, протягивается от края шельфа на остров Андойя [8 и др.]. Возраст гряд — более 25 и 19 кал. тыс. л. н. установлен на основании радиоуглеродного датирования озерных осадков на острове и подтвержден более поздними морскими картографическими исследованиями [15]. Льды, продвинувшиеся со стороны Южной Норвегии на территорию современной Дании, достигли (согласно данным радиоуглеродного и термолюминесцентного анализов по серии разрезов) своей максимальной границы около 29 кал. тыс. л. н. [8 и др.]. После 19 кал. тыс. л. н. они отступили, но в проливе Каттегат еще оставался лед, принесенный ледником, выдвинувшимся сюда со стороны Балтийского моря.

На западе Баренцевоморского бассейна край континентального ледникового покрова мог контактировать с ледниковым потоком, выходящим в Норвежское море по Медвежинскому желобу [16, 17]. Северо-восточный склон Скандинавского покрова несколько продвинулся на шельф со стороны Кольского полуострова [18]. Оледенение самого шельфа, судя по материалам морских геологических и геофизических исследований [19], не было сплошным [20, 21 и др.]. К максимуму похолодания (25–23 кал. тыс. л. н.) покров приобрел асимметричную форму с коротким северным и северо-западным и длинным юго-восточным склоном, а также радиальную структуру, обусловленную серией ледниковых потоков [22, 23] (рис. 1).

Южная и юго-восточная окраина Скандинавского покрова была вначале более стабильна, и только к 25–23 кал. тыс. л. н. льды его южного склона заполнили Балтийскую котловину, заходя на ее противоположный борт в западной части, а в восточной распространяясь далеко за ее пределы на низменности Западной Европы и Восточно-Европейскую равнину. Северогерманскую низменность льды занимали в период от 22 до 18 кал. тыс. л. н. На северо-западе Германии льды покрывали лишь небольшую площадь береговой зоны и не достигали р. Эльбы. В периферической зоне покрова (юго-восточнее г. Киль) мощность льдов была небольшой, поскольку здесь известны возвышенные участки, не покрывавшиеся льдом — нунатаки [24, 25].

Восточнее, в Балтийском секторе льды продвинулись более чем на 200 км в глубь суши [26], преодолев Поморский уступ. До времени быстрого продвижения ледника на низменности Западной Европы и северо-запад Восточно-Европейской равнины территория Южной Финляндии, через которую шел транзит льда в последний ледниковый максимум, оставалась как минимум 10 тыс. лет безледной, хотя северная Финляндия была покрыта льдом [2 и др.].

В максимум похолодания в Западной Европе преобладали формации типа субарктических лугов, равнинных кустарниковых тундр и березовых редколесий в сочетании с низкорослыми кустарниковыми тундрами, а в восточной Европе многолетняя мерзлота распространялась до широт Днепропетровска и Волгограда [27]. Здесь господствовали тундровые и степные сообщества с галофитными травянистыми группировками, местами с островными участками лиственничного и березового редколесья. Осушенный шельф занимала арктическая тундра.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КРАЕВОЙ ЗОНЫ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В МАКСИМУМ ПОХОЛОДАНИЯ И ВОЗРАСТ ЕГО МАКСИМАЛЬНОЙ ГРАНИЦЫ

К максимуму похолодания юго-западный склон Скандинавского ледникового покрова сократился, но происходил рост покрова в южном направлении. В это время, по мнению В.Г. Ходакова [1], площадь ледника еще не достигала своих максимальных

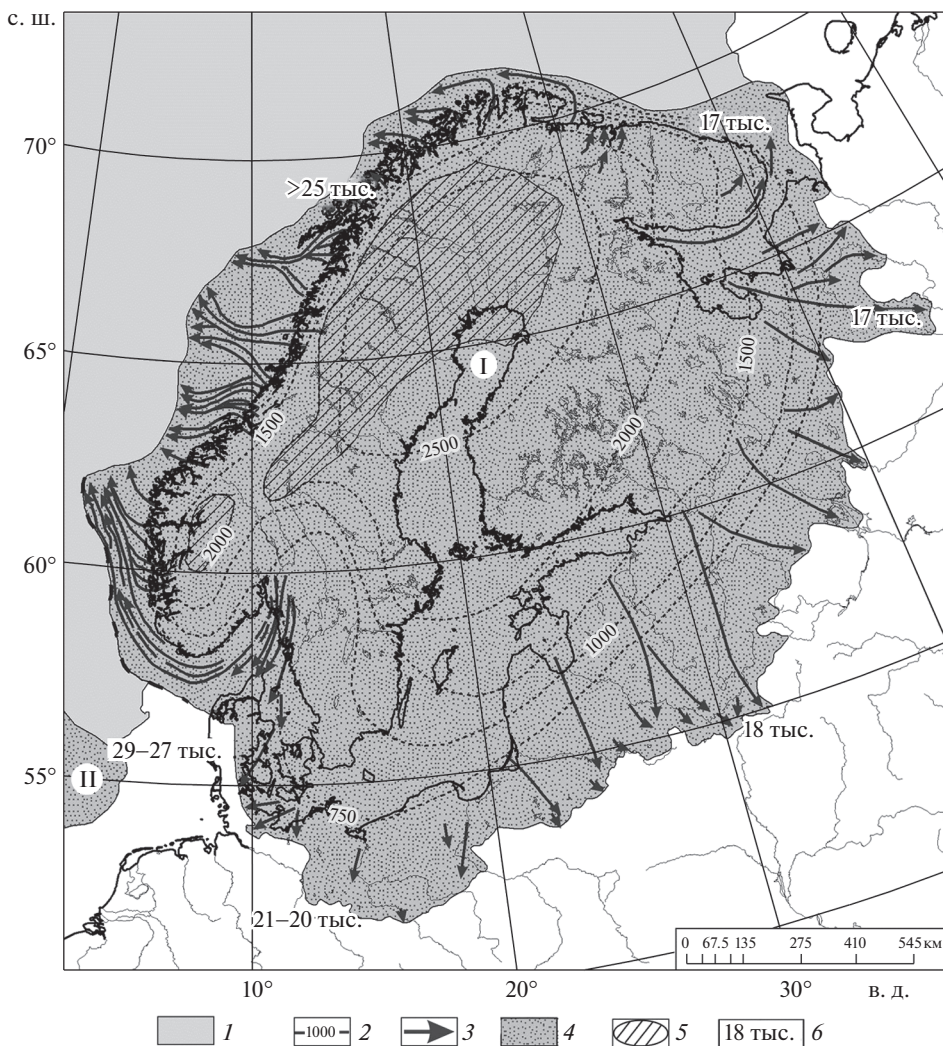


Рис. 1. Скандинавский ледниковый покров в эпоху максимального похолодания в верхнем плейстоцене – валдайское (вислинское) оледенение (по [7]).

I – океан; 2 – мощность ледникового покрова, м; 3 – ледниковые потоки и лопасти; 4 – ледниковые покровы (I – скандинавский, II – британский); 5 – области ледоразделов; 6 – возраст максимальной границы, кал. тыс. л. н.

размеров. Согласно его взглядам, по мере роста ледника температура у его края повышалась, несмотря на охлаждающее влияние ледника. Соответственно увеличивались высота границы питания и размеры зоны абляции. На снижение поверхности ледника влияло и гляциоизостатическое прогибание его ложа. Глобальная регрессия Мирового океана до уровня 120–130 м ниже современного и осушение значительных площадей акваторий Северного и Балтийского морей способствовали усилению континентальности климата северной половины Европы, уменьшению количества осадков и повышению летних температур. О ксерофитизации пригляциальной зоны валдай-

ского оледенения свидетельствуют многочисленные палеогеографические данные, в том числе полученные при изучении лёссовых толщ Русской равнины [21, 22 и др.].

Совпадал ли максимум оледенения с максимумом похолодания? Если следовать построениям В.А. Ходакова [1], то эпохе максимального продвижения ледника предшествовало потепление климата, что могло бы привести к существенному прогреву его толщи. Величина повышения температуры тела ледника должна была превышать величину повышения температуры воздуха, поскольку в охваченной таянием зоне при повторном замерзании воды в толще фирна выделяется скрытая теплота. И.А. Зотиков [28] указывает еще источники тепла: диссипацию энергии в толще ледника при его растекании и поступающее к нижней поверхности ледника глубинное тепло Земли, если лед лежит на грунте, или воды, если лед на плаву. При этом возможно происходил “разлив льда” из-за потери устойчивости части ледника и катастрофических его подвижек, типа сёрджей. В теле ледника возникали потоки льда с повышенной скоростью движения. Края этих потоков, выходя за пределы основного тела ледника, образовывали ледниковые лопасти, хорошо дешифрируемые по геолого-геоморфологическим данным [28]. В современных ледниковых покровах им соответствуют выводные ледники. Этот процесс приводил к увеличению абляции ледника и уменьшению его средней толщины. Маломощные края лопастей часто формировали “прилавок” [29, 30] — периферический ледниковый покров, существование которого подтверждено гляциоморфологическими исследованиями [31 и др.].

Модуль стока талых вод в эпоху деградации последнего ледникового покрова на территории Европы был почти в 20 раз выше, чем у современных рек (порядка 170 л/сек км²), следствием чего были мощные летние паводки [1]. Стремительно стекающая в краевой зоне ледника вода в сочетании с обилием моренного материала стали причиной образования селевых потоков, выносивших грубый материал на десятки километров от края ледника, особенно по понижениям (ложбинам и долинам). На контакте с морской акваторией усиливался сброс айсбергов в океан, что приводило к похолоданию воды в океане и климата [1].

Эта взаимосвязь ледникового покрова и особенностей климата существенно отразилась на особенностях экзоморфогенеза в краевой и приледниковой зонах. Здесь происходило образование ледниковых лопастей и периферического ледникового покрова, возникали многочисленные сели, существовали обширные приледниковые озера, формировались разнообразные формы активного и мертвого льда, конечные морены и камы различных типов, маргинальные каналы и зандры — явления, присущие скорее эпохам потепления и деградации крупных ледников и ледниковых покровов, чем этапам их разрастания.

Имеющиеся к настоящему времени многочисленные хронологические данные о возрасте отложений вблизи границы поздневалдайского оледенения однозначно свидетельствуют, что *Скандинавский ледниковый покров достигал своего максимума в разное время на разных своих склонах*. Это зависело от конкретных региональных климатических и геоморфологических условий, термических условий у подошвы ледника и положения его края на суше или в море. На южной и юго-западной окраинах покрова континентальность климата усиливалась в восточном направлении, по мере удаления от океана — основного источника осадков, приносимых западными ветрами. Учитывая, что Северное море во время максимума похолодания практически осушалось и значительные пространства Северной Атлантики были покрыты льдами, а на пути западных ветров был мощный барьер — сам ледниковый щит, а также антициклон, господствовавший над ним, то для палеоландшафтных условий Восточно-Европейской равнины можно представить себе сибирский сценарий. Различные части огромного ледникового покрова находились на различном удалении от Северной Атлантики, откуда поступало основное количество атмосферных осадков. Тенденция сокращения ледниковых покровов Евразии с запада на восток, причиной которой является увели-

чение континентальности климата в этом направлении, была отмечена еще К.К. Марковым более 80 лет назад [32].

Количество твердых осадков на макросклонах крупных ледниковых покровов, обращенных к господствующим потокам атмосферной влаги, в 5–15 раз больше, чем на соседних равнинах [1]. Холодные кататические воздушные массы, нисходящие с ледникового покрова, также отклоняли влажные ветры. В центральных частях покровов твердые осадки почти не выпадают, что приводит к прекращению роста ледникового покрова в высоту. Лед растекается в стороны, расширяется зона абляции. В районах Восточно-Европейской равнины, расположенных на окраине приледниковой области и южнее, преобладали достаточно сухие воздушные потоки, приносившие слагающий лёссы материал из южных районов Евразии. Эти районы в ледниковые эпохи имели облик экстрааридных перигляциальных (“полустепей-полупустынь”) с нестабилизированной поверхностью из-за квазиперманентного процесса лёссовой аккумуляции [33]. В результате на южные и восточные склоны ледника поступало меньшее количество осадков, что затрудняло его рост. Продвижению льдов в южном секторе также мешали котловина Балтийского моря и впадина Датских проливов.

Итак, асинхронность в продвижении льдов на разных склонах Скандинавского ледникового покрова объяснима их расположением в разных секторах покрова с разными условиями влагообеспеченности. Первое выдвигание льдов, как показано выше, произошло в Атлантическом секторе со стороны его юго-западного склона, где льды достигли своей максимальной границы уже около 29 кал. тыс. л. н. Ко времени максимального похолодания произошло их сокращение.

На северо-востоке Фенноскандии (Кольский полуостров) максимального распространения ледник достиг около 17 кал. тыс. л. н., оставив три пояса краевых образований (гряд), внешний из которых располагается на прилегающем шельфе [18 и др.].

В юго-западной части Балтийского сектора Фенноскандии (Северогерманская низменность) максимальной границы льды достигли примерно 20 кал. тыс. л. н. [35]. Лед не покрывал высокие участки рельефа. В условиях смягчающего влияния морского климата формировались маловыразительные моренные гряды (только у г. Шверин, вблизи ледораздельной зоны известны мощные напорные образования). В окрестностях г. Киль выделено до 5 горизонтов морены, из которых два связаны с основными фазами продвижения льда, максимальная из которых датируется 21–20 кал. тыс. л. н. [34]. Положение края льда часто маркируется только долинами, образовавшимися на месте подледниковых тоннелей.

Южный и юго-восточный склоны вышли за пределы южной части Балтийской котловины, преодолев этот барьер и дополнительный противоклон, связанный с изостатическим прогибанием Фенноскандии. На Среднеевропейской равнине ледник преодолел Поморский уступ, после чего уменьшился в мощности и далее распространился в виде тонкого покрова, оставив преимущественно аккумулятивные конечные морены насыпного типа. Восточнее формировались “комбинированные” конечные морены (насыпные и напорные), с дистальной стороны которых по прадолинам стекали талые ледниковые воды. Вдоль края льда проходил отток талых вод в западном направлении. Возникла густая речная сеть, отличающаяся от довалдайской, чему способствовало наличие многолетней мерзлоты, ограничивавшей глубинную эрозию [35]. В результате слияния водотоков образовались крупные маргинальные прадолины большой протяженности [23].

На северо-востоке Польши, территории Калининградской области и юга Литвы в максимальную стадию — грудаскую (Литва), поозерскую (Беларусь), соответствующую стадии бранденбург-лешно, — льды выходили к подножию Гродненско-Ошмянских высот и Лидской возвышенности, но, не преодолев их, остались на их северных склонах [35, 36 и др.]. Малая мощность основной морены вблизи границы распространения льдов свидетельствует о существовании в этом регионе маломощного пери-

ферического ледника шириной до 30–40 км. Признаком стационарного состояния льда у максимальной границы оледенения служат насыпные песчано-гравийные морены и низкохолмистый камовый рельеф. Напорные образования есть только у Эйшишских высот, игравших роль местного ледораздела. Восточнее Вильнюса, начиная от ледораздела, проходившего по Швенчёнской гряде, распространялись льды по понижению, позже занятому современным Чудским озером.

На Восточно-Европейскую равнину Скандинавский покров вышел восточной частью Балтийского потока, а также Чудским и Ладожским. Положение границы максимального распространения льдов обосновано серией разрезов с межледниковыми (микулинскими) отложениями, перекрытыми и не перекрытыми мореной, изученными палинологически и радиометрически [36, 37], а также гляциоморфологическими исследованиями [38, 39]. Новые исследования, проведенные в начале XXI века, позволили уточнить положение максимальной границы последнего поздневалдайского (по-озерского) оледенения [40]. Выяснилось, что в бассейне р. Вилии ледниковая лопасть выдвигалась на 10–20 км южнее, чем считалось раньше. Граница ее продвижения подчеркивается водноледниковыми дельтами и конусами. Отсутствие выразительного конечно-моренного рельефа с проксимальной стороны от границы льдов и широкое развитие форм мертвого льда — камов, озов и участков водноледниковых равнин свидетельствуют о пассивном периферическом ледниковом покрове, разбитом трещинами. Крупная лопасть, занимавшая Полоцкую низину, выходила на юг, вдоль долины р. Березины на 40–50 км. Характерная черта рельефа Полоцкой низины — субмеридиональные ложбины, сочетающиеся с четковидными озерами, камовыми террасами и термокарстовыми западинами [37]. Многие ложбины имеют характерные признаки экзарационного действия льда на их профиль и, скорее всего, формировались как субгляциальные. Возраст границы максимального распространения поздневалдайских льдов на территории Беларуси и запада РФ определен с помощью радиоуглеродного датирования по серии разрезов в бассейнах рек Западной Двины и Верхнего Днепра (Дричалуки, Шапурово, Каспляне, Рубежница и др.) около 18 ¹⁴C тыс. л. н. (примерно 22 кал. тыс. л. н.). В приледниковой зоне формировались приледниковые водоемы и также зандры. На западе приледниковой зоны в Верхнее-Неманской низине образовался Скидельский подпрудный приледниковый водоем. Вблизи склонов Ошмянской и Минской возвышенностей существовало Нарочано-Вилейское приледниковое озеро, воды которого поступали вдоль края льда в Скидельское озеро, откуда по сквозным долинам происходил сток на юго-запад в бассейн р. Нарев и далее вниз по Днепру. В приледниковой зоне у края льда, распространявшегося со стороны Чудского озера (Чудского ледникового потока) существовали условия для образования долинных зандров и стока талых вод на юг. Оршанское приледниковое озеро образовалось только на восточном фланге ледникового потока в бассейне Верхнего Днепра. Его воды стекали на юг, вниз по Днепру.

Конфигурация ледниковых лопастей подчеркивается подковообразными конечно-моренными грядами и участками холмисто-моренного рельефа. У границы оледенения, особенно на склонах возвышенностей — нунатаков, находится зона с разнообразными формами рельефа мертвого льда (камовые террасы и камы). На поверхности некоторых возвышенностей, называемых “останцами”, расположенных в зоне периферического покрова, верхний горизонт маломощной морены часто отсутствует. Малая мощность основной морены вблизи границы предельного распространения льда и характер краевых форм указывают, что здесь существовала полоса маломощного периферического льда.

Льды, двигавшиеся со стороны котловины Ладожского озера (Ладожский поток), спускались в бассейн Верхнего Днепра Ловатской лопастью. В периферической зоне покрова шириной около 30 км в бассейне Верхнего Днепра и Верхней Волги мощность льда не превышала 100 м [31, 41 и др.]. Крупные платообразные довалдайские

возвышенности полностью не покрывались льдом. На склонах возвышенностей присутствуют камовые террасы и камы, оставленные выдвинувшимися сюда узкими ледниковыми языками.

Восточнее продвижение льдов ограничивалось отрогами довалдайских Смоленской, Духовщинской и Бельской возвышенностей и ступенчатым склоном Карбонового плато. Широкое развитие древних эрозионных ложбин обусловило трещиноватость льда и быстрый его переход в пассивное состояние. Формы рельефа мертвого льда получили широкое развитие на склонах довалдайских возвышенностей. На проксимальной границе зоны периферического льда расположены гряды и участки холмистого рельефа, маркирующие край активного льда. Положение границы валдайского оледенения подтверждается здесь данными о положении разрезов с микулинскими осадками, перекрытыми и не перекрытыми мореной [42].

В приледниковой зоне в верховьях рек Зап. Двины, Цны, Осуги и Волги формировались долинные зандры и небольшие приледниковые озера [43].

Извилистый контур границы последнего валдайского оледенения, связанный с существованием ледниковых языков на краю Ловатской лопасти, изменяется, начиная от ледораздельной зоны у Вышнего Волочка. Последняя выражена как полоса грядово-холмистого рельефа северо-западного направления (Вышневолоцко-Новоторжский вал). Образование вала, сложенного отторженцами каменноугольных известняков и глин, связано с воздействием довалдайских ледников [44, 45]. От Вышнего Волочка граница валдайского оледенения относительно прямолинейно протягивается на северо-восток к Молого-Шекснинскому понижению.

На *юго-восточной периферии СЛП*, несмотря на длительную (с начала XX века) историю изучения ее геологического строения и геоморфологии, проблемы, связанные с оледенением этого региона, остаются дискуссионными; нет единого мнения о максимальной границе распространения ледникового покрова и ее возрасте.

В приледниковой зоне восточных окраин ледникового покрова создавались благоприятные условия для обводненности, которые были predetermined обширными и глубокими довалдайскими понижениями. Крупный Онежско-Карельский ледниковый поток, граничивший на юго-западе с Ладожским, выдвинулся по системе радиально ориентированных депрессий (впадины озер Онежского, Белого) на Восточно-Европейскую равнину своим западным флангом (часто именуемым как Онежский поток). С дистальной стороны покрова (на его стратиграфической границе) образовались зандры и приледниковые озера. Воды крупного приледникового озера, существовавшего в Молого-Шекснинской низменности, занятой в настоящее время Рыбинским водохранилищем, переливались в бассейн Средней Волги (на участке между Угличем, Рыбинском и Ярославлем). Геоморфологическую границу покрова фиксируют маломощные формы краевого рельефа — долинные зандры и отдельные моренные гряды, сложенные песчано-гравийным и галечным материалом [44].

На левобережье Шексны (на восточный берег Рыбинского водохранилища) ледник проник лишь в самую северную часть Молого-Шекснинского понижения. Из-за размыва талыми водами положение края льда здесь неопределенно. Холмистый и грядовый рельеф этого района сложен песчано-гравийным и галечным материалом, с чешуйчатыми надвигами; он отнесен к краевым образованиям максимальной стадии последнего оледенения по результатам геолого-съёмочных работ и гляциоморфологических исследований, проводившихся в 60–70-е годы XX века [45]. Возраст продвижения льдов по данным палинологического и карпологического изучения межморенных озерных отложений в разрезе на р. Пучка на западном берегу Кубенского озера и радиоуглеродного анализа — около 21 ¹⁴C тыс. л. н. (25 кал. тыс. л. н.) [36, 39, 46].

Последние исследования (ОСЛ датирование осадков водноледниковой дельты), выполненные в окрестностях г. Кириллов, северо-западнее озера Кубенское, свидетельствуют о более позднем продвижении льдов [47]. Было установлено, что возраст

надморенных эоловых песков в проксимальной ее части составляет 16.4 ± 1.5 кал. тыс. л. н., а в дистальной, где они перекрывают флювиогляциальные отложения, датированные 19.3 ± 1.3 кал. тыс. л. н., их возраст 17.6 ± 1.2 кал. тыс. л. н. Литостратиграфическое, радиометрическое (^{14}C и ОСЛ) и биостратиграфическое изучение озерных отложений, залегающих между московской и валдайской моренами, показало, что они накапливались в интервале между концом микулинского межледниковья и максимумом развития валдайского оледенения — $^{14}\text{C} > 55830 - 29380 \pm 370$ л. н. [47]. Можно предположить, что более ранние датировки, полученные в разрезе на р. Пучка, не ошибка датирования, но связаны не с максимальной стадией существования льдов в данном районе, а с началом их продвижения в Молого-Шексинскую низменность.

Быстро продвинувшийся ледниковый покров имел небольшую мощность и его обширный периферический покров быстро потерял подвижность, на что указывают, например, данные гляциоморфологического картографирования в окрестностях Феропонтово (Вологодская область) [48].

В раннем и среднем валдае территория современных Архангельской и Вологодской областей и смежных районов не покрывалась скандинавским льдом. Но в позднем валдае здесь произошла быстрая экспансия льдов из Карелии. А восточнее льды заняли не только котловину Белого моря (Беломорская лопасть), но и значительную часть бассейнов рек Онеги и Сев. Двины и ее притока Ваги, а также Кулоя. Они достигали берегов п-ова Канин, не заходя на Кулойское плато и в бассейн р. Мезени, как предполагалось ранее [49]. Граница максимального распространения льдов проходит с севера на юг от северо-западного побережья п-ова Канин до устья р. Пинеги, притока р. Сев. Двины [50]. За их краем образовались водно-ледниковые равнины с остаточными озерами, осадки которых содержат следы мощного проявления криогенеза. О поздневалдайском возрасте верхней из залегающих здесь морен можно судить по результатам датирования (TL и ^{14}C) осадков, залегающих непосредственно под валдайскими ленточными глинами в разрезах на р. Вага (разрезы Колешка и Пасьва) и притоках Сев. Двины (Юмиж и Томаша), которые накапливались в интервале от 31 до 62 кал. тыс. л. н. и 34–45 кал. тыс. л. н. соответственно [51–53].

Эти данные свидетельствуют о поздневалдайском возрасте морены. Сложнее определить более точный возраст последнего ледникового надвига. Для озерных осадков, подстилающих валдайскую морену в 10 км севернее г. Шенкурска, ранее был получен возраст 24900 ± 470 ^{14}C [52]. Последние геохронологические исследования серии разрезов в бассейнах Сев. Двины и Ваги свидетельствуют о более позднем времени продвижения Скандинавских льдов в бассейн Сев. Двины — около 17 кал. тыс. л. н. [53]. Граница льдов имеет фестончатый характер, а краевые образования представлены моренными холмами и камами, а также ложбинами длиной до 5 км, фиксирующими пути подледного стока [50]. Ширина прогляциальной зоны, сложенной водно- и озерно-ледниковыми осадками в западной части Важской депрессии, достигает 20 км. На территории Двинско-Вычегодского водосбора выделены два пояса краевого ледникового рельефа в виде дугообразных гряд конечных морен, из которых гипсометрически более высокий связан с максимальным распространением поздневалдайских льдов, второй, более низкий с их последующей деградацией [50].

Важно подчеркнуть, что история валдайского оледенения Архангельской, Вологодской областей и смежных районов Карелии связана с быстрой экспансией льдов в позднем валдае, образовавшим здесь три лопасти: Карельскую, продвигавшуюся в депрессию Онежского озера, Беломорскую, занимавшую значительную часть бассейнов рек Онеги и Сев. Двины, а на северо-востоке — котловину Белого моря и небольшую Кулойско-Мезенскую на северо-востоке. В раннем и среднем валдае эта территория не покрывалась скандинавским льдом. Отложения этого возраста представлены озерно-ледниковым, озерным, водно-ледниковым материалом, среди них нет ледниковых

фаций. Ниже них присутствуют морские отложения, возраст которых И.Н. Демидовым и соавт. определен по содержащимся в них раковинам моллюсков и остаткам ископаемой флоры как микулинский [50].

Такое быстрое продвижение ледника, преодолевшего за 8–10 тыс. лет расстояние не менее 700 км (от северной половины Финляндии, где ледниковый покров уже существовал до ледникового максимума [2 и др.]) — не отмечено пока в других секторах ледникового покрова, хотя, как считает И.А. Зотиков, для достижения максимальных размеров, установленных по геоморфологическим и стратиграфическим данным, валдайскому ледниковому покрову вполне могло хватить немногим более 21 тыс. лет, считая от зарождения ледников в горах [27]. Можно предположить, что этому способствовали уже начавшееся отступление льдов в западных секторах покрова и связанное с этим понижение самого ледникового купола, которые привели к тому, что влажные морские ветры начали переваливать через главный ледораздел покрова и приносить твердые осадки на его восточные, подветренные склоны, провоцируя тем самым рост ледника к юго-востоку. Надо признать, однако, что причины быстрого продвижения льдов на юго-восток требуют более тщательного анализа.

ВЫВОДЫ

Хроностратиграфические и гляциоморфологические данные свидетельствуют о значительной нестационарности древних покровов — высоких скоростях их возникновения и деградации. В настоящее время установлено, что от последнего микулинского межледникового до достижения своих максимальных границ валдайское оледенение развивалось достаточно сложно, сильные похолодания и продвижения ледников неоднократно сменялись потеплениями и в ряде случаев сильным сокращением ледников.

Скандинавский ледниковый покров в валдайскую (вислинскую) эпоху достигал своей максимальной границы в своих разных секторах разновременно, что было вызвано тем, что эти сектора находились в неодинаковых температурных обстановках и условиях питания твердыми осадками. К максимуму похолодания юго-западная часть Скандинавского ледникового покрова начала сокращаться, но в юго-восточном направлении он продолжал расти. Вероятно, главный ледораздел ледникового покрова сместился к востоку — на это обстоятельство указывают ряд исследователей [напр., 53]. Прослеживается тенденция “омолаживания” максимальной сухопутной границы с запада на восток. На южной и юго-западной окраинах покрова континентальность климата усиливалась в восточном направлении, по мере удаления от океана — основного источника осадков, приносимых западными ветрами. Продвижение юго-восточного фланга Скандинавского ледникового покрова в бассейны рек Онеги, Сев. Двины и Кулоя, возможно, произошло позднее, чем в остальных районах, начиная с 17 кал. тыс. л. н.

Эпохе максимального продвижения ледника должно было предшествовать потепление климата, чем объясняется его быстрое сокращение в эпоху деградации. Потеря устойчивости части ледника была причиной его катастрофических подвижек, и во многом способствовало образованию периферического ледникового покрова, увеличению количества селевых потоков, формированию приледниковых озер и долин маргинальных каналов. Сохранившиеся в современном рельефе формы активного и мертвого льда, особенно конечные морены и камы различных типов, долины маргинальных каналов и зандры служат отличительной чертой скорее эпох деградации ледниковых покровов, чем этапов их роста.

БЛАГОДАРНОСТИ

Исследование выполнено по теме госзадания ИГРАН 0148-2019-0005. Реконструкции для юго-восточного сектора Скандинавского ледника выполнены в рамках проекта РНФ 17-17-01289.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ходаков В.Г.* Построение модели европейского покровного ледника, основанной на актуалистическом подходе // Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкция и модели. Опытный макет атласа-монографии. М.: ВИНТИ, 1973. С. 79–112.
2. *Lunkka J.P., Johansson P., Saarnisto M. and Sallasma O.* Glaciation of Finland // Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe. Elsevier. 2004. P. 97–100.
3. Quaternary glaciations-extent and chronology. A closer look, Developments in Quaternary Science 15. Ehlers J., Gibbard P.L., Hughes P.D. Eds. Amsterdam: Elsevier, 2011. 1108 p.
4. *Hirvas H., Lintinen P., Lunkka J.P., Eriksson B. and Grönlund T.* Sedimentation and Lithostratigraphy of the Vuosaari multiple till sequence in Helsinki, southern Finland // Bulletin of the Geological Society of Finland. 1995. Vol. 67. P. 47–60.
5. *Hirvas H.* Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland // Geological Survey of Finland, Bulletin. 1991. Vol. 354. 123 p.
6. *Anderson B.G. and Mangerud J.* The Last Interglacial-Glacial cycle in Fennoscandia // Quaternary International. 3/4. 1990. P. 21–29.
7. *Величко А.А., Фаустова М.А., Писарева В.В., Карпучина Н.В.* История Скандинавского ледникового покрова и окружающих ландшафтов в валдайскую ледниковую эпоху и начале голоцена // Лед и Снег. 2017. Т. 57. № 3. С. 391–416.
8. *Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne Ø., and Svendsen J.I.* Glacial history of Norway // Quaternary glaciations: extent and chronology: a closer look (Developments in Quaternary Science 15). Amsterdam: Elsevier, 2011. P. 279–298.
9. *Boulton G.S., Dongelmas M., Puncari M., and Broadgate M.* Paleoglaciology of an ice sheet through the Weichselian // Quaternary Science Reviews. 2001. Vol. 20. P. 591–625.
10. *Olsen L., Sveian H., and Bergström B.* Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian ice sheet during the mid and late Weichselian – a new model // Norsk geologisk tidsskrift. 2001. 81. P. 93–118.
11. *Seirup H.P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Haflidason H. & Nesje A.* Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region // Quaternary Science Reviews. 2000. Vol. 19. P. 667–685.
12. *Houmark-Nielsen M. and Kjær K. H.* Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: Palaeogeography and environmental change // Journal of Quaternary Science. 2003. Vol. 18. P. 769–786.
13. *Mangerud J., Gulliksen S., and Larsen, E.* ¹⁴C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland // Boreas. 2010. Vol. 39. P. 328–342.
14. *Larsen N.K., Knudsen K.L., Krohn C.F., Kronborg C., Murray A.S., and Nielsen O.B.* Late Quaternary ice sheet, lake and sea history of southwest Scandinavia—a synthesis // Boreas. 2009. Vol. 38. P. 732–761.
15. *Vorren T.O. and Plassen L.* Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway // Boreas. 2002. Vol. 31. P. 97–125.
16. *Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., and Laberg J.S.* Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea reconstructed from onshore and offshore glacial geomorphology // Quaternary Science Reviews. 2010. Vol. 29. P. 424–444.
17. *Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R., Dove D., Dowdeswell J.A., England J.H., Funder S., Hogan K., Ingólfsson Ó., Jennings A., Larsen N.K., Kirchner N., Landvik J.Y., Mayer L., Mikkelsen N., Möller P., Niessen F., Nilsson J., O'Regan M., Polyak L., Nørgaard-Pedersen N., and Stein R.* Arctic Ocean glacial history // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 92. P. 40–67.
18. *Евзеров В.Я., Николаева С.Б.* Пояса краевых ледниковых образований Кольского полуострова // Геоморфология. 2000. № 1. С. 61–73.
19. *Павлидис Ю.А., Боданов Ю.А., Левченко О.В., Мурдмаа И.О.* Новые данные о природной обстановке в Баренцевом море в конце валдайского ледниковья // Океанология. 2005. Т. 45. № 1. С. 92–106.
20. *Величко А.А., Фаустова М.А.* Реконструкция последнего позднплейстоценового оледенения Северного полушария (18–20 тыс. лет назад) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 6. С. 1465–1468.

21. Величко А.А., Фаустова М.А., Кононов Ю.М. Геохронология, распространение и объём оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8. № 1. С. 3–16.
22. Gripp K. Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins // Meyniana. 1952. Bd. 1. 1949. S. 119–129.
23. Чеботарева Н.С., Фаустова М.А. Структура и динамика последнего Европейского ледникового покрова (карта 2) // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) / И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. С. 36–47.
24. Marks L. Pleistocene glacial limits in Poland // Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe. Elsevier, 2004. P. 298–300.
25. Величко А.А., Фаустова М.А. Проблемы обоснования максимальной границы позднеплейстоценового оледенения на Севере Евразии // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 7–16.
26. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен: Атлас-монография / А.А. Величко. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
27. Зотиков И.А. Построение модели европейского покровного ледника, исходя из различий древних и современных оледенений // Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. Реконструкция и модели. Опытный макет атласа-монографии. М.: ВИНТИ, 1973. С. 113–132.
28. Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Наука, 1974. 320 с.
29. Спиридонов А.И. Некоторые особенности древнего ледникового покрова на Русской равнине // Вестник Моск. ун-та. Сер. 5. География, 1964. № 6. С. 24–30.
30. Фаустова М.А. Дегляциация и типы ледникового рельефа на территории европейской части России // Палеогеографическая основа современных ландшафтов (результаты русско-польских исследований). М.: Наука, 1994. С. 30–40.
31. Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР // Тр. Ин-та географии. Вып. 33. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с.
32. Величко А.А. Этапы становления аридной зоны юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Изучение и освоение морских и наземных экосистем в условиях арктического и аридного климата. Ростов-н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2011. С. 140–143.
33. Ehlers Ju., Grube A., Stephan H-Ju., and Stefan W. Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. Ehlers Ju., Gibbard P.L., and Hughes P.D. (Eds.) // Quaternary Glaciations – Extent and Chronology. A Closer Look. Elsevier. Amsterdam. 2011. P. 149–162.
34. Вальчик М.А., Маккабеев А.Н., Фаустова М.А., Шупричинский Я. Формирование гидросети Польши и европейской части России в процессе дегляциации // Палеогеографическая основа современных ландшафтов. Результаты российско-польских исследований. М.: Наука, 1994. С. 40–53.
35. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография) / И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 175 с.
36. Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 1974. 216 с.
37. Санько А.Ф. Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 1987. 187 с.
38. Фаустова М.А., Чеботарёва Н.С. Белорусская ССР и Смоленская область // Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. (К VIII конгрессу ИНКВА, Париж, 1969). М.: Наука, 1969. С. 151–192.
39. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы / Чеботарева Н.С. М.: Наука, 1977. 143 с.
40. Санько А.Ф., Величкевич Ф.Ю., Рылова Т.Б., Хурсевич Г.К., Матвеев А.В., Карабанов А.К., Мотузко А.Н., Илькевич Г.И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Беларуси // Літасфера. 2005. № 1 (22). С. 146–156.
41. Фаустова М.А., Козлов Д.Н. Геолого-геоморфологическое строение района исследований // Динамика лесных экосистем юга Валдайской возвышенности в позднем плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС, 2011. С. 9–14.

42. Velichko A.A., Faustova M.A., Gribchenko Yu.N., Pisareva V.V., and Sudakova N.G. Glaciations of the East European Plane – distribution and chronology // Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe. Elsevier, 2004. P. 337–354.
43. Пузаченко Ю.Г., Козлов Д.Н. Геоморфологическая история развития Центрально-Лесного заповедника // Комплексные исследования развития в Центрально-Лесном государственном природном биосферном заповеднике: его прошлое, настоящее и будущее / Тр. Центрально-Лесного заповедника. Вып. 4. Тула: Гриф и Ко, 2007. С. 125–157.
44. Последний европейский ледниковый покров. К VII конгрессу INQUA (США, 1965) / И.П. Герасимов. М.: Наука, 1965. 220 с.
45. Последний ледниковый покров на Северо-Западе Европейской части СССР. К VIII конгрессу INQUA (Париж, 1969). М.: Наука, 1969. 322 с.
46. Арсланов Х.А., Ауслендер В.Г., Громова Л.И., Зубков А.И., Хомутова В.И. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст максимальной стадии валдайского оледенения в районе Кубенского озера // Докл. АН СССР. 1970. Т. 195. № 6. С. 1395–1398.
47. Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov L., and Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet // Global and Planetary Chang. 2001. Vol. 31. P. 407–425.
48. Маккавеев А.Н. Рельефообразующая роль Белозерского ледника на примере окрестностей Ферапонтово (Кирилловский район Вологодской области) // Экологические и инженерно-геоморфологические проблемы Вологодской области. 1993. С. 91–101.
49. Карта четвертичных отложений Европейской части СССР. м-б 1: 1.5 млн. / И.И. Краснов. М.: Министерство геологии СССР, 1974.
50. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen L., Lyså A., Funder S., Lunkka J.P., and Saarnisto M. Valdaian glacial maxima in the Archangelsk district of Northwest Russia // Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe. Elsevier. 2004. P. 321–336.
51. Девятова Э.И. Природная среда позднего плейстоцена и ее влияние на расселение человека в Северо-Двинском бассейне и в Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1982. 156 с.
52. Останин В.Е., Атласов Р.Р., Букреев В.А., Левина Н.В. Краевые образования и граница валдайского оледенения в бассейне р. Ваги // Геоморфология. 1979. № 1. С. 72–76.
53. Larsen E., Lyså A., Demidov I., Funder S., Houmark-Nielsen M., and Kjaer K. Age and extent of the Scandinavian Ice Sheet in north-west Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. P. 115–132.

Maximum extent of the Valdaian (Weichselian) glaciation and relief in the peripheral area of the ice sheet

A. N. Makkaveyev^{a,#}, M. A. Faustova^{a,##}, and N. V. Karpukhina^{a,###}

^a*Institute of Geography RAS, Moscow, Russia*

[#]*E-mail: aleksander-mackaveeff@yandex.ru*

^{##}*E-mail: faustovam@yandex.ru*

^{###}*E-mail: natalia_karpukhina@mail.ru*

After the end of the Mikulino interglacial, in connection with the rising cooling trend, the Scandinavian ice sheet began to form on the territory of Fennoscandia. Its development to the maximum boundaries was accompanied by the ice sheet advances and retreats that reflected the succession of colder and warmer climate phases over a long period, called the Valdaian (Weichselian, Vistulian) ice age.

The Scandinavian ice sheet did not reach its maximum simultaneously at different lobes. The age of the maximum boundary on becomes younger from west to east, which is associated with the paleoclimatic situation in the North of Eurasia due to the formation of an extra-continental climate. Climate continentality increased eastward along the periphery of the ice sheet.

These climate features and the ice sheet response determined the nature of glacial morphogenesis in the proglacial zone. The conditions for the formation of a peripheral ice sheet and an increase in the number of mudflows and the formation of glacial lakes were more favorable during the ice sheet degradation than its expansion. Therefore, the forms of active and

dead ice, especially the terminal moraines and kames of different types, the valleys of marginal channels and outwash plains serve as the hallmarks of the stages of warming and degradation of ice sheets.

Keywords: the Valdaian glaciation, the maximum limit of glaciation, glacial morphogenesis

ACKNOWLEDGMENTS

This research contributes to the IGRAS State Assignment 0148-2019-0005. Reconstructions for the south-east sector of the Scandinavian Ice Sheet were held in the framework of the RSF Project 17-17-01289.

REFERENCES

1. Khodakov V.G. *Postroenie modeli evropeiskogo pokrovnogo lednika, osnovannoi na aktualisticheskoi podkhode* (Model construction of the European ice cap based on an actualistic approach). In: *Paleogeografiya Evropy v pozdnem pleistotsene. Rekonstruktsiya i modeli. Opytnyi maket atlasa-mono-grafii*. M.: VINITI (Publ.), 1973. P. 79–112. (in Russ.)
2. Lunkka J.P., Johansson P., Saarnisto M. and Sallasma O. Glaciation of Finland. *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*. Elsevier (Publ.). 2004. P. 97–100.
3. Quaternary glaciations-extent and chronology. A closer look, *Developments in Quaternary Science* 15. J. Ehlers, P.L. Gibbard, P.D. Hughes (Eds.). Amsterdam: Elsevier (Publ.), 2011. 1108 p.
4. Hirvas H., Lintinen P., Lunkka J.P., Eriksson B. and Grönlund T. Sedimentation and Lithostratigraphy of the Vuosaari multiple till sequence in Helsinki, southern Finland. *Bulletin of the Geological Society of Finland*. 1995. Vol. 67. P. 47–60.
5. Hirvas H. Pleistocene stratigraphy of Finnish Lapland. *Geological Survey of Finland, Bulletin*. Vol. 354. 1991. 123 p.
6. Anderson B.G. and Mangerud J. The Last Interglacial-Glacial cycle in Fennoscandia. *Quaternary International*. 3/4. 1990. P. 21–29.
7. Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., and Karpukhina N.V. *Istoriya Skandinavskogo lednikovogo pokrova i okruzhayushchikh landshaftov v valdaiskuyu lednikovuyu epokhu i nachale golotse-na* (History of the Scandinavian ice sheet and surrounding landscapes during Valday ice age and the Holocene). *Led i Sneg*. 2017. Vol. 57. No. 3. P. 391–416. (in Russ.)
8. Mangerud J., Gyllencreutz R., Lohne Ø., and Svendsen J.I. Glacial history of Norway. *Quaternary glaciations: extent and chronology: a closer look (Developments in Quaternary Science 15)*. Ehlers J., Gibbard P.L., and Hughes P.D. (eds.). Amsterdam: Elsevier (Publ.), 2011. P. 279–298.
9. Boulton G.S., Dongelmas M., Puncari M., and Broadgate M. Paleoglaciology of an ice sheet through the Weichselian. *Quaternary Science Reviews*. 2001. Vol. 20. P. 591–625.
10. Olsen L., Sveian H., and Bergström B. Rapid adjustments of the western part of the Scandinavian ice sheet during the mid and late Weichselian – a new model. *Norsk geologisk tidsskrift*. 2001. Vol. 81. P. 93–118.
11. Seirup H.P., Larsen E., Landvik J., King E.L., Hafliðason H., and Nesje A. Quaternary glaciations in southern Fennoscandia: evidence from southwestern Norway and the northern North Sea region. *Quaternary Science Reviews*. 2000. Vol. 19. P. 667–685.
12. Houmark-Nielsen M. and Kjær K.H.: Southwest Scandinavia, 40–15 kyr BP: Paleogeography and environmental change. *Journal of Quaternary Science*. 2003. Vol. 18. P. 769–786.
13. Mangerud J., Gulliksen S., and Larsen E. ¹⁴C-dated fluctuations of the western flank of the Scandinavian Ice Sheet 45–25 kyr BP compared with Bølling-Younger Dryas fluctuations and Dansgaard-Oeschger events in Greenland. *Boreas*. 2010. Vol. 39. P. 328–342.
14. Larsen N.K., Knudsen K.L., Krohn C.F., Kronborg C., Murray A.S., and Nielsen O.B. Late Quaternary ice sheet, lake and sea history of southwest Scandinavia—a synthesis. *Boreas*. 2009. Vol. 38. P. 732–761.
15. Vorren T.O. and Plassen L. Deglaciation and palaeoclimate of the Andfjord-Vågsfjord area, North Norway. *Boreas*. 2002. Vol. 31. P. 97–125.
16. Winsborrow M.C.M., Andreassen K., Corner G.D., and Laberg J.S. Deglaciation of a marine-based ice sheet: Late Weichselian palaeo-ice dynamics and retreat in the southern Barents Sea re-

- constructed from onshore and offshore glacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*. 2010. Vol. 29. P. 424–444.
17. Jakobsson M., Andreassen K., Bjarnadóttir L.R., Dove D., Dowdeswell J.A., England J.H., Funder S., Hogan K., Ingólfsson Ó., Jennings A., Larsen N. K., Kirchner N., Landvik J.Y., Mayer L., Mikkelsen N., Möller P., Niessen F., Nilsson J., O'Regan M., Polyak L., Nørgaard-Pedersen N., and Stein R. Arctic Ocean glacial history. *Quaternary Science Reviews*. 2014. Vol. 92. P. 40–67.
18. Evzerov V.Ya. and Nikolayeva S.B. *Poyasa kraevykh lednikovyykh obrazovaniy Kolskogo poluostrova* (Marginal glacial formations of Kola region). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 2000. No. 1. P. 61–73. (in Russ.)
19. Pavlidis Yu.A., Bogdanov Yu.A., Levchenko O.V., Murdmaa I.O., and Tarasov G.A. *Novye dannye o prirodnoi obstanovke v Barentsevom more v kontse valdaiskogo lednikov'ya* (New data on the natural environment of the Barents Sea at the end of the Valdai Glaciation). *Okeanologiya (Oceanology)*. 2005. Vol. 45 (1). P. 92–106. (in Russ.)
20. Velichko A.A. and Faustova M.A. *Rekonstruktsiya poslednego pozднеpleistotsenovogo oledeneniya Severnogo polushariya (18–20 tys. let nazad)*. (Reconstruction of the Late Weichselian glaciation of the Northern Hemisphere 18–20 thousand years ago). *Dokl. AN USSR*. 1989. Vol. 309. No. 6. P. 1465–1468. (in Russ.)
21. Velichko A.A., Faustova M.A., and Kononov Y.M. *Geokhronologiya, rasprostraneniye i ob'em oledeneniya Zemli v posledniy lednikoviy maksimum v svete novykh dannykh* (Geochronology, distribution and glaciation volume of the Earth at the last glacial maximum in light of new data). *Stratigrafiya. Geologicheskaya korrelyatsiya*. 2000. Vol. 8. No. 1. P. 3–16. (in Russ.)
22. Gripp K. Die Entstehung der Landschaft Ost-Holsteins. *Meyniana*. 1952. Bd. 1. 1949. S. 119–129.
23. Chebotareva N.S. and Faustova M.A. *Struktura i dinamika poslednego Evropeiskogo lednikovogo pokrova (karta 2)*. (The structure and dynamics of the last European ice sheet. Map 2). *Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyach let (Atlas-monografiya)*. I.P. Gerasimov and A.A. Velichko (eds.). M.: Nauka (Publ.), 1982. C. 36–47. (in Russ.)
24. Marks L. Pleistocene glacial limits in Poland. *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*. Elsevier (Publ.). 2004. P. 298–300.
25. Velichko A.A. and Faustova M.A. *Problemy obosnovaniya maksimalnoi granitsy pozднеpleistotsenovogo oledeneniya na Severe Evrazii*. (Problems of justifying the maximum boundary of late-Pleistocene glaciation in the North of Eurasia). *Razvitiye prirody territorii SSSR v pozdnem pleistotsene i golotsene*. M.: Nauka (Publ.), 1982. C. 7–16. (in Russ.)
26. *Paleoklimaty i paleolandshafty vnetropicheskogo prostranstva Severnogo polushariya. Pozdniy pleistotsen – golotsen: Atlas-monografiya* (Paleoclimate and paleogeography the out-of-tropical space of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene and the Holocene. Atlas-monograph). A.A. Velichko (ed.). M.: GEOS (Publ.), 2009. 120 p.
27. Zotikov I.A. *Postroeniye modeli evropeiskogo pokrovnogo lednika, iskhodya iz razlichii drevnykh i sovremennykh oledeneni* (Model construction building of the European ice sheet, based on the differences between old and recent of ancient glaciations). *Paleogeografiya Evropy v pozdnem pleistotsene. Rekonstruktsiya i modeli. Opytniy maket atlasa-monografii*. M.: VINITI (Publ.), 1973. P. 79–112. (in Russ.)
28. Aseev A.A. *Drevnie materikovye oledeneniya Evropy*. (Ancient mainland glaciation of Europe). M.: Nauka (Publ.), 1974. 320 p.
29. Spiridonov A.I. *Nekotorye osobennosti drevnego lednikovogo pokrova na Russkoi ravnine*. (Some features of the ancient ice sheet on the Russian plain). *Vestnik Moskovskogo Universiteta. Seriya 5. Geografiya*. 1964. No. 6. P. 24–30. (in Russ.)
30. Faustova M.A. *Deglyatsiatsiya i tipy lednikovogo rel'efa na territorii evropeiskoi chasti Rossii*. (Deglaciation and types of glacial relief in the European part of Russia) *Paleogeograficheskaya osnova sovremennykh landshaftov (rezultaty russko-polskikh issledovaniy)*. M.: Nauka (Publ.), 1994. P. 30–40. (in Russ.)
31. Gerasimov I.P. and Markov K.K. *Lednikoviy period na territorii SSSR* (Ice Age in the USSR). *Trudy Instituta geografii*. M.–L.: AN USSR (Publ.), 1939. Vol. 33. 462 p.
32. Velichko A.A. *Etapy stanovleniya aridnoi zony yuga Rossii (po materialam stroeniya lessovo-pochvennoi formatsii Dono-Azovskogo regiona)*. (Stages of the formation of the arid zone of southern Russia based (on the materials of the structure of the loess-soil formation of the Don-Azov region). *Izucheniye i osvoeniye morskikh i nazemnykh ekosistem v usloviyakh arkticheskogo i aridnogo klimata*. Rostov-na-Donu: YuNTs RAN (Publ.), 2011. P. 140–143. (in Russ.)

33. Ehlers Ju., Grube A., Stephan H.-Ju., and Stefan W. Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology*. Ehlers Ju., Gibbard P.L., and Hughes P.D. (eds.). A Closer Look. Elsevier. Amsterdam. 2011. P. 149–162.
34. Valchik M.A., Makkaveyev A.N., and Faustova M.A., Szupryczynski J. *Formirovanie gidroseti Polshi i evropeiskoi chasti Rossii v protsesse deglyatsii* (Drainage net development in the course of deglaciation on the territory of Poland and European Russia) *Paleogeograficheskaya osnova sovremennykh landshaftov. Rezultaty rossiisko-polskikh issledovaniy* (Paleogeographical basis of modern landscapes. Results of Russian-Polish studies). M.: Nauka (Publ.), 1994. P. 40–53. (in Russ.)
35. *Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyach let (Atlas-monografiya)*. (The Paleogeography of Europe over the last hundred thousand years. Atlas-monograph). I.P. Gerasimov and A.A. Velichko (Eds.). M.: Nauka (Publ.), 1982. 175 p.
36. Chebotareva N.S. and Makarycheva I.A. *Poslednee oledenenie Evropy i ego geokhronologiya* (Last glaciation of Europe and its chronology). M.: Nauka (Publ.), 1974. 216 p. (in Russ.)
37. Sanko A.F. *Neopleistotsen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh raionov RSFSR* (Neopleistocene of the North-eastern Belarus and Adjacent Region of the Russia). Minsk: Nauka i Tekhnika (Publ.), 1987: 177 p.
38. Faustova M.A. and Chebotareva N.S. *Belorusskaya SSR i Smolenskaya oblast'. Poslednii lednikovyi pokrov na Severo-Zapade Evropeiskoi chasti SSSR (K VIII kongressu INKVA, Parizh, 1969)*. (Belorussian SSR and Smolensk region. Degradation of the Valdai and Late Glacial History of the Baltic and White Seas). *Poslednii lednikovyi pokrov na severo-zapade Evropeiskoi chasti SSSR* (The last Ice Sheet on the north-west of the Europe part of USSR). M.: Nauka (Publ.), 1969. P. 151–176. (in Russ.)
39. *Struktura i dinamika poslednego lednikovogo pokrova Evropy* (The structure and dynamics of the last ice sheet of Europe). N.S. Chebotareva (Ed.). M.: Nauka (Publ.), 1977. 144 p.
40. Sanko A.F., Velichkevich F.Yu., Rylova T.B., Khursevich G.K., Matveyev A.V., and Karabanov A.K. *Stratigraficheskaya skhema chetvertichnykh otlozheniy Belarusi*. (Stratigraphic chart of quaternary deposits of Belarus). *Litasfera*. 2005. No. 1 (22). P. 146–156. (in Russ.)
41. Faustova M.A. and Kozlov D.N. *Geologo-geomorfologicheskoe stroenie raiona issledovaniy* (Geological and geomorphological structure of the research area). *Dinamika lesnykh ekosistem yuga Valdaiskoi vyzvyshennosti v pozdnem pleistotsene i golotsene*. M.: Geos (Publ.), 2011. P. 9–14. (in Russ.)
42. Velichko A.A., Faustova M.A., Gribchenko Yu.N., Pisareva V.V., and Sudakova N.G. Glaciations of the East European Plane – distribution and chronology. *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*. Elsevier (Publ.). 2004. P. 337–354.
43. Puzachenko Yu.G. and Kozlov D.N. *Geomorfologicheskaya istoriya razvitiya Tsentralno-Lesnogo zapovednika* (Geomorphological history of the development of the Central Forest Reserve). *Kompleksnye issledovaniya razvitiya v Tsentralno-Lesnom gosudarstvennom prirodnom biosfernom zapovednike: ego proshloe, nastoyashchee i budushchee. Tr. Tsentralno-Lesnogo zapovednika*. Tula: Grif i Ko (Publ.), 2007. Vol. 4. P. 125–157. (in Russ.)
44. *Poslednii evropeiskii lednikovyi pokrov. K VII kongressu INKVA (SShA, 1965)* (The last European ice sheet. INQUA VII Congress, USA, 1965). M.: Nauka (Publ.), 1974. 216 p.
45. *Poslednii lednikovyi pokrov na Severo-Zapade Evropeiskoi chasti SSSR. K VIII kongressu INQUA (Parizh, 1969)*. (The last ice sheet in the Northwest of the European part of the USSR. INQUA VIII Congress, Paris, 1969). M.: Nauka (Publ.), 1969. 322 p.
46. Arslanov Kh.A., Auslander V.G., Gromova L.I., Zubkov A.I., and Khomutova V.I. *Paleogeograficheskie osobennosti i absolyutnyi vozrast maksimalnoi stadii valdaiskogo oledeneniya v raione Kubenskogo ozera* (Paleogeographic features and the absolute age of the maximum stage of Valdai glaciation in the area of The Lake of Kubena). *Doklady AN SSSR*, 1970. Vol.195. No. 6. P. 1395–1398. (in Russ.)
47. Lunkka J., Saarnisto M., Gey V., Demidov L., and Kiselova V. Extent and age of the Last Glacial Maximum in the south-eastern sector of the Scandinavian Ice Sheet. *Global and Planetary Chang.* 2001. Vol. 31. P. 407–425.
48. Makkaveyev A.N. *Rel'efoobrazuyushchaya rol' Belozerskogo lednika na primere okrestnostei Ferapontovo (Kirillovskii raion Vologodskoi oblasti)*. (Relief-forming role of the Belozher glacier on the example of the vicinity of Ferapontovo. (Kyrillovsky district of Vologda region). In: *Ekologicheskie i inzhenerno-geomorfologicheskie problemy Vologodskoi oblasti*. 1993. P. 91–101. (in Russ.)

49. *Karta chetvertichnykh otlozhenii Evropeiskoi chasti SSSR. M-b 1: 1.5 mln.* (Map of the quarterly deposits of the European part of the USSR m-ba 1: 1.5 million). Krasnov I.I. (Ed.). M.: Ministerstvo geologii SSSR (Publ.), 1974.
50. Demidov I.N., Houmark-Nielsen M., Kjær K.H., Larsen L., Lyså A., Funder S., Lunkka J.P., and Saarnisto M. Valdaian glacial maxima in the Archangelsk district of Northwest Russia. *Quaternary glaciations extent and chronology. Part 1: Europe*. Ehlers Ju. and Gibbard P.L (eds.). Elsevier (Publ.). 2004. P. 321–336.
51. Devyatova E.I. *Prirodnaya sreda pozdnego pleistotsena i ee vliyanie na rasselenie cheloveka v Severo-Dvinskoy basseine i v Karelii* (The natural environment of the Late Pleistocene and its impact on human settlement in the North-Dvin basin and in Karelia). Petrozavodsk: Kareliya (Publ.), 1982. 156 p.
52. Ostanin V.E., Atlasov R.R., Bukreev V.A., and Levin N.V. *Kraevye obrazovaniya i granitsa valdaiskogo oledeneniya v basseine r. Vagi* (Edge Formations and the boundary of Valdai glaciation in the Vagi Basin). *Geomorfologiya (Geomorphology RAS)*. 1979. No. 1. P. 72–76. (in Russ.)
53. Larsen E., Lyså A., Demidov I., Funder S., Houmark-Nielsen M., and Kjaer K. Age and extent of the Scandinavian Ice Sheet in north-west Russia. *Boreas*. 1999. Vol. 28. P. 115–132.