

УДК 551.435.42(476)

ЗНАЧЕНИЕ РЕЛЬЕФА В ВОЗНИКНОВЕНИИ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН В БЕЛАРУСИ

М. Е. КОМАРОВСКИЙ¹⁾

¹⁾Белорусский государственный университет,
пр. Независимости, 4, 220030, г. Минск, Беларусь

Рельеф ледникового субстрата предопределяет расположение ложбин как в обширных регионах, так и на конкретных сравнительно ограниченных участках. В региональном масштабе топографический фактор проявился в заложении ложбин в более расчлененных северном и западном районах Беларуси. Здесь рельеф сыграл ключевую роль в возникновении Видзовского, Полоцкого и Суражского экзарационно-эрозийных понижений и обособлении разделяющих их поднятий. Распространение этих крупнейших форм ледниковой эрозии связано с региональной картиной течения ледника в топографических понижениях, усилением эрозии ледникового ложа, которая развивалась под ледниковыми потоками и лопастями Скандинавского ледникового покрова. В расположении ложбин на конкретных сравнительно ограниченных участках ведущую роль играли степень и характер расчленения рельефа, размер, уклон и ориентировка депрессий, речные палеодолины, поднятия, уступы и др. Их значение для возникновения ложбин заключалось в определении локальной картины ледникового течения и участков, где концентрировались напряжения у ложа и усиливалась ледниковая эрозия. Формирование подледных водно-эрозийных ложбин было возможным в понижениях и пересеченном рельефе ледникового ложа, способствовавших накоплению талых вод, образованию подледных озер, а также концентрации талых вод в подледные русла.

Ключевые слова: ледниковые ложбины; глициодепрессии; рельеф ледникового ложа; топографический фактор; Скандинавский ледниковый покров.

Образец цитирования:

Комаровский М.Е. Значение рельефа в возникновении ледниковых ложбин в Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2021; 1:93–106.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2021-1-93-106>

For citation:

Komarovsky M.E. The importance of topography in the occurrence of glacial valleys in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2021;1:93–106. Russian.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2021-1-93-106>

Автор:

Михаил Евгеньевич Комаровский – кандидат геолого-минералогических наук, доцент; доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.

Author:

Michail E. Komarovskiy, PhD (geology and mineralogy), docent; associate professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
mkomarovskiy@mail.ru





THE IMPORTANCE OF TOPOGRAPHY IN THE OCCURRENCE OF GLACIAL VALLEYS IN BELARUS

M. E. KOMAROVSKIY^a

^a*Belarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus*

The relief of the ice-sheet bed predetermines the location of the valleys both in vast regions and in local, relatively limited areas. The influence of the relief in a large region on the formation of valleys occurs in lowland, more dissected northern and western regions of Belarus. Here, the bedrock relief plays a key role in appearance the hollow-like Vidzovsky, Polotsk and Surazh glacial erosion depressions and in isolation of the elevations separating them. The distribution of these largest forms of glacial erosion is associated with the regional picture of the glacial ice flow in topographic depressions, increased erosion of the ice bed, which developed under the glacial streams and lobes of the Scandinavian ice sheet. The degree and character of the relief dissection, the size, surface slope and orientation of the depressions, river paleo-valleys, elevations, and escarps had a leading role in the location of valleys in local, relatively limited areas. Their significance for the formation of valleys was to determine the local picture of the glacial flow and the areas where stresses were concentrated at the bed and glacial erosion intensified. The formation of tunnel valleys was possible in depressions and in the dissected relief of the glacial bed, which contributed to the accumulation of meltwater, the formation of subglacial lakes, as well as the concentration of meltwater in the subglacial channels.

Keywords: glacial valleys; glacial basins; ice bed topography; topographic factor; Scandinavian ice sheet.

Введение

В настоящее время влияние рельефа ледникового субстрата как главного фактора, способствовавшего возникновению ледниковых ложбин, признается широким кругом специалистов. Большинство исследователей сходятся во мнении, что расчлененный рельеф вызывал динамическую неоднородность, деление на языки, участки торошения и трещиноватости, перепады давления и усиление ледниковой экзарации [1; 2]. Обширный материал, полученный ранее, позволил отметить связь между особенностями распространения ледниковых ложбин и гляциодепрессиями, прадолинами и проксимальными склонами возвышений в Белорусском Понеманье, бассейне Днепра и Белорусском Поозерье [3–6]. Однако в вопросе влияния рельефа поверхности ледникового ложа на возникновение ложбин многое остается невыясненным.

Цель работы – показать роль характера рельефа в формировании ледниковых ложбин. При этом ставились следующие задачи: выявить соотношение между размещением ложбин и рельефом ледникового ложа на региональном и локальном уровнях, объяснить появление ложбин на участках с определенной морфологией субстрата.

Фактический материал и методика исследования

Для определения влияния рельефа ледникового субстрата на возникновение ледниковых ложбин использовались карты рельефа поверхности дочетвертичных отложений, карты поверхности ледниковых горизонтов северной Беларуси [6], а также авторские аналогичные карты остальной части страны масштаба 1 : 200 000, на которых показаны ложбины и другие формы рельефа. При выяснении соотношения ложбин с формами рельефа на региональном уровне анализировались карта ложа четвертичных отложений депрессии Балтийского моря и прилегающих районов масштаба 1 : 500 000 [7], гипсометрические схемы рельефа дочетвертичных отложений Прибалтики и соседних районов северо-запада Восточно-Европейской равнины [8; 9]. Кроме того, для понимания соотношения ложбин с рельефом ложа изучались опубликованные схемы гляциодинамического строения и характера взаимодействия плейстоценовых ледников с ложем [2; 6; 10–12] и наблюдения за связью между рельефом ложа и динамикой современных ледниковых покровов [13].

Роль топографического фактора диагностировалась по приведенным ниже соотношениям между расположением ложбин и структурой и рельефом поверхности дочетвертичных отложений и ледниковых горизонтов плейстоцена:

- приуроченности ложбин к субмеридиональным системам макропонижений в поверхности коренного субстрата, отражающим прежнее пространственное положение основных ледниковых потоков и лопастей на северо-западе Восточно-Европейской равнины;
- малой мощности четвертичных отложений и значительной величине (в среднем 20–70 м) экзарационного снижения поверхности коренных отложений в пределах депрессионных низменностей;



- проявлению эрозионного (стратиграфического) несогласия в залегании дочетвертичных и четвертичных отложений в понижениях ложа и ограниченному распространению в них более древних ледниковых отложений;
- радиальной упорядоченности линейных ложбин и гряд во внутренних частях лопастей в условиях выровненного рельефа ложа и лопастевидному фестончатому рисунку ложбин и причлененных к ним гляциотектонических сооружений в краевых частях лопастей и языков в условиях расчлененного рельефа ложа;
- обхождению ложбинами крупных поднятий;
- сосредоточению ложбин у подножий лобовой (проксимальной) части и вдоль боковых сторон поднятий;
- приуроченности ложбин к речным палеодолинам, совпадению в ориентировке с простиранием долин;
- наличию отложений подледных стоячих водоемов в самых глубоких впадинах, отхождению от них русел подледных потоков в направлении движения ледника, отклоняющихся из-за поднятий ложа.

Результаты исследования

В Беларуси и прилегающей области древнематерикового оледенения северо-запада Восточно-Европейской равнины влияние рельефа ледникового субстрата на формирование ложбин проявлялось как в пределах обширных регионов, так и на сравнительно ограниченных участках. Характер морфологии субстрата как региональный фактор сказался в заложении ложбин, низин и равнин в северной Беларуси. Здесь влияние рельефа выражалось в существовании форм, благоприятствовавших продвижению ледниковых покровов. К ним относятся обширные тектонические понижения, гляциодепрессии северо-западного простирания, территории со сглаженным ложем, занимающие, по утверждению О. П. Аболтиньша [9], более 60 % территории Средней Прибалтики. Эти отрицательные формы в коренном субстрате, образуя протяженные (более 550 км) радиальные системы, способствовали дифференциации стока льда на основные подвижные потоки и относительно инертные ледораздельные зоны.

Согласно схеме палеогляциологической реконструкции А. А. Асеева [2] во время максимума последнего оледенения активные ледниковые потоки на участках крупнейшей понижений ложа в дистальном направлении дивергентно растекались, формируя ледниковые лопасти (рис. 1).

Влияние рельефа макропонижений выражалось в благоприятной ориентировке, субпараллельной течению ледниковых потоков; в пологовогнутом характере их поверхности. Рельеф понижений определял не только положение ледниковых потоков, но и их размеры, морфологию, направление движения, динамику и эффективность как агентов эрозии.

Большинство исследователей сходятся во мнении, что понижения в ложе ледниковых лопастей способствовали более интенсивному течению льда и, воздействуя на характер его течения, обуславливали интенсивное послойно-дифференцированное пластическое течение или глыбовое скольжение и процессы эрозии. О значительной ледниковой эрозии ложа свидетельствуют следующие факты: приуроченность низменностей и ложбин к обширным понижениям поверхности коренных пород, залегание на ней маломощной толщи четвертичных верхнеплейстоценовых отложений, доминирование основных морен в их строении, как правило, плоский или пологоволнистый современный рельеф, срезание сводов антиклинальных структур, распространение крупных отторженцев коренных пород и локальных разновидностей основных морен, изменения по площади состава поозерской морены [9]. Интенсивная ледниковая эрозия в понижениях явилась причиной их расширения, углубления и создания крупнейших экзарационных понижений (мегаложбин) ложа во внутренней зоне древнеледниковой области.

На севере Беларуси обширные участки низины в поверхности коренных пород с депрессиями, скорее всего, обусловили заложение котловинообразных Видзовского, Полоцкого и Суражского экзарационно-эрозионных понижений и приуроченность к ним многих ложбин. Это подтверждается, например, тем, что мощность отложений девона, в которые врезаются понижения, уменьшается по направлению к их центру и дистальным склонам пропорционально увеличению амплитуды вреза.

Рельеф предопределяет локализацию ледниковых ложбин и на конкретных сравнительно ограниченных участках ледникового ложа (как локальный фактор). Здесь на эффективность ледниковой эрозии оказывали влияние степень и характер расчленения рельефа; размер, уклон и ориентировка депрессий; речные палеодолины; поднятия, уступы и др.

В ледниковые эпохи на участках с неровным, сильно расчлененным ложем отмечались колебания ледникового и водного давления, внутренние дефекты, микротрещины, а также срыв глыб и явления выдавливания и отторжения в подстилающих отложениях [5]. Это способствовало усилению экзарации и заложению ложбин. Развитие расчлененного рельефа на западе и в центре республики обусловило широкое формирование здесь ложбин. На востоке и юге республики, где ложе имеет более выровненный и пологоволнистый рельеф, ложбины встречаются значительно реже.

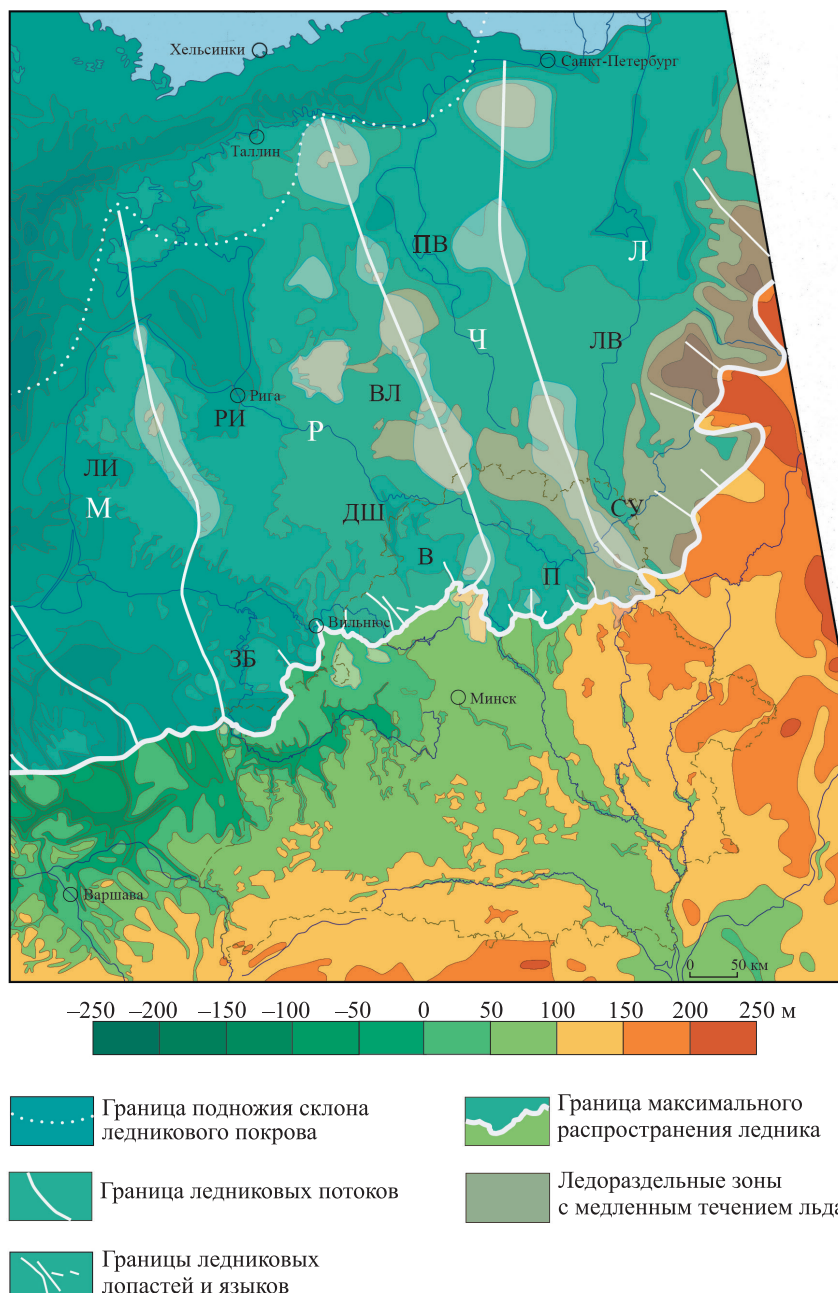


Рис. 1. Влияние рельефа коренного субстрата на распределение ледниковых потоков и ледоразделов Поозерского оледенения и картину расположения эрозионных понижений и ложбин на северо-западе Восточно-Европейской равнины (составлено по [2; 7–9; 14–16] с детализацией в Беларуси).

Ледниковые потоки: М – Мазурский; Р – Рижский; Ч – Чудский; Л – Ладожский. Низменности в поверхности дочетвертичных отложений: ПВ – Псковско-Великоречья; ЛИ – Литовская; РИ – Рижская; ВЛ – Восточно-Латвийская;

ЛВ – Ловатско-Волховская; ЗБ – Западно-Белорусская; ДШ – Двинско-Швентойская; В – Видзовская; П – Полоцкая; СУ – Суражская

Fig. 1. Influence of bedrock topography on the distribution of ice streams and ice divides of the Weichselian Glaciation, and the pattern of location of erosion depressions and valleys in the North-West of the East European Plain (completed by [2; 7–9; 14–16] with details in Belarus).

Ice streams: М – Mazury; Р – Riga; Ч – Peipsi; Л – Ladoga. Lowlands in the surface of pre-Quaternary rocks: ПВ – Pskov-Velikoretskaya; ЛИ – Lithuanian; РИ – Riga; ВЛ – East Latvian; ЛВ – Lovatsk-Volkhovskaya; ЗБ – West Belarusian; ДШ – Dvina-Šventoji; В – Vidzovskaya; П – Polotsk; СУ – Surazh

Влияние размера, уклона и ориентировки понижений имело место в крупных Вилейской, Полоцкой, Неманской и других низинах, которые во время максимального продвижения и деградации Поозерского оледенения становились гляциодепрессиями для краевых ледниковых лопастей. В Вилейской гляциодепрессии с уклоном ложа по ходу движения лопасти складывались условия для ускорения и свободного дивергентного растекания и растягивающего течения. Растяжение во льду создавало ослабленные трещиноватые зоны (швы), параллельные линиям течения, куда со стороны соседних струй нагнетались породы ложа. В результате формировались системы радиальных ложбин и разделяющих их гряд, которые характеризуются веерообразной упорядоченностью, раскрывающейся в дистальном направлении [17]. Депрессии с равнинной поверхностью и наклоном в дистальном направлении влияли и на формирование дугообразной слабоизвилистой формы краевой зоны лопасти (рис. 2).

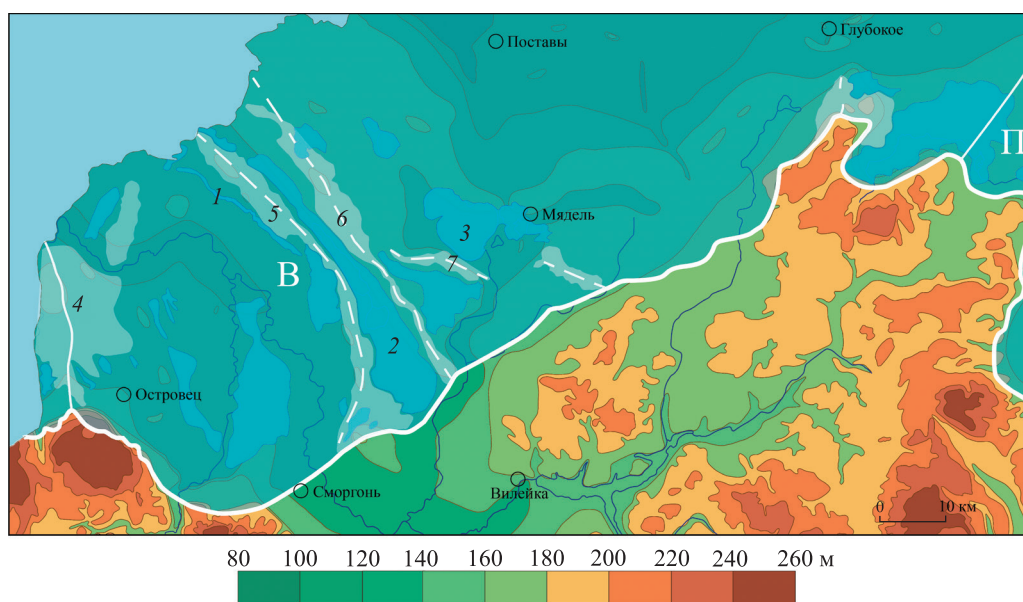


Рис. 2. Радиальные системы ложбин в ложе Вилейской лопасти во время максимального распространения Поозерского оледенения на территории северо-западной Беларуси.

Ледниковые лопасти: В – Вилейская; П – Полоцкая.

Крупнейшие ледниковые ложбины и котловины:

1 – Сорочанская; 2 – Свирская; 3 – Нарочанская.

Радиальные гряды и ледораздельные возвышенности: 4 – Буйвиджэйская; 5 – Свирская; 6 – Константиновская; 7 – Южно-Нарочанская.

Остальные обозначения см. на рис. 1

Fig. 2. Radial systems of valleys in the bed of the Vileika lobe during the maximum extent of the Weichselian Glaciation in the northwestern Belarus.

Glacial lobes: B – Vileika; P – Polotsk.

The largest glacial valleys and basins: 1 – Sorochanskaya; 2 – Svirskaya; 3 – Narochanskaya.

Radial ridges and ice dividing highlands: 4 – Buivydžiai; 5 – Svirskaya;

6 – Konstantinovskaya; 7 – South Narochanskaya.

Other symbols see on fig. 1

Иную форму ледниковые лопасти и ложбины принимали в Полоцкой и других гляциодепрессиях. Здесь рельеф ложа, открытый навстречу леднику, и выступы тормозили движение льда, вызывали дифференциацию его на струи, языки и ледораздельные зоны между смежными языками. Кроме того, они обуславливали сжимающее течение льда, образование надвигов во льду и выдавливание подстилающих пород в краевые и ледораздельные зоны языков. Это способствовало формированию ледниковых ложбин и складчато-надвиговых систем, субпараллельных краевой зоне, имеющих в плане лопастевидный фестончатый рисунок (рис. 3).

Гляциодепрессии также способствовали формированию субгляциальных водно-эрозионных ложбин. Об этом свидетельствуют отсутствие ложбин данного типа в поверхности древнейших ледниковых горизонтов (например, наревского), в которых еще не сформировались замкнутые глубокие понижения; их появление только в гляциодепрессиях поверхности ложа березинского и более молодых оледенений. Крупные понижения в основании ледника создавали условия для накопления талых вод, образования подледных озер, а также концентрации талых вод в подледные русла в понижениях рельефа. Двигаясь по направлению к краю ледника по неровному рельефу, они отклонялись из-за поднятий ложа, нередко наследовали предшествующие продольные ложбины вдоль осей ледниковых языков.



Влияние речных долин на эффективность ледниковой эрозии и заложение ложбин отмечено для некоторых участков палеодолин и возвышений на северо-западе Восточно-Европейской равнины [2; 8], трогов в Грампианских горах Шотландии [18], пар ложбина – гляциодислокация во Внутренних равнинах Северной Дакоты [19] и др. Г. И. Горецкий [3; 4] в работах, посвященных палеопотамологии Поднепровья и Белорусского Понеманья, обратил внимание, что на характер ледникового выпаживания влияют ориентировка долин относительно фронта льда и сужения долин.

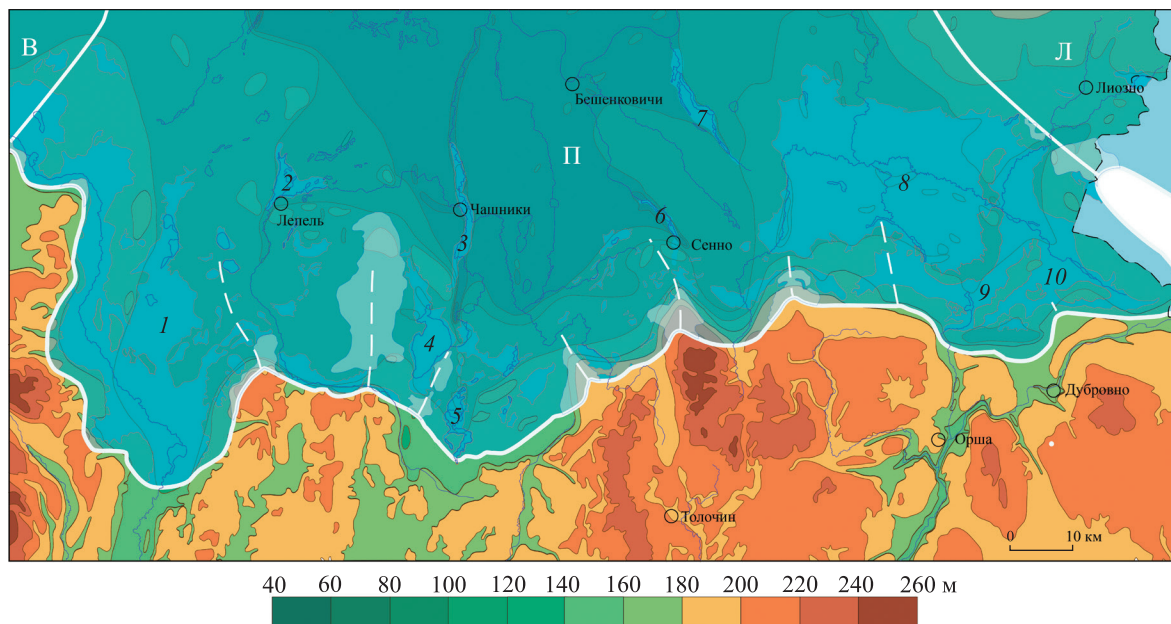


Рис. 3. Распределение поперечных ложбин в ложе Полоцкой лопасти.
Ледниковые лопасти: П – Полоцкая; В – Вилейская; Л – Ловатская.
Крупнейшие ледниковые ложбины и котловины: 1 – Верхнеберезинская; 2 – Лепельская; 3 – Чашникская; 4 – Лукомльская; 5 – Селявская; 6 – Сенненская; 7 – Соро; 8 – Лучесинская; 9 – Ореховская; 10 – Осиновская.
Остальные обозначения см. на рис. 1

Fig. 3. Distribution of the transverse valleys within the bed of the Polotsk lobe.
Glacial lobes: П – Polotsk; В – Vileika; Л – Lovatskaya.
The largest glacial valleys and basins: 1 – Verkhneberezinskaya; 2 – Lepelskaya; 3 – Chashnikskaya; 4 – Lukomlskaya; 5 – Selyavskaya; 6 – Sennenskaya; 7 – Soro; 8 – Luchesinskaya; 9 – Orekhovskaya; 10 – Osinovskaya.
Other symbols see on fig. 1

Долины, субпараллельные фронту льда, и их высокие склоны с северной экспозицией препятствовали продвижению ледникового покрова и подвергались сильному экзарационному и гляциотектоническому воздействию. Это явление зарегистрировано в долине Верхнего Днепра до г. Орши, а также в долине верхнего и среднего отрезков неогенового палео-Немана до г. Гродно, где оно повлияло на возникновение глубоких гляциодепрессий и ложбин ледникового выпаживания и размыва (рис. 4).

Сужения в пределах долин усиливали воздействие льда на породы, что приводило к возникновению ложбин на их дне, а также образованию гляциодислокаций и ледниковых отторженцев вдоль склонов. В Беларуси с локальным выпаживанием на суженных участках связано формирование Копыско-Шкловской, Александрийской, Лахвинской ложбин в долине пра-Днепра и ложбин на участке прорыва Неманом Ивьевско-Моринского выступа Белорусского кристаллического массива (рис. 5).

Продольные долины и фрагменты долин основных палеорек в пределах Белорусского Понеманья и других областей способствовали возникновению отдельных ледниковых языков, отходящих от щита [4]. При вхождении льда в глубокие долины, по мнению Э. А. Левкова [5], материал бортов и ложа мог выжиматься этими ледяными потоками в стороны, что способствовало расклиниванию долин, созданию крупных продольных ложбин экзарации и выдавливания вдоль осей языков и поперечных ложбин выдавливания с гляциодислокациями, повторяющими конфигурацию краевой зоны ледниковых языков.

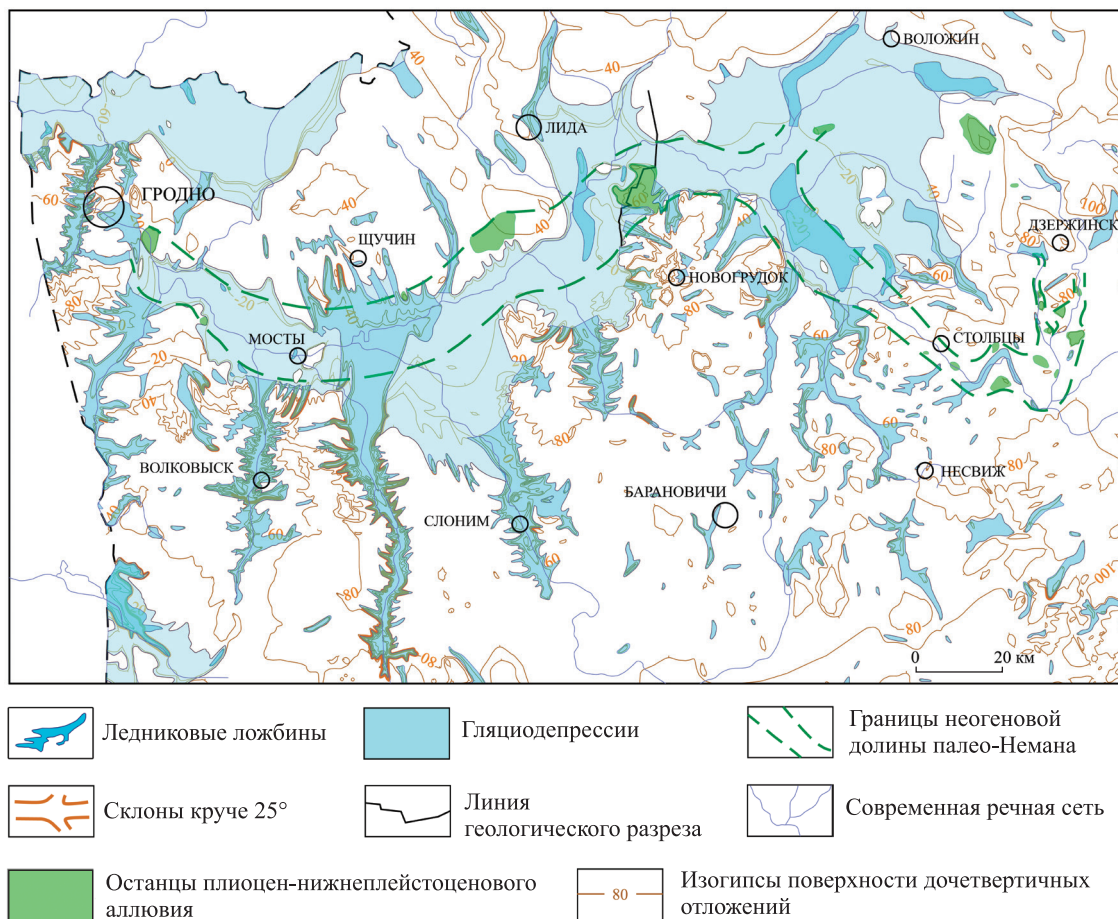


Рис. 4. Неогеновые отложения палео-Немана, разбитые на отдельные части гляциотектоническими, эрозионными и экзарационными процессами в Беларуси (распределение аллювия показано по данным Г. И. Горецкого [4])

Fig. 4. Neogene deposits of the paleo-Neman, broken into separate parts by glaciotectonic, erosion and exaration processes in Belarus (the alluvium distribution is shown after G. I. Goretsky [4])

Поднятия ложа являлись причиной обтекания льда. Согласно физике ледников обтекание сопровождается увеличением скорости льда в обтекающих препятствия струях, причем это ускорение особенно велико около крупных поднятий и уменьшается возле мелких [20]. Обтекание происходит путем пластической деформации льда и сочетается со скольжением льда по ложу, если лед в основании близок к точке плавления. При воздействии скользящих потоков на свое ложе это способствовало большей скорости абразии, насыщению потоков обломками и врезанию желобов и ложбин продольного простирания вокруг поднятий. Связь эрозионных ложбин с крупными выступами установлена у Плещеницкого поднятия дочетвертичных пород в Беларуси (рис. 6) и на других территориях [21].

В периферийной части ледникового покрова в ледораздельных зонах крупные поднятия могли обусловить разделение льда на отдельные лопасти, латеральное огибание и конвергентное стекание на дистальном склоне, т. е. оказаться окруженными почти со всех сторон активными лопастями льда. Врезание ложбин происходит в результате фронтального и латерального давления льда на склоны, экзарации и выдавливания отложений. Такое явление отмечается в расположении поозерских ложбин в пределах Городокской ледораздельной возвышенности и у подножия ее склонов на северо-востоке Беларуси (рис. 7).

Боковые ложбины и ложбины на тыловой стороне развиты параллельно движению лопастей и языков и, возможно, связаны со сжимающим (конвергентным) течением льда в витебскую фазу. Проксимальный выступ возвышенности согласуется с расположением межлопастной зоны, сжимающими и растягивающими напряжениями в ней, сопровождаемыми образованием поперечных трещин и продольными деформациями сжатия, которые являются причиной веерообразно расположенных ложбин и складчато-чешуйчатых систем в браславскую стадию.

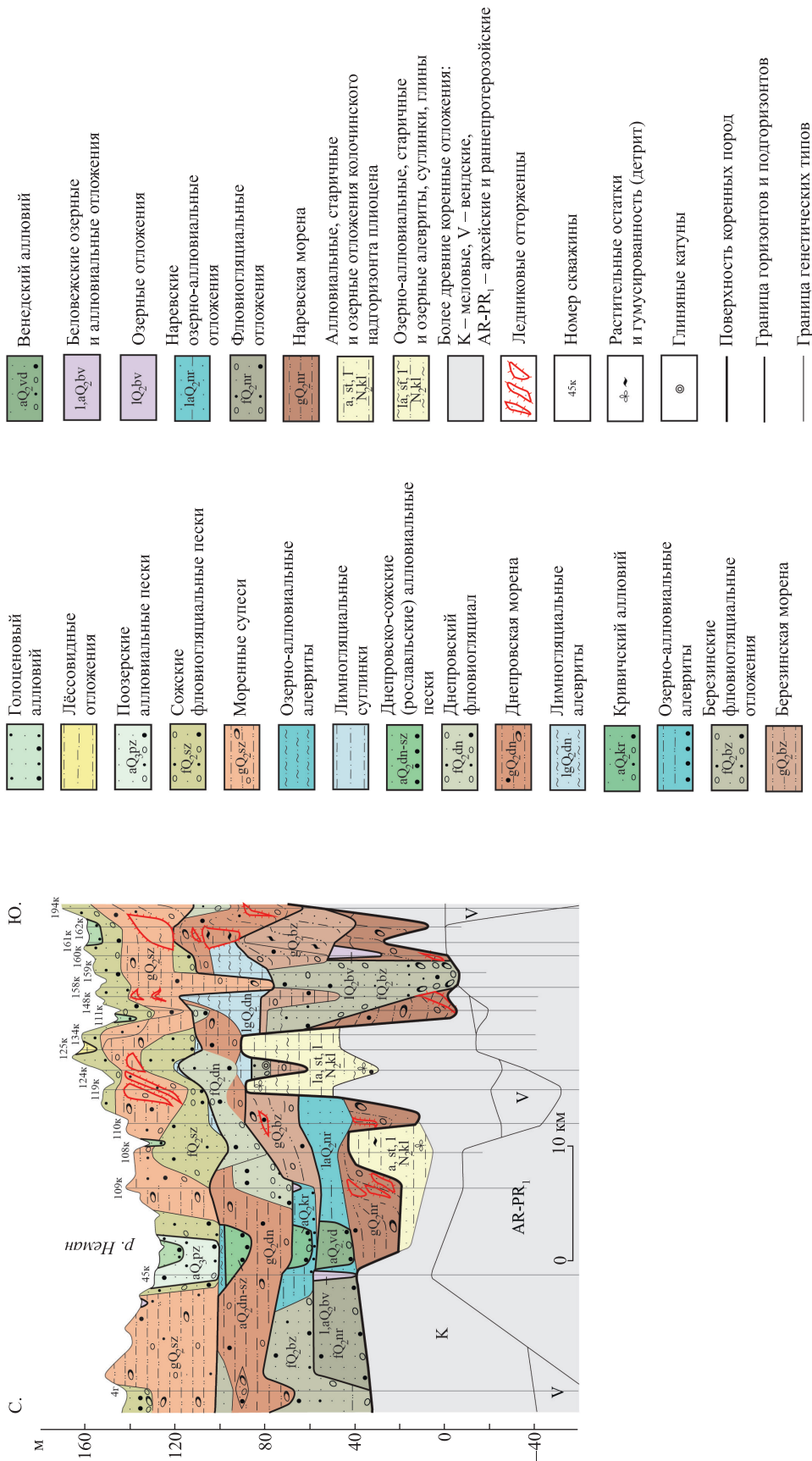


Рис. 5. Врезание ледниковых ложбин в погребенные долины Немана разного возраста и возрождение реки на участке Ивьевско-Моринского выступа Белорусского кристаллического массива

Fig. 5. Glacial valleys incision in the buried Neman valleys of different ages and the revival of the river within the Iveysko-Morinsky projection of the Belarusian crystalline massif

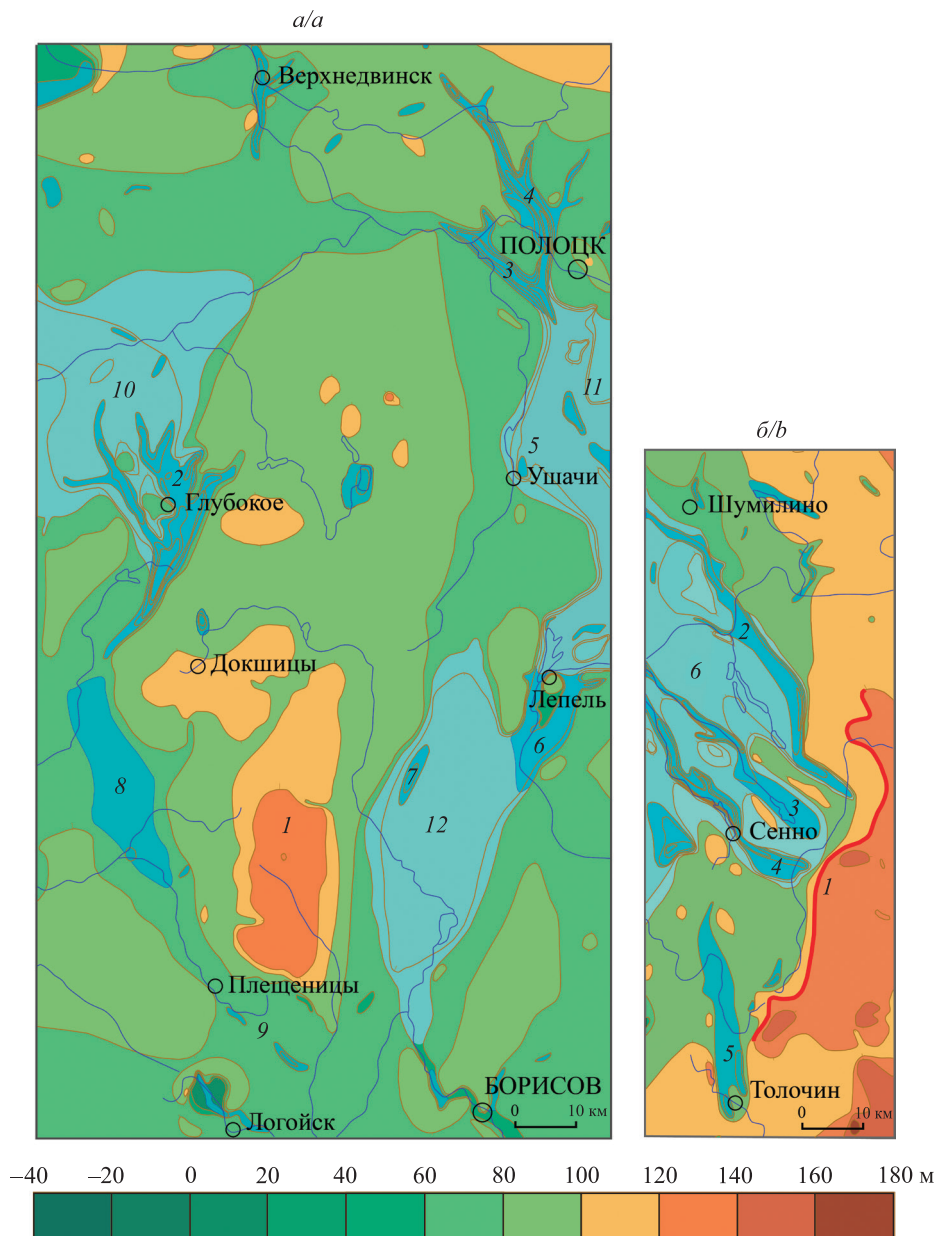


Рис. 6. Эрозионные ложбины и котловины вокруг флангов Пleshеницкого поднятия на поверхности дочетвертичных пород, которые сформировались в результате большей скорости абразии потоками льда (а):
1 – Пleshеницкое поднятие; ледниковые ложбины и котловины: 2 – Глубокская, 3 – Новополоцкая, 4 – Полоцкая, 5 – Ушачская, 6 – Лепельская, 7 – Домжерицкая, 8 – Кривичская, 9 – Двинская; гляциодепрессии: 10 – Видзовская, 11 – Полоцкая, 12 – Верхнеберезинская.

Сосредоточение ложбин у подножия уступа (б): 1 – Шумилинско-Толочинский уступ; ледниковые ложбины и котловины: 2 – Шумилинская, 3 – Березовская, 4 – Сенненская, 5 – Толочинская; 6 – Полоцкая гляциодепрессия

Fig. 6. Erosion valleys and basins around the flanks of the Pleshchenitsky uplift on the surface of pre-Quaternary rocks, which were formed as a result of a higher rate of abrasion by ice streams (a):
1 – Pleshchenitsky uplift; glacial valleys: 2 – Glubokskaya, 3 – Novopolotskaya, 4 – Polotskaya, 5 – Ushachskaya, 6 – Lepelskaya, 7 – Domzheritskaya, 8 – Krivichskaya, 9 – Dvinskaya; glacial basins: 10 – Vidzovskaya, 11 – Polotsk, 12 – Verkhneberezinskaya.

Concentration of valleys at the foot of the escarp: 1 – Shumilinsky-Tolochinsky escarp; glacial valleys: 2 – Shumilinskaya, 3 – Berezovskaya, 4 – Sennenskaya, 5 – Tolochinskaya; 6 – Polotsk glacial basin

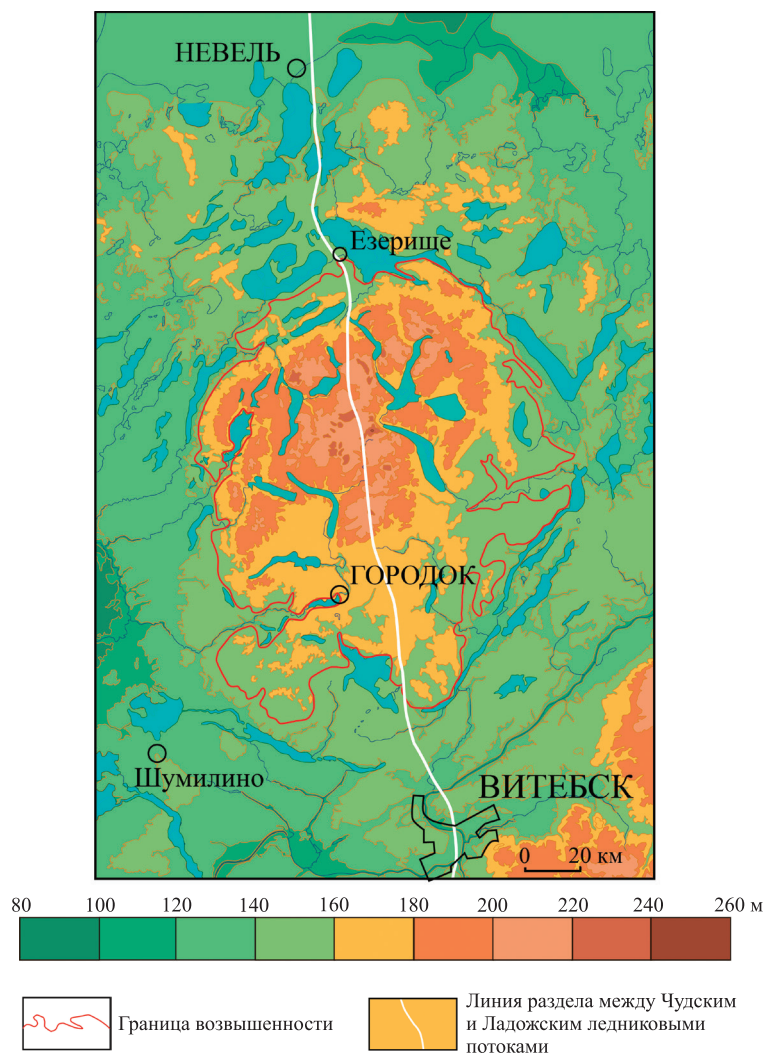


Рис. 7. Ледниковые ложбины в периферийной части Городокской возвышенности, возникшие в результате активной экзарационной и глициотектонической деятельности краевых зон окаймляющих ледниковых лопастей

Fig. 7. Glacial valleys in the peripheral part of the Gorodok upland formed as a result of active exaration and glaciotectonic activity of the marginal zones of the bordering glacial lobes

Довольно многочисленны ложбины у уступов, обращенных навстречу продвигавшимся ледникам. Уступы, как и поднятия, создавали препятствия, которые отклоняли потоки льда, влияли на движение ледниковых лопастей. Они обуславливали в леднике строгий восходящий компонент (сжимающий тип) течения, усиленное увлечение обломков и выпаживание ложбин. Типичным подобным случаем может служить Шумилинско-Толочинский уступ в поверхности дочетвертичных отложений, разделяющий Полоцкую депрессию и Городокско-Витебские поднятия. Здесь несколько протяженных ложбин и желобов врезаны в подножие уступа (см. рис. 6, б). Сходные соотношения отмечаются и у Силурийского уступа в Висконсине, Балтийского и Силурийского глинтв в Балтийском море [22; 23].

Обсуждение результатов

Значительное количество ледниковых ложбин в пределах Беларуси являются результатом реагирования льда на неровности рельефа ледникового ложа. Этот фактор во многом определял динамическое поведение потоков и края ледниковых покровов, а также разный характер движения льда в районах Беларуси с различным рельефом ложа.

Наиболее важное значение для ледниковой динамики и распределения ложбин в Беларуси имел рельеф поверхности дочетвертичных отложений крупного региона северо-запада Восточно-Европейской равнины, к которому можно отнести и северную часть Беларуси. Рельеф этого региона определял



региональную картину ледникового течения и в значительной мере формировал ледниковые потоки и лопастную природу южного края Скандинавского ледникового покрова [24].

Потоки и лопасти были ограничены как поднятиями ложа, так и льдом смежных потоков и направлены крупнейшими понижениями ложа Прибалтики и северной Беларуси к максимальной границе. Схожие ледниковые потоки формировала Балтийская депрессия, они текли на запад, юг и юго-запад [25]. По мнению исследователей Прибалтики [9], гляциодепрессии в поверхности дочетвертичных отложений должны были образовываться во время существования всех самостоятельных оледенений и углубляться посредством экзарации.

Низины склонны подвергаться углублению по нескольким причинам. М. Р. Беннет [26] одной из таких считает тенденцию ледникового течения усиливаться в топографических понижениях. Это происходит, во-первых, вследствие более мощного льда в пределах понижений, значительно более высокого давления у ложа и скорости течения, во-вторых, большей изоляции и увеличенных базальных температур, которые усиливают скольжение у ложа в результате базального таяния и смазки, и, в-третьих, существования под ледником в понижениях ложа подледных вод [27]. Наблюдения Г. С. Боултона и других специалистов показали, что многие депрессии определяют формирование осадков в ложе ледника и более легкое скольжение льда за счет их деформации [25].

В настоящее время исследователи при объяснении влияния рельефа на ледниковую эрозию сходятся во мнении, что рельеф определяет положение районов базального таяния и ледниковых потоков вдоль понижений и льда с холодным ложем над соседними ледоразделами. В понижениях ледникового ложа существование базального льда у точки плавления под давлением определяет возможность протекания скольжения, эрозии и экзарации у раздела лед – ложе. Сейчас доказано, что топографически обусловленный термальный режим ледникового покрова играл важнейшую роль в определении положения участков проявления ледниковой эрозии и формировании эрозионных форм в Шотландии [28], ландшафтов селективной ледниковой эрозии в Канаде, Антарктиде [29; 30] и Европе [25].

Наблюдения в Беларуси показывают, что крупные понижения ложа (Видзовское, Полоцкое, Суражское и др.) становились гляциодепрессиями для ледниковых потоков и усиленной эрозии, по-видимому, в том числе и вследствие расположения в них районов относительно высоких базальных температур. Это обеспечивало условия для их углубления (до 30–35 м, местами до 150–182 м) и формирования ледниковых ложбин на протяжении всех оледенений.

Характер динамики ледниковых лопастей различался между районами, где лед наступал согласно региональному уклону поверхности и где он наступал против регионального уклона. В крупном районе пониженного рельефа на северо-западе Беларуси (Нарочанская равнина, Вилейская низина) согласный уклон ложа определял в общем свободное растекание Вилейской лопасти в фазу ее выдвигания, образование радиальных линейных зон выдавливания в швах смыкания смежных струй и ледниковых ложбин, возникавших в местах, откуда выдавливались и эродировались породы ложа. В дополнение к этому относительно слаборасчлененный рельеф контролировал ареальную дегляциацию данного района в ходе регрессивной фазы, отмирание всей Вилейской лопасти и возникновение Дисненской лопасти на ее продолжении в проксимальном направлении и одноименной гляциодепрессии.

В понижениях с неровным дном, таких как Полоцкая, Неманская низины, уклон дистального склона против ледника и впадины на дне являются важнейшими факторами в определении положения продольных, поперечных ледниковых ложбин и их сочетания, а также субгляциальных водно-эрозионных ложбин. Впадины на дне депрессий, ориентированные параллельно течению льда, наследуются продольными ледниковыми ложбинами и согласуются с осевыми частями выводных ледников (ледниковых языков), где расходы, фокусирование льда и эрозия горных пород были более высокими. Продольные ложбины с гляциодислокациями в бортах встречаются и вдоль осей наиболее выдвинутых вперед ледниковых языков в благоприятно ориентированных понижениях и долинах со встречным уклоном и обусловлены выдавливанием и выпаживанием пород. Тот факт, что продольные ложбины у выводных языков часто пересекаются дугообразными поперечными ложбинами с гляциодислокациями, свидетельствует о неоднократном проявлении из понижений по периферии языков масштабного выдавливания и выпаживания пород.

Поперечные ложбины могли быть сформированы локальной эрозией и выдавливанием пород из-под края ледника против дистального склона понижений и выступов ложа. При этом М. Р. Беннет и Н. Ф. Глассер [31] важное значение придают геометрии рельефа предледниковой области. Если ледник наступает против склона, то он передает напряжения вперед и в глубь склона, выдавливая вверх морену и разрушая склон. Ледник на горизонтальном ложе не будет иметь то же влияние, поскольку большинство прилагаемого давления не передается в прогляциальные отложения. В зафронтальной зоне создание углублений происходит путем локальной эрозии нижних участков склона по системе



надвигов во льду, параллельных проксимальному склону. Отмеченные процессы ледникового выдавливания и напора против склонов имеют большое значение в формировании поперечных движению льда и параллельных контуру лопасти депрессий и ложбин, а также оконтуривающих их с внешней стороны конечно-моренных сооружений.

В меньшей степени рельеф ложа контролирует расположение подледных водно-эрозионных ложбин, поскольку направление внутриледных и подледных водно-ледниковых каналов определяется гидравлическим потенциальным градиентом в пределах ледника, который зависит преимущественно от уклона поверхности ледника. В размещении подледных озер, водно-эрозионных ложбин в гляциодепрессиях важны глубокие впадины, а в пересеченном рельефе – днища крупных продольных ложбин. Последние нередко определяют ориентировку таких ложбин.

Ледниковые ложбины на проксимальном подножии и вдоль боковых склонов крупных поднятий и уступов ледникового ложа располагаются в соответствии с характером и направлением течения льда, распределением его скоростей, давления, теплых и холодных зон у раздела лед – ложе вокруг поднятий. Г. С. Боултон [32] объясняет формирование таких ложбин более высокими давлениями на лобовой стороне и вдоль флангов поднятий, чем над их вершиной. Это увеличивает эрозионную способность. Согласно другой модели крупные поднятия могли влиять на локальную (высотную) термозональность ледникового ложа, что определяло сохранность доледниковых образований в привершинной части поднятий и расположение форм ледниковой эрозии у подножий проксимального и боковых склонов [33].

Палеодолины играют важную роль в расположении ложбин ледниковой экзарации, выдавливания, трогов и других типов, поскольку они управляют течением льда, способствуют возрастанию его мощности, изменению физических свойств (выработке более теплого, пластичного, деформируемого) базального льда, появлению субгляциальной воды и деформационного осадка и увеличению скорости течения. Таким образом, влияние долин на ускорение течения, концентрацию напряжений и деформации в породах ложа сопровождалось углублением ложбин и разрушением бортов, что приводило к их расширению.

Заключение

Рельеф ледникового ложа выступает одним из важнейших факторов в возникновении ледниковых ложбин, влияние которого проявляется как в региональном масштабе, так и на конкретных сравнительно ограниченных участках. На региональном уровне влияние характера рельефа на формирование ложбин отмечается в низменно-равнинных, более расчлененных северной и западной частях Беларуси. Здесь рельеф дочетвертичных пород играет ключевую роль в заложении котловинообразных Видзовского, Полоцкого и Суражского экзарационно-эрозионных понижений и обособлении разделяющих их поднятий. Распространение этих крупнейших форм ледниковой эрозии связано с региональной картиной ледникового течения в топографических понижениях, усилением эрозии и экзарации ледникового ложа, которые развивались под ледниковыми потоками и лопастями южного края Скандинавского ледникового покрова. Условия для формирования гляциодепрессий на протяжении оледенений обеспечивались в том числе и вследствие существования в них базального льда у точки плавления под давлением, что активизирует скольжение, эрозию и экзарацию у раздела лед – ложе.

В расположении ложбин на конкретных сравнительно ограниченных участках ведущую роль играли степень и характер расчленения рельефа, размер, уклон и ориентировка депрессий, речные палеодолины, поднятия, уступы и др. Их значение для заложения ложбин заключалось в определении локальной картины ледникового течения и положения концентраций напряжений у ложа, усилении ледниковой эрозии. Глубокие впадины в крупных понижениях контролировали образование подледных озер, а продольные ложбины в пересеченном рельефе – концентрацию талых вод в подледные русла, формирование и ориентировку водно-эрозионных ложбин.

Библиографические ссылки

1. Матвеев АВ. *Ледниковая формация антропогена Белоруссии*. Левков ЭА, редактор. Минск: Наука и техника; 1976. 160 с.
2. Асеев АА. *Древние материковые оледенения Европы*. Москва: Наука; 1974. 319 с.
3. Горещкий ГИ. *Аллювиальная летопись великого пра-Днепра*. Москва: Наука; 1970. 491 с.
4. Горещкий ГИ. *Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья)*. Минск: Наука и техника; 1980. 288 с.
5. Левков ЭА. *Гляциотектоника*. Минск: Наука и техника; 1980. 280 с.
6. Комаровский МЕ. *Палеоложбины Белорусского Поозерья*. Минск: БГУ; 2009. 183 с.
7. Stackebrandt W, Ludwig AO, Ostaficzuk S. Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*. 2001;8(1):13–19.



8. Исаченков ВА. *Проблемы морфоструктуры и древнеледниковой морфоскульптуры*. Асеев АА, редактор. Ленинград: Наука; 1988. 176 с.
9. Аболтиньш ОП. *Гляциоструктура и ледниковый морфогенез*. Рига: Зинатне; 1989. 284 с.
10. Герасимов ИП, Величко АА, редакторы. *Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (Атлас-монография)*. Москва: Наука; 1982. 156 с.
11. Матвеев АВ. *История формирования рельефа Белоруссии*. Минск: Наука і тэхніка; 1990. 143 с.
12. Комаровский МЕ. Гляциодинамическая модель поозерского оледенения на территории Беларуси. *Лімасфера*. 2013; 2:34–40.
13. Siegert MJ. Antarctic subglacial topography and ice-sheet evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2008;33(4): 646–660. DOI: 10.1002/esp.1670.
14. Marks L. Palaeo-ice streams in Poland during the Last Glacial Maximum. У: Махнач АА, рэдактар. *Сучасныя праблемы геалогіі Беларусі, Літвы і Польшчы. Матэрыялы Міжнароднай навуковай канферэнцыі, прысвечанай 200-годдзю з дня нараджэння Ігната Дамейкі; 13 верасня 2002 г.; Мінск, Беларусь*. Мінск: Інстытут геалагічных навук НАН Беларусі; 2002. с. 123–141.
15. Guobytė R. A brief outline of the Quaternary of Lithuania and the history of its investigation. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):245–250. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80075-7.
16. Velichko AA, Faustova MA, Gribchenko YuN, Pisareva VV, Sudakova NG. Glaciations of the East European Plain – distribution and chronology. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):337–354. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80083-6.
17. Комаровский МЕ. Радиальные формы напорных морен в Белорусском Поозерье. *Доклады Академии наук Беларуси*. 1994;38(5):96–100.
18. Sugden DE. The selectivity of glacial erosion in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*. 1968;45:79–92. DOI: 10.2307/621394.
19. Bluemle JP, Clayton L. Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. *Boreas*. 1984;13(3):279–299. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb01124.x.
20. Cuffey KM, Paterson WSB. *The physics of glaciers*. 4th edition. Amsterdam: Butterworth-Heinemann; 2010. 704 p.
21. Boulton GS. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*. 1979;23(89):15–38. DOI: 10.3189/S0022143000029713.
22. Colgan PM. Reconstruction of the Green Bay Lobe, Wisconsin, United States, from 26 000 to 13 000 radiocarbon years B.P. In: Mickelson DM, Attig JW, editors. *Glacial processes. Past and present*. [S. l.]: The Geological Society of America; 1999. p. 137–150. (The Geological Society of America special paper; 337). DOI: 10.1130/0-8137-2337-X.137.
23. Noormets R, Flodén T. Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during the last deglaciation. *Boreas*. 2002;31(4):362–377. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01080.x.
24. Aber JS, Ber A. *Glaciotectonism*. Amsterdam: Elsevier; 2007. X, 246 p. (Developments in Quaternary science; volume 6).
25. Boulton GS, Hagdorn M, Hulton NRJ. Streaming flow in an ice sheet through a glacial cycle. *Annals of Glaciology*. 2003; 36:117–128. DOI: 10.3189/172756403781816293.
26. Bennett MR. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*. 2003;61(3–4):309–339. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00130-7.
27. Evans DJA. Glacial landforms. Glaciotectonic structures and landforms. In: Elias SA, Mock CJ, editors. *Encyclopedia of Quaternary science*. 2nd edition. [S. l.]: Elsevier; 2013. p. 839–845. DOI: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00071-6.
28. Glasser NF. Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*. 1995;77(1–2):67–82. DOI: 10.1080/04353676.1995.11880429.
29. Sugden DE. Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Glaciology*. 1978;20(83):367–391. DOI: 10.3189/S0022143000013915.
30. Sugden DE, Balco G, Cowderly SG, Stone JO, Sass LC. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology*. 2005;67(3–4):317–334. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.10.007.
31. Bennett MR, Glasser NF, editors. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. 2nd edition. Oxford: Wiley-Blackwell; 2009. 385 p.
32. Boulton GS. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates DR, editor. *Glacial Geomorphology. A proceedings volume of the Fifth Annual Geomorphology Symposia series; 1974 September 26–28; Binghamton, New York, USA*. Dordrecht: Springer; 1982. p. 41–87. DOI: 10.1007/978-94-011-6491-7_2.
33. Hooke RLeB. *Principles of glacier mechanics*. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press; 2005. 429 p.

References

1. Matveev AV. *Lednikovaya formatsiya antropogena Belorussii* [Glacial formation of the anthropogen of Belarus]. Levkov EA, editor. Minsk: Nauka i tekhnika; 1976. 160 p. Russian.
2. Aseev AA. *Drevnie materikovye oledneniya Evropy* [Ancient continental glaciers of Europe]. Moscow: Nauka; 1974. 319 p. Russian.
3. Goretsky GI. *Allyuvial'naya letopis' velikogo pra-Dnepra* [Alluvial annals of the great pra-Dnieper]. Moscow: Nauka; 1970. 491 p. Russian.
4. Goretsky GI. *Osobennosti paleopotamologii lednikovyykh oblastei (na primere Belorusskogo Poneman'ya)* [Paleopotamological peculiarities of the glaciated areas (after the example of Belarusian part of the Niemen Basin)]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 288 p. Russian.
5. Levkov EA. *Glyciotektonika* [Glaciotectonics]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 280 p. Russian.
6. Komarovskiy ME. *Paleolozhbiny Belorusskogo Poozer'ya* [Palaeo-valleys in the Belarusian Poozerye area]. Minsk: Belarusian State University; 2009. 183 p. Russian.
7. Stackebrandt W, Ludwig AO, Ostaficzuk S. Base of Quaternary deposits of the Baltic Sea depression and adjacent areas (map 2). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge*. 2001;8(1):13–19.



8. Isachenkov VA. *Problemy morfostruktury i drevnelednikovoi morfoskul'ptury* [Problems of morphostructure and ancient morphosculpture]. Aseev AA, editor. Leningrad: Nauka; 1988. 176 p. Russian.
9. Aboltins OP. *Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez* [Glaciostructure and glacial morphogenesis]. Riga: Zinatne; 1989. 284 p. Russian.
10. Gerasimov IP, Velichko AA, editors. *Paleogeografiya Evropy za poslednie sto tysyach let (Atlas-monografiya)* [Paleogeography of Europe during the last one hundred thousand years (Atlas monograph)]. Moscow: Nauka; 1982. 156 p. Russian.
11. Matveev AV. *Istoriya formirovaniya rel'efa Belorussii* [History of Belarusian relief formation]. Minsk: Navuka i tjehnika; 1990. 143 p. Russian.
12. Komarovskiy MYE. Model of the glaciodynamic development of the Poozerye glaciation in the territory of Belarus. *Litasfera*. 2013;2:34–40. Russian.
13. Siegert MJ. Antarctic subglacial topography and ice-sheet evolution. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2008;33(4): 646–660. DOI: 10.1002/esp.1670.
14. Marks L. Palaeo-ice streams in Poland during the Last Glacial Maximum. In: Mahnach AA, editor. *Suchasnyja prablemy geologii Belarusi, Litvy i Pol'shchy. Matjeryjaly Mizhnarodnaj navukovaj kanferjencyi, prysvechanaj 200-goddzju z dnja narodzhennja Ignata Damejki; 13 verasnja 2002 g.; Minsk, Belarus'* [Modern-day problems of geology of Belarus, Lithuania and Poland. Proceedings of the International scientific conference dedicated to the 200th anniversary of Ignacy Domeyko; 2002 September 13; Minsk, Belarus]. Minsk: Institute of Geological Sciences, National Academy of Sciences of Belarus; 2002. p. 123–141.
15. Guobyte R. A brief outline of the Quaternary of Lithuania and the history of its investigation. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):245–250. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80075-7.
16. Velichko AA, Faustova MA, Gribchenko YuN, Pisareva VV, Sudakova NG. Glaciations of the East European Plain – distribution and chronology. *Developments in Quaternary Sciences*. 2004;2(part 1):337–354. DOI: 10.1016/S1571-0866(04)80083-6.
17. Komarovskiy ME. [Radial forms of push moraines in the Belarusian Poozerye]. *Doklady Akademii nauk Belarusi*. 1994; 38(5):96–100. Russian.
18. Sugden DE. The selectivity of glacial erosion in the Cairngorm Mountains, Scotland. *Transactions of the Institute of British Geographers*. 1968;45:79–92. DOI: 10.2307/621394.
19. Bluemle JP, Clayton L. Large-scale glacial thrusting and related processes in North Dakota. *Boreas*. 1984;13(3):279–299. DOI: 10.1111/j.1502-3885.1984.tb01124.x.
20. Cuffey KM, Paterson WSB. *The physics of glaciers*. 4th edition. Amsterdam: Butterworth-Heinemann; 2010. 704 p.
21. Boulton GS. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*. 1979;23(89):15–38. DOI: 10.3189/S0022143000029713.
22. Colgan PM. Reconstruction of the Green Bay Lobe, Wisconsin, United States, from 26 000 to 13 000 radiocarbon years B.P. In: Mickelson DM, Attig JW, editors. *Glacial processes. Past and present*. [S. l.]: The Geological Society of America; 1999. p. 137–150. (The Geological Society of America special paper; 337). DOI: 10.1130/0-8137-2337-X.137.
23. Noormets R, Flodén T. Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during the last deglaciation. *Boreas*. 2002;31(4):362–377. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01080.x.
24. Aber JS, Ber A. *Glaciotectonism*. Amsterdam: Elsevier; 2007. X, 246 p. (Developments in Quaternary science; volume 6).
25. Boulton GS, Hagdorn M, Hulton NRJ. Streaming flow in an ice sheet through a glacial cycle. *Annals of Glaciology*. 2003; 36:117–128. DOI: 10.3189/172756403781816293.
26. Bennett MR. Ice streams as the arteries of an ice sheet: their mechanics, stability and significance. *Earth-Science Reviews*. 2003;61(3–4):309–339. DOI: 10.1016/S0012-8252(02)00130-7.
27. Evans DJA. Glacial landforms. Glacitectonic structures and landforms. In: Elias SA, Mock CJ, editors. *Encyclopedia of Quaternary science*. 2nd edition. [S. l.]: Elsevier; 2013. p. 839–845. DOI: 10.1016/B978-0-444-53643-3.00071-6.
28. Glasser NF. Modelling the effect of topography on ice sheet erosion, Scotland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*. 1995;77(1–2):67–82. DOI: 10.1080/04353676.1995.11880429.
29. Sugden DE. Glacial erosion by the Laurentide Ice Sheet. *Journal of Glaciology*. 1978;20(83):367–391. DOI: 10.3189/S0022143000013915.
30. Sugden DE, Balco G, Cowdery SG, Stone JO, Sass LC. Selective glacial erosion and weathering zones in the coastal mountains of Marie Byrd Land, Antarctica. *Geomorphology*. 2005;67(3–4):317–334. DOI: 10.1016/j.geomorph.2004.10.007.
31. Bennett MR, Glasser NF, editors. *Glacial geology: ice sheets and landforms*. 2nd edition. Oxford: Wiley-Blackwell; 2009. 385 p.
32. Boulton GS. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates DR, editor. *Glacial Geomorphology. A proceedings volume of the Fifth Annual Geomorphology Symposia series; 1974 September 26–28; Binghamton, New York, USA*. Dordrecht: Springer; 1982. p. 41–87. DOI: 10.1007/978-94-011-6491-7_2.
33. Hooke RLeB. *Principles of glacier mechanics*. 2nd edition. Cambridge: Cambridge University Press; 2005. 429 p.

Статья поступила в редакцию 30.09.2020.
Received by editorial board 30.09.2020.