

УДК 551.435.43 (476.5)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ГОРОДОКСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ (СЕВЕРО-ВОСТОК БЕЛАРУСИ)[#]

© 2023 г. А. А. Вашков^{1,*}

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия

*e-mail: avashkov@mail.ru

Поступила в редакцию 27.05.2022 г.

После доработки 09.10.2022 г.

Принята к публикации 10.11.2022 г.

В результате первого комплексного исследования строения и морфологии ледникового рельефа Городокской возвышенности, расположенной на северо-востоке Беларуси, проводившегося с использованием литолого-стратиграфического, петрографического и морфометрического методов, установлено, что образование возвышенности предопределено поднятием в кровле пород верхнего девона. Это поднятие дочетвертичной поверхности надстраивают среднеплейстоценовые ледниковые отложения, содержащие гляциодислокации и отторженцы. Наличие такого поднятия привело к формированию возвышенности в ледораздельной зоне между чудским и ладожским ледниковыми потоками последнего оледенения. В результате во время максимального распространения последнего ледникового покрова в центре возвышенности начало формироваться моренное плато с камами. Во время лепельской фазы (18–20 тысяч календарных лет назад (тыс. кал. л. н.), едровская в России, грудаская в Литве и познаньская в Польше) от периферии к моренному плато продвигались лопасти чудского и ладожского ледниковых потоков. Всего произошло шесть выраженных осцилляций ледникового края, в результате которых были образованы цепочки холмистого и грядового конечно-моренного рельефа. Позже, во время браславской фазы (16–18 тыс. кал. л. н., вепсовская в России, балтия в Литве и померанская в Польше), был сформирован холмистый конечно-моренный рельеф на северо-западном и северо-восточном склонах возвышенности. В это же время в результате таяния льда были образованы крупные ложбины стока, пересекающие возвышенность в меридиональном направлении. Результаты исследования имеют значение для рационального проведения геолого-съёмочных и поисковых работ на минеральное строительное сырьё в пределах ледораздельных зон последнего оледенения.

Ключевые слова: Скандинавский ледниковый покров, последнее оледенение, гляциальный рельеф, морены, гляциодислокации, Белорусское Поозерье

DOI: 10.31857/S2949178923010127, **EDN:** GROWRU

ВВЕДЕНИЕ

На стыке разных потоков Скандинавского ледникового покрова расположены сложно построенные возвышенности, представленные в рельефе за счет наложения друг на друга разновозрастных ледниковых горизонтов (Исаченков, Татарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Матвеев, 1993; Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Изучение геологического строения и морфологии рельефа таких макроформ позволяет определить характер процессов ледникового морфогенеза в плейсто-

цене, направления движения ледников, ход деградации ледниковых покровов, степень влияния дочетвертичного рельефа на динамику ледников. Исследование ледораздельных макроформ позволяет рационально вести геологическую, инженерно-геологическую съёмку территории, а также поисково-разведочные работы на строительные пески, песчано-гравийные смеси и глинистое сырьё.

На территории Белорусского Поозерья к ледораздельным макроформам Скандинавского ледникового покрова относится Городокская возвышенность, формирование которой завершилось во время последнего (поозерского) оледенения Европы около 16–20 тыс. кал. л. н. В существующей классификации рельефа Белорусского Поозерья возвышенность относится к краевым мак-

[#] Ссылка для цитирования: Вашков А.А. (2023). Геологическое строение и этапы формирования ледникового рельефа Городокской возвышенности (северо-восток Беларуси) // Геоморфология и палеогеография. Т. 54. № 2. С. 80–96. <https://doi.org/10.31857/S2949178923010127>; <https://elibrary.ru/GROWRU>

роформам с моренными ледораздельными (угловыми) массивами в ее центральной части (Санько, 1987; Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011). В то же время наличие в основании возвышенности выступа коренных пород, концентрическое распределение мезоформ ледникового рельефа сближают ее с островными макроформами (Исаченков, Татарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988; Аболтиньш, 1989).

Гляциоморфологическое положение Городокской возвышенности обсуждалось начиная со времени создания первой карты четвертичных образований региона, на которой она была показана как платообразная форма с холмистым рельефом и сопоставлялась со Свентянской грядой (Миссуна, 1901). По мере накопления геологических данных по строению дочетвертичной поверхности и четвертичной толщи, возвышенность стали относить к ледораздельной зоне максимальной (бологовско-едровской) стадии валдайского оледенения (Фаустова, 1973; Чеботарева, Макарычева, 1974). Была установлена связь пространственного расположения возвышенности с поднятием поверхности девонских пород (Гурский, Левицкая, 1975; Нечипоренко, 1989). Активно обсуждалась роль дочетвертичного рельефа в заложении ледораздельных возвышенностей, которые были подразделены на цокольные, цокольно-аккумулятивные и аккумулятивные (Исаченков, Татарников, 1972; Маккавеев, 1972; Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988). Влияние дочетвертичного поднятия на заложение Городокской возвышенности считалось незначительным (Маккавеев, 1972; Исаченков, 1988). При этом было установлено ярусное положение форм рельефа, характерное для ледораздельных макроформ – сочетание платообразной центральной части с камами, звонцами и холмистыми и грядовым рельефом на периферии (Исаченков, Татарников, 1972; Аболтиньш и др., 1988).

Анализ разрезов буровых скважин на Городокской возвышенности и их корреляция с геологическими разрезами на прилегающих равнинах позволили разделить четвертичные отложения северо-востока Беларуси на четыре ледниковых горизонта, соответствующие морским изотопным стадиям (МИС) 16, МИС 8, МИС 6 и МИС 2 (Санько, 1987; Карабанов и др., 2009). Эти результаты были получены преимущественно на основе споро-пыльцевого анализа разрезов муравинского (микулинского) и александрийского (лихвинского) межледниковий, расположенных на прилегающей равнине. Однако точное определение возраста ледниковых горизонтов в пределах самой возвышенности было осложнено значительной деформацией отложений и отсутствием опорных разрезов, содержащих межледниковые осадки. Также одним из дискуссионных вопросов является определение этапов формирования лед-

никового рельефа во время последнего оледенения. Такие исследования затруднены в связи с отсутствием на территории возвышенности данных по абсолютному датированию четвертичных отложений. Радиоуглеродные датировки имеются только на прилегающих равнинах, где они отобраны из речных и озерных отложений, залегающих под верхней толщей морены. Данные отложения в разрезах Дричалуки и Шапурово имеют возраст 17.7–23.6 радиоуглеродных (^{14}C) тыс. л. н. (Арсланов и др., 1971; Санько, 1987). Освобождение района работ ото льда началось около 19 тыс. кал. л. н. (разрез Слобода Двинская), а около 14.5–16 тыс. кал. л. н. на территории Белорусского Поозерья началась аккумуляция озерных отложений (разрезы Освея, Нарочь и др.) (Зерницкая и др., 2020). В связи с этим существующие палеогеографические реконструкции для Городокской возвышенности были основаны преимущественно на морфологическом анализе рельефа и на его корреляции с соседними формами рельефа. Согласно этим реконструкциям, формирование возвышенности было связано или с лепельской фазой (едровской в России, гудаской в Литве и познаньской в Польше) (Санько, 1987; Исаченков, 1988), или с более молодой браславской фазой (вепсовской в России, балтия в Литве и померанской в Польше) (Матвеев, 1993; Karabanov, Matveev, 2011).

РАЙОН РАБОТ

Городокская возвышенность имеет овальную форму и вытянута с СВ на ЮЮЗ на 55 км, с запада на восток – на 45 км. Ее высшая точка расположена в центральной части возвышенности (264 м над у. м.). Преобладающие абсолютные высоты поверхности составляют 195–210 м над у. м.

Над прилегающими территориями возвышенность приподнята на 40–120 м. В данной работе граница возвышенности проведена по выклиниванию гляциодислокаций в морене поозерского (осташковского) горизонта, которая примерно совпадает с изогипсой 170 м над у. м. Возвышенность находится на южном окончании полосы ледораздельных (островных) макроформ, на границе между чудским и ладожским ледниковыми потоками последнего ледникового покрова. На юге Городокская возвышенность граничит с Витебской возвышенностью, на юго-западе – с Шумилинской моренной равниной. Западный ее склон обращен к Полоцкой озерно-ледниковой низине, а восточный и юго-восточный склоны – к Суражской озерно-ледниковой равнине. К северу от возвышенности находятся Ордовская моренная равнина, Невельская краевая ледниковая гряда и Верхне-Ловатская низина (рис. 1).

МЕТОДИКА РАБОТ

Полевые работы проводились в 2009–2012 гг. отрядом Белорусского государственного университета под руководством автора этой статьи. В ходе полевых и камеральных исследований применялся комплекс геологических и геоморфологических методов. Геоморфологические методы заключались в определении морфологических и морфометрических параметров отдельных ледниковых форм рельефа. Морфометрический анализ рельефа проводился для всей возвышенности и прилегающей территории на участке площадью 3200 км² с использованием крупномасштабных топографических карт. В каждом квадрате площади 1 км² определялось количество попадающих в него отдельных вершин, средняя высота, длина, крутизна склонов, вертикальная расчлененность рельефа, вычислялся коэффициент вертикального расчленения рельефа (отношение крутизны склона к его высоте) (Кайрюкштитс и др., 1983). Для каждого из подсчитанных показателей в программе Surfer 13 были построены морфометрические картосхемы (Geology Page. Surfer 13). На основе этих картосхем, дополненных данными полевых измерений, было выполнено геоморфологическое районирование ледникового рельефа Городокской возвышенности и прилегающих территорий (табл. 1).

Применяемые геологические методы: анализ данных буровых скважин и изучение ледниковых отложений в обнажениях по берегам рек, в карьерах, выемках, шурфах и скважинах ручного бурения. Стратиграфическое расчленение и определение мощности четвертичной толщи возвышенности основано на анализе 420 описаний разрезов буровых скважин из фондов Республиканского унитарного предприятия “Научно-практический центр по геологии”. Анализ бурового материала в таком объеме для этой территории ранее не проводился. Сопоставление колонок буровых скважин выполнялось по сети из 15 профилей длиной 50–70 км каждый. Профили были продолжены на прилегающие равнины и низины, где в них включались известные разрезы межледниковых отло-

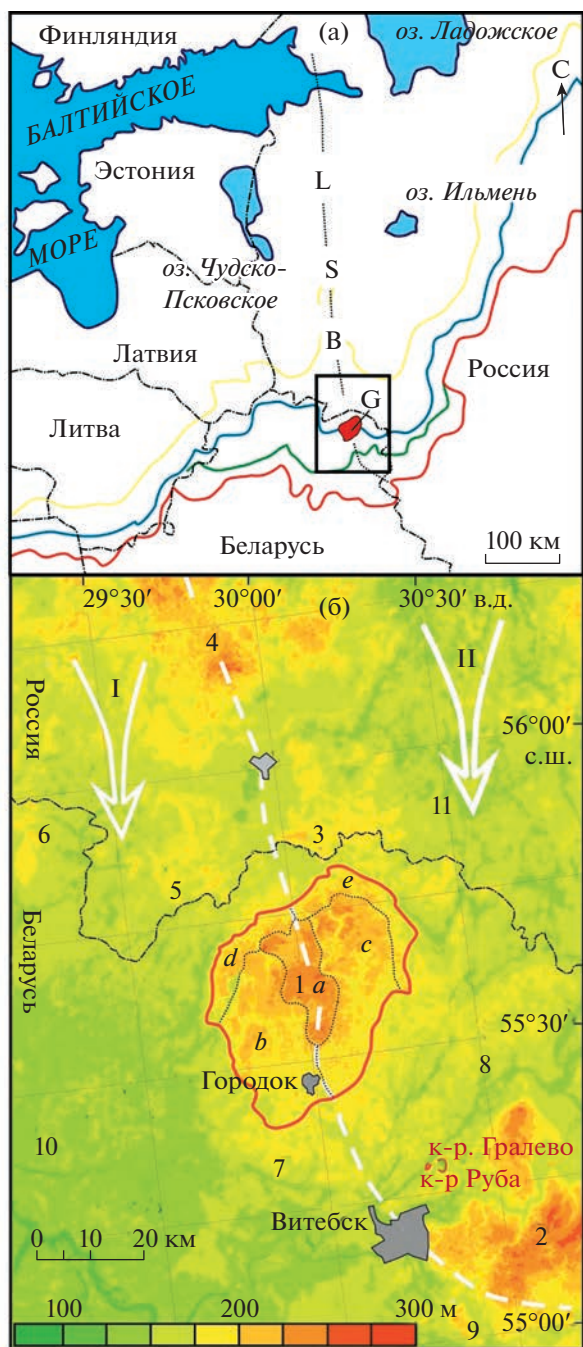


Рис. 1. Схема размещения Городокской возвышенности в системе ледораздельных возвышенностей (а) и схема районирования рельефа района работ (б).

Линии на схеме (а): красная – максимум поозерского (валдайского) оледенения, зеленая – лепельская фаза, голубая – brasлавская фаза, желтая – крестецкая фаза (по Karabanov, Matveyev, 2011; Astakhov et al., 2016). Латинские буквы на схеме (а) обозначают возвышенности: G – Городокская, B – Безжаницкая, S – Судомская, L – Лужская.

Номера на схеме (б). Возвышенности: 1 – Городокская и ее части (a – моренное плато, b – западная, c – восточная, d – северо-западная, e – северо-восточная), 2 – Витебская, 3 – Невельская гряда, 4 – Безжаницкая; моренные равнины: 5 – Ордовская, 6 – Нешердовская, 7 – Шумилинская; озерно-ледниковые равнины: 8 – Суражская, 9 – Лучосская; озерно-ледниковые низины: 10 – Полоцкая, 11 – Верхне-Ловатская (Matveyev, 1990, с дополнениями). Латинскими цифрами указаны ледниковые потоки: I – Чудский, II – Ладожский.

Fig. 1. Scheme of location of the Gorodok Upland in the system of ice-divide uplands (a) and zoning scheme of the study area (b). Lines on the scheme (a): red line – LGM, green line – Lepel Stage, blue line – Braslav Stage, yellow line – Krestsy Stage (by Karabanov, Matveyev, 2011; Astakhov et al., 2016). Letters on the scheme (a): G – Gorodok Upland, B – Bezhanitsy Upland, S – Sudoma Upland, L – Luga Upland. Numbers on the scheme (b). Uplands: 1 – Gorodok Upland and its parts (a – moraine plateau; b – western, c – eastern, d – north-western, e – north-eastern parts), 2 – Vitebsk, 3 – Nevel Ridge, 4 – Bezhanitsy; moraine plains: 5 – Ordovo, 6 – Neshcherda, 7 – Shumilino; glacialacustrine plains: 8 – Surazh, 9 – Luchosa; glacialacustrine lowlands: 10 – Polotsk, 11 – Upper Lovat (by Matveyev, 1990, complemented). Latin numerals indicate glacial flows: I – Peipsi, II – Ladoga.

Таблица 1. Морфометрические характеристики рельефа Городокской возвышенности и прилегающих территорий**Table 1.** Morphometric parameters of relief of the Gorodok Upland and adjacent landscapes

Морфометрические показатели	Длина склонов, м	Высота склонов, м	Крутизна склонов, град.	Вертикальная расчлененность, м	Число холмов, шт.	Коэф. вертикальной расчлененности
<i>Рельеф максимальной стадии</i>						
Моренное плато	240–260	11–13	3–4	35–40	4	0.29
<i>Рельеф лепельской фазы</i>						
Западная периферия	100–120	7–9	5–6	25–30	9.5	0.69
Восточная периферия	130–150	7–9	4–5	23–28	5.5	0.56
<i>Рельеф браславской фазы</i>						
Северо-западная часть	80–100	8–10	6–7	32–37	8	0.72
Северо-восточная часть	70–90	5–7	4–5	18–24	7.5	0.75
<i>Прилегающие формы рельефа</i>						
ОР	60–80	6–7	5–6	7–12	8	0.85
НГ	60–80	5–7	7–8	18–23	8.5	1.25
ВЛН	70–90	3–4	3–4	7–12	8.5	1.0
СР	80–100	2–4	1–2	6–11	5	0.5
ЗШР	80–100	3–5	2–3	5–10	7.5	0.63
ВШР	90–110	3–5	2–3	11–16	8.5	0.63

Примечание. ОР – Ордовская равнина; НГ – Невельская гряда; ВЛН – Верхне-Ловатская низина; СР – Суражская равнина; ЗШР – западная часть Шумилинской равнины; ВШР – восточная часть Шумилинской равнины.

жений. По итогам этих работ построены схемы дочетвертичной поверхности и схемы кровли погребенных ледниковых горизонтов в масштабе 1:200 000. На эти схемы выносились установленные по описаниям разрезов скважин литологические разности отложений. При почти полном отсутствии межледниковых отложений в пределах самой возвышенности, в качестве маркеров границ ледниковых горизонтов использовались выдержанные толщи ленточных глин, алевролитов и тонкозернистых песков. Такие толщи, встречающиеся в нескольких скважинах на одном гипсометрическом уровне, могут указывать на формирование приледниковых водоемов во время деградации древних оледенений.

В ходе полевых работ было изучено более 350 разрезов. В них с целью установления генетического типа определялись цвет, гранулометрический состав и текстура отложений. В 140 пунктах проведены структурные исследования основных и напорных морен. Они заключались в определении горным компасом плоскостных (сланцеватость, слоистость) и линейных (длинные оси галек и валунов) элементов (Аболтиньш, 1989; Комаровский, 2009). В каждом разрезе производилось по 50–100 замеров. В разрезах, вскрывающих сложные гляциодислокации, замеры производились в нескольких частях. Используя

программу OpenStereo 0.1.2, на основе полученных замеров на нижней полусфере равноплощадной сетки Шмидта, строились структурные диаграммы (Geology Page. OpenStereo). Построение подобных диаграмм позволяет установить главное направление движения ледника и плоскости напряжений, возникающие при формировании гляциодислокаций (Аболтиньш, 1989).

В 115 разрезах был изучен петрографический состав гравийной и галечной фракций морены по упрощенной методике (Gorska, 2000; Комаровский, 2009). Из разрезов отбирались пробы весом 18–22 кг, из которых отмывалась фракция крупного гравия (5–10 мм) и гальки (10–100 мм). Из крупных разрезов (например, из карьера “Гралево”) из одного горизонта морены отбиралось до 5 проб. Каждая из проб содержала 85–650 обломков. По визуально определяемым признакам они разделялись на группу кристаллических и группу осадочных пород. Кристаллические породы классифицировались по своему минеральному составу и текстуре. Выделенные петрографические группы сопоставлялись с коренными источниками, ранее выделенными в Финляндии, Ленинградской области и Карелии в России (Астапова, Винокуров, 2001). Осадочные породы разделялись на пять групп (известняки, доломиты, аргиллиты и алевролиты, песчаники, мергели) по

реакции обломков на воздействие кислоты HCl концентрацией 10% и текстуре пород. В ходе анализа фиксировалось наличие карбонатных стяжений, которые характерны для гляциодислокаций (Лаврушин и др., 1986).

РЕЗУЛЬТАТЫ

В рельефе дочетвертичной поверхности в пределах возвышенности выделено платообразное Городокское погребенное поднятие. Оно имеет овальную форму, ширину до 35 км и протяженность с севера на юг 56 км, средние отметки высот 115–125 м над у. м. (максимально до абсолютной высоты 154 м) (рис. 2, (а)). Превышение над окружающей погребенной равниной составляет 20–40 м. Поднятие сложено преимущественно доломитами верхнего девона, которые выклиниваются у ЮЗ склонов. На В и СВ они перекрыты глинами и алевролитами верхнего девона (Веретенников и др., 2010). К ЮЗ от возвышенности в терригенных породах среднего девона существует сеть погребенных ложбин глубиной до 70 м (Комаровский, 2009). В тектоническом плане Городокское поднятие приурочено к СЗ борту Оршанской впадины, разбитому на блоки сетью разломов (Нагорный, 2009; Гарецкий, Каратаев, 2009). Большая часть поднятия соответствует относительно приподнятому блоку кристаллического фундамента (Карабанов и др., 2009). С позднего девона до неогена дочетвертичная поверхность поднятия подвергалась денудации, о чем свидетельствуют погребенные палеодолины, останцы рельефа высотой 20–25 м, а также кора выветривания (Нечипоренко, 1989; Комаровский, 2009).

Максимальная мощность четвертичных отложений в 120–140 м в пределах Городокской возвышенности отмечена в ее центральной части, над сводом погребенного Городокского поднятия. На склонах возвышенности мощность уменьшается до 60–100 м, а на прилегающих к возвышенности территориях – до 25–50 м.

Наиболее древними ледниковыми отложениями, по результатам анализа описаний разрезов буровых скважин, являются осадки *березинского (окского) горизонта*. Он распространен только в понижениях дочетвертичной поверхности на восточном и юго-восточном склонах возвышенности (рис. 2, (б)). Горизонт представлен моренами зеленовато-серой и красновато-серой окраски мощностью не более 20–28 м. Непосредственное исследование березинской морены производилось только в разрезе карьера “Гралево” вблизи Витебска, где она залегает под межледниковыми осадками александрийского (лихвинского) горизонта (Санько, 1987). В составе обломков из березинской морены осадочные породы резко преобладают над кристаллическими в соотношении

2.5÷1.0. Среди них доминируют известняки и доломиты (табл. 2).

Отложения *припятского (днепровско-московского) ледникового горизонта* представлены двумя подгоризонтами морен (днепровским и сожским) и разделяющими их межстадиальными осадками. Мощность ледниковых осадков днепровского подгоризонта достигает 20–64 м в восточной и северной частях возвышенности (рис. 2, (в)). Подгоризонт слагают основная морена красновато-серой окраски, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения. В нескольких скважинах в восточной части возвышенности в толщу морены включены отторженцы доломитов, а также многочисленные линзы разнозернистых песков и глин мощностью до 1 м. Такое строение может свидетельствовать о наличии погребенных гляциодислокаций. Морена днепровского подгоризонта была исследована только в карьере “Гралево”. В ее составе доминируют обломки осадочных пород. Их доля составляет около 64%. В сравнении с подстилающей березинской мореной здесь на 4% увеличивается содержание фенноскандинавских пород, в основном за счет красных гранитов Выборгского и Салминского массивов (16.9%). Выявлено сокращение содержания известняков, доломитов и песчаников (табл. 2).

Межстадиальные днепровско-сожские глины, алевроиты и мелкозернистые пески встречаются в понижениях кровли днепровской морены, их мощность может достигать 9 м. Ледниковые отложения сожского (московского) подгоризонта состоят из морены, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений. Подгоризонт распространен повсеместно, выклинивается только в СЗ части возвышенности. Его мощность обычно 15–20 м, максимальная 55 м. Среди отложений преобладает основная морена красно-серого и коричнево-серого цвета. В центральной и восточной части возвышенности в морене установлены многочисленные линзы песка и глины мощностью 0.3–1.8 м. В трех скважинах в составе морены были вскрыты отторженцы доломитов мощностью до 20 м. Здесь же поверхность сожского подгоризонта приподнята до абсолютных отметок 155–180 м, образуя погребенное моренное поднятие диаметром около 20 км и относительной высотой не менее 30–60 м (рис. 2, (г)). Такое строение также может указывать на наличие погребенных гляциодислокаций. Петрографический состав сожской морены был исследован в серии разрезов вдоль долины Западной Двины, а также в карьерах “Гралево” и “Руба” (табл. 2). Доля пород Выборгского и Салминского массивов возрастает до 19.2%, а доля всех осадочных пород сокращается до 61.4%. Соотношение осадочных пород к кристаллическим в этой морене составляет 1.8÷1.0.

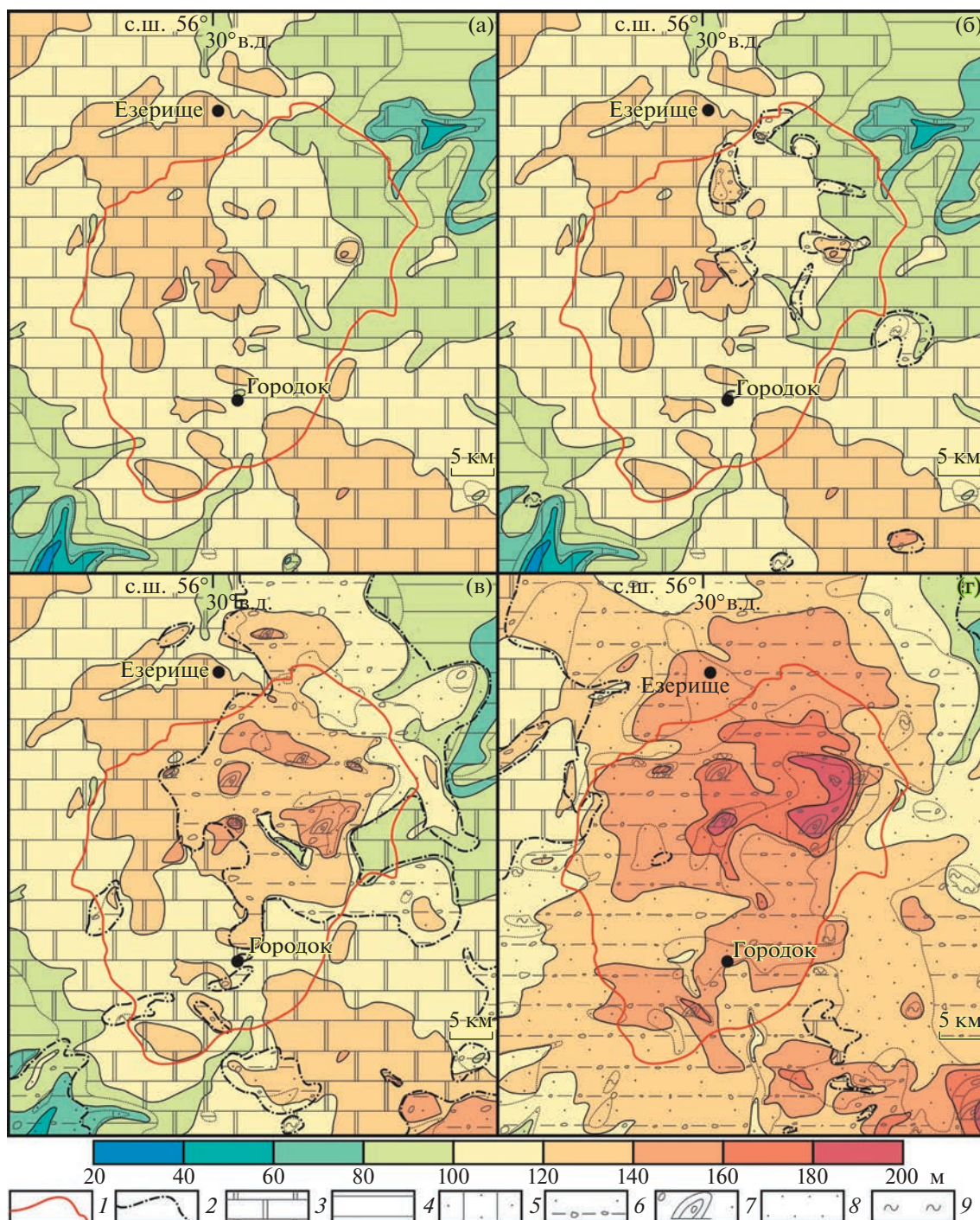


Рис. 2. Погребенный рельеф Городокской возвышенности: (а) – дочетвертичный, (б) – после березинского (окского, МИС 16) оледенения, (в) – после днепровской стадии припятского оледенения (МИС 8), (г) – после сожской (московской) стадии припятского оледенения (МИС 6). Цветом обозначен рельеф в абс. отметках, м над у. м.

1 – границы возвышенности; 2 – площади распространения четвертичных отложений; 3 – доломит; 4 – глина; 5 – песчаник; 6 – морена; 7 – гляциодислокации и отторженцы; 8 – пески разнозернистые; 9 – алеврит, торф.

Fig. 2. The buried relief of the Gorodok Upland: (a) – pre-Quaternary relief, (б) – relief after the Berezina (Oka) Glaciation (MIS 16), (в) – relief after the Dnieper Stage of the Pripyat Glaciation (MIS 8), (г) – relief after the Sozh (Moscow) Stage of the Pripyat Glaciation (MIS 6). Colour marks the absolute altitude of the buried surface in meters.

1 – limits of the upland; 2 – areas of development of Quaternary deposits; 3 – dolomite; 4 – clay; 5 – sandstone; 6 – till; 7 – glacioidislocations and erratic masses; 8 – different-grained sands; 9 – silt, peat.

Таблица 2. Петрографический состав морен Городокской возвышенности и прилегающих территорий (%)
Table 2. Petrographic composition of till of the Gorodok Upland and adjacent landscapes (%)

Регон	Осадочные породы	Известняк	Доломит	Песчаник	Аргиллит, алевролит	Мергель	Кристаллические породы	Гранит полевых-платовый, розовый	Гранит, гранодиорит	Амфиболит, габбро, перидотит	Гнейс, кристаллический сланец	Кварцит	Полевой шпат, зерна	Кварц, зерна	Другие*	Всего пунктов обследования
Городокская возвышенность и ее части																
Моренное плато	58.4	34.4	16.3	3.0	3.8	0.9	36.9	27.1	6.1	1.7	1.3	0.7	0.8	2.0	1.9	6
Западная	59.5	34.5	18.3	3.0	3.4	0.3	34.1	22.7	5.1	3.1	2.4	0.8	0.3	1.6	4.5	25
Восточная	59.9	42.3	12.2	3.8	1.2	0.4	37.8	24.7	7.1	3.0	2.3	0.7	0.1	1.0	1.2	5
Северо-западная	67.0	37.9	20.9	2.8	4.5	0.9	30.3	20.5	4.7	2.3	1.8	1.0	0.4	2.1	0.2	7
Северо-восточная	53.9	34.0	13.7	3.4	2.4	0.4	41.6	24.9	8.1	4.5	3.3	0.8	0.5	1.7	2.3	5
Прилегающие формы рельефа																
ОР	66.0	35.8	21.7	2.8	5.1	0.6	29.2	18.2	5.4	2.3	2.4	0.9	0.3	1.5	3.0	18
НГ	67.0	45.4	9.7	4.2	7.4	0.3	27.9	15.0	7.1	2.7	2.2	0.9	1.0	1.8	2.3	5
ВЛН	56.3	35.0	13.6	5.8	1.9	—	40.9	17.7	8.7	7.8	6.2	0.5	0.1	2.0	0.7	4
СР	53.9	34.7	13.7	4.5	0.9	0.1	44.4	25.0	9.1	5.2	4.6	0.6	0.4	1.2	—	6
ЗШР	64.1	36.6	21.5	2.9	2.3	0.8	33.3	18.4	5.2	4.7	4.0	1.0	0.3	1.8	0.5	7
ВШР	68.2	36.2	27.1	2.7	1.4	0.8	30.1	18.3	5.6	3.3	2.3	0.6	0.3	1.3	0.1	11
ВВ	64.0	36.3	22.2	2.2	1.6	1.7	32.5	20.1	5.5	3.5	2.4	1.0	0.9	2.2	0.4	19
НВ	71.5	39.7	25.1	3.4	1.8	1.5	26.1	13.6	5.0	5.1	1.9	0.5	0.9	1.5	—	4
ЛН	68.5	34.4	27.0	1.8	2.7	2.6	25.8	13.1	6.4	3.2	1.9	1.2	1.0	2.5	2.2	4
Морена сожского (московского) подгоризонта																
	61.4	33.6	21.3	3.2	1.2	2.1	34.3	19.2	7.8	3.2	2.9	1.2	1.1	3.0	0.2	5
Морена днепровского подгоризонта																
	64.2	36.4	22.4	2.6	0.4	2.4	31.7	16.9	6.6	4.4	2.5	1.1	1.4	2.2	0.7	2
Морена березинского (окского) горизонта																
	68.2	38.6	23.8	4.2	0.7	0.9	27.1	12.3	7.5	3.4	3.0	0.9	0.9	1.7	2.1	5

Примечание. * — к группе другие отнесены карбонатные новообразования в моренах и неопределимые обломки.

ОР — Орловская равнина; НГ — Невельская гряда; ВЛН — Верхне-Ловатская низина; СР — Суражская равнина; ЗШР — западная часть Шумилинской равнины; ВШР — восточная часть Шумилинской равнины; ВВ — Витебская возвышенность; НВ — Нещердовская возвышенность; ЛН — Лучосская низина.

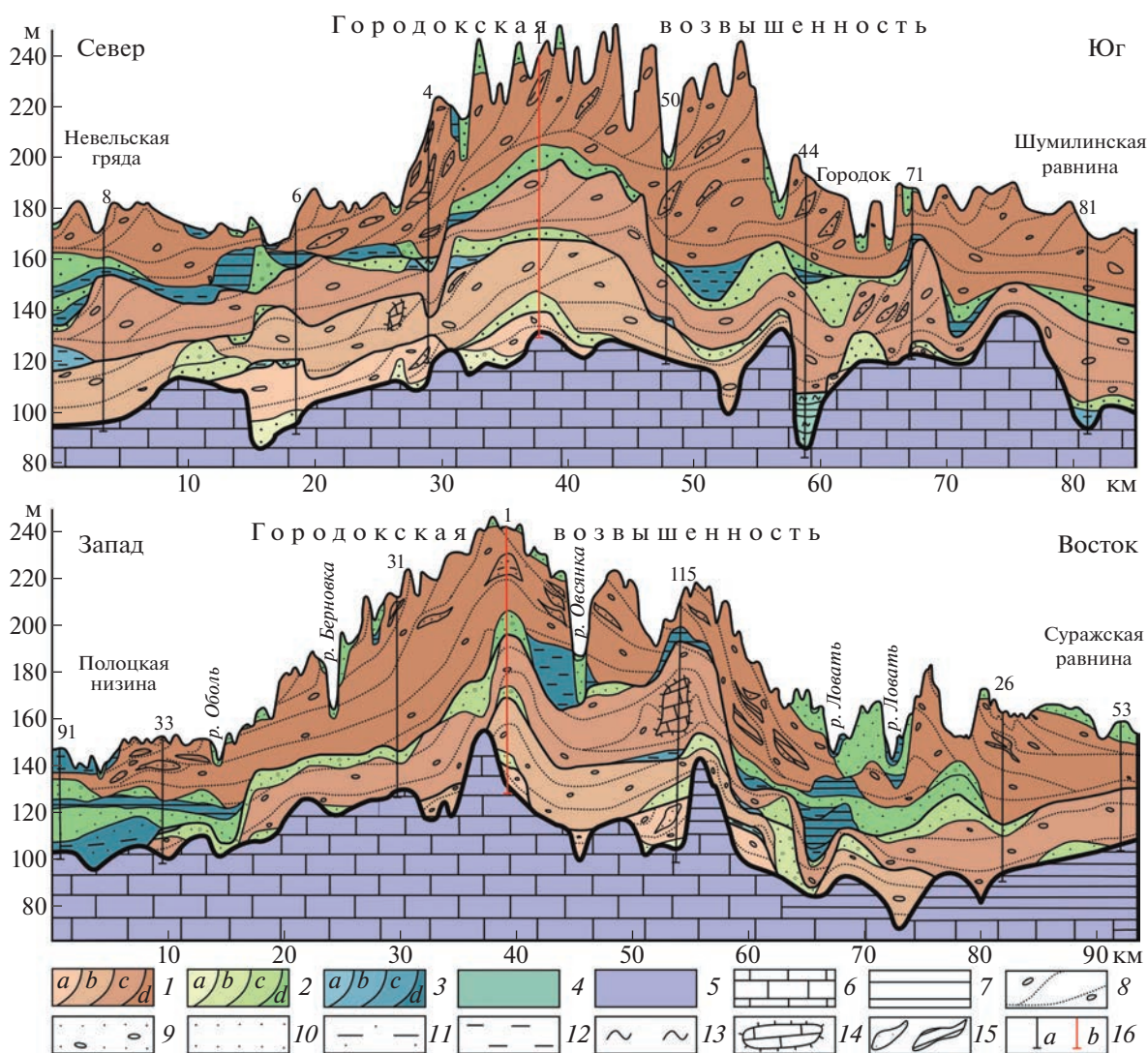


Рис. 3. Геологические разрезы через Городокскую возвышенность (Вашков, 2012, 2015). Положение разрезов см. рис. 4. 1 – морена; *отложения*: 2 – флювиогляциальные, 3 – озерно-ледниковые (а – березинские (окские), б – днепровские, с – сожские (московские), d – поозерские (валдайские)), 4 – межледниковые; 5 – дочетвертичные породы; 6 – доломит; 7 – глина; 8 – реконструкция залегания морены и гляциодислокаций; *песок*: 9 – с гравием и галькой, 10 – среднезернистый, 11 – мелкозернистый и глинистый; 12 – алеврит; 13 – гиттия с прослоями торфа; *отторженцы*: 14 – дочетвертичных пород, 15 – четвертичных осадков; 16 – скважины (а – наиболее информативные (номера указаны на рисунке 4), б – в месте пересечения двух разрезов).

Fig. 3. Geological sections through the Gorodok Upland (Vashkov, 2012, 2015). The position of the sections is shown in fig. 4. 1 – till; *deposits*: 2 – glaciofluvial, 3 – glaciolacustrine (a – Berezina (Elsterian), b – Dnieper (Early Saalian), c – Sozh (Late Saalian), d – Poozerye (Weichselian), 4 – interglacial sediments; 5 – pre-Quaternary rocks; 6 – dolomite; 7 – clay; 8 – reconstruction of attitude of till and glaciodislocations; *sand*: 9 – with gravel and pebbles, 10 – medium-fine-grained, 11 – fine-grained and clayey; 12 – silt; 13 – gyttja with peat interlayers; *erratic masses*: 14 – of bedrocks, 15 – of Quaternary deposits; 16 – boreholes (a – the most informative (numbers shown in figure 4), b – crossing both geological sections).

Над сожским подгоризонтом в ряде разрезов в долине Западной Двины и ее притоков, а также в карьере “Гралево”, вскрыты осадки муравинского (микулинского) межледникового горизонта (Санько, 1987; Веретенников и др., 2010). К осадкам этого горизонта, на основании фондовых споро-пыльцевых диаграмм, могут быть отнесены глинистые алевриты с песком, реже – с прослоями гиттии и торфа мощностью 2–10 м. В пре-

делах возвышенности и на прилегающих равнинах такие осадки установлены в 11 скважинах. Обычно они залегают на глубине 45–55 м на абс. отметках 110–185 м.

Ледниковые отложения *поозерского (валдайского)* ледникового горизонта распространены повсеместно. В центральной части возвышенности они имеют мощность 70–105 м, на западном

склоне — 40–90 м, а на восточном — 30–55 м (рис. 3). В 48 разрезах на территории возвышенности установлены основная и напорная чешуйчатая морена красно-серого цвета (Вашков, 2012, 2015). Чешуйчатой морене в разрезах буровых скважин могут соответствовать разрезы с многочисленными прослоями тонкозернистого песка, алевролитов и ленточных глин толщиной до 1 м. На склонах возвышенности напорные чешуйчатые морены, водно-ледниковые и озерно-ледниковые отложения оформлены в цепочки конечно-моренных образований. Состав грубообломочной фракции по озерской морены отличается от более древних морен меньшим содержанием осадочных пород за счет уменьшения доли доломитов и песчаников. Различия в составе морены наблюдаются в центральной, западной и восточной части возвышенности. На западном склоне выше содержание доломитов, а на восточном — известняков и кристаллических пород. Максимальная концентрация доломитов (20.9%) характерна для морен северо-западной части возвышенности, а известняков (42.3%) — для восточной части (табл. 2). Над толщей морен поозерского горизонта развиты флювиогляциальные отложения дельт, камов, озов и зандров мощностью до 25 м. Они представлены разнозернистыми песками и песками с гравием. Понижения в кровле поозерского горизонта в северной части возвышенности заполнены ленточными глинами, алевролитами и тонко-мелкозернистыми горизонтально-слоистыми песками.

В рельефе *Городокская возвышенность* представляет собой холмистое моренное плато, окруженное грядовым, холмисто-грядовым и холмистым конечно-моренным рельефом на периферии (рис. 4). Моренное плато достигает абсолютных отметок 220–264 м над у. м., вытянуто с севера на юг на 30 км при ширине до 8 км. Плато состоит из крупных моренных холмов овальной формы с пологими (4–7°) склонами протяженностью в среднем 150–300 м и высотой в среднем 8–16 м (табл. 1). Холмы выражены в рельефе за счет гляциодислокаций, среди которых доминируют чешуйчато-надвиговые деформации, складки продольного изгиба и течения (Вашков, 2012, 2015). На вершинах холмов, на отметках 210–260 м над у. м. размещаются супрагляциальные камы. Их диаметр достигает 80–150 м, высота изменяется от 10 до 25 м.

Вокруг моренного плато расположены шесть цепочек краевых образований (рис. 4). В состав цепочек входят линейно ориентированные гряды и овальные холмы с длиной склонов 100–150 м. Цепочки в плане имеют фестончатый облик и веерообразно расходятся от моренного плато в юго-восточном и юго-западном направлениях. На стыке разнонаправленных моренных гряд находятся холмистые угловые массивы. Расстояния между отдельными цепочками вблизи моренного

плато составляют 0.6–1.5 км, а по мере удаления от него возрастают до 5–12 км. Моренные цепочки разделяют гляциодепрессии с озерными котловинами и болотными массивами, в отдельных случаях с зандровыми отложениями или равнинными площадками, сложенными ленточными глинами и алевролитами. На внешнем крае конечно-моренных цепочек 1 и 2 находятся также флювиогляциальные конуса выноса и водно-ледниковые дельты (рис. 4). В строении конечно-моренных образований установлены чешуйчато-надвиговые и складчатые гляциодислокации в виде прямых и симметричных брахиантиклинальных складок (Вашков, 2012, 2015). Структурный анализ гляциодислокаций указывает на выдавливание чешуй ледниковых отложений по направлению к моренному плато возвышенности (рис. 4). В пределах угловых массивов чешуи с разным простираем гляциоструктур срезают друг друга.

Краевые образования периферии моренного плато возвышенности пересекаются с севера на юг сквозными ложбинами стока талых ледниковых вод. Их длина достигает 30 км при ширине 0.4–1.5 км. Глубина вреза в конечно-моренные образования составляет от 5–10 до 45–80 м. В плане ложбины спрямленные, слабоизвилистые, с коленообразными изгибами. Дно ложбин выполнено переслаиванием мелко- и среднезернистого песка и песчано-гравийных смесей мощностью до 20 м. Наиболее крупная ложбина стока расположена в восточной части возвышенности, ее южная часть занята современной долиной р. Овсянка. В северной части ложбина распадается на три рукава, которые открыты к северному подножию возвышенности. Эта крупная ложбина стока пересекает краевые образования цепочек 4–6. Дно в наиболее высокой части ложбины расположено на отметках 190–192 м над у. м. В западной части возвышенности еще одна ложбина стока унаследована современными долинами рек Чернуйка и Берновка. Эта ложбина пересекает краевые образования цепочек 5 и 6 (рис. 4). В наиболее высокой части дно этой ложбины находится на абсолютных отметках 200–202.5 м над у. м.

Вдоль северо-западного, северного и северо-восточного склонов возвышенности в отличие от моренного плато и его периферии развит холмистый конечно-моренный рельеф (табл. 1). Ширина этого комплекса около 5–8 км, общая протяженность около 50 км, относительная высота над прилегающими с севера равнинами 20–45 м. В северной части возвышенности этот холмистый пояс срезает гряды пятой и шестой цепочек краевых образований. В строении холмов выявлены складчато-инъективные и складчато-надвиговые гляциодислокации (Вашков, 2012, 2015). Падение плоскостей гляционадвигов отмечается в северо-западном, северо-восточном и северном направ-

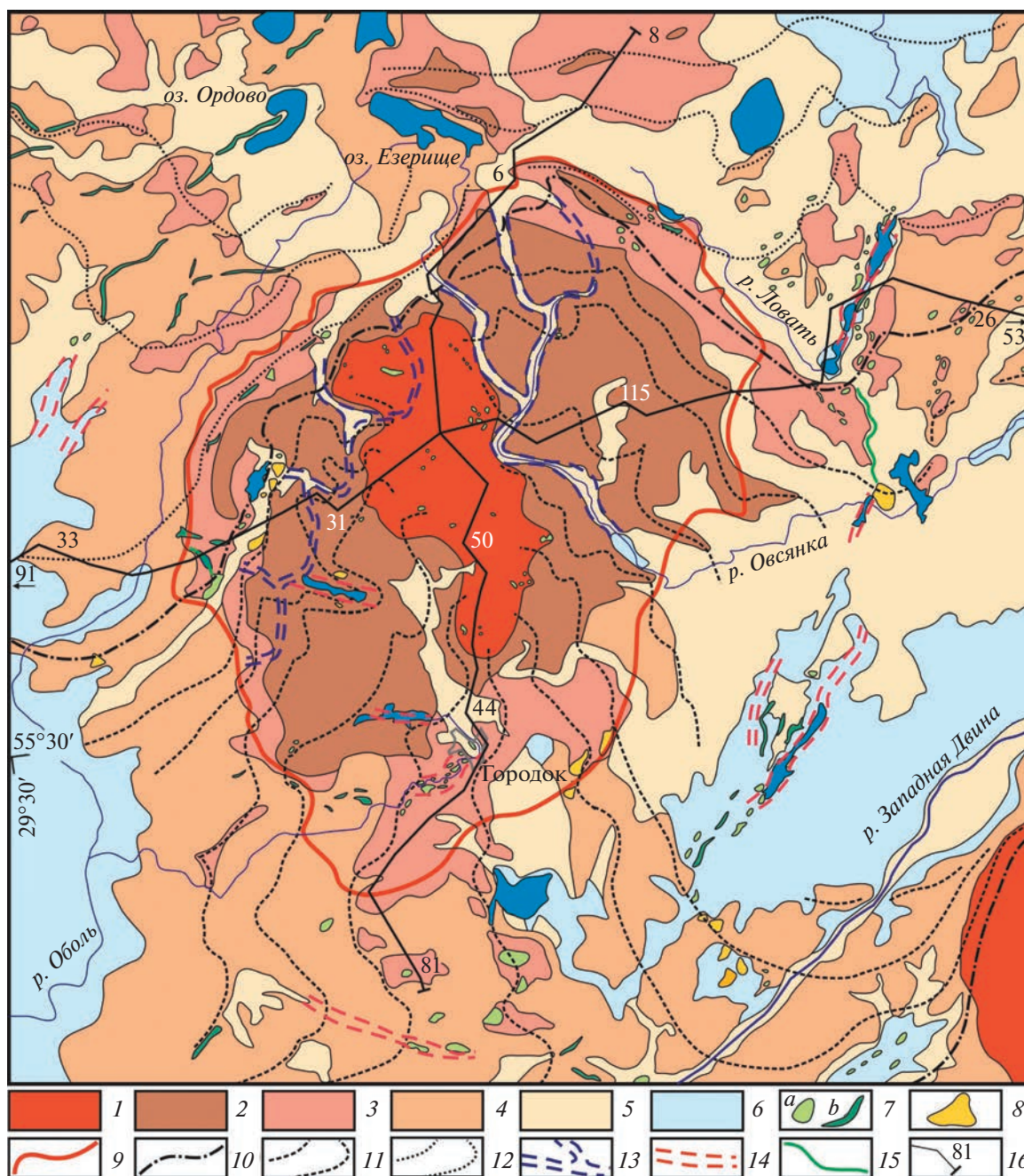


Рис. 4. Схема ледникового рельефа Городокской возвышенности.

1 – моренное плато; 2 – конечно-моренные гряды и холмы, угловые массивы; 3 – холмистая морена; *равнины*: 4 – моренная, 5 – флювиогляциальная; 6 – озерно-ледниковые равнина и низина; 7 – камы (а) и озы (b); 8 – водно-ледниковые дельты; 9 – граница возвышенности; 10 – фазы последнего оледенения; *осцилляции фаз*: 11 – лепельской, 12 – браславской; *ложбины*: 13 – стока талых вод, 14 – ледникового выдавливания и экзарации, 15 – подледниковых каналов стока; 16 – положение геологических разрезов (см. рис. 3) и номера буровых скважин.

Fig. 4. Scheme of glacial relief of the Gorodok Upland.

1 – moraine plateau; 2 – end-moraine ridges and hummocks, ice-divide massifs; 3 – hummocky moraine; *plain*: 4 – moraine, 5 – glaciofluvial; 6 – glaciolacustrine lowland and plain; 7 – kames (a) and eskers (b); 8 – glaciofluvial delta; 9 – limits of the upland; 10 – stages of the last glaciation; *oscillations*: 11 – of the Lepel Stage, 12 – of the Braslav Stage; 13 – spillway; 14 – depressions of glacial squeezing and exaration; 15 – valleys of subglacial meltwater channels; 16 – positions of the geological sections (fig. 3) and numbers of the boreholes.

лениях. На наиболее высоких моренных холмах иногда расположены камы. В конечно-моренные образования иногда врезаются узкие (до 0.1–0.15 км) и глубокие (до 40 м), извилистые в плане ложбины, иногда с котловинами современных озер. С внешней стороны холмисто-моренного комплекса и у окончаний пересекающих его ложбин развиты флювиогляциальные конуса выноса. В рельефе они выражены в виде холмов с уплощенными вершинами, ровными и слабоогнутыми склонами. Такие холмы обычно локализованы в полосе 1–1.5 км от внешнего края холмисто-моренного комплекса. Внутренний склон холмисто-моренного комплекса представлен сочетанием моренных холмов и гряд извилистой, серпообразной и кольцевой в плане формы. Иногда среди холмистых морен встречаются протяженные системы озера, которые простираются преимущественно вдоль склонов возвышенности. У северного склона возвышенности на абсолютных отметках 160–175 м над у. м., также установлены небольшие равнинные площадки площадью до 2–3 км², сложенные ленточными глинами и алевритами, а также зандровыми отложениями.

ОБСУЖДЕНИЕ

Формирование Городокской возвышенности происходило в три основных этапа: формирование поднятия дочетвертичных пород, образование погребенного моренного массива и становление современного ледникового рельефа. Локализация приподнятого участка карбонатных девонских пород в пределах возвышенности может быть связана с движениями блоков кристаллического фундамента на северо-западном борту Оршанской впадины (Нагорный, 2009). Формирование поверхности поднятия происходило и за счет денудационных процессов в мезозое – кайнозое (Маккавеев, 1972; Санько, 1987; Нечипоренко, 1989; Левых, 1990). Наиболее интенсивно разрушались участки с терригенными породами среднего девона к юго-западу от поднятия. В плейстоцене, благодаря экзарационному воздействию покровных оледенений и деятельности талых ледниковых вод, участки к северо-востоку и юго-западу от этого поднятия были значительно углублены (Комаровский, 2009). В то же время карбонатные породы верхнего девона разрушались менее интенсивно.

В среднем плейстоцене вышеописанное поднятие уже могло предопределять положение ледораздельной зоны покровных ледников. Аккумуляция основных морен и лонджемента-морен происходила в относительных понижениях дочетвертичной поверхности в результате торможения нижних насыщенных дебрисом пластин льда (Лаврушин и др., 1986). Позже на них накладывались напорные чешуйчатые морены двух стадий

припятского оледенения. Накопление напорных морен привело к формированию погребенного ледораздельного массива в ядре современной возвышенности (рис. 2). Березинский и припятский ледниковые покровы зачастую продвигались по территории, либо не перекрытой более древними четвертичными осадками, либо с осадками малой мощности, вследствие чего происходило их насыщение местными карбонатными породами (табл. 2).

Во время максимального продвижения последнего ледникового покрова погребенное моренное поднятие оказалось в ледораздельной зоне между чудским и ладожским потоками. Здесь началось формирование складчатых и надвиговых гляциодислокаций, которые составили основание будущего моренного плато возвышенности. Гляциодислокации формировались путем нагнетания насыщенного дебрисом льда в зону ледораздела по двум направлениям: с запада (чудский ледниковый поток) и с востока (ладожский ледниковый поток) (рис. 5, (а)). По завершении этого процесса блоки льда в пределах плато и к югу от него утратили связь с активным ледниковым покровом, началось формирование камов, заполнение понижений абляционной мореной, аккумуляция водно-ледниковых осадков в южной части возвышенности.

Формирование цепочек краевых ледниковых образований на периферии моренного плато возвышенности может быть связано с серией осцилляторных фронтальных подвижек ледникового покрова в лепельскую фазу. Фронт активного ледника чудского потока во время каждой из последующих осцилляций смещался западнее, а ладожского потока – восточнее моренного плато (рис. 5, (б)). Установлено, что мощность поозерского горизонта на западном склоне возвышенности в среднем в 2–2.5 раза больше, чем на восточном склоне. Это может указывать на меньшую мощность льда ладожского ледникового потока, поскольку он должен был продвигаться по территории с большими высотными отметками ледникового ложа (рис. 2, (г)). Большая активность чудского потока подтверждается наличием на западном склоне возвышенности ледниковых ложбин выдавливания, обрамленных валами напорных морен (рис. 4). Относительно низкая активность ладожского ледникового потока может быть объяснена его большей, в сравнении с чудским потоком, шириной и наличием многочисленных лопастей на его периферии (Фаустова, 1973; Чеботарева, Макарычева, 1974; Kalm, 2012). По завершении лепельской фазы, с запада, севера и востока возвышенность была окружена сплошным массивом мертвого льда, а на территории возвышенности сохранялись его отдельные крупные блоки (рис. 5, (в)). Были окончательно сформированы камовы аккумуляции на моренном

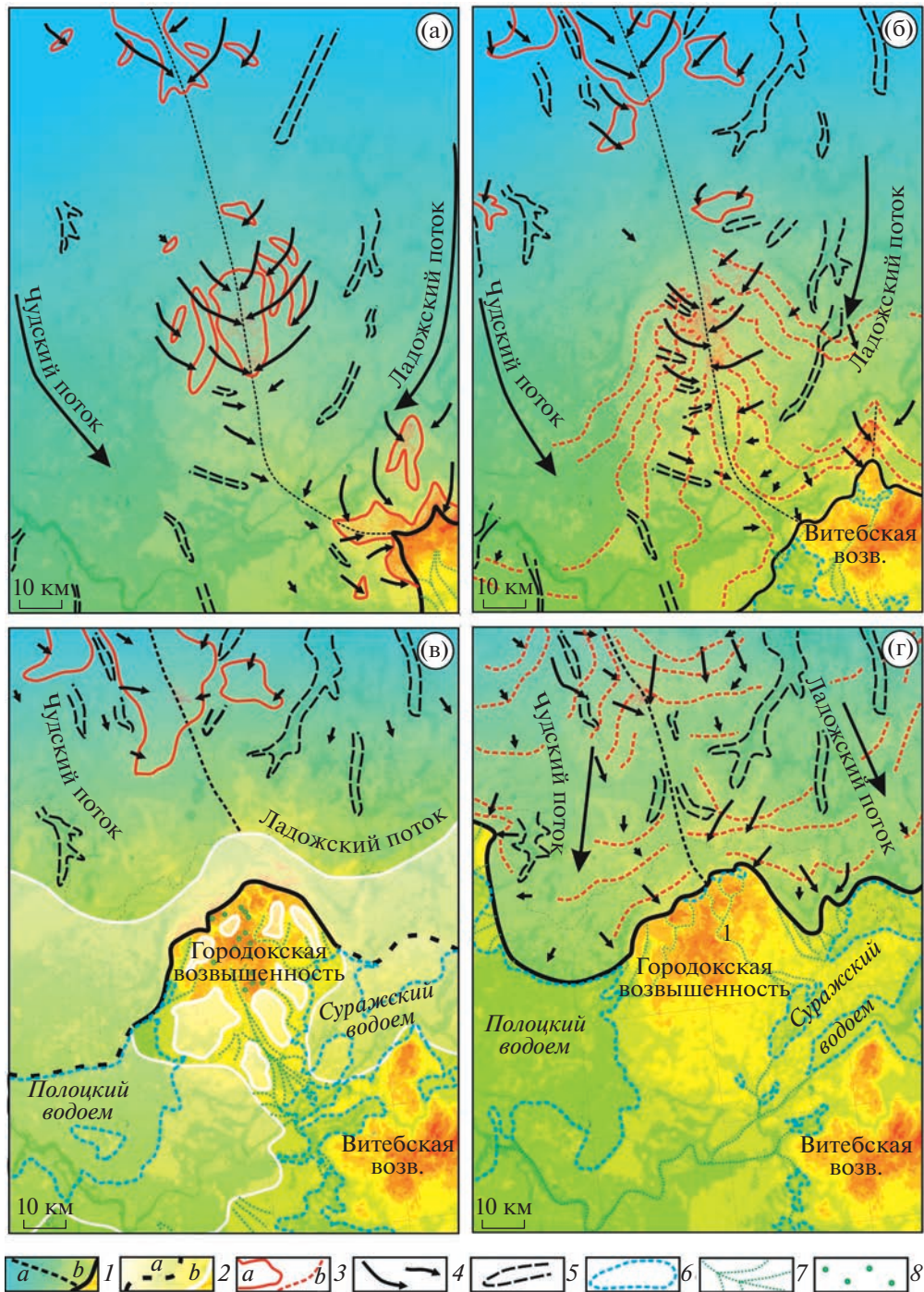


Рис. 5. Схема формирования Городокской возвышенности во время последнего оледенения: (а) – максимум последнего оледенения, (б) – начало лепельской фазы, (в) – окончание лепельской фазы, (г) – браславская фаза.

1 – активный ледниковый покров (а – зона ледораздела ледниковых потоков, б – граница покрова); 2 – малоактивный и мертвый лед (предполагаемые границы сплошного массива льда (а) и полей мертвого льда (б)); 3 – площади образования гляциодислокаций (а), линейные участки образования гляциодислокаций (б); 4 – направления давления льда; 5 – ледниково-экзарационные ложбины; 6 – приледниковые озера; 7 – флювиогляциальные равнины, долинны зандрры и ложбины стока; 8 – камы.

Fig. 5. Formation scheme of the Gorodok Upland during the last glaciation: (а) – LGM, (б) – the beginning of the Lepel Stage, (в) – the end of the Lepel Stage, (г) – the Braslav Stage.

1 – active ice sheet: ice-divide zone (а) and ice sheet boundary (б); 2 – passive glacier and dead ice: the proposed boundaries of a continuous ice mass (а) and dead ice areas (б); 3 – areal zones of formations with glacioidislocations (а), linear zones of formations with glacioidislocations (б); 4 – direction of ice pressure; 5 – glacial exaration depressions; 6 – pre-glacial lakes; 7 – outwash plains, outwash valleys, spillways; 8 – kames.

плато. На юго-западе и юго-востоке от возвышенности начали формироваться Полоцкий и Суражский приледниковые водоемы (Павловская, 1994). Участок между Городокской и Витебской возвышенностями к этому времени представлял собой почти полностью свободную ото льда флювиогляциальную равнину.

Формирование пояса холмистого конечно-моренного комплекса вдоль северных склонов возвышенности может быть связано с продвижением фронта ледника в браславскую (вепсовскую) фазу. Изменение условий ледникового морфогенеза здесь может подтверждаться морфометрическими показателями современного рельефа (табл. 1), различием в петрографическом составе поозерской морены (табл. 2), а также наличием развитого комплекса предфронтальных флювиогляциальных аккумуляций. Надвигание лопастей двух ледниковых потоков наиболее активно происходило на северо-западном и северо-восточном склонах возвышенности, где установлены дислоцированные толщи ледниковых отложений (рис. 5, г)). У северного склона возвышенности дислокации развиты слабо. С началом дегляциации к северу от возвышенности в нескольких разобщенных бассейнах начали накапливаться талые ледниковые воды. Их сток к югу, в обход сформированной Городокской возвышенности, был затруднен из-за массивов льда, приречных к склонам возвышенности. В результате талые воды прорвали краевые образования периферии возвышенности. Было образовано несколько систем сквозных ложбин стока. Наибольшая масса талых вод перемещалась по ложбине Осеча – Овсянка. Ложбины оканчивались непосредственно вблизи приледниковых Полоцкого и Суражского водоемов, которые к окончанию браславской фазы имели свои максимальные размеры (Павловская, 1994).

Таким образом, краевые образования вдоль северо-западного и северо-восточного склонов Городокской возвышенности сопоставляются с ледниковым рельефом Нешердовской и Браславской возвышенностями в Беларуси, а также с конечными моренами вепсовской фазы вдоль северо-западного склона Валдайской возвышенности (Karabanov, Matveev, 2011; Kalm, 2012; Astakhov et al., 2016). Цепочки краевых образований западного склона возвышенности фрагментарно прослеживаются через Шумилинскую равнину к Ушачско-Лепельской возвышенности и далее к Свентянской гряде (Комаровский, 2009; Karabanov, Matveev, 2011). Цепочки краевых образований к юго-востоку от возвышенности прослеживаются к моренному угловому массиву на севере Витебской возвышенности и далее к комплексу ледникового рельефа Смоленского Поозерья (Санько, 1987; Karabanov, Matveev, 2011; Kalm, 2012). Формирование краевых образований Горо-

докской возвышенности во время двух фаз продвижения скандинавского ледникового покрова во время поозерского (валдайского) оледенения подтверждается датированием валунов методом ^{10}Be в пределах Свентянской гряды, Браславской и Валдайской возвышенностей (Rinterknecht et al., 2007, 2018). Поэтому формирование платообразной центральной части возвышенности могло происходить в максимум последнего оледенения, одновременно с краевыми образованиями северной части Оршанской возвышенности (Санько, 1987; Комаровский, 2009; Karabanov, Matveev, 2011), а также во время формирования центральной части Витебской возвышенности (Kalm, 2012; Hughes et al., 2015).

Наличие моренного плато с перекрывающим его комплексом флювиогляциальных форм мертвого льда в центральной части возвышенности, а также различный возраст краевых образований на склонах макроформ сближают Городокскую возвышенность с ледораздельными “островными” возвышенностями области Скандинавского ледникового покрова. К тому же она находится на южном окончании так называемой “бежаницкой” полосы островных возвышенностей (Аболтиньш и др., 1988; Исаченков, 1988). В связи с этим общее время формирования ее ядра было меньше, чем у макроформ, расположенных севернее. В современном рельефе это проявляется в небольших размерах и небольшой относительной высоте платообразной центральной части возвышенности, поскольку заложение первичных моренных массивов возвышенности происходило при общей меньшей мощности льда и в меньший период времени (Аболтиньш и др., 1988; Аболтиньш, 1989). В то же время возвышенность раньше других островных макроформ региона оказалась в краевой зоне поозерского (валдайского) оледенения. Дегляциация склонов возвышенности была преимущественно фронтальной. На это указывает комплекс цепочек краевых образований на склонах возвышенности. Во время браславской (вепсовской) фазы продвижения ледника уже в основном сформированная Городокская возвышенность была естественным препятствием на пути как льдов, так и талых ледниковых вод. Кроме образования гляциодислокаций краевых моренных гряд происходило формирование предфронтального комплекса флювиогляциальных форм рельефа: камовых террас и маргинальных озв. К этому комплексу также можно отнести систему глубоко врезаемых ложбин стока, пересекающих центральную часть возвышенности. Стоит отметить, что такие ложбины нетипичны для островных возвышенностей Восточно-Европейской равнины.

ВЫВОДЫ

1. Городокская возвышенность представляет собой цокольно-аккумулятивную макроформу. В ее основании находится поднятие дочетвертичных пород денудационно-тектонического происхождения, которое перекрыто четвертичными отложениями мощностью 60–140 м. Возвышенность является южным фрагментом протяженной полосы ледораздельных (островных) возвышенностей субмеридионального простирания вдоль границы чудского и ладожского потоков скандинавского ледникового покрова во время поозерского (валдайского) оледенения.

2. В строении четвертичной толщи Городокской возвышенности участвуют отложения березинского (окского), припятского (днепровско-московского) и поозерского (валдайского) ледниковых горизонтов. Главную рельефообразующую роль играют поозерские (валдайские) ледниковые отложения, представленные в основном напорными краевыми образованиями и чешуйчатыми моренами.

3. Различия в строении ледниковых отложений на разных склонах возвышенности указывают на большую мощность и активность чудского ледникового потока в сравнении с ладожским потоком. Данный вывод может свидетельствовать и о большей площади распространения чудского потока к югу во время максимума оледенения.

4. Различия в геологическом строении ледниковых отложений, петрографическом составе поозерской (валдайской) морены и в морфометрических показателях ледникового рельефа указывают на формирование моренного плато возвышенности во время максимума последнего оледенения, в то время как конечно-моренный рельеф склонов возвышенности был сформирован в две фазы продвижения последнего ледникового покрова: лепельскую (едровскую) и браславскую (вепсовскую).

5. Городокскую возвышенность можно рассматривать как переходный тип ледниковых макроформ от ледораздельных (островных) к типичным краевым возвышенностям.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена в 2009–2015 гг. в Белорусском государственном университете под научным руководством М.Е. Комаровского. Интерпретация полученных результатов выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН (г. Апатиты, Россия) в рамках темы НИР № АААА-А19-119100290145-3. Автор благодарит коллег из Белорусского государственного университета, филиала Института геологии РУП “НПЦ по геологии” и Геологического института КНЦ РАН за помощь в проведении полевых работ и ценное обсуждение материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аболтиньш О.П., Асеев А.А., Вонсавичюс В.П. и др.* (1988). Островные возвышенности как особым способом организованные объекты. Таллинн: АН ЭССР, 56 с.
- Аболтиньш О.П.* (1989). Гляциоструктура и ледниковый морфогенез. Рига: Зинатне, 284 с.
- Астапова С.Д., Винокуров В.Ф.* (2001). Руководящие валауны краевых образований Белорусского Поозерья // Докл. НАН Беларуси. Т. 45. № 2. С. 115–118.
- Арсланов Х.А., Вознячук Л.Н., Величкевич Ф.Ю. и др.* (1971). Палеогеография и геохронология средневалдайского интерстадиала на территории Белорусского Поозерья // Докл. АН СССР. Т. 201. № 3. С. 661–664.
- Вашков А.А.* (2012). Геологическое строение и ледниковый морфогенез Городокской возвышенности // Літасфера. № 37(2). С. 32–40.
- Вашков А.А.* (2015). Структура и ледниковый морфогенез Городокской возвышенности. Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Минск: РУП Научно-практический центр по геологии, 154 с.
- Веретенников Н.В., Кручек С.А., Матвеев А.В. и др.* (2010). Стратиграфические схемы докембрийских и фанерозойских отложений Беларуси. Объяснительная записка. Минск: БелНИГРИ, 282 с.
- Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И.* (2009). Тектоно-геодинамический узел в центре Восточно-Европейской платформы // Докл. НАН Беларуси. Т. 53. № 1. С. 99–103.
- Гурский Б.Н., Левицкая Р.И.* (1975). Соотношение краевых ледниковых образований и основных форм дочетвертичного рельефа Беларуси // Докл. АН БССР. Т. XIV. № 6. С. 552–553.
- Зерницкая В.П., Власов Б.П., Матвеев А.В. и др.* (2020). Корреляция динамики окружающей среды юго-восточной периферии поозерского (валдайского) оледенения в позднеледниковье и голоцене // Журнал Белорусского гос. ун-та. География и геология. № 1. С. 45–59.
- Исаченков В.А.* (1988). Проблемы морфоструктуры и ледниковой морфоскульптуры. Л.: Наука, 176 с.
- Исаченков В.А., Татарников О.М.* (1972). Генезис и типы островных возвышенностей северо-запада Русской равнины // Бюл. Моск. гос. ун-та. Сер. геогр. № 4. С. 46–49.
- Кайрюкитис Л.А., Басаликас А.Б., Микалаускас А.П. и др.* (1983). Оценка расчлененности рельефа Литвы для моделирования регионального развития // Тр. АН Литовской ССР. Сер. Б. Т. 5. № 138. С. 85–93.
- Карabanов А.К., Гарецкий Р.Г., Айзберг Р.Е.* (2009). Неотектоника и неогеодинамика запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Белорусская наука, 183 с.
- Комаровский М.Е.* (2009). Палеодолины Белорусского Поозерья. Минск: БГУ, 183 с.
- Лаврушин Ю.А., Гептнер А.Р., Голубев Ю.К.* (1986). Ледовый тип седиментации и литогенеза. М.: Наука, 156 с.

- Левых Н.Н. (1999). Коры выветривания западной части Восточно-Европейской платформы. Минск: Ин-т геологических наук, 201 с.
- Маккавеев А.Н. (1972). Вопросы изучения дочетвертичного рельефа на примере юго-западной части Валдайской возвышенности // Геоморфология. № 3. С. 72–78.
- Матвеев А.В. (1993). Особенности динамики поозерского оледенения на севере Беларуси // Докл. НАН Беларуси. Т. 37. № 3. С. 89–91.
- Матвеев А.В. (1990). История формирования рельефа Беларуси. Минск: Наука и техника, 144 с.
- Миссуна А.Б. (1901). Изучение краевых морен Виленской, Витебской, Минской губерний // Бюл. МОИП. Новая серия. Т. 14. № 3. С. 82–85.
- Нагорный М.А. (2009). Тектоника Оршанской впадины // Литасфера. № 2 (31). С. 67–74.
- Нечипоренко Л.А. (1989). Условия залегания и тектоническая преопределенность антропогенного покрова Белоруссии. Минск: Наука и техника, 114 с.
- Павловская И.Э. (1994). Полоцкий озерно-ледниковый водоем: строение, рельеф, история развития. Минск: Наука и техника, 128 с.
- Санько А.Ф. (1987). Неоплейстоцен северо-восточной Белоруссии и смежных районов РСФСР. Минск: Наука и техника, 176 с.
- Фаустова М.А. (1973). Особенности формирования рельефа в зонах ледоразделов (на примере ловатской ледниковой лопасти последнего оледенения) // Изв. АН СССР. Сер. геогр. № 4. С. 102–111.
- Чеботарева Н.С., Макарычева И.А. (1974). Последнее оледенение Европы и его геохронология. М.: Наука, 216 с.
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. Vol. 420. P. 4–14. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Geology Page. OpenStereo. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (дата обращения: 12.07.2021)
- Geology Page. Surfer 13. [Электронный ресурс]. URL: <https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html> (дата обращения: 12.07.2021).
- Gorska M. (2000). Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the central and southern Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice-sheet. Poznan: PTPN (Publ.), 147 p.
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1 // Boreas. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <https://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea // Quaternary Science Reviews. Vol. 44. P. 51–59. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Karabanov A.K., Matveev A.V. (2011). The Pleistocene glaciations in Belarus // Quaternary glaciations – extent and chronology: A closer look. Amsterdam: Elsevier (Publ.), P. 29–36.
- Rinterknecht V., Hang T., Gorlach A. et al. (2018). The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valday Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ¹⁰Be // Quaternary Science Reviews. Vol. 200. P. 106–113. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.032>
- Rinterknecht V.R., Pavlovskaya I.E., Clark P.U. et al. (2007). Timing of the last deglaciation in Belarus // Boreas. Vol. 36. Iss. 3. P. 307–313. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01252.x>

THE STRUCTURE AND GLACIAL RELIEF OF THE GORODOK UPLAND (NORTH-EASTERN BELARUS)¹

A. A. Vashkov^{a,#}

^aGeological Institute of KSC RAS, Apatity, Russia

[#]E-mail: a.vashkov@ksc.ru

The article presents the results of the first comprehensive study of the structure and morphology of the glacial relief of the Gorodok Upland in the north-eastern Belarus. New data were obtained using lithological-stratigraphic, petrographic and morphometric methods. It has been established that the formation of the upland is predetermined by the uplift in the top of the Upper Devonian rocks. This uplift of the pre-Quaternary surface is overbuilt by Middle Pleistocene glacial deposits with glacial tectonics and erratic masses. The presence of an uplift led to the formation of the upland in the ice divide zone between the Chud and Ladoga Ice Streams during the last glaciation. As a result, during the maximum advance of the last ice sheet, a moraine plateau with kames began to form in the center of the upland. During the Lepel Stage (18–20 cal. ka BP, Edrovo in Russia, Gruda in Lithuania, and Poznan in Poland) the ice lobes of the Chud and Ladoga Ice Streams moved from the periphery to the moraine plateau. In total, there were six distinct oscillations of the glacial edge. As a result, chains of hummocky and ridge end-moraine landforms were formed. Later, during the Braslav Stage (16–18 cal. ka BP, Vepsa in Russia, Baltija in Lithuania and Pomeranian in Poland), hummocky end-moraine landforms were formed on the north-western and north-eastern slopes of the upland. At the same time, large runoff troughs crossing the upland from the north to the south were formed as a result of ice melting. The results of the study are important for the rational conduct of geological surveys and prospecting for mineral building materials within the ice-divide zones of the last glaciation.

¹ For citation: Vashkov A.A. (2023). The structure and glacial relief of the Gorodok Upland (north-eastern Belarus). *Geomorfologiya i Paleogeografiya*. Vol. 54. No. 2. P. 80–96 (in Russian). <https://doi.org/10.31857/S2949178923010127>; <https://elibrary.ru/GROWRU>

Keywords: Scandinavian ice sheet, last glaciation, glacial relief, moraines, glacial tectonics, Belarusian Pooz-erie

ACKNOWLEDGEMENTS

The work was conducted at the Belarusian State University under the guidance of M.E. Komarovskiy in 2009–2015. Final interpretation of the obtained data was carried out at the Geological Institute KSC RAS (Apatity, Russia) as a contribution to the scientific research project No. AAAA-A19-119100290145-3. The author thanks his colleagues from the Belarusian State University, the Institute of Geology of Geological Scientific-Production Centre, and Geological Institute KSC RAS for assistance in field works and valuable reviews on the materials.

REFERENCES

- Aboltynš O.P. (1989). *Glyatsiostruktura i lednikovyi morfogenez* (Glaciostructure and glacial morphogenesis). Riga: Zinatne (Publ.), 284 p. (in Russ.)
- Aboltynš O.P., Aseyev A.A., Vonsavigyus V.P. et al. (1988). *Ostrovnye vozvyshennosti kak osobym sposobom organizovannye ob"ekty* (Insular uplands as objects organized in a special way). Tallin: AS ESSR (Publ.), 56 p. (in Russ.)
- Arslanov Kh.A., Voznyachuk L.N., Velichkevich F.Yu. et al. (1971). Paleogeography and Geochronology of the Middle Valdai Interstadial in the Belarussian Pooz-erie. *Doklady Earth Sciences*. Iss. 201. No 3. P. 661–664. (in Russ.)
- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. (2016). Glaciomorphological Map of the Russian Federation. *Quaternary International*. Vol. 420. P. 4–14. <http://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.09.024>
- Astapova S.D., Vinokurov V.F. (2001). Guiding boulders of the marginal glacial formations of the Belarusian Lakeland. *Doklady Natsional'noy akademii nauk Belarusi*. Vol. 45. No. 2. P. 115–118. (in Russ.)
- Chebotareva N.S., Makarycheva I.A. (1974). *Poslednee oledenienie Evropy i ego geokhronologiya* (The last glaciation of Europe and its geochronology). M.: Nauka (Publ.), 216 p. (in Russ.)
- Faustova M.A. (1973). Features of relief formation in the zones of ice divides (on the example of the Lovat ice-lobe of the last glaciation). *Izvestiya AS USSR. Geograficheskaya seriya*. No. 4. P. 102–111. (in Russ.)
- Gareckiy R.G., Karataev G.I. (2009). Tectonic-geodynamic node in the center of the East European Platform. *Doklady Natsional'noi akademii nauk Belarusi*. Vol. 53. No. 1. P. 99–103. (in Russ.)
- Geology Page. OpenStereo. [Electronic data]. Access way: <https://www.geologypage.com/2013/07/openstereo.html> (access date: 12.07.2021)
- Geology Page. Surfer 13. [Electronic data]. Access way: <https://www.geologypage.com/2015/07/surfer-13.html> (access date: 12.07.2021).
- Gorska M. (2000). Some petrographical features of Vistulian lodgement till in the central and sonthen Wielkopolska lowland and their significance towards estimating the dynamics of the last ice-sheet. Poznan: PTPN (Publ.), 147 p.
- Gurskiy B.N., Levitskaya R.I. (1975). The ratio of marginal glacial formations and the main forms of pre-Quaternary relief in Belarus. *Doklady AN BSSR*. Vol. XIV. No. 6. P. 552–553. (in Russ.)
- Hughes A.L.C., Gyllencreutz R., Lohne Ø.S. et al. (2015). The last Eurasian ice sheets – a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*. Vol. 45. Iss. 1. P. 1–45. <http://doi.org/10.1111/bor.12142>
- Isachenkov V.A. (1988). *Problemy morfostruktury i lednikovoi morfoskop'tury* (Problems of morphostructure and ancient glacial morphosculpture). Leningrad: Nauka (Publ.), 176 p. (in Russ.)
- Isachenkov V.A., Tatarnikov O.M. (1972). Genesis and types of insular uplands in the northwestern Russian Plain. *Byulleten' Moskovskogo gosudarstvennogo universiteta. Seriya geograficheskaya*. No. 4. P. 46–49. (in Russ.)
- Kajrukštis L.A., Basalykas A.B., Mikalauskas A.P. et al. (1983). Assessment of the dissection of the Lithuanian relief for the purposes of modeling regional development. *Trudy AN Litovskoi SSR. Seriya B*. Iss. 5. No. 138. P. 85–93. (in Russ.)
- Kalm V. (2012). Ice-flow pattern and extent of the last Scandinavian Ice Sheet southeast of the Baltic Sea. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 44. P. 51–59. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.01.019>
- Karabanov A.K., Gareckiy R.G., Aizberg R.E. (2009). *Neotektonika i neogeodinamika zapada Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Neotectonics and neogeodynamics of the West of the East European Platform). Minsk: Belaruskaya Navuka (Publ.), 183 p. (in Russ.)
- Karabanov A.K., Matveev A.V. (2011). The Pleistocene glaciations in Belarus. Quaternary glaciations – extent and chronology: A closer look. Amsterdam: Elsevier (Publ.), P. 29–36.
- Komarovskiy M.E. (2009). *Paleodoliny Belorusskogo Poozer'ya* (Palaeo-valleys in the Belarussian Poozerje area). Minsk: BSU (Publ.), 183 p. (in Russ.)
- Lavrushin Yu.A., Geptner A.R., Golubev Yu.K. (1986). *Le-dovyi tip sedimentatsii i litogeneza* (Ice type of sedimentation and lithogenesis). M.: Nauka (Publ.), 156 p. (in Russ.)
- Levyh N.N. (1999). *Kory vyvetrivaniya zapadnoi chasti Vostochno-Evropeiskoi platformy* (Weathering crusts of the West part of the East European Platform). Minsk: Institute of Geological Sciences (Publ.), 201 p. (in Russ.)
- Makkaveev A.N. (1972). Questions of studying the pre-quaternary relief on the example of the south-western part of Valdai upland. *Geomorfologiya*. No. 3. P. 72–78. (in Russ.)
- Matveev A.V. (1990). *Istoriya formirovaniya rel'efa Belarusi* (The history of the formation of the relief of Belarus). Minsk: Navuka i tehnika (Publ.), 144 p. (in Russ.)
- Matveev A.V. (1993). Features of dynamics of the Poozerye glaciation in northern Belarus. *Doklady Natsional'noi*

- akademii nauk Belarusi*. Iss. 37. No. 3. P. 89–91. (in Russ.)
- Missuna A.B. (1901). Study of marginal moraines in the provinces of Vilna, Vitebsk, Minsk. *Byulleten' Moskovskogo obshchestva ispytatelei prirody. Novaya seriya*. Vol. 14. No. 3. P. 82–85. (in Russ.)
- Nagorny M.A. (2009). Tectonics of the Orsha depression. *Litasfera*. No. 2 (31). P. 67–74. (in Russ.)
- Nechyporenko L.A. (1989). *Usloviya zaleganiya i tektonicheskaya predopredelennost' antropogenovogo pokrova Belorussii* (Conditions of stratification and tectonic pre-determination of the anthropogenic cover of Belarus). Minsk: Nauka i Tehnika (Publ.), 114 p. (in Russ.)
- Pavlovskaya I.E. (1994). *Polotskii ozerno-lednikovyi vodoem: stroenie, rel'ef, istoriya razvitiya* (Polotsk glacier-lake basin: structure, relief, history of development). Minsk: Navuka i tehnika (Publ.), 128 p. (in Russ.)
- Rinterknecht V., Hang T., Gorchach A. et al. (2018). The Last Glacial Maximum extent of the Scandinavian Ice Sheet in the Valdai Heights, western Russia: Evidence from cosmogenic surface exposure dating using ^{10}Be . *Quaternary Science Reviews*. Vol. 200. P. 106–113. <http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.032>
- Rinterknecht V.R., Pavlovskaya I.E., Clark P.U. et al. (2007). Timing of the last deglaciation in Belarus. *Boreas*. Vol. 36. Iss. 3. P. 307–313. <http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01252.x>
- San'ko A.F. (1987). *Neopleistotsen severo-vostochnoi Belorussii i smezhnykh raionov RSFSR* (Neopleistocene of north-eastern Belorussian and adjacent regions of the RSFSR). Minsk: Nauka i Tehnika (Publ.), 176 p. (in Russ.)
- Vashkov A. (2012). Geological structure and glacial morphogenesis of the Gorodok Upland. *Litasfera*. No. 37(2). P. 32–40. (in Russ.)
- Vashkov A. (2015). *Struktura i lednikovyi morfogenez Gorodokskoi vozvyshennosti* (Structure and glacial morphogenesis of the Gorodok Upland). PhD thesis. Minsk: The State Enterprise “SPC for Geology”, 154 p. (in Russ.)
- Vereteinikov N.V., Kruchek S.A., Matveev A.V. et al. (2010). *Stratigraficheskie skhemy dokembriiskikh i fanerozoiskikh otlozhenii Belarusi. Ob'yasnitel'naya zapiska* (Stratigraphic schemes of Precambrian and Phanerozoic deposits of Belarus. Explanatory note). Minsk: Belarusian Scientific Research Geological Exploration Institute (Publ.), 282 p. (in Russ.)
- Zernitskaya V.P., Vlasov B.P., Matveev A.V. et al. (2020). The correlation of the environmental dynamics of the southeastern periphery of the poozerye (Valdai) glaciation in the late glacial and Holocene. *Journal of the Belarusian State University. Geography and Geology*. No. 1. P. 45–59. (in Russ.)