

Научные сообщения

УДК 551.435.4→551.89(470.2)

© 2013 г. Н.В. КАРПУХИНА

**ОСОБЕННОСТИ ДЕГРАДАЦИИ ОСТАШКОВСКОГО
ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА В ПРЕДЕЛАХ
ЧУДСКО-ПСКОВСКОЙ НИЗМЕННОСТИ**

Территория Чудско-Псковской низменности является классическим районом для изучения гляциального рельефа, формирование которого, главным образом, связано с деградацией последнего (осташковского¹) ледникового покрова. Поэтому данная территория не одно десятилетие привлекает к себе внимание исследователей, занимающихся вопросами дегляциации [1–8 и др.].

Постановка проблемы

Район исследования расположен на северо-западе Восточно-Европейской равнины, в пределах Чудско-Псковской низменности. Общий характер рельефа низменности и сопредельных территорий равнинный, абс. высоты не превышают 200 м. С востока и запада низменность ограничена возвышенностями: Ижорской, Лужской, Судомской, Пандивере, Отепя, Хаанья (рис. 1). Границы между низменностью и возвышенностями плавные, на севере находятся на отметках около 40 м, на юге около 120 м. Изменение высотного положения границ низменности связано со ступенчатым повышением ее территории в южном направлении. Максимальная амплитуда колебания относительных высот в пределах описываемой территории около 100 м.

Особенность рельефа низменности – сочетание относительно плоских участков озерно-ледниковых равнин с фестонообразными полосами холмисто-грядового рельефа краевых образований. Здесь четко выделяются семь комплексов краевых образований (Островский, Псковский, Талабский, Ремдинский, Раскопельский, Гдовский и Невский) и две озерно-ледниковых равнины (Чудская (Приозерная) и Псковская). Островский краевой комплекс соответствует лужской стадии осташковского оледенения, а Невский – одноименной невской стадии. Краевые комплексы, находящиеся между этими стадиями, фиксируют фазы отступления ледника лужской стадии (рис. 1).

Несмотря на достаточно хорошую изученность этой территории, ряд вопросов, связанных с деградацией осташковского ледникового покрова остаются нерешенными или дискуссионными: о типе дегляциации, о местоположении и абсолютном возрасте стадий и фаз последнего оледенения [3, 4, 9, 11–16 и др.]. В существующих региональных схемах миграции приледниковых водоемов [1, 17–21], формировавшихся в ходе деградации последнего ледника, практически отсутствуют фактические данные по

¹ В русской литературе осташковское оледенение также называется поздневалдайским, в зарубежной – поздневислинским.

территории РФ (четкие высоты уровней, пространственное положение береговых образований и т.п.).

Цель статьи – реконструировать характер отступления ошашковского ледника в пределах Чудско-Псковской низменности.

Материалы и методы исследования

При изучении характера дегляциации использовалась совокупность различных методов, ключевым из которых стал – геоморфологический анализ, позволивший провести ГИС-моделирование палеогеографической обстановки в течение основных стадий и фаз деградации ледника.

Положение активного края ледника во время дегляциации было определено на основе пространственного положения комплексов краевых образований (рис. 1). Области распространения мертвого льда устанавливались по специфическим морфологическим комплексам, сформировавшимся в условиях таяния мертвого льда (озы, камы, области распространения холмисто-западного рельефа абляционной морены).

Большое внимание было уделено выявлению и диагностике береговых образований приледниковых водоемов (береговых валов; подножий абразионных уступов; скоплений валунов, расположенных в виде полос; пространственному положению прибрежной фации озерно-ледниковых отложений).

При палеорекострукции важное значение приобретает корреляция результатов, определяющих положение уровня озер на разных стадиях и фазах их развития. Стоит отметить, что береговых образований в пределах исследуемой территории, особенно в пониженной ее части, встречается немного, поэтому их корреляция усложняется. Данное обстоятельство связано с наличием больших массивов мертвого льда формировавшего в течение деградации ледникового покрова. Кроме того, подобная корреляция усложняется и тем, что в последледниковые

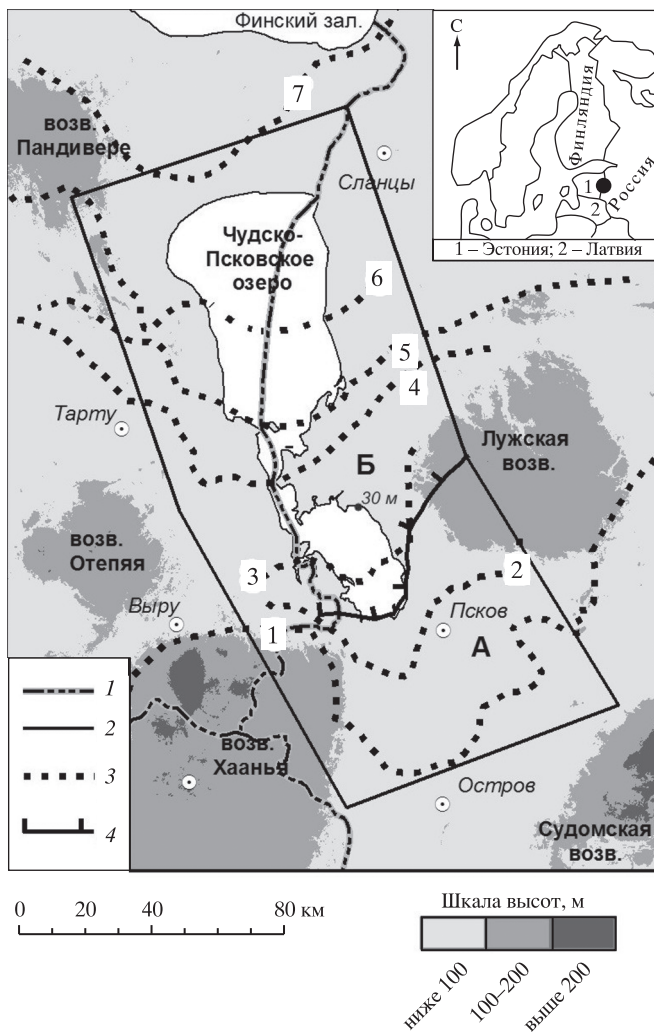


Рис. 1. Схема пространственного положения краевых ледниковых образований в пределах Чудско-Псковской низменности

Границы: 1 – государственные, 2 – исследуемой территории; 3 – краевые комплексы (1 – Островский, 2 – Псковский, 3 – Талабский, 4 – Ремдинский, 5 – Раскопелский [8, 9 с доп. автора], 6 – Гдовский, 7 – Невский [10 с доп. автора]); 4 – граница между озерно-ледниковыми равнинами (А – Псковской, Б – Чудской)

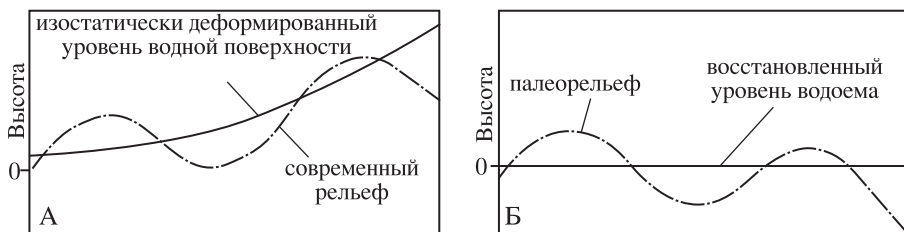


Рис. 2. Схематичное изображение современной и палеоперфорности для региона, подвергнувшегося ледниковой нагрузке [22]

Положение одновозрастных береговых образований: А – современное приледникового водоема, Б – истинное высотное после снятия эффекта познеледникового поднятия

территория испытала гляциоизостатическое поднятие, в результате чего одновозрастные береговые образования оказались на разных гипсометрических уровнях (рис. 2А).

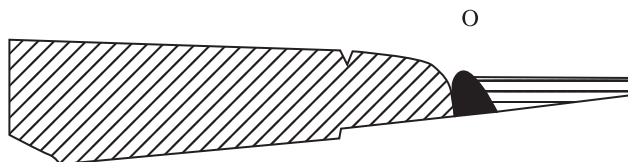
С целью определения истинного высотного положения палеоводоема необходимо было рассчитать вероятные уровни приледниковых водоемов у южных и северных их берегов (рис. 2Б). Для этого были использованы, имеющиеся сведения об абс. высотах береговых образований и параметры познеледникового поднятия (средняя величина гляциоизостатического поднятия и его азимут) в пределах исследуемой территории. По данным [19], средняя величина гляциоизостатического поднятия территории в пределах восточной Эстонии равна 5 см на 1 км при азимуте максимального гляциоизостатического поднятия – 326°. Эти показатели были подтверждены результатами бурения в устьях речных долин рр. Эмайыги, Ахья, Обдех [23], также они хорошо согласуются с аналогичными параметрами, установленными по береговым формам рельефа западного побережья Чудско-Псковского озера [24]. Выделение уровней приледниковых озер для восточной Эстонии и сопредельных территорий с учетом вышеописанных параметров осуществлялась и ранее [19–21], но, к сожалению, в их основу были положены материалы, главным образом, собранные по территории Эстонии.

Благодаря модулю Spatial Analyst программы ArcGIS Desktop 9.3., гипсометрические уровни палеоводоемов были выделены из цифровой модели рельефа (SRTM). Следует отметить, что рассчитанные нами уровни частично совпали с уровнями, определенными предыдущими исследователями [19 – 21]. Кроме этого, в ходе последующих полевых исследований, проводившихся с учетом полученных нами данных о реконструированных уровнях были обнаружены ранее неописанные береговые формы рельефа этих озер, что также свидетельствует о достоверности полученных результатов (рис. 3).

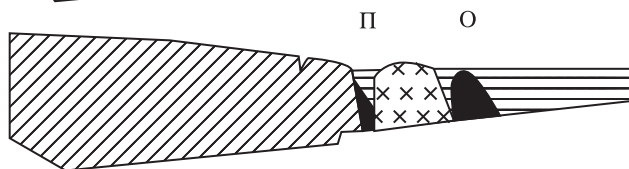
Использование описанных выше методических приемов позволило создать серию карт, характеризующих палеогеографическую обстановку деградации ошастковского ледникового покрова в пределах исследуемой территории. В полученную модель была добавлена ЦМР, символизирующая положение приледникового водоема относительно современного рельефа района исследования. Все карты были созданы в среде программы ArcGIS Desktop 9.3.

Данные, касающиеся абсолютного возраста стадий (лужской, невской) и фаз (талабской, раскопельской, гдовской), были привлечены со смежных территорий [12, 15, 16, 25]. В настоящее время в пределах восточной Эстонии хорошо датированы такие стадии и фазы как хаанья, отепья, пийрисаар, кауы, пандевере. Они хорошо коррелируют с вышеуказанными стадиями и фазами в пределах исследуемой нами территории. Исходя из этих сведений, была рассчитана средняя скорость отступления ледника (около 0.09 км/г) и определен приблизительный возраст для псковской и ремдинской фаз лужской стадии (рис. 4).

Лужская стадия
15.7–14.7 тыс. Ка до н.в.
[12, 15, 25]



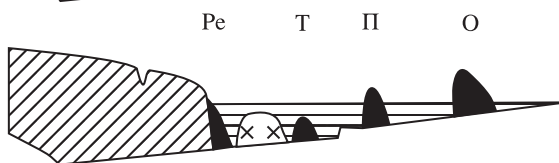
Псковская фаза
15.3–15.0 тыс. до н.в.
(исходя из расчета
ср. скорости
отступления ледника)



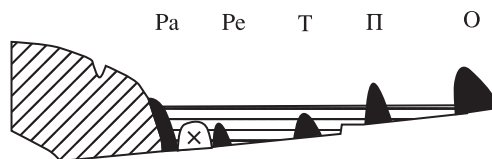
Талабская фаза
14.7–14.5 тыс. Ка до н.в.
[12, 15]



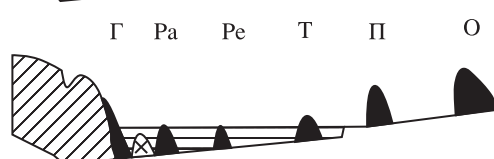
Ремдинская фаза
14.4–14.3 тыс. до н.в.
(исходя из расчета
ср. скорости
отступления ледника)



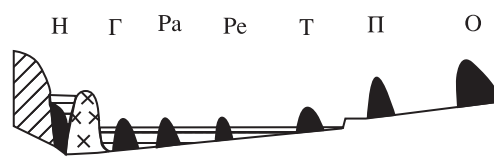
Раскопельская фаза
14.0 тыс. Ка до н.в.
[20]



Гдовская фаза
13.8 тыс. Ка до н.в.
[20]



Невская фаза
>13.3 тыс. Ка
[15, 20, 25]



Паливере стадия
12.8–12.7 тыс. Ка
[15, 25]

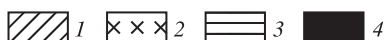
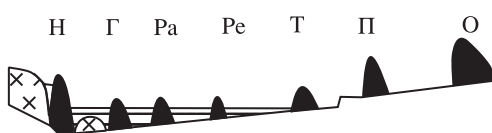


Рис. 3. Схема деградации останков ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности
Лед: 1 – активный, 2 – мертвый; 3 – приледниковый водоем; 4 – краевые комплексы (О – Островский, П – Псковский, Т – Талабский, Рем – Ремдинский, Ра – Раскопельский, Г – Гдовский, Н – Невский)

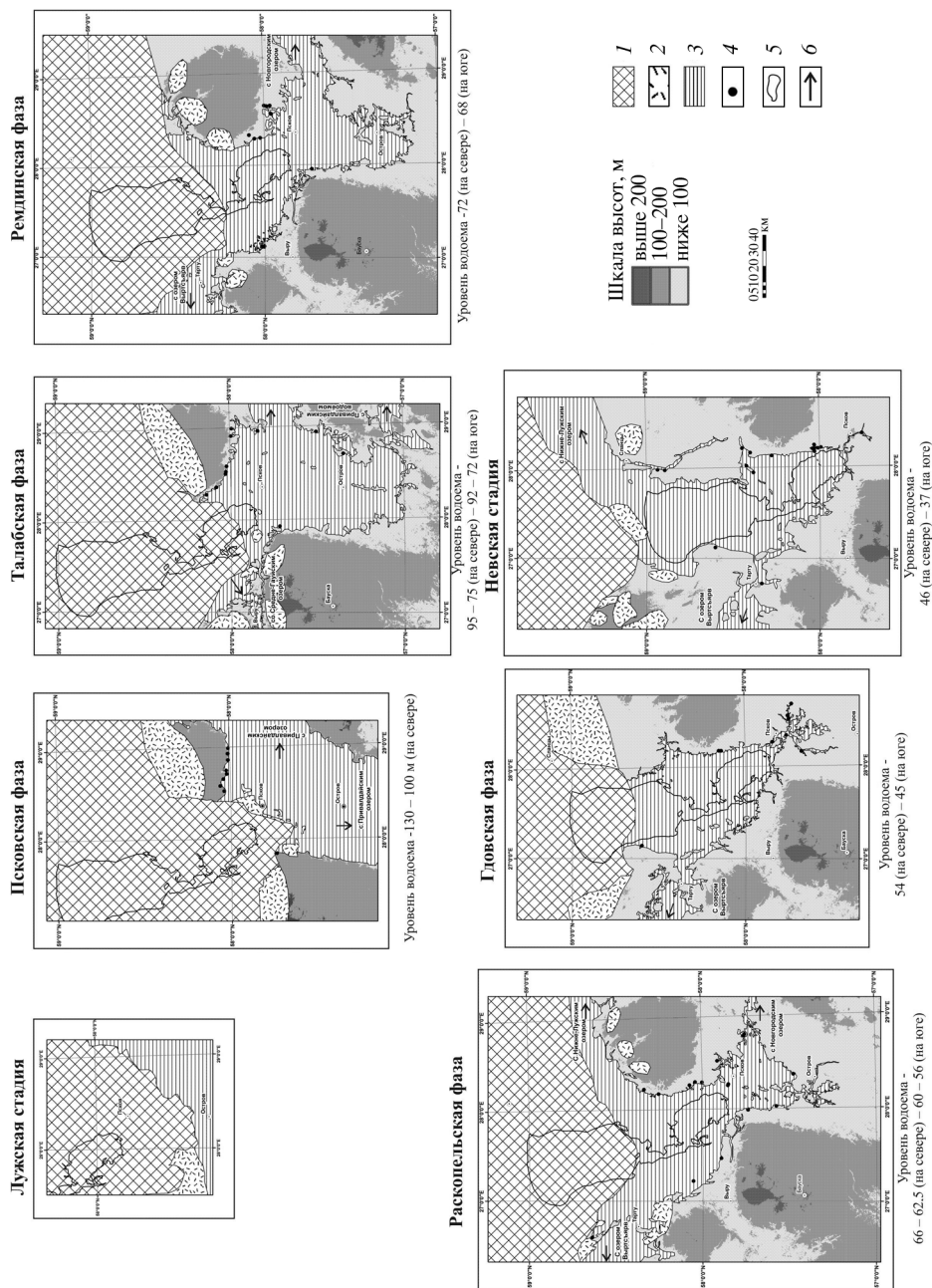


Рис. 4. Палеогеографическая модель деградации остаткового ледникового покрова в пределах Чудско-Псковской низменности и сопредельных территорий *Области распространения льда*: 1 – активного, 2 – мертвого, 3 – приледниковые водоёмы; 4 – местоположение береговых образований и прибрежных фаций озерно-ледниковых отложений; 5 – современная береговая линия Чудско-Псковского озера; 6 – направления соединения приледниковых озёр Чудско-Псковской низменности с другими приледниковыми водоёмами

Результаты и их обсуждение

Окончательное отступление осташковского ледника происходило в интервале от лужской до невской стадии и было связано с деятельностью Нижневеликорецкого языка Псковско-Великорецкой ледниковой лопасти Чудского потока [5, 6, 8 и др.].

В результате активизации ледниковых масс Чудского потока в *лужскую (хаанья – эст.²) стадию* сформировался Островский комплекс краевых образований. Фронтальная зона этого комплекса представлена конечными моренами напорного и насыпного типа с включением отторженцев. Палеогеографическая обстановка и возраст лужской стадии отображены на рис. 3, 4.

В связи с дальнейшим потеплением климата, отступление края ледника протекало достаточно быстро. Для территории Чудско-Псковской низменности была характерна фронтальная дегляциация рецессивного типа [6, 8] при отрицательном балансе массы ледника, на что указывают фестонобразный рисунок краевых комплексов в плане (рис. 1) и составляющие их формы рельефа: насыпные конечно-моренные гряды и маргинальные образования. На возвышенностях, окружающих низменность, преобладала ареальная дегляциация, о чем говорит широкое развитие внутриледниковых флювио- и лимногляциальных форм рельефа, а также наличие холмисто-западинного рельефа абляционной морены.

Особо следует отметить влияние морфологии рельефа кровли коренных пород на характер дегляциации ледника в пределах Чудско-Псковской низменности, а именно, наклон ее поверхности на север. Этот эффект усиливался в эпоху наступания ледника вследствие гляциоизостатического прогибания его ложа и гляциоизостатического поднятия в эпоху деградации, что способствовало формированию обширных приледниковых водоемов у края ледника (рис. 3, 4).

После отступления ледника от Островского краевого комплекса между ним и краем ледника образовалось поле мертвого льда, о наличии которого можно судить по холмисто-западинному рельефу абляционной морены, наблюдаемому севернее этого комплекса. Первоначально дно приледникового водоема было выстлано мертвым льдом, который быстро таял под воздействием его вод. Уровень водоема был довольно высоким, об этом свидетельствует наложение лимногляциальных осадков (ленточных глин) на отложения Островского краевого комплекса.

В *псковскую фазу* деградации, активный край ледника сместился на “линию” Псковских краевых образований (рис. 4). Псковский краевой комплекс представлен, преимущественно, маргинальными флювиокамами, сформировавшимися в зоне контакта активного и мертвого льда. Палеогеографическую обстановку данного этапа деградации ледникового покрова иллюстрирует рис. 3.

Уровень приледникового водоема здесь понижался от 130 до 100 м абс. отметки (с продолжительной остановкой на отметке 100–105 м), о чем свидетельствует высотное положение подножий абразионных уступов в пределах возвышенностей Лужская и Хаанья, южные склоны которых к этому времени уже освободились ото льда. Приледниковый водоем Чудско-Псковской низменности сообщался с Привалдайским приледниковым водоемом через пролив между Лужской и Судомской возвышенностями.

К этому времени относится и начало формирования Псковской озерно-ледниковой равнины, абразионный уровень которой формируется по окраинам приледникового водоема, а аккумулятивный – в пониженной части Чудско-Псковской низменности.

Подобного рода процессы происходили и в последующие этапы отступления осташковского ледника (рис. 3, 4). Тем не менее, коротко остановимся на характере миграции приледниковых водоемов на этих этапах.

В *талабскую (отеня – эст.) фазу* (рис. 3) сохранялось соединение Чудско-Псковского приледникового водоема на востоке с Привалдайским приледниковым водоемом. Кроме этого, открылся новый пролив со Среднегауйским озером через

² Названия стадий и фаз, принятые на территории Эстонии.

понижение между возвышенностями Хаанья и Отепя, о чем свидетельствует терраса, сложенная флювио- и лимногляциальными отложениями в долине пра-Пиузы на уровне 95 м [26]. По проливу сток из озера направлялся на запад в район р. Гауя [1]. Полученные данные, хорошо согласуются с материалами других авторов [1, 19, 20]. Когда уровень озера упал до 75–76 м абс., сток воды к западу постепенно уменьшился, а затем полностью прекратился, поскольку днище долины находится на высоте около 75 м, соединяющей Пиузаскую и Вырусскую долины [1]. Полностью связь с приледниковым бассейном в районе р. Гауя была прервана позже, когда край ледника покинул Талабскую краевую зону и уровень водоема понизился до 67–68 м абс., об этом можно судить по выклиниванию одной из террас в долине р. Пиузы на высоте 67 м [26].

Таким образом, открытие нового пролива на запад спровоцировало резкое понижение уровня приледникового водоема в пределах Чудско-Псковской низменности – от 95 до 75 м абс., с задержкой на высоте 80–82 м абс. у активного края ледника и около 78 м абс. у южной окраины исследуемой территории. В акватории этого приледникового озера появились острова – вышедшие из-под воды гряды и холмы Островского и Псковского комплексов краевых образований, а также эрозионные останцы доледникового рельефа. С этой фазы (талабской) начала формироваться и Чудская озерно-ледниковая равнина (рис. 1).

В течение *ремдинской фазы* деградации ледника уровень приледникового водоема находился на абс. высотах 72 м (на севере) – 68 м (на юге) относительно современного рельефа (рис. 3, 4). Чудско-Псковский приледниковый водоем по-прежнему соединялся с Привалдайским водоемом по понижению между Лужской и Судомской возвышенностями. В это же время открывается новый пролив на запад, располагавшийся между возвышенностью Отепя и краем ледника, с приледниковым бассейном озера Вьртсъярв. В акватории приледникового водоема ремдинской фазы в связи с выходом из-под воды конечно-моренных холмов и гряд краевых образований предыдущих фаз лужской стадии также встречались отдельные острова и их группы.

В *раскопельскую (пийрисаар – эст.) фазу* деградации ледника уровень приледникового озера понизился до 66–62.5 м абс. у активного края ледника и до 60–56 м абс. у южной окраины приледникового водоема (рис. 3, 4). Положение береговой линии водоема на данном этапе деградации в современном рельефе фиксируется береговыми формами рельефа, террасами р. Пиузы (60–62 м [20]) и Ахья (61.5–62.5 м [20]), прибрежными фациями лимногляциальных отложений.

В это время Чудско-Псковский приледниковый водоем практически перестал контактировать с Привалдайским водоемом. Однако у него сохранялась связь с озером Вьртсъярв, а также установилось новое соединение с Нижне-Лужским приледниковым озером. К аналогичным данным пришли и др. исследователи [17, 19, 20]. В пределах акватории этого приледникового озера появились острова в районе Саадъярвского друмлинового поля, а также краевых образований предыдущих стадий и фаз регрессировавшего оледенения.

Гдовская (кауы – эст.) фаза деградации ледника лужской стадии характеризовалась незначительным понижением уровня приледникового озера, что связано с ограниченным стоком из палеоводоема (рис. 3, 4). Приледниковый водоем сохранял слабую связь лишь с приледниковым озером Вьртсъярв. Наши данные по этому вопросу также согласуются с результатами [17, 19, 20]. Уровень водоема фиксируется на абс. отметках 54 м на севере и 45 м на юге. Высотное положение береговой линии определено по абразионным и аккумулятивным формам рельефа, а также террасам в долинах рр. Пиузы и Ахья. В акватории Чудско-Псковского приледникового водоема встречались острова, наиболее крупные из которых были сосредоточены в его западной части. В течение гдовской фазы время вышли из-под воды друмлины в районе г. Пскова, на склонах которых сохранились следы древних береговых линий.

Следующая остановка края ледника проходила несколько севернее “линии” Невского краевого комплекса (рис. 1, 3, 4). На данном этапе, деградация ледникового

покрова была прервана крупной подвижкой активного края ледника, таким образом, началась *невская (пандивере – эст.) стадия* осташковского оледенения. В результате этого произошло образование конечно-моренных гряд, а проксимальные склоны маргинальных образований оказались дислоцированными. Стоит отметить, что у границы активного края ледника существовали большие поля мертвого льда, таяние которого привело к образованию озов, камов и холмисто-западинного рельефа абляционной морены. Именно поэтому краевые образования Невской стадии отличаются от краевых образований Островского комплекса, формировавшихся на свободной территории от мертвого льда.

Палеогеографическая обстановка во время невской стадии представлена на рис. 3. Уровень приледникового водоема в это время был на абс. выс. от 46 м на севере до 37 м на юге. Положение береговой линии приледникового озера на данном этапе фиксируется абразионными и аккумулятивными формами рельефа, а также высотой выклинивающихся террас в долинах рр. Ахья, Пиуза, Великая, Черёха.

На западе приледниковый водоем невской стадии по-прежнему контактировал с приледниковым озером Выртсьярв [20] или озером А1 [27]. Помимо этого открылось новое соединение на северо-востоке через Лужско-Наровскую низину с Нижне-Лужским бассейном. Полученные нами данные согласуются с результатами др. исследователей [1, 17–20, 27, 28].

Следующая обстановка ледника наблюдается за пределами территории исследования (*стадия паливере*). В это время севернее Невского краевого комплекса располагались большие поля мертвого льда (рис. 4), где формировались лимногляциальные камы, а также участки холмисто-моренного рельефа абляционной морены.

Таким образом, окончательная деградация осташковского ледникового покрова в пределах исследуемой территории произошла с 15700 ка по 13300 ка л. н. (рис. 4).

Важно отметить, что на окружающих Чудско-Псковскую низменность ледораздельных возвышенностях процессы дегляциации начинались немного раньше (рис. 3) и протекали по ареальному типу, что доказывается наличием гляциоморфологических комплексов сформировавшихся в условиях таяния мертвого льда.

После отступления льдов от северного склона возвышенности Пандивере, произошло важное с палеогеографической точки зрения событие – соединение бассейнов располагавшихся западнее и восточнее возвышенности Пандивере. Д.Д. Квасов и И.И. Краснов предполагают принять это событие за начало образования единого Балтийского ледникового озера [29]. Приледниковый водоем, располагавшийся в это время в пределах исследуемой территории, понизил свой уровень, высота которого с тех пор определяется отметкой порога стока в истоках р. Нарвы [18].

В начале голоцена уровень воды в Балтийском ледниковом озере понизился столь значительно, что котловина Псковского озера и южная часть котловины Чудского озера осушились, и озеро сохранилось лишь в северной части Чудской котловины. Образовалось так называемое Малое Чудское озеро [1] или Старое Пейпси [30]. Согласно с исследованиями Т. Hang и др., в это время уровень озера находился на 20 м абс. [31]. Река Великая впадала в Чудское озеро, а Пиуза, Выханду и другие реки, впадающие в настоящее время в Псковское озеро, являлись ее притоками [1]. Доказательством этого служат данные полученные при изучении болот Мурака, Сели, Пухату и Корсаков Мох, указывающие на существование отдельных изолированных озер, где накопление органогенных озерных отложений началось уже в пребореале [18].

Из-за неравномерного гляциоизостатического поднятия котловины Чудско-Псковского озера после отступления ледника, озеро начало постепенно расширяться к югу, что привело к поднятию грунтовых вод. Последнее, в свою очередь, обусловило интенсивное торфообразование в прибрежных болотах [18]. Трансгрессия Чудско-Псковского озера в южном направлении продолжается и в настоящее время. В соответствии с картой вертикальных тектонических движений Эстонии [32] видно, что северное побережье поднимается со скоростью 0.2–0.4 мм/г, в то время как южное опускается со

скоростью 0.8 мм/г [33]. Об этом свидетельствует и постепенное подтопление дельты и низовьев долины р. Великой, и преобразование ее на отрезке от устья р. Черёхи до впадения в Псковское озеро в залив эстуарного типа [34].

Выводы

1. Особенности деградации ошашковского оледенения в пределах Чудско-Псковской низменности были предопределены характером кровли коренных пород в совокупности с дифференцированными гляциоизостатическими движениями. Это нашло отражение во фронтальном типе деградации в пределах низменности и ареальном – на окружающих ее возвышенностях и, как следствие, в формировании специфических гляциоморфологических комплексов.

2. Анализ морфологии и внутреннего строения комплексов краевых образований позволяет судить о динамике ледникового покрова: о его остановках или подвижках на фоне деградации ледника.

3. Рассчитан абсолютный возраст псковской (15.3–15.0 тыс. л. н.) и ремдинской (14.4–14.3 тыс. л. н.) фаз лужской стадии.

4. В пределах территории выделено 6 разновозрастных приледниковых водоемов на уровнях (в абс. м): псковская фаза – 130–100 (на севере); талабская – 95–75 (на севере) – 92–72 (на юге); ремдинская – 72 (на севере) – 68 (на юге); раскопельская – 66–62.5 (на севере) – 60–56 (на юге); гдовская – 54 (на севере) – 45 (на юге); нельская стадия – 46 (на севере) – 37 (на юге). При этом впервые был установлен уровень приледникового водоема в псковскую фазу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Раукас А.В., Ряхни Э.Э. О геологическом развитии впадины и бассейнов Чудского и Псковского озер // Изв. АН ЭССР. Сер. химия–геология. 1969. № 2. С. 113–127.
2. Раукас А., Ряхни Э., Мишдел А. Краевые ледниковые образования северной Эстонии. Таллин: Валгус, 1971. 226 с.
3. Малаховский Д.Б. Геоморфология и история плейстоцена северо-запада РСФСР: Дис. ... док. геогр. наук. М.: МГУ, 1972. 353 с.
4. Баканова И.П. Этапы деградации последнего оледенения в бассейнах озер Псковского и Ильмень и их значение для стратиграфии четвертичных отложений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Л.: ЛГУ, 1973. 27 с.
5. Асеев А.А. Древние материковые оледенения. М.: Наука, 1974. 319 с.
6. Аболтиньш О.П., Даниланс И.Я., Ильин Е.А. и др. Структура и динамика последнего ледникового покрова Европы. М.: Наука, 1977. С. 44–54.
7. Серебрянный Л.Р. Динамика покровного оледенения и гляциоэвстазия в позднечетвертичное время. М.: Наука, 1978. 268 с.
8. Татарников О.М. Рельеф и палеогеография Псковской области. Псков: ПГПУ, 2007. 127 с.
9. Исаченков В.А. Динамическая структура плейстоценовых ледников и некоторые особенности формирования камов северо-запада Русской равнины // Строение и формирование камов. Таллин: ИГ АН ЭССР, 1978. С. 152–159.
10. Rattas M., Kalm V. Classification and areal distribution of glaciotectonic features in Estonia // Geol. Quart. 1999. V. 43. 2. P. 177–182.
11. Raukas A., Aboltins O., Gaigalas A. Current state and new trends in the Quaternary geology of the Baltic States // Proc. Estonian Acad. Sci. Geol. 1995. V. 44. № 1. P. 1–14.
12. Raukas A., Kalm V., Karukapp R., Rattas M. Pleistocene Glaciations in Estonia // Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 83–91.
13. Raukas A. Progress in Estonia Quaternary stratigraphy during the last decade // Geologija. Vilnis: 2003. V. 41. P. 36–43.
14. Raukas A. When and how did the continental ice retreat from Estonia? // Quaternary International. 2009. V. 207. P. 50–57.
15. Kalm V. Pleistocene chronostratigraphy in Estonia, southeastern sector of the Scandinavian glaciations // Quaternary Science Reviews. 2006. V. 25. P. 960–975.

16. *Kalm V.* Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // *Quaternary Science Reviews*. 2012. V. 44. P. 51–59.
17. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.
18. *Квасов Д.Д., Мартинсон Г.Г., Паукас А.В.* История Ладожского, Онежского, Псковско-Чудского озер, Байкала и Ханки // *История озер СССР*. Л.: Наука, 1990. Т. 4. 280 с.
19. *Hang T., Miidel A., Pirrus R.* Late Weichselian and Holocene water-level changes of Lake Peipsi, eastern Estonia // *PACT*. 1995. V. 50. P. 121–131.
20. *Rosentau A., Hang T., Miidel A.* Simulation of the shorelines of glacial Lake Peipsi in Eastern Estonia during the Late Weichselian // *Geological Quarterly*. 2004. V. 48 (4). P. 299–307.
21. *Rosentau A.* Development of proglacial lakes in Estonia (thesis of dissertation for the degree of Doctor Philosophy (in Geology). Univ. of Tartu. 2006. 113 p.
22. *Leverington D.W., Teller J.T., Mann J.D.* A GIS method for reconstruction of late Quaternary landscapes from isobase data and modern topography // *Computers & Geosciences*. 2002. V. 28. P. 631–639.
23. *Miidel A., Hang T., Pirrus R., Liiva A.* On the development of the southern part of Lake Peipsi in the Holocene // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 1995. V. 44. (1). P. 33–44.
24. *Либлик Т.* О древних береговых образованиях на западном побережье Чудского озера // *Уч. зап. ТартГУ. Тр. по географии*. 1969. Вып. 6. С. 3–18.
25. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: a Closer Look* // *Developments in Quaternary science*. 2011. V. 15. P. 95–104.
26. *Miidel A., Jaani A. et al.* Lake Peipsi. Geology. Inst. of geology at Tallinn techn. univ. Tallinn: Sulemees publ., 1999. P. 21, 118.
27. *Пярна К.Т.* О геологии Балтийского приледникового озера и крупных местных приледниковых озер на территории Эстонии: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Таллин: Ин-т геологии АН ЭССР, 1962. С. 1–21.
28. *Vassiljev J., Saarse L., Miidel A.* Simulation of proglacial lake shore displacement in Estonia // *Geological Quarterly*. 2005. V. 49 (3). P. 253–262.
29. *Квасов Д.Д., Краснов И. И.* Основные проблемы изучения истории приледниковых озер северо-запада европейской части СССР // *М-лы к симпозиуму по истории озер Северо-Запада*. Л.: Лаб. озераведения ЛГУ, 1965. С. 3–9.
30. *Orviku K.* Peipsi järve minevikust // *Rahva Hääl*. 1959. V. 214. P. 11.
31. *Hang T., Miidel A., Kalm V., Kimmel K.* New data on the distribution and stratigraphy of the bottom deposits of lake Peipsi, eastern Estonia // *Proc. Estonian Acad. Sci. Geol.* 2001. V. 50 (4). P. 233–253.
32. *Vallner L., Sildvee H., Torim A.* Recent crustal movements in Estonia // *Geodynamics*. 1988. V. 9. P. 215–233.
33. *Tavast E.* Changing factors of the coasts of Lake Peipsi, North-Eastern Europe // *Quaternary Int.* 2009. V. 207. P. 130–136.
34. *Карпукхина Н.В., Татарников О.М.* Генезис и эволюция Псковско-Чудской впадины // *Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты / VI Щукинские чтения*. М.: Геогр. ф-т МГУ, 2010. С. 432–433.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
16.11.2012

CHARACTERISTIC FEATURES OF THE OSTASHKOV ICE SHEET DEGRADATION WITHIN CHUDSKO-PSKOVSKAYA LOWLAND

N.V. KARPUKHINA

Summary

The model of the Ostashkov ice sheet degradation was created on the basis of geomorphologic and GIS analyses. The model was made for Chudsko-Pskovskaya lowland, for the Luga (Haanja) – Neva (Pandivere) stages. Frontal type of deglaciation was proved for lowland properly and the areal type – for surrounding uplands. Numerous evidences of specific glaciomorphologic complexes of marginal formations helped analyzing ice sheet dynamics. The absolute ages were calculated for Pskov (15 000–15 100 BP) and Remda phases (14 400–14 300 BP), both belonging to the Luga stage. Based on spatial analysis of coastal landforms within the Russian Federation, proglacial lake levels were determined. For the Pskov stage it was made for the first time.