

## ZASIĘG ŁĄDOLODU PRZEDOSTATNIEGO ZŁODOWACENIA SKANDYNAWSKIEGO W STREFIE POGRANICZA POLSKO-BIAŁORUSKIEGO

Leszek MARKS<sup>1,4</sup>, Alexandr KARABANOV<sup>2</sup>, Jerzy NITYCHORUK<sup>3</sup>,  
Maksim BAHDASARAU<sup>5</sup>, Aksana HRADUNOVA<sup>5</sup>, Mikalai HRACHANIK<sup>5</sup>,  
Tomasz KRZYWICKI<sup>1</sup>, Aleksandra MAJECKA<sup>4</sup>, Sergej MAMCHYK<sup>6</sup>,  
Katarzyna POCHOCKA-SZWARC<sup>1</sup>, Joanna RYCHEL<sup>1</sup>, Barbara WORONKO<sup>4</sup>,  
Tatsiana RYLOVA<sup>2</sup>, Łukasz ZBUCKI<sup>3</sup>, Łukasz NOWACKI<sup>1</sup>, Monika PIELACH<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa  
e-mail: leszek.marks@uw.edu.pl, tomasz.krzywicki@pgi.gov.pl, kPOCH@pgi.gov.pl, joanna.rychel@pgi.gov.pl,  
lukasz.nowacki@pgi.gov.pl, mnowa@pgi.gov.pl

<sup>2</sup>Instytut Zarządzania Przyrodą Narodowej Akademii Nauk Białorusi, Minsk  
e-mail: karabanov@ecology.basnet.by, rylova@nature.basnet.by

<sup>3</sup>Państwowa Szkoła Wyższa im. Papieża Jana Pawła II, Wydział Nauk Ekonomicznych i Technicznych, Biała Podlaska  
e-mail: jerzy.nitychoruk@pswbp.pl, l.zbucki@dydaktyka.pswbp.pl

<sup>4</sup>Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii  
e-mail: a.majecka@uw.edu.pl, bworonko@uw.edu.pl

<sup>5</sup>Brzeski Uniwersytet Państwowy im. A. Puszkina, Wydział Nauk Geograficznych, Brest  
e-mail: bogdasarov73@mail.ru, gryadunova@mail.ru, hrachanik55@mail.ru

<sup>6</sup>Ośrodek Naukowych Badań Geologicznych, Minsk  
e-mail: tecton@rambler.ru

Transgraniczna korelacja stratygraficzna i zasięgów zlodowaceń należą do najważniejszych aspektów badań czwartorzędu w Europie. Zróżnicowane podejście metodyczne i tradycje badawcze w krajach sąsiednich są poważnym utrudnieniem w osiągnięciu tego celu, czemu towarzyszy na ogół mniej lub bardziej ograniczona dostępność literatury lokalnej i danych archiwalnych, co w efekcie sprzyjało ograniczaniu się do badań prowadzonych jedynie w obrębie własnego państwa. Dotychczas podjęto kilka prób korelacji transgranicznej zasięgów zlodowaceń w strefie pogranicza polsko-białoruskiego, ale w oparciu o arbitralne założenia (por. Matveev, Pavlovskaya 2001; Mojski 1972). Pierwszą wiarygodną korelację dotyczącą zasięgu ostatniego zlodowacenia podjęto w północnej części pogranicza polsko-białoruskiego w oparciu o wspólne kompleksowe badania terenowe i laboratoryjne (Marks, Karabanov 2011). Przeprowadzone ostatnio badania geologiczne i geomorfologiczne (finansowane przez Narodowe Centrum Nauki w Polsce: decyzja nr DEC-2013/09/B/ST10/02040) umożliwiły korelację zasięgu łądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci w południowej części pogranicza.

Maksymalny zasięg przedostatniego zlodowacenia skandynawskiego w Europie Środkowej wyznaczano na ogół na podstawie rozmieszczenia form rzeźby marginalnej łądolodu i występowania eratyków skandynawskich. We wschodniej Polsce i na większości obszaru Białorusi zasięg łądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci był mniejszy niż zlodowaceń wcześniejszych, z wyjątkiem doliny Dniepru na Ukrainie, która w czasie równoważnego zlodowacenia Dniepru została zajęta przez ogromny łob lodowcowy (por. Matoshko 2011). Uznawano, że zlodowacenie Odry w Polsce reprezentowały 2 stadiały: starszy Odry i młodszy Warty, oba odpowiadające 6. morskiemu stadium izotopowemu (MIS 6). Zlodowacenie prypeci na Białorusi reprezentowały 2 stadiały: starszy Dniepru i młodszy Soża (por. Karabanov, Matveev 2011). Na Ukrainie zlodowacenie Dniepru reprezentował jedynie stadiał Dniepru (por. Matoshko 2011).



**Fig. 1. Zasięgi zlodowaceń skandynawskich w środkowo-wschodniej Europie: B – Berezyna, D – Don, Dn – Dniepr, O – Odra/Prypeć, Po – Poozierye, S1 – San 1, S2 – San 2, So – stadiał Soża, W – Wisła, Wa – stadiał Warty; strzałki pokazują główne kierunki transgresji lądolodu w czasie zlodowacenia Odry/Prypeci/Dniepru**

We wschodniej Polsce lądolód zlodowacenia Odry wyznaczano wzdłuż północnego skłonu Wyżyn Południowopolskich, z wyraźnym lobem wkraczającym przełomem Wisły Środkowej do Kotliny Sandomierskiej (por. Marks 2011; Marks i in. 2006), skąd wody roztopowe były odprowadzane ku E pradoliną podkarpacką, a następnie ku SE doliną Dniestru w zachodniej Ukrainie i Mołdawii do Morza Czarnego (por. Lindner, Marks 2015). Zasięg lądolodu w znacznym stopniu wymuszała rzeźbę przedpola, na którym Wyżyny Południowopolskie występowały na ogół powyżej 300 m n.p.m., dochodząc nawet do 612 m n.p.m. Ku E zasięg lądolodu zlodowacenia Prypeci na Białorusi i zlodowacenia Dniepru na Ukrainie wyznaczano na Wyżynie Wołyńskiej w NW Ukrainie (Matoshko 2011), następnie w dorzeczu Prypeci na białoruskim Polesiu (Karabanov, Matveev 2011; Marks, Pavlovskaya 2003) i w dolinie środkowego Dniepru w środkowo-wschodniej Ukrainie (Matoshko 2011).

W południowej części obszaru transgranicznego Polski i Białorusi występują liczne stanowiska z interglacjalnymi osadami plejstocenu środkowego i górnego. Wieloletnie badania w tym obszarze wykazały bardzo ograniczone występowanie gliny lodowcowej zlodowacenia Odry/Prypeci (por. Al-brycht 1997; Velichkevich i in. 1993) oraz umożliwiły weryfikację i reinterpretację sytuacji geologicznej w stanowiskach reperowych.

Moreny czołowe stadiału Warty we wschodniej Polsce są na ogół niewielkie, ale są miejscami morenami spięzonymi. Większość badaczy polskich uważała, że lądolód stadiału Warty dotarł do linii Łosice – Siemiatycze lub Łosice – Terespol – Janów Podlaski, a nawet bardziej ku S docierając do doliny Krzny (por. Marks 2004). W tym ostatnim przypadku zasięg lądolodu mógł odpowiadać zasięgowi lądolodu fazy słabgorodzkiej stadiału Soża na Białorusi, której zasięg wyznaczano wzdłuż linii Brest – Pinsk. Wielu badaczy polskich opowiadało się za takim podejściem, ale późniejsze szczegółowe badania w rejonie Berezy na Białorusi nie potwierdziły tej opinii, ponieważ osady interglacjalnego mazowieckiego/aleksandryjskiego w wielu stanowiskach w tym obszarze nie są przykryte przez glinę lodowcową, a jedynie bardziej na N stwierdzono przykrycie jedną gliną lodowcową (Velichkevich i in. 1993). Z tego powodu niektórzy badacze uważali, że lądolód stadiału Soża jedynie nieznacznie przekro-

czył obecną dolinę górnej Narwi, na co wskazywało występowanie moren czołowych i 2 glin lodowcowych powyżej osadów interglacjału aleksandryjskiego w kilku stanowiskach (por. Marks, Pavlovskaya 2006). Wody roztopowe w czasie stadiału Warty/Soża miały odpływać równoleżnikową pradoliną Krzyny-Prypeci przez Polesie do doliny Dniepru (Różycki 1965).

Badania geomorfologiczne i geologiczne przeprowadzone ostatnio w południowej części pogranicza polsko-białoruskiego wykazały, że osady lodowcowe stadiału Odry/Dniepru zlodowacenia Odry/Prypeci występują na N od Bresta, ale poniżej młodszych osadów stadiału Warty/Soża. Piaszczysta glina lodowcowa stadiału Odry/Dniepru jest brązowa, ma do 7 m miąższości i na N od Podlaskiego Przełomu Doliny Bugu jest zdeformowana glacitektonicznie. Natomiast piaszczysta glina lodowcowa stadiału Warty/Soża występuje na powierzchni terenu na N i E od Bresta i jest częściowo zwietrzała.

Przeprowadzone badania umożliwiły korelację stref marginalnych lądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci. Zrewidowano dotychczas wyznaczany zasięg lądolodu, stwierdzając jego znacznie bardziej ograniczone rozprzestrzenienie, mniejsze niż lądolodu młodszego stadiału Warty/Soża na większości międzyrzecza środkowej Wisły i środkowego Dniepru (fig. 1). W tym obszarze zasięgi lądolodu stadiów odry/dniepru i warty/soża były prawdopodobnie zbliżone. Jedynie w dolinach środkowej Wisły i środkowego Dniepru loby lodowcowe stadiału Odry/Dniepru sięgnęły znacznie dalej na S, ale prawdopodobnie nie w tym samym czasie, co było wynikiem zróżnicowanego zasilania lądolodu w różnych częściach Skandynawii. Jednocześnie dynamika lądolodu zlodowacenia Odry/Prypeci na pograniczu polsko-białoruskim była w znacznym stopniu zależna od plejstoceniowych ruchów tektonicznych w tym rejonie.