

УДК 551.435.42(476)

ЗНАЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ЛИТОЛОГИИ КОРЕННЫХ ПОРОД ДЛЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЛЕДНИКОВЫХ ЛОЖБИН НА ТЕРРИТОРИИ БЕЛАРУСИ

М. Е. КОМАРОВСКИЙ¹⁾, А. С. СЕМЕНЮК¹⁾

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

Географическое распределение и происхождение ледниковых ложбин в поверхности дочетвертичных отложений на территории Республики Беларусь тесно связаны со структурой, деформационными свойствами и литологией коренного субстрата. Исследованием установлено, что самая высокая плотность ложбин присутствует в районах, где преобладают деформируемые мезокайнозойские мергельно-меловые, песчано-глинистые отложения и слаболитифицированные девонские пески и песчаники, которые залегают над выступами более прочных пород с наклоном навстречу леднику (Белорусская антеклиза и северный район Беларуси). Меньшее количество ложбин наблюдается в районах развития выдержанных по мощности нижнепалеозойских и девонских пород и на территориях залегания пород мелового – брестского возраста со значительно более глубоким расположением фундамента. Наличие субстрата, относительно устойчивого к воздействию ледниковой нагрузки в северной Беларуси, и субстрата, деформируемого на территории Белорусской антеклизы, обусловило проявление разных процессов ледниковой эрозии и формирование различных типов ложбин.

Ключевые слова: ледниковые ложбины; структура и литология коренных пород; прочный субстрат; деформируемое ледниковое ложе; ледниковая эрозия.

SIGNIFICANCE OF BEDROCK STRUCTURE AND LITHOLOGY FOR THE GLACIAL VALLEYS DISTRIBUTION AND GENESIS IN BELARUS

M. E. KOMAROVSKIY^a, A. S. SEMIANIUK^a

^aBelarusian State University, 4 Niezaliežnasci Avenue, Minsk 220030, Belarus

Corresponding author: M. E. Komarovskiy (mkomarovskiy@mail.ru)

Geographic distribution and genesis of glacial valleys within Belarus are closely connected to the structure, deformation properties and lithology of the bedrocks. The study reveals, that the highest valley density is over the protrusions of the Precambrian and Devonian rocks in the Belarusian antecline and northern Belarus, that have a gently inclination against glacier and are overlaid by thin strata of deformable Mesozoic and Cenozoic chalk, marls or uncemented sands and sandstones. In the areas, where the hard Lower Paleozoic and Devonian rocks constitute the bedrock surface in north

Образец цитирования:

Комаровский М.Е., Семенюк А.С. Значение геологического строения и литологии коренных пород для распределения и происхождения ледниковых ложбин на территории Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология.* 2020;2:78–90.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-2-78-90>

For citation:

Komarovskiy ME, Semianiuk AS. Significance of bedrock structure and lithology for the glacial valleys distribution and genesis in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology.* 2020;2:78–90. Russian.
<https://doi.org/10.33581/2521-6740-2020-2-78-90>

Авторы:

Михаил Евгеньевич Комаровский – кандидат геолого-минералогических наук, доцент; доцент кафедры региональной геологии факультета географии и геоинформатики.
Александр Сергеевич Семенюк – старший преподаватель кафедры почвоведения и геоинформационных систем.

Authors:

Michail E. Komarovskiy, PhD (geology and mineralogy), doцент; associate professor at the department of regional geology, faculty of geography and geoinformatics.
mkomarovskiy@mail.ru
Aliaksandr S. Semianiuk, senior lecturer at the department of soil and geographic information systems.
geo-semenuk@yandex.ru

and east Belarus, glacial valleys are observed in a smaller number. In addition, we find a small number of valleys in areas of southern Belarus, where the Mesozoic and Cenozoic rocks form the bedrock surface, but basement is present of greater depth and dips generally toward to the south. Resistant of the Precambrian and Devonian rocks in northern Belarus to glacial stress and deformable rocks within the Belarusian anticline predetermined different processes of glacier erosion and favored to development the different types of glacial valleys.

Keywords: glacial valleys; bedrock structure and lithology; rigid bedrock; deformable glacier bed; glacial erosion.

Введение

В работах исследователей структура коренных пород рассматривается как один из основных факторов, влияющих на процессы ледниковой и водно-ледниковой эрозии, деформации и на возникновение в результате этих процессов ложбин и других ледниковых форм [1; 2]. При оценке влияния структуры и литологии отложений субстрата существуют разные мнения относительно того, какие свойства коренных отложений являются наиболее важными и обуславливают эрозионную и гляциотектоническую деятельность ледника. Одни исследователи необходимым условием протекания ледниковой эрозии и возникновения ложбин считают присутствие слаболитифицированных (неконсолидированных) пород, их физико-механические свойства [3–5]. Другие рассматривают тектонические структуры (выступы, мульды, моноклинали) как основную причину образования ледниковых ложбин [2; 6–8; 9]. Часть геологов полагают, что появлению ложбин способствовали слоистость, сланцеватость, трещиноватость, прослои рыхлых отложений, зоны фациального замещения песка глинами и другие зоны структурного ослабления в субстрате, более подверженные ледниковой эрозии и гляциотектонической переработке [10–13].

Перечисленные данные предыдущих исследований о влиянии структуры и литологии коренных отложений на ледниковую эрозию и ледниковые формы древнеледниковых областей важно иметь в виду, когда обсуждаются причины возникновения ложбин на территории Беларуси.

Цель работы – акцентировать внимание на различной плотности и изменениях в пространственном распределении основных типов ледниковых ложбин и установить соотношение со структурой и литологическими характеристиками дочетвертичных отложений в Беларуси.

Методика исследования

Использовалось сопоставление ледниковых ложбин и их плотности с площадями различного геологического строения. Представление о пространственном размещении ледниковых ложбин дает детальная карта рельефа поверхности дочетвертичных и брестских предледниковых отложений в Беларуси масштаба 1 : 200 000, построенная с учетом имеющихся буровых данных [14]. Картирование типов ледниковых ложбин основывалось на комплексе критериев [9; 15]. С их помощью построена специальная карта ледниковых ложбин различного типа.

Плотность ложбин измерялась по карте рельефа поверхности дочетвертичных и брестских предледниковых отложений масштаба 1 : 200 000. За показатель плотности выбрано отношение площади, занимаемой ложбинами, к 25 км² территории (в процентах). Стало возможным представить более четкую картину распространения районов с низкой, средней и высокой плотностью ложбин. Сопоставление карт распространения и плотности ложбин с характером геологического строения коренного субстрата позволило выявить взаимосвязь ложбин с районами определенного геологического строения, региональными и локальными структурами (рис. 1).

Результаты исследования

Ледниковые ложбины распределены по территории Республики Беларусь неравномерно. Высокая плотность ложбин представлена в центральной, западной и северной частях страны. В юго-западной, южной и восточной частях республики плотность ложбин снижается до 3,6 %. Чтобы установить взаимоотношение ледниковых ложбин и коренного субстрата, территория Беларуси была разделена на три района (см. рис. 1), которые различаются по характеру геологического строения верхнего двухсотметрового разреза платформенного чехла. Величина верхнего интервала выбрана с учетом фундаментального значения его структуры, литологии в контролировании ледниковой эрозии [1; 16].

Район I приходится на центральную и западную части Беларуси. Особенностью этого района является неглубокое залегание кристаллического фундамента. Его поверхность приподнята выше абсолютных отметок –500 м и образует Белорусскую антеклизу. Центральному участку антеклизы или Центрально-Белорусскому массиву, имеющему субширотное простирание, соответствует свод. Абсолютные от-

метки фундамента достигают здесь от –100 до –25 м, а на Бобовнянском выступе – максимальных значений (95 м). На крыльях антеклизы поверхность фундамента радиально погружается с уклоном 10 м на 1,5–3,0 км, а местами и с большим. Поверхность фундамента выделяется здесь значительной расчлененностью и широким развитием локальных выступов, валов, поднятий, которые имеют амплитуду до 30–50 м, максимальную – до 150 м (Зельвянско-Ивьевский вал, Слонимский купол, Гродненское, Берестовецкое, Мостовское, Вороновское, Кревское поднятия) [17]. Особенно неровная поверхность фундамента отмечается в пределах нескольких разломов: Гродненского, Щучинского, Волковысского, Дятловского, Кореличского, Налибокского. Здесь представлены крутые склоны или уступы, локальные блоковые выступы и депрессии амплитудой от 10 до 62 м, вытянутые обычно согласно простиранию разломов.

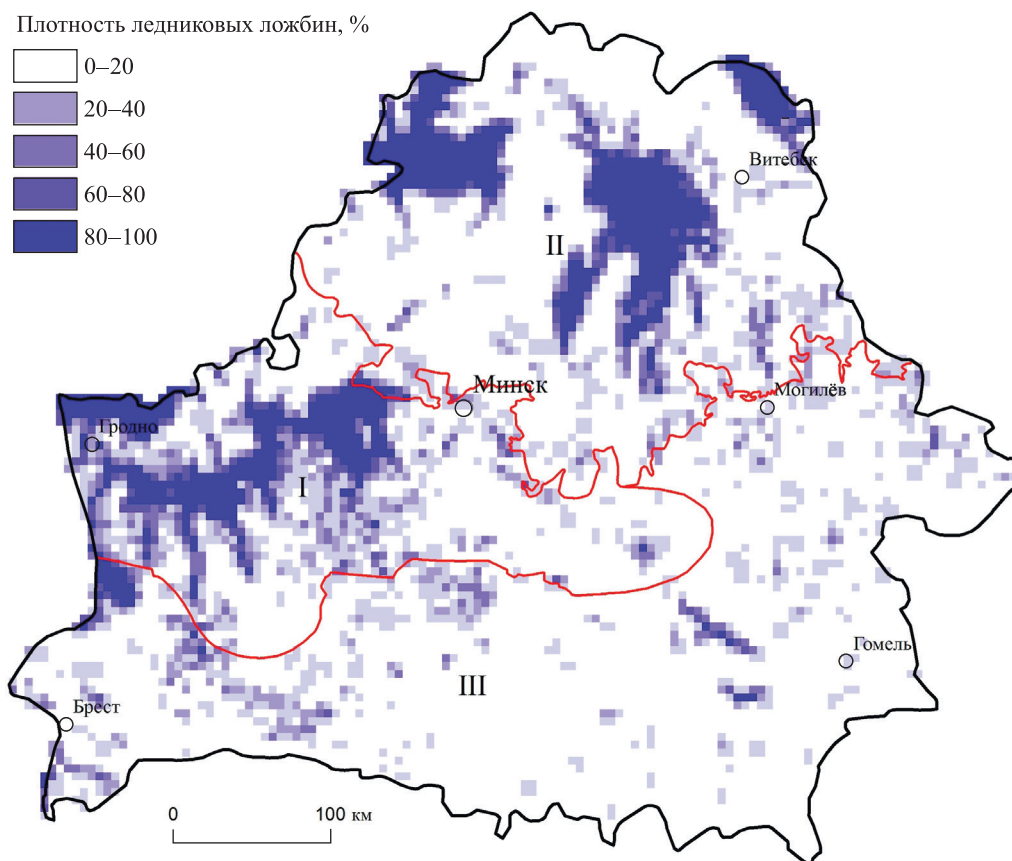


Рис. 1. Соотношение между плотностью ледниковых ложбин и районами с различным характером геологического строения в верхней двухсотметровой толще коренного субстрата: I – район распространения мергельно-меловых и песчано-глинистых отложений мела – среднего плейстоцена на неглубоко залегающем кристаллическом фундаменте (Белорусская антеклиз); II – нижнепалеозойские и девонские терригенные и карбонатные отложения (северный склон Белорусской антеклизы и северная часть Оршанской впадины); III – преимущественно мергельно-меловые, песчано-алевритовые и глинисто-песчаные отложения нижнего мела – среднего плейстоцена (Припятский прогиб, южная часть Оршанской впадины и Брестская впадина) (обозначение указанных районов присутствует на рис. 3)

Fig. 1. Correlation between density of valleys and areas with different geological structure within the uppermost 200 m of the bedrock substratum. Areas: I – chalk, marlstones and sandy-clayey sediments of the Cretaceous – Middle Pleistocene age that override the shallow lying crystalline basement (Belarusian anteclise); II – terrigenous and carbonate Lower Paleozoic and Devonian deposits (the northern slope of the Belarusian anteclise and the northern part of the Orsha depression); III – mainly chalk, marlstones, sandy-silty and sandy-clayey sediments of the Lower Cretaceous – Middle Pleistocene age (Pripyat trough, Orsha and Brest depressions) (the designation of these areas is shown on fig. 3)

В пределах верхних 200 м в осадочном разрезе Центрально-Белорусского массива выделяются разные по составу и возрасту породы: нижняя толща верхнепротерозойско-триасовых пород и верхняя толща меловых – неогеновых отложений. Нижняя толща образований распространена в основном на склонах массива. Она имеет антиклиналевидные условия залегания. Верхнепротерозойские песчаники появляются в основании меловых отложений и местами в подошве четвертичных отложений в централь-

ной части структуры, на ее склонах расположены более молодые образования – нижнепалеозойские и девонские известняки, доломиты, аргиллиты на севере и северо-востоке, пермские известняки на северо-западе и юрские известняки на западе. Эти отложения имеют мощность до 50–130 м и резко утончаются над локальными положительными структурами фундамента. В наиболее приподнятых структурах Центрально-Белорусского массива и западного склона антеклизы (Бобовнянский выступ, Слонимский купол, Зельвянско-Ивьевский вал и Мостовский купол) они отсутствуют и в основании меловых и четвертичных отложений выходят кристаллические породы фундамента. Как показано в [17], поверхность домеловых пород в районе имеет максимальные отметки на востоке (70–80 м) и в целом моноклиально наклонена на запад до отметки –220 м с градиентом 1 м/км. На этой разновозрастной, сильно денудированной выровненной поверхности обособляются локальные морфоструктурные поднятия высотой до 50 м, сложенные породами фундамента (район свода и западного склона) и домеловыми породами, понижения с корами выветривания мощностью до 40 м на выходах фундамента.

Верхняя толща меловых – неогеновых пород перекрывает положительные структуры более древних осадочных образований и фундамента почти на всей территории Центрально-Белорусского массива и слагает ложе четвертичных отложений. Ее мощность постепенно увеличивается от северо-восточной границы района на запад и юг, где достигает 200 м и более. В пределах Белорусской антеклизы наблюдается изменение условий залегания и распространения слоев разного возраста и литологии. Падение слоев меловых отложений отклоняется к северо-западу. На поверхности коренного субстрата полоса распространения кварцево-глауконитовых песков с прослоями алевритов и песчанистого мергеля (вдоль границы нижне- и верхнемеловых отложений) в таком же направлении сменяет поле развития опесчаненного и глинистого мела с прослоями мергелей верхнего мела. Второе поле развито на большей части района. Меловые породы перекрыты разнозернистыми и мелкозернистыми глауконито-кварцевыми песками палеогена, которые в центральной части региона являются маломощными и распространены островами. К югу отложения палеогена выступают в виде дырявого покрова, достигают максимальной мощности 40 м. Для неогеновых пород также характерны островное распространение, небольшие мощности с максимальными площадями развития и мощности до 50 м на юге и юго-западе антеклизы. В основании четвертичных отложений встречаются миоценовые и плиоценовые отложения. Среди них преобладают кварцевые пески и глины с прослоями бурого угля озерного и озерно-болотного происхождения и аллювиальные пески, алевриты и углистые глины, которые можно обнаружить по всему району в древнеозерных котловинах и палеодолине р. Неман.

В результате отмеченных выше условий залегания толщи меловых и палеоген-неогеновых аккумуляций Центрально-Белорусский массив на большей части является погребенной структурой и на поверхности дочетвертичных отложений не выделяется. При этом на присводовых участках склонов, локальных структурах домеловой поверхности эта толща утончается. В наиболее приподнятой части Бобовнянского выступа она разрывается и на поверхности дочетвертичных отложений обнажается кристаллический фундамент. Поверхность дочетвертичных пород характеризуется понижением на северо-запад с градиентом 1,1 м / 1 км, тектонические структуры (Бобовнянский выступ и др.) в ней не выделяются либо имеют незначительные (до 10 м) амплитуды.

На территории неглубокого залегания кристаллического фундамента Белорусской антеклизы, перекрытого сравнительно маломощными мергельно-меловыми и песчано-глинистыми породами, установлено преобладающее количество ледниковых ложбин и их наибольшая плотность – 23, 3 % [2; 7; 15; 18; 19] (рис. 2).

Ледниковые ложбины появляются на поверхности отложений мезокайнозоя на участках, где погребенные склоны Центрально-Белорусского массива достигают отметок –0,3 км и выше. Особенно широко и плотно они представлены на присводовых участках западного и северного склонов массива из скальных пород фундамента и верхнего протерозоя. Склоны обращены навстречу движению ледника и перекрыты рыхлыми породами меловой, палеогеновой и неогеновой систем. На этой территории, как следует из [15], сосредоточены ложбины ледникового выпаживания, выдавливания, водно-ледникового размыва и полигенетического характера.

Основу ложбинного рельефа образуют полигенетические разновидности ложбин (рис. 3). Среди них преобладают гляциодепрессии и линейные троговые ложбины ледниковой экзарации, выдавливания и размыва. Расположение гляциодепрессий контролируется размещением Центрально-Белорусского кристаллического массива и площадями его склонов с абсолютными отметками от –120 до 0 м и наклоном навстречу движению ледника. Такое расположение наблюдается у Мостовской и Налибокской гляциодепрессий. Они огибают Центрально-Белорусский массив с севера, следуя к западу вдоль осевой полосы этой структуры. У этих котловин отмечается погружение поверхности к югу против уклона фундамента и минимальные отметки в зоне слияния их дна с верхней частью склонов скального выступа. В таких зонах, как отмечено в [15], меловые породы уничтожены ледником на полную или большую часть мощности мела (рис. 4).

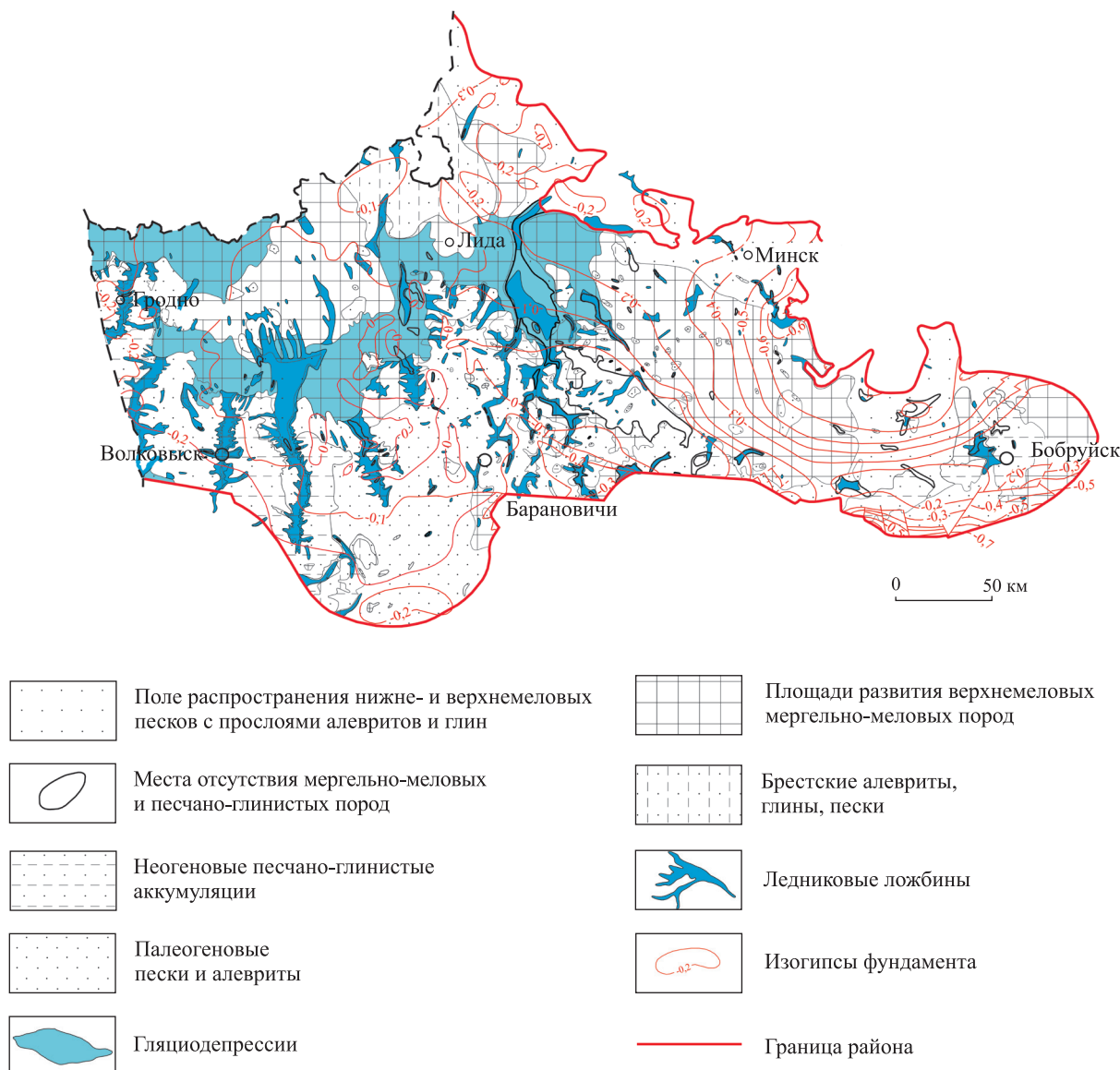


Рис. 2. Взаимосвязь ледниковых ложбин с полем развития мергельно-меловых отложений верхнего мела и песчано-глинистых образований кайнозоя и с неглубоким залеганием фундамента в пределах Белорусской антеклизы

Fig. 2. Relationship between glacial valleys and area with Upper Cretaceous chalk, marlstones and Cenozoic sands and clays that superpose a basement protrusion within the Belarusian antecline

Высокое положение кристаллических пород на Центрально-Белорусском кристаллическом массиве обусловило широкое развитие гляциодислокаций в подстилающих породах в основании и по периферии гляциодепрессий [2; 15]. Проявление гляциотектоники здесь выражается в многочисленных гляциодиапирах и гляциокуполах, явлениях отторжения и внедрения меловых, палеогеновых и неогеновых пород в четвертичную толщу в форме ледниковых отторженцев и складчато-чешуйчатых систем. Самые мощные гляциодислокации (Песковская, Дятловская и др.) и напорные конечные морены размещаются у дистальных бортов гляциодепрессий (см. рис. 4). Сходные взаимоотношения с характером геологического строения района удается обнаружить в расположении и морфологии полигенетических троговых ложбин, пересекающих гляциодепрессии либо отходящих от их дистального края по ходу движения ледниковых языков. Эти ложбины вытянуты против повышения скальных пород, «взбираются» на массив и выклиниваются (Россинская, Зельвянская, Щаровская, Молчадская, Сервечская, Ушанская и др.). Их дно наклонено согласно с падением поверхности фундамента. В пределах осевой зоны и северных склонов Центрально-Белорусского кристаллического массива до отметок от –30 до –64 м ложбины прорезают весь осадочный чехол и углубляются в элювий и породы фундамента на 20–30 м.

Днища Щаровской, Молчадской, Сервечской и Ушанской ложбин значительными отрезками совпадают с локальными поднятиями поверхности фундамента и также, прорезая осадочные породы, достигают кристаллических пород.

Глубина вреза, ширина и другие морфологические особенности ложбин также определяются глубиной залегания прочных кристаллических и осадочных пород массива и литологией податливых пород мезокайнозоя. Относительный врез ложбин в дочетвертичные осадочные породы и их ширина возрастают в соответствии со снижением поверхности кристаллического массива и возрастанием мощности перекрывающей толщи осадочных отложений. Максимальные по глубине ложбины зарегистрированы над западным склоном массива, перекрытым более мощными меловыми и песчано-глинистыми отложениями [15]. Как отмечено в [2], при переходе на кристаллический массив ложбины заметно суживаются и нередко выклиниваются по восстанию (см. рис. 2) и в более податливых отложениях района они более широкие.

Характерной особенностью линейных полигенетических ложбин описываемого района является сочетание с формами ледникового выдавливания по их тальвегу и бортам [2; 15; 20; 21]. Формы выдавливания представлены многочисленными ложбинами, меловыми гляциокуполами, скибовыми нарушениями и отторженцами, ориентированными вдоль ледникового фронта и поперек субмеридиональных ложбин. В местах пересечения субмеридиональных ложбин субширотными гляциотектоническими сооружениями у них нередко наблюдается ребристый рисунок, создаваемый ложбинами выдавливания, которые выступают в противоположные стороны от субмеридиональной ложбины. Примерами такого соотношения могут служить Гродненско-Лососненская, Свислочская, Россинская, Зельвянская, Щаровская ложбины. Часто дислокации насажены и на дистальные окончания субмеридиональных ложбин.

Район II приходится на северную часть Беларуси. В пределах верхней двухсотметровой толщи дочетвертичных образований здесь преобладают более древние, в основном палеозойские, отложения. Особенности распространения и залегания осадочных отложений определяются расположением тектонических структур платформенного чехла: Вилейского погребенного выступа Белорусской антеклизы, Прибалтийской моноклинали и Оршанской впадины [21].

Поднятие слоев вендских песчаников, алевролитов и аргиллитов, близкое их залегание к поверхности дочетвертичных отложений отмечаются вдоль юго-западной границы района (Воложинский грабен). Отсюда поверхность докембрийских отложений погружается с отметок 40–52 м как к северу, согласно падению поверхности Вилейского погребенного выступа, так и к востоку в направлении Оршанской впадины до –130 м и ниже. На западном склоне у границы с Литвой (Прибалтийская моноклираль) в ложе четвертичных отложений локально выступают нижнепалеозойские породы: кембрийские аргиллиты и песчаники, ордовикские и силурийские органогенные известняки и мергели. Здесь эти образования последовательно сменяют друг друга и погружаются в сторону Балтийской синеклизы.

В исследуемом районе вендские и нижнепалеозойские породы перекрывают девонские отложения, которые слагают преимущественно основание четвертичной толщи. Для девонских отложений в целом характерна моноклиальная структура в залегании. Это проявляется в падении слоев девона и возрастании их мощности по направлению с юго-запада на северо-восток. На поверхности коренного субстрата в том же направлении выступают все более молодые отложения. Например, у границы максимального распространения в юго-западной части района представлены отложения эйфельского яруса среднего девона. В северо-восточном направлении в западной и центральной частях выступают отложения живетского яруса. На востоке и севере региона в ложе четвертичной толщи появляются отложения франского и фаменского ярусов верхнего девона.

При условиях моноклиального залегания девонских пород разного возраста на поверхности коренного субстрата северной части Беларуси образуются полосы отложений, вытянутые с северо-запада на юго-восток, различные не только по возрасту, но также по ширине и составу. Глинисто-алевритовыми и карбонатно-глинистыми отложениями представлены наровские слои, выступающие в виде полосы шириной 35–100 км (рис. 5). Песчано-глинистые отложения характерны для широкой (90–180 км) полосы распространения отложений полоцкого и ланского горизонтов девона. На севере и востоке района в полосе развития отложений верхнего девона существенное место принадлежит доломитам и доломитизированным известнякам.

Ледниковые ложбины приурочены, как правило, к полосе распространения девонских песчано-глинистых отложений. В ее пределах отмечается второй по многочисленности после Белорусской антеклизы и плотности район скопления ложбин. Плотность ложбин здесь в основном составляет 20,8 %. Наиболее высокая плотность имеет место на западном и центральном участках полосы, где расположены котловинообразные гляциодепрессии, трогаобразные ложбины, ложбины-ванны и рытвины. В отличие от ложбин первого района в описываемом районе преобладают эрозионно-экзарационные и экзарационные ложбины, а также шире встречаются субгляциальные водно-эрозионные ложбины [9] (см. рис. 3).

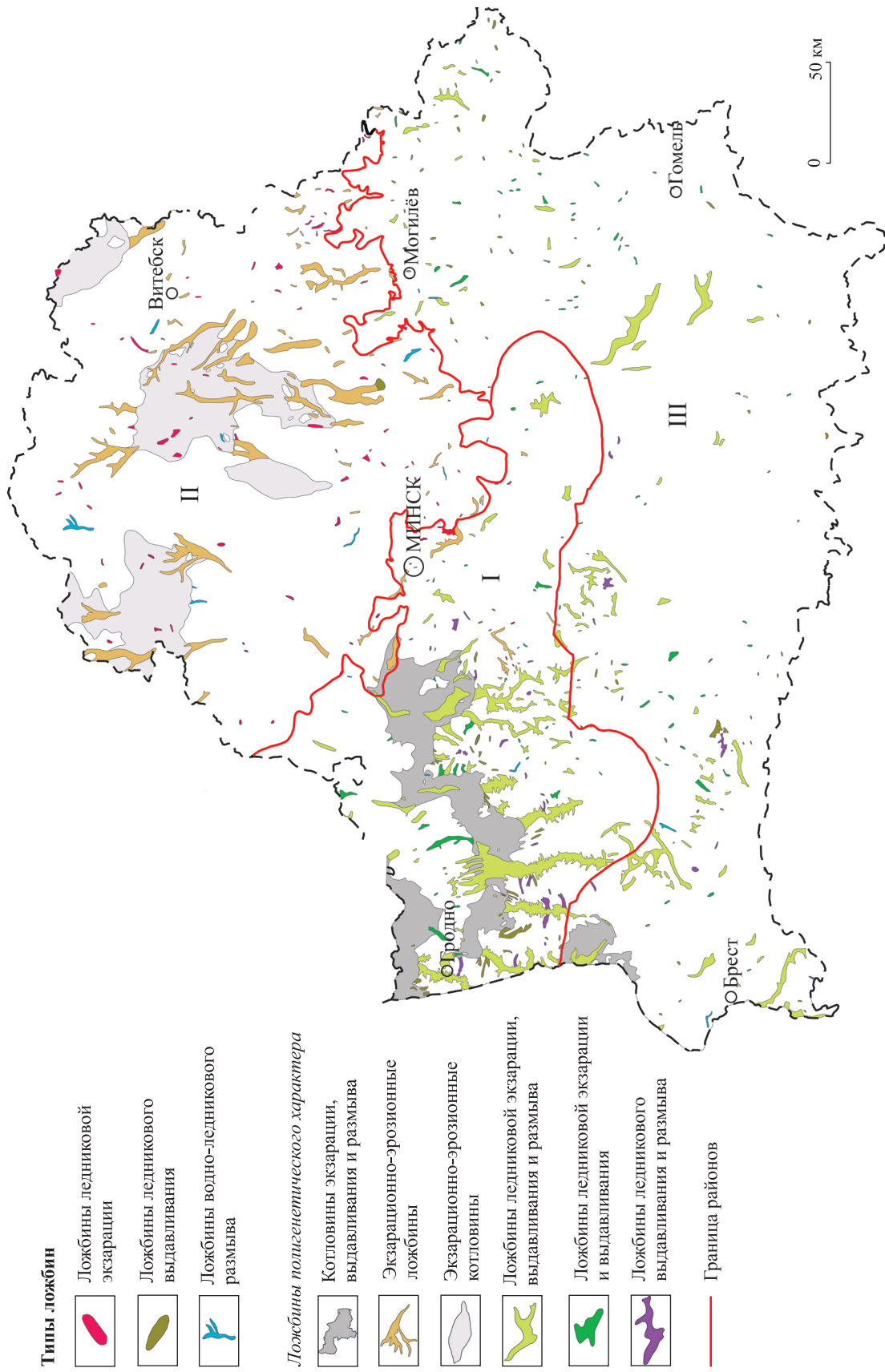


Рис. 3. Карта расположения основных морфогенетических типов ледниковых ложбин. Природа ложбин заметно изменяется при переходе от районов с деформируемым субстратом к району преобладания прочных палеозойских пород на севере Беларуси
 Fig. 3. Location map of principal morphogenetic types of glacial valleys. The glacial valley origin altered appreciably when passing from the area with deformable bedrock to the area with dominant hard Paleozoic deposits in the North of Belarus

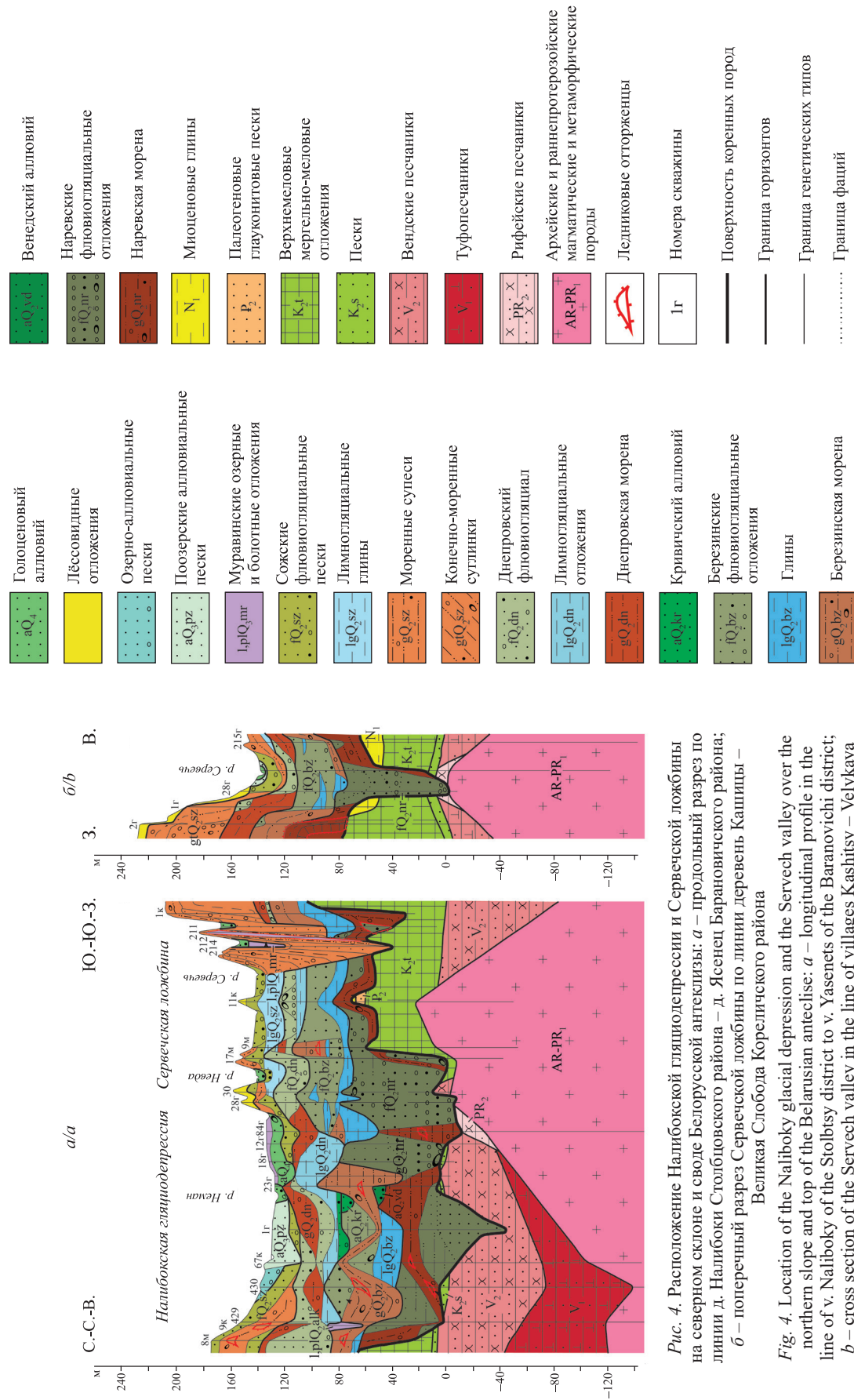


Рис. 4. Расположение Налибокской гляциодепрессии и Сервечской ложбины на северном склоне и своде Белорусской антеклизы: *а* – продольный разрез по линии д. Налибокы Столбовского района – д. Ясенец Барановичского района; *б* – поперечный разрез Сервечской ложбины по линии деревень Кашицы – Великая Слобода Кореличского района

Fig. 4. Location of the Nalibokya glacial depression and the Servech valley over the northern slope and top of the Belarusian anticline: *a* – longitudinal profile in the line of v. Nalibokya of the Stolbtsy district to v. Yasenets of the Baranovichi district; *b* – cross section of the Servech valley in the line of villages Kashtsy – Velykaya Sloboda of the Korelich district

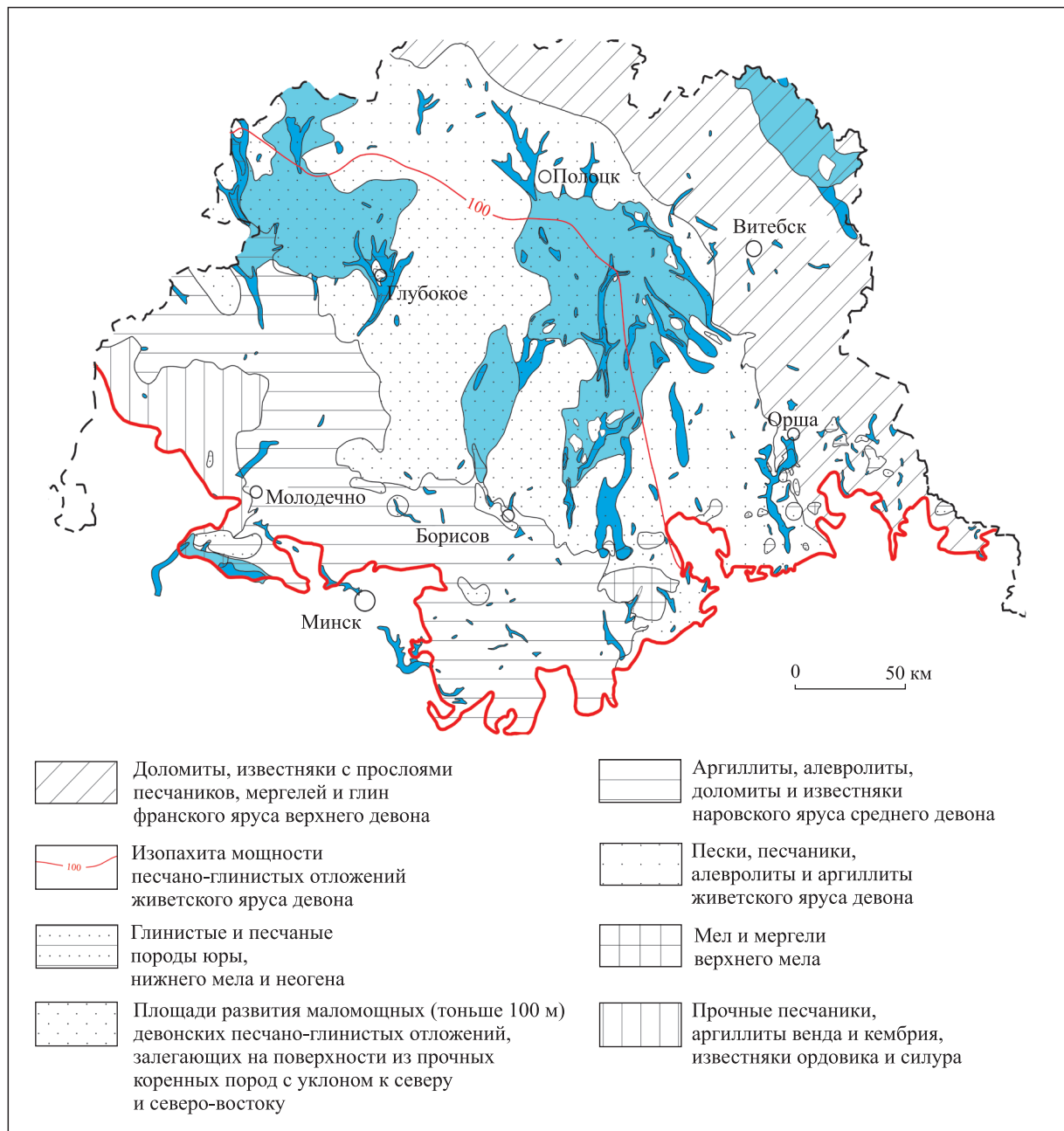


Рис. 5. Соотношение между ледниковыми ложбинами и комплексами коренных пород разного состава и возраста в северной Беларуси

Fig. 5. The relation between glacial valleys and bedrock assemblages, having different structure and age within northern Belarus

Гляциодепрессии и большинство других ложбин приурочены к площадям развития маломощных (менее 100 м) девонских песков и слабосцементированных песчаников, расположенных вблизи зоны их выклинивания. Отложения содержат прослой глины и алевролитов и залегают на поверхности из более плотных карбонатно-глинистых и глинисто-алевролитовых пород, которая имеет наклон к северу и северо-востоку. Многие участки гляциодепрессий подстраиваются к полосе распространения девонских песков и песчаников и ее границам (см. рис. 5). Гляциодепрессии в песчано-глинистых отложениях менее глубокие, чем в мергельно-меловых отложениях района I. Переуглубленные участки днища вдоль оси гляциодепрессий также следуют в целом согласно границам песчано-глинистых отложений. Только Суражская гляциодепрессия на востоке района, врезанная в более устойчивые к ледниковой экзарации карбонатные породы, является самой неглубокой. Поверхности дна и склонов гляциодепрессий отличаются пологой вогнутостью и выположенностью, хотя местами осложняются выступами из прочных слоев девонских пород.

Связь ледниковых ложбин с полосой развития девонских песков и песчаников отчетливо проявляется также в пограничных частях. В юго-западной части поля наблюдается заметное совпадение окончаний ложбин с границей выклинивания девонских песчаных отложений. Вдоль северо-восточной границы отмечается приуроченность многих ложбин к узкой зоне, где относительно прочные и тонкие карбонатные отложения саргаевского горизонта перекрывают менее устойчивые ланские пески и песчаники. В пределах полей распространения глинисто-алевроитовых, карбонатно-глинистых и карбонатных отложений на юго-западе, севере и востоке района ложбин гораздо меньше или они вообще не установлены. Размещение отдельных, особенно субмеридиональных, ложбин ледниковой экзарации, водно-ледникового размыва и полигенетического типа связано с разуплотнением отложений вдоль разломов.

На площади залегания песчано-глинистых отложений девона ложбины в общем наклонены согласно наклону кровли подстилающих нижнепалеозойских и девонских пород. Наблюдается тенденция уменьшения глубины вреза ложбин по направлению от центральных районов площади песчано-глинистых отложений к ее юго-западной и северо-восточной границам. Ложбины глубиной более 100 м прорезают всю толщу песчано-глинистых отложений и углублены до кровли более прочных пород девона. Максимальные по глубине ложбины проходят даже сквозь всю толщу девона. Глубина их вреза и морфология контролируются скальными породами нижнего палеозоя. В поверхности дочетвертичных отложений такие ложбины более отчетливо выделяются: они глубокие и узкие. На участках максимального углубления и сужения их склоны крутые и ровные или ступенчатые с террасовидными площадками из более устойчивых пород. Сами ложбины принимают каньонообразный вид.

Район III представлен отложениями с преобладанием мергельно-меловых, песчано-алевроитовых и глинисто-песчаных отложений нижнего мела – брестского горизонта среднего плейстоцена. Этот район охватывает Припятский прогиб, южную часть Оршанской впадины и Брестскую впадину. На площади района в верхних 200 м ложа ледниковых отложений отмечаются сходные с районом I условия залегания отложений мела, палеогена и неогена. В отличие от него фундамент лежит заметно глубже и, за исключением Полесской седловины, Микашевичско-Житковичского выступа и Воронежской антеклизы, вскрывается на отметках ниже – 0,5 км. Меловые и более молодые дочетвертичные отложения перекрывают поверхность из пород разного возраста (от рифейских до верхнеюрских), которая залегает в целом глубже и постепенно погружается к западу, югу и юго-востоку. Району отвечают большие мощности меловых и неогеновых отложений (до 100–230 м) и выдержанность мощности слоев по площади. Шире развиты в субстрате отложения олигоцена – брестского предледниковья: глауконитовые пески, глины и алевроиты.

В пределах района развития пород мелового – брестского возраста обнаружено меньшее число ледниковых ложбин по сравнению с соседними районами. Плотность ложбин здесь также низкая. Ложбины в основном мелкие, выступают в виде одиночных форм менее чем на 100 м в глубину и 2 км в ширину, полностью врезаны в пески, глины и мел. По происхождению на этой территории выделяются наиболее распространенные типы: ложбины ледникового выдавливания, ложбины экзарации и выдавливания. Реже отмечаются ложбины ледникового выдавливания и размыва и почти отсутствуют субгляциальные водно-эрозионные врезы. Исключения представляют зоны развития разломов и локальных структур, к которым приурочены более крупные и глубокие ложбины экзарации, выдавливания и размыва и системы ложбин в сложных сочетаниях.

Обсуждение результатов исследования

В соответствии с приведенными данными следует подчеркнуть важнейшие особенности во взаимосвязи между характером геологического строения, литологией дочетвертичных отложений и наличием ледниковых ложбин и их природой. Наиболее очевидная взаимосвязь присутствует в районе неглубокого залегания кристаллического фундамента Белорусской антеклизы, перекрытого податливыми мезокайнозойскими мергельно-меловыми и песчано-глинистыми отложениями. Здесь сосредоточено преобладающее количество ложбин, а плотность их самая высокая.

На севере Беларуси можно также видеть подрайоны с большим числом и высокой плотностью ледниковых ложбин, соответствующие полосе механически менее устойчивых девонских песчано-глинистых отложений. Ложбины приурочены в основном к площадям развития маломощных девонских песков и песчаников, которые залегают над выступами карбонатно-глинистых и аргиллито-алевроитовых отложений с наклоном навстречу леднику. Однако северный район также имеет обширные участки с редкими или единичными ложбинами. Эти участки совпадают с полями развития более устойчивых нижнепалеозойских и девонских аргиллитов, известняков и доломитов (см. рис. 5). Как видно, в северном районе республики наблюдается взаимосвязь между высокой плотностью ложбин и песчано-глинистым субстратом и низкой плотностью ложбин и аргиллито-алевролитовым и карбонатно-глинистым субстратом. Самая высокая концентрация ложбин отмечается на участках развития песчано-глинистых

отложений, где их мощность сокращается до 100 м и менее, а подстилающие более плотные породы девона имеют высокое положение и уклон к леднику.

В районе Припятского прогиба, южной части Оршанской впадины и на территории Брестской впадины, где поверхность субстрата слагают мелы, мергели, пески, алевроиты и глины мезокайнозоя и брестского горизонта, плотность ложбин низкая. Ограниченное число ложбин в районе, по-видимому, находится в соответствии с условиями геологического строения: горизонтальным залеганием меловых – брестских отложений, большими значениями мощности, выдержанностью по площади и увеличением к западу и юго-востоку их мощности, постепенным погружением по ходу движения ледника поверхности подстилающих рифейско-юрских отложений и значительно более глубоким расположением фундамента.

Определенная связь отмечается также между районами с различным характером геологического строения и литологии субстрата и распространением различных морфогенетических типов ледниковых ложбин (см. рис. 3). В районе неглубокого залегания кристаллического фундамента и мезокайнозойских мергельно-меловых и песчано-глинистых отложений представлены преимущественно ложбины, которые образовались в результате отдельных процессов (ледникового выпаживания, выдавливания, водно-ледникового размыва) и их комбинации. Ложбины организованы в комплексы, включающие обширные гляциодепрессии, субмеридиональные трогообразные ложбины выводных языков и пересекающие их поперечные ложбины. К этим ложбинам приурочены самые многочисленные группы гляциодислокаций и отторженцев главным образом мергельно-меловых пород [7].

На юге Беларуси, где в ложе отмечаются мергельно-меловые отложения, пески, алевроиты и глины, но подстилающая их поверхность рифейско-юрских пород залегает глубже и с наклоном в направлении движения ледника, ложбины ледникового выдавливания и размыва представлены единично, а субгляциальные водно-эрозионные врезы почти не встречаются.

Природа ледниковых ложбин заметно изменяется при переходе от районов с деформируемым субстратом к району с преобладанием жестких палеозойских карбонатных и терригенных пород на севере Беларуси. Здесь распространены ложбины, в возникновении которых существенное место принадлежит ледниковой экзарации, субгляциальной водной эрозии и наложению разновременных процессов. Появление в поверхности дочетвертичных отложений субгляциальных водно-эрозионных ложбин можно связать с присутствием глинистых пород, которые способны затруднять дренаж крупных объемов подледных талых вод, обуславливая их накопление. При спусках подледных водоемов это приводило к образованию ложбин водно-ледникового размыва [16; 22].

Совпадение районов распространения мергельно-меловых и песчано-глинистых пород и участков развития ледниковых ложбин и их ограниченное присутствие на участках с преобладанием известняков, доломитов указывают на то, что между литологическими особенностями пород субстрата и их деформационными свойствами и условиями для возникновения ложбин существует прямая связь. Прочные скальные породы значительной мощности и однородные, слагающие субстрат на юго-западе и востоке северной Беларуси, механически более устойчивы. Поэтому ложбин здесь встречается меньшее количество, их плотность невысокая. Пески и слабосцементированные песчаники на западе и в центре северной Беларуси являются относительно менее устойчивыми из-за воздействия нагрузок, обусловленных ледником. По этой причине здесь находится большее количество ложбин. В сравнении с прочными отложениями района II мергельно-меловые и песчано-глинистые отложения района I мягче, пластичнее и подвержены деформациям под ледниковой нагрузкой. Это обстоятельство определяет широкое распространение ложбин в деформируемом ложе ледника.

Районы концентрации ледниковых ложбин в Беларуси имеют прямую связь с территориями неглубокого залегания кристаллического фундамента и девонских доломитов и известняков, перекрытых менее устойчивыми и маломощными песками и песчаниками. Появление ложбин объясняют разрушением слабых пород в результате концентрации напряжений на контакте с неглубоко залегающими скальными породами [2; 18].

Наличие субстрата, относительно устойчивого к воздействию ледниковой нагрузки в северной Беларуси, и субстрата, деформируемого на территории Белорусской антеклизы, обусловило проявление разных процессов ледниковой эрозии [4; 23] и формирование различных типов ледниковых ложбин. В северной Беларуси главными являются ледниковая экзарация и абразия и местами субгляциальная водная эрозия. Они привели к возникновению ложбин ледниковой экзарации, водно-ледникового размыва и экзарационно-эрозионного происхождения. На территории Белорусской антеклизы отложения субстрата эродировались в результате деформаций путем образования складок, перемещения по надвигам, подледного течения, меньше – за счет экзарации и водно-ледникового размыва. Как следствие, здесь образовались ложбины ледникового выдавливания, выпаживания и полигенетические.

Заключение

Образование ледниковых ложбин наиболее вероятно в районах с субстратом из малопрочных пород. Под ледниковой нагрузкой податливые мергельно-меловые и песчано-глинистые отложения при потере структурных связей будут иметь тенденцию к эрозии и обуславливать образование ложбин. В районах с жесткими, механически более устойчивыми и практически не поддающимися пластическим деформациям карбонатными отложениями ложбины либо встречаются в отдельных случаях, либо отсутствуют.

Условия тектонического строения на территории Белорусской антеклизы, западного и центрального участков северной Беларуси значительно усиливали напряжение в субстрате, скорость и масштаб экзарации и деформации отложений. В результате этого здесь появились районы развития ложбин.

Характер геологического строения и литологии субстрата сказался на различном стиле ледниковой эрозии, что привело к развитию различных типов ложбин.

Библиографические ссылки

1. Boulton GS. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates DR, editor. *Glacial geomorphology*. Binghamton: State University of New York; 1974. p. 41–87.
2. Левков ЭА. *Гляциотектоника*. Минск: Наука и техника; 1980. 278 с.
3. Kupsch WO. Ice-thrust ridges in Western Canada. *The Journal of Geology*. 1962;70(5):582–594. DOI: 10.1086/626853.
4. Boulton GS. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*. 1979;23(89):15–38.
5. Larson G, Schaetzl R. Origin and evolution of the Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*. 2001;27(4):518–546. DOI: 10.1016/S0380-1330(01)70665-X.
6. Hough JL. The prehistoric Great Lakes of North America. *American Scientists*. 1963;51(1):84–109.
7. Левков ЭА. Региональные и локальные факторы формирования гляциодислокаций. *Доклады Академии наук БССР*. 1972;16(12):1126–1128.
8. Матвеев АВ. *Ледниковая формация антропогена Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1976. 158 с.
9. Комаровский МЕ. *Палеоложбины Белорусского Поозерья*. Минск: БГУ; 2009. 181 с.
10. Rastas J, Seppälä M. Rock jointing and abrasion forms on *roches moutonnees*, SW Finland. *Annals of Glaciology*. 1981;2:159–163. DOI: 10.3189/172756481794352504.
11. 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.
12. Gordon JE. Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of Northern Scotland and West Greenland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*. 1981;63(1–2):55–65. DOI: 10.1080/04353676.1981.11880018.
13. Olvmo M, Johansson M. The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2002;27(3):251–268. DOI: 10.1002/esp.317.
14. Комаровский МЕ, Хилькевич ЕВ. Соотношение между ледниковыми ложбинами и активными разломами на территории Беларуси. *Журнал Белорусского государственного университета. География. Геология*. 2018;2:106–117.
15. Горецкий ГИ. *Особенности палеопотамологии ледниковых областей (на примере Белорусского Понеманья)*. Минск: Наука и техника; 1980. 286 с.
16. Sandersen PBE, Jørgensen F. Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. In: Huuse M, Redfern J, Heron DPL, Dixon RJ, Moscardiello A, Craig J, editors. *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. [S. l.]: The Geological Society; 2012. p. 145–157. DOI: 10.1144/SP368.12. (Geological Society, London, Special Publications; volume 368).
17. Коженев ВЯ. *Белорусская антеклиза: строение, развитие, новейшая тектоника*. Минск: Наука и техника; 1979. 132 с.
18. Левков ЭА. О структуре и природе Белорусской гряды. В: Матвеев АВ, редактор. *Морфогенез на территории Белоруссии*. Минск: Наука и техника; 1983. с. 5–8.
19. Грибко АВ. *Морфология, генезис линейных переуглублений ложа антропогенных отложений в областях покровных оледенений (на примере Белорусской гряды)* [автореферат диссертации]. Москва: МГУ; 1989. 20 с.
20. Карабанов АК. *Гродненская возвышенность: строение, рельеф, этапы формирования*. Минск: Наука и техника; 1987. 108 с.
21. Комаровский МЕ. *Минская и Ошмянская возвышенности*. Минск: Институт геологических наук Академии наук Беларуси; 1996. 124 с.
22. Piotrowski JA, Hermanowski P, Piechota AM. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2009;34(4):481–492. DOI: 10.1002/esp.1728.
23. Boulton GS. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*. 1996;42(140):43–62. DOI: 10.3189/S0022143000030525.

References

1. Boulton GS. Processes and patterns of glacial erosion. In: Coates DR, editor. *Glacial geomorphology*. Binghamton: State University of New York; 1974. p. 41–87.
2. Levkov EA. *Glyatsiotektonika* [Glaciotectonics]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 278 p. Russian.
3. Kupsch WO. Ice-thrust ridges in Western Canada. *The Journal of Geology*. 1962;70(5):582–594. DOI: 10.1086/626853.
4. Boulton GS. Processes of glacier erosion on different substrata. *Journal of Glaciology*. 1979;23(89):15–38.

5. Larson G, Schaetzl R. Origin and evolution of the Great Lakes. *Journal of Great Lakes Research*. 2001;27(4):518–546. DOI: 10.1016/S0380-1330(01)70665-X.
6. Hough JL. The prehistoric Great Lakes of North America. *American Scientists*. 1963;51(1):84–109.
7. Levkov EA. [Regional and local factors of the glacial tectonics formation]. *Doklady Akademii nauk BSSR*. 1972;16(12):1126–1128. Russian.
8. Matveev AV. *Lednikovaya formatsiya antropogena Belorussii* [The glacial formation of the Quaternary of Belarus]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1976. 158 p. Russian.
9. Komarovskii ME. *Paleolozhbiny Belorusskogo Poozer'ya* [Paleo-valleys in the Belarusian Poozerje area]. Minsk: Belarusian State University; 2009. 181 p. Russian.
10. Rastas J, Seppälä M. Rock jointing and abrasion forms on *roches moutonnees*, SW Finland. *Annals of Glaciology*. 1981;2:159–163. DOI: 10.3189/172756481794352504.
11. 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.
12. Gordon JE. Ice-scoured topography and its relationships to bedrock structure and ice movement in parts of Northern Scotland and West Greenland. *Geografiska Annaler. Series A. Physical Geography*. 1981;63(1–2):55–65. DOI: 10.1080/04353676.1981.11880018.
13. Olvmo M, Johansson M. The significance of rock structure, lithology and pre-glacial deep weathering for the shape of intermediate-scale glacial erosional landforms. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2002;27(3):251–268. DOI: 10.1002/esp.317.
14. Komarovskiy ME, Khilkevich EV. Correlation between glacial valleys and active faults in Belarus. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. 2018;2:106–117. Russian.
15. Goretskii GI. *Osobennosti paleopotamologii lednikovyykh oblastei (na primere Belorusskogo Poneman'ya)* [Palaeopotamological peculiarities of the glaciated areas (after the example of Belarusian part of the Niemen Bassin)]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1980. 286 p. Russian.
16. Sandersen PBE, Jørgensen F. Substratum control on tunnel-valley formation in Denmark. In: Huuse M, Redfern J, Heron DPLE, Dixon RJ, Moscariello A, Craig J, editors. *Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems*. [S. l.]: The Geological Society; 2012. p. 145–157. DOI: 10.1144/SP368.12. (Geological Society, London, Special Publications; volume 368).
17. Kozhenov VYa. *Belorusskaya antekliza: stroenie, razvitie, noveishaya tektonika* [The Belarusian anticline: structure, development and neotectonics]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1979. 132 p. Russian.
18. Levkov EA. [About structure and genesis of the Belarusian Ridge]. In: Matveev AV, editor. *Morfogenez na territorii Belorussii*. Minsk: Nauka i tekhnika; 1983. p. 5–8. Russian.
19. Gribko AV. *Morfologiya, genezis lineinykh pereuglublenii lozha antropogenovykh otlozhenii v oblastiakh pokrovnykh oledenenii (na primere Belorusskoi gryady)* [The morphology and genesis of the linear gullies in bedrock within the areas of former ice sheets (after the example of the Belarusian Ridge)] [master's thesis]. Moscow: Lomonosov Moscow State University; 1989. 20 p. Russian.
20. Karabanov AK. *Grodnenskaya vozvyshennost': stroenie, rel'ef, etapy formirovaniya* [The Grodno Highland: structure, relief and formation stages]. Minsk: Nauka i tekhnika; 1987. 108 p. Russian.
21. Komarovskii ME. *Minskaya i Oshmyanskaya vozvyshennosti* [The Minsk and Oshmyany Highlands]. Minsk: Institute of Geological Sciences, Academy of Sciences of Belarus; 1996. 124 p. Russian.
22. Piotrowski JA, Hermanowski P, Piechota AM. Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation. *Earth Surface Processes and Landforms*. 2009;34(4):481–492. DOI: 10.1002/esp.1728.
23. Boulton GS. Theory of glacial erosion, transport and deposition as a consequence of subglacial sediment deformation. *Journal of Glaciology*. 1996;42(140):43–62. DOI: 10.3189/S0022143000030525.