

Zapis glacialimnicznej sedymentacji w basenie Niecki Skaliskiej – północna część Pojezierza Mazurskiego

Katarzyna Pochocka-Szwarc¹



Glacialimnical sedimentation in the Skalisko Basin – northern part of Mazurian Lakeland. *Prz. Geol.*, 58: 1014–1022.

A b s t r a c t. The investigation area is situated in the north part of Mazurian Lakeland in NE from Węgorzewo in the borderland between Poland and Russia. It was covered with the ice sheet during the upper stage of the Vistulian Glaciation. During the recession of the maximum range of the ice-sheet (Pomeranian Phases) the 6 ice-sheet retreated were left. Skaliska Basin this is end depression, between two end moraine zones. The glaciolacustrine and lacustrine sediments was recorded late glacial and postglacial history. The results of the multidisciplinary investigations including cartographical, sedimentological methods indicate that in the ice-dammed lake in Skaliska Basin was existed in front of the ice. The outflow from Skaliska ice-dammed was connected with the ice sheet retreat (behind the Pregola Valley) and development of the new erosion base level (like Pregola Valley).

Keywords: deglaciation, glaciolacustrine deposits, Late Glacial, Vistulian Glaciation, Mazurian Lakeland

W trakcie prac kartograficznych prowadzonych w północnej części Pojezierza Mazurskiego (Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004; Pochocka-Szwarc, 2003), na obszarze przygranicznym z Rosją, stwierdzono obecność rozległego zbiornika zastoiskowego w Niecce Skaliskiej. Niecka zajmuje powierzchnię ok. 90 km² i zlokalizowana jest w odległości 20–25 km na północ od strefy czołowo-morenowej, wyznaczającej maksymalny zasięg lądolodu fazy pomorskiej (Lisicki & Rychel, 2006). Dalsze prace geologiczne pozwoliły stwierdzić, że odtworzenie warunków paleośrodowiskowych i paleogeomorfologicznych w tak rozległym basenie sedymentacyjnym, jakim jest Niecka Skaliska, stanowi klucz dla rekonstrukcji zaniku ostatniego lądolodu w tej części pojezierza.

Na Pojezierzu Mazurskim recesja tego lądolodu zaznaczyła się kilkoma strefami postępu (Galon & Roszkówna, 1967; Kondracki, 1972, 2000; Muchowski i in., 1995; Szumański, 2001; Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004; Pochocka-Szwarc, 2009). Towarzyszą im szlaki sandrowe, które powstały w wyniku działalności wód roztopowych odpływających w kierunku południowym. Omawiane obniżenie, którego północna część leży w Rosji, jest zlokalizowane między morenami czołowymi znaczącymi kolejne recesyjne zasięgi lodowca.

Wykorzystując archiwalne i autorskie materiały, w tym zdjęcia geologiczne, przystąpiono do szczegółowego rozpoznania budowy Niecki Skaliskiej. Wyznaczenia północnych granic zasięgu zastoiska wypełniającego nieckę dokonano na podstawie interpretacji zdjęć satelitarnych (Pochocka-Szwarc, 2005; Pochocka-Szwarc & Piątkowska, 2006). W celu dokładniejszego zbadania charakteru osadów i warunków ich sedymentacji wykonano 3 wiercenia pełnordzeniowe metodą geoprobe. Z uzyskanych rdzeni pobrano próby i poddano je szczegółowym badaniom. Wszystkie prace, w tym m.in. analizy sedymentologiczne, paleobotaniczne i fizykochemiczne były wykonane w ramach interdyscyplinarnego grantu PO4D 024 29. Rekonstrukcja paleogeografii i ewolucji Niecki Skaliskiej były jednymi z głównych zagadnień badawczych zawartych w pracy doktorskiej autorki, dotyczącej procesów

deglacji w północnej części Pojezierza Mazurskiego u schyłku ostatniego zlodowacenia. W niniejszym artykule przedstawiono, w formie skróconej, wyniki badań dotyczących zagadnień litofacyjnych i paleogeograficznych, a także dokonana na ich podstawie interpretację późnoglacialnej historii basenu Niecki Skaliskiej.

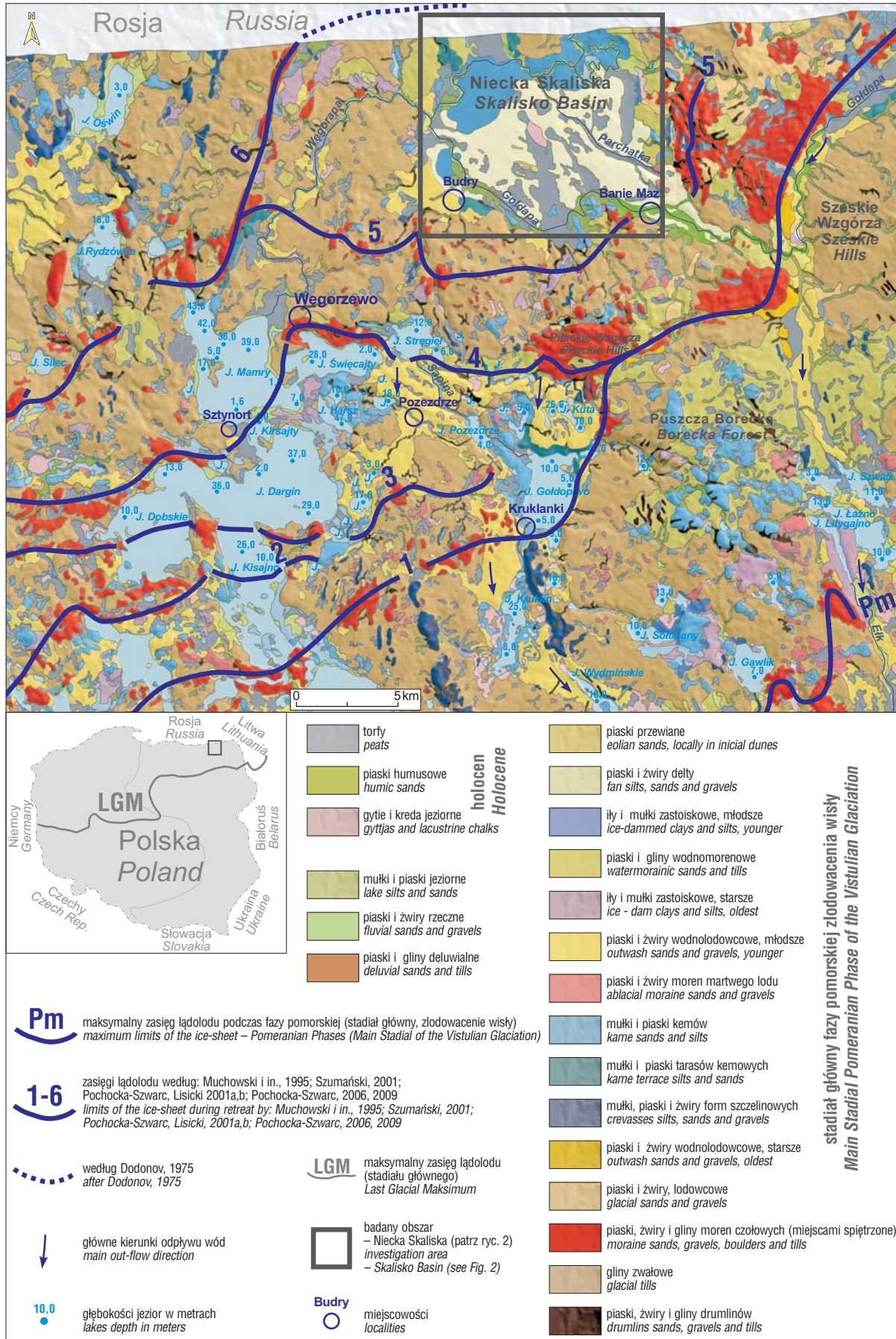
Budowa geologiczna osadów wypełniających omawianą strukturę jest rozpoznana głównie na podstawie wierceń, wykonanych za pomocą sond mechanicznych i ręcznych, co wynika z braku odsłonień. Krajobraz niecki tworzy rozległa równina o rzędnych 95–100 m n.p.m., zbudowana z osadów zastoiskowych (laminowanych ilów oraz mułków) o miąższościach od 1,5 do 17,8 m. Pod tymi osadami udokumentowano występowanie gliny zwałowej, korelowanej ze stadiem głównym zlodowacenia wisły (Pochocka-Szwarc, 2003; Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004). Osady zastoiskowe są częściowo przykryte piaszczystym stożkiem, który wypełnia znaczną część zagłębienia (ryc. 1, 2). Miąższość osadów piaszczystych wynosi od 1,5 do 16 m. Wysokość stożka w części proksymalnej (południowo-wschodnia część niecki) wynosi 119–116 m n.p.m., w dystalnej (okolice Rapy, Skaliska, Budzewa) ok. 100 m n.p.m. Na powierzchni równiny pozastoiskowej i stożka występują południkowo ukierunkowane obniżenia wypełnione osadami biogenicznymi, takimi jak torfy i gytie oraz niewielkie wały wydymowe (Pochocka-Szwarc, 2003).

Niecka Skaliska otoczona jest wysoczyzną polodowcową, na stokach której znajdują się tarasy kemowe i pokrywy osadów wodno-morenowych (ryc. 2). Na południu i wschodzie znajdują się piaszczysto-żwirowe wzgórza morenowe. Przez obszar niecki przepływają dwie rzeki należące do zlewni Pregoly – Węgorapa oraz Gołdapa. Obie połączone są wykopany w XVIII wieku Kanałem Brożajeckim.

Badania sedymentologiczne

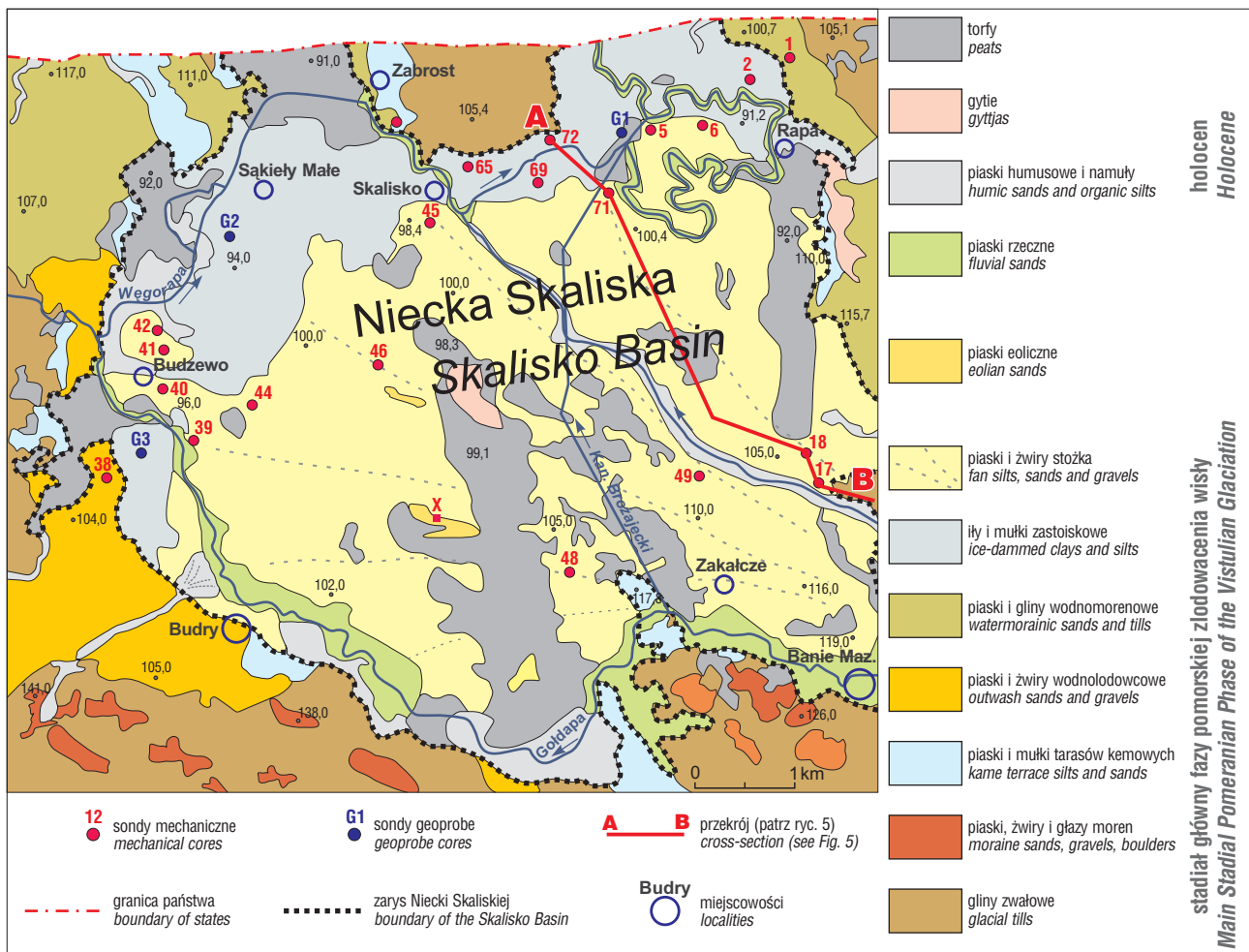
W profilu G1 (95,0 m n.p.m.), zlokalizowanym w północnej części niecki (ryc. 2), nawiercono piaski drobnoziarniste oraz mułki piaszczyste laminowane. Od głęboko-

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 02-975 Warszawa; kpocho@pgi.gov.pl



Ryc. 1. Mapa geologiczna obszaru badań (północna część Pojezierza Mazurskiego) na podstawie arkuszy SGMP (Muchowski i in., 1995; Pochocka-Szwarc, 2003; Pochocka-Szwarc & Lisicki 2001, 2004; Szumański, 2001)

Fig. 1. Geological map of the investigation area (north part of Mazury Lakeland) by the Detailed Geological Map of Poland (Muchowski i in., 1995; Pochocka-Szwarc, 2003; Pochocka-Szwarc & Lisicki 2001, 2004; Szumański, 2001)



Ryc. 2. Mapa geologiczna Niecki Skaliskiej na podstawie arkuszy SGMP (Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004)
Fig. 2. Geological map of Skalisko Basin by the Detailed Geological Map of Poland (Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004)

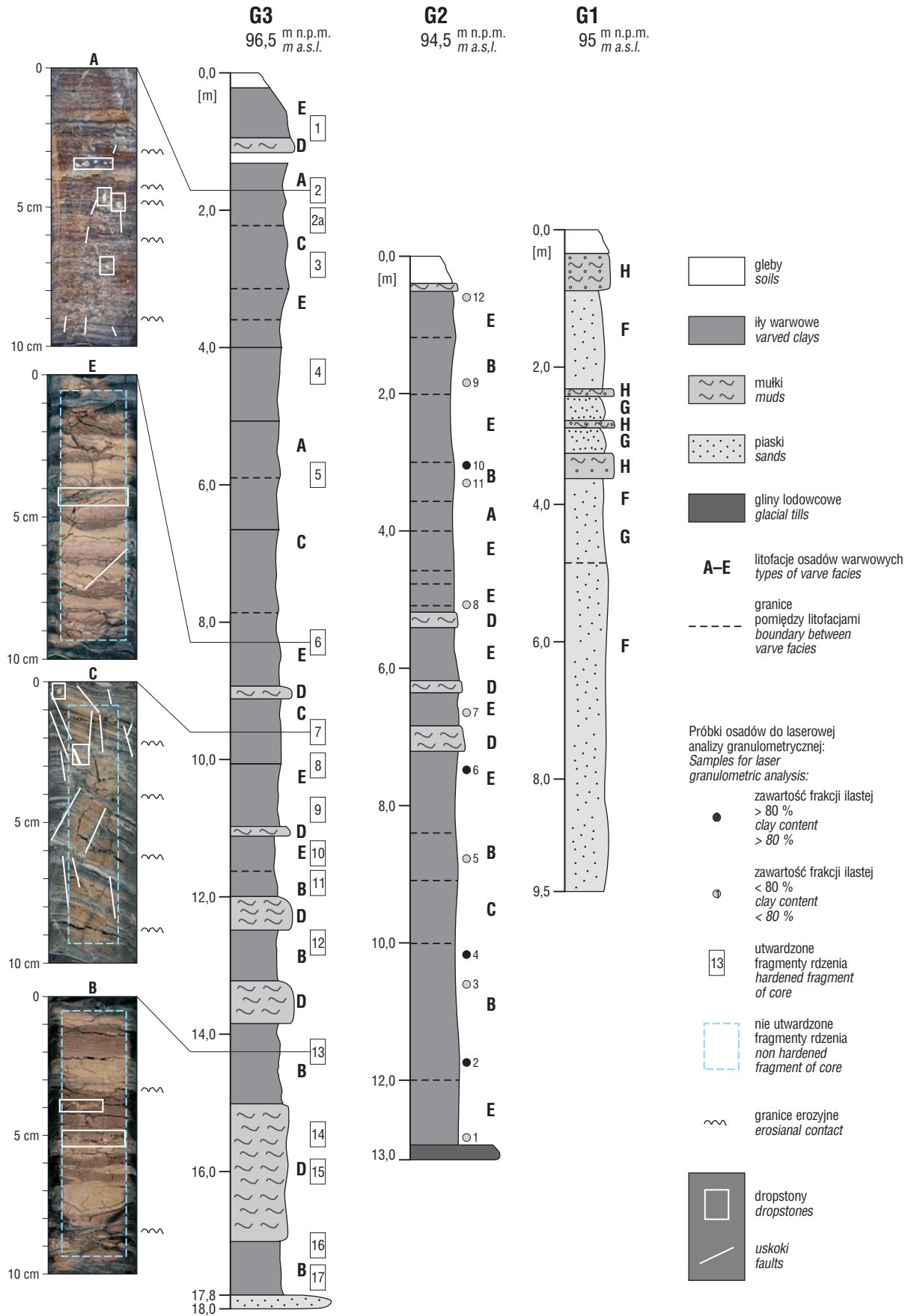
ści 3,5 m (liczonej od powierzchni terenu) do spągu profilu, tj. do 9,5 m, występują piaski średnioziarniste i drobnoziarniste o widocznym warstwowaniu przekątnym. W profilu G2 (94,5 m n.p.m.) przewiercono serię osadów ilastych laminowanych, o miąższości 12,8 m, wśród których pojawiają się przewarstwienia mułków o strukturze masywnej. Niżej występuje glina zwałowa. W profilu G3 (96,5 m n.p.m.) stwierdzono obecność serii laminowanych osadów zastoiskowych o miąższości 17,8 m. Wiercenie zakończono w piaskach drobnoziarnistych (na głębokości 18,0 m). W dolnej części tego profilu (od 9 m) przewarstwienia mułków o strukturze masywnej występują w większej ilości, niż w sąsiednim profilu G2. Szczegółową litologię omawianych profili przedstawia rycina 3.

Fragmenty rdzenia, uzyskane z profilu G3, zostały przeznaczone do dalszych obserwacji strukturalnych. W tym celu wybrano odcinki o najlepszym wykształceniu osadów laminowanych. Łącznie było to 17 odcinków rdzenia (każdy o miąższości 10 cm), które zostały poddane długotrwałemu procesowi utwardzania w specjalnie do tego sporządzonym balsamie. Powstały tzw. „monolity”. Po rozcięciu ich wzdłuż okazało się, że nie wszystkie fragmenty rdzenia zostały prawidłowo utwardzone, co uniemożliwiło ich dalszą preparację. W dalszym toku badań prowadzono więc obserwacje makroskopowe – m.in. na rozciętych powierzchniach monolitów. Pozostałe badania strukturalne

i teksturalne prowadzono na fragmentach rdzenia, które nie zostały poddane preparacji.

W profilach G1, G2 i G3 wyróżniono następujące litofacje (Zieliński, 1992):

- litofacja A – laminy ciemne i jasne, granice pomiędzy nimi są ostre i wyraźne. Laminy mają niewielkie miąższości (rzędu kilku mm) i występują w stosunkowo dużym zagęszczeniu (Fv). Obecne są powierzchniowo erozyjne;
- litofacja B – laminy ciemne mają większe miąższości (kilka cm, maksymalnie do 10 cm) niż jasne (c>j). W laminach tych występują uskoki, wkładki (soczewki) piasków oraz materiału eratycznego (typu dropstones);
- litofacja C – laminy mają zmienne miąższości, częste są w nich widoczne uskoki;
- litofacja D – mułki, mułki ilaste o strukturze masywnej (Fm);
- litofacja E – laminy jasne mają większe miąższości od ciemnych (j>c), Fv;
- litofacja F – piaski średnioziarniste i drobnoziarniste, miejscami o warstwowaniu tabularnym (Sp);
- litofacja G – piaski drobnoziarniste i średnioziarniste, warstwowane poziomo (Sh);
- litofacja H – piaski i mułki o strukturze masywnej (Sm, Fm).



Ryc. 3. Profile litologiczne G1, G2, G3 (lokalizacja – ryc. 2)
 Fig. 3. Lithological profiles G1, G2, G3 (for localization – see Fig. 2)

Dodatkowo, z profilu G3 pobrano 12 próbek, na których wykonano analizę uziarnienia osadów metodą laserową. Wyniki badań wskazują, że zawartość frakcji najdrobniejszych (tj. <0,002 mm) w niektórych laminach ciemnych jest wysoka (65–85%). W laminach jasnych stwierdzono większą zawartość frakcji nieco grubszej (tj. 0,002–0,005 mm), a nawet znaczną domieszkę frakcji piaszczystej, co wskazuje na sedymentację w spokojnych warunkach letnich.

Na podstawie analizy wykształcenia warw i oceny ich miąższości można określić warunki, jakie panowały podczas sedymentacji osadów w badanym zbiorniku. W tym celu dla dwóch profili (G2 i G3) skonstruowano warwogramy (ryc. 4). Przedstawiają one krzywe zmienności miąższości dla lamin ciemnych oraz dla całych warw. Różnica pomiędzy krzywą miąższości dla całej warwy (linia jasnoszara), a krzywą miąższości dla warwy ciemnej (linia ciemnoszara) przedstawia miąższość lamin jasnych (letnich). Przerwy na warwogramach oznaczają obecność w profilu osadów nielaminowanych, tj. mułków o strukturze masywnej. Największe miąższości warw (powyżej 20 mm) zanotowano w profilu G2 (w przedziale głębokości 5,3–6 m), z kolei najmniejsze – poniżej 5 mm – w stropowej części profilu G2 oraz w profilu G3.

Punktem wyjścia dla stwierdzenia podobieństw pomiędzy krzywymi zmienności miąższości (dla całych warw) w obu profilach było znalezienie charakterystycznych wartości minimalnych bądź maksymalnych. Analizując podobieństwa pomiędzy krzywymi wyróżniono w sumie osiem poziomów korelacyjnych. Dla każdego z nich policzono liczbę warw – suma wyniosła 344. Przy założeniu, że lamina letnia powstaje podczas zwiększonej dostawy materiału do zbiornika, np. w wyniku wzmożonej ablacji, a zimowa stanowi zapis depozycji w spokojnych warunkach zamrożonego zbiornika (Ashley i in., 1985; Paluszkiwicz, 2004), można przyjąć, że czas sedymentacji w zbiorniku trwał nie mniej niż okres 344 cykli depozycyjnych (sezonów letnio-zimowych).

W wale wydymowym, znajdującym się na piaszczystym stożku (punkt X na ryc. 2), wykonano odwiert za pomocą sondy ręcznej. Z pobranego materiału wybrano 4 próbki, aby sprawdzić, czy osady te były przwiewane przez wiatr, czy też nie. W tym celu wykonano analizę stopnia obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej (0,5–0,8 mm) według Cailleux (1942) w modyfikacji Goździka (1980, 1995) oraz Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998). Wyniki wskazują, że badane ziarna pochodzą najprawdopodobniej z osadów fluwioglacjalnych (Woronko, 2007). Równocześnie, we wszystkich analizowanych próbkach zanotowano dużą ilość ziarn pękniętych. Najprawdopodobniej transport materiału był krótkotrwały i odbywał się na stosunkowo małą odległość (świadczy o tym mała ilość ziarn, które przeszły obróbkę w środowisku eolicznym).

Interpretacja wyników badań i analiza paleogeograficzna basenu Niecki Skaliskiej

Na podstawie przeprowadzonych badań, dotyczących osadów występujących w obniżeniu Niecki Skaliskiej, można odtworzyć jego historię – starszą (późnoglacialną)

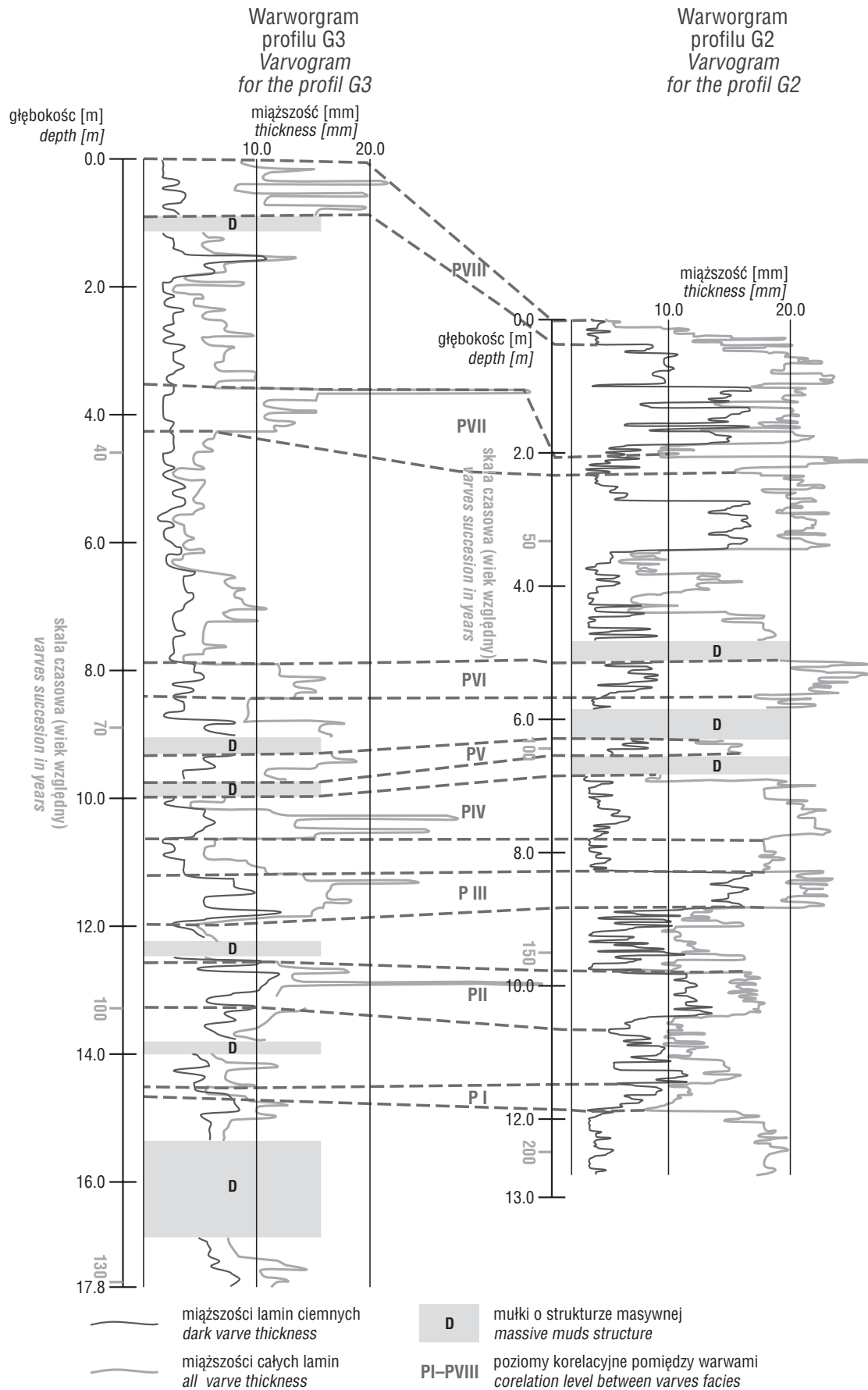
oraz młodszą (holoceńską). W dalszej części artykułu zostaną omówione zagadnienia dotyczące przemian, jakie zaszły na tym obszarze w okresie deglacjacji.

Analiza materiałów (Pochocka-Szwarc & Lisicki, 2001, 2004) nie wskazuje na starsze założenia tego basenu sedymentacyjnego (jak np. kopalne doliny w osadach starszych od zlodowacenia wisły, czy strefy dyslokacji w osadach podłoża plejstocenu). Nie można więc wykluczyć, że powstanie obniżenia niecki związane jest z powstaniem dużego wytopiska – misy końcowej, ograniczonej dwoma strefami postaju lądolodu: na północy zasięgiem 6. (ryc. 1), a na południu zasięgiem 5. W misie końcowej, pomiędzy zalegającymi bryłami martwych lodów, rozwijała się sedymentacja glacialimniczna (Pochocka-Szwarc, 2009). Pomiędzy krawędzią lodów wypełniającą obniżenie a odsłaniającą się spod lodu powierzchnią wysoczyzny lodowcowej wody osadzały materiał piaszczysty przyszłych tarasów kemowych (ryc. 1, 2)

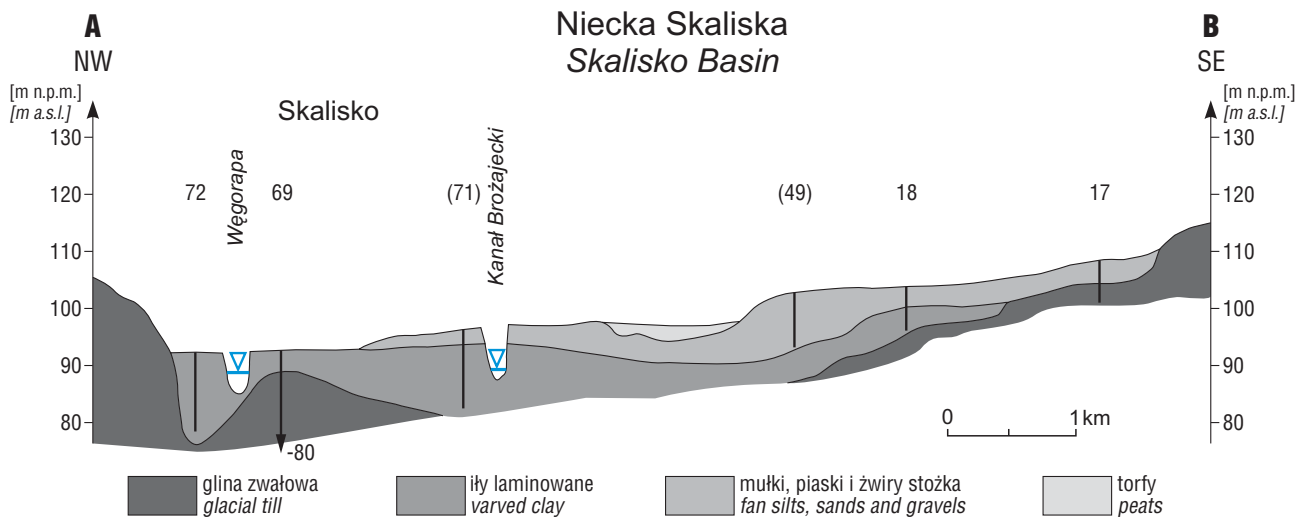
Przekrój geologiczny A–B (ryc. 5) przedstawia schematyczną budowę geologiczną basenu skaliskiego. Na uwagę zasługuje urozmaicona morfologia dna zbiornika – w części północnej strop gliny podścielającej serię zastoi-skową znajduje się na wysokości 88 m n.p.m. (otwór kartograficzny w Skalisku), natomiast w południowej części niecki – na wysokości ok. 105 m n.p.m. Jest to ten sam poziom gliny (Pochocka-Szwarc, 2003). Z analizy zestawionych materiałów geologicznych wynika, że w okolicy Skaliska „ostroga” zbudowana z tych osadów mogła rozdzielać basen sedymentacyjny na dwie części: centralną, w której odbywała się typowa depozycja z zawiesiny (profile G2, G3) i północną, położoną bliżej brzegu zbiornika i bliżej czoła lądolodu, w której zachodziła sedymentacja w warunkach zwiększonej dostawy materiału (G1).

Analiza litofacjalna osadów pochodzących z centralnej części basenu wykazała, że początek sedymentacji zastoi-skowej rozpoczął się w warunkach zimowych. Dolne części profili G2 i G3 można dosyć dobrze skorelować, przeważają tam litofacje B, w których laminy ciemne są zdecydowanie bardziej miąższe niż jasne. W laminach ciemnych, na głębokości 11,8 m, stwierdzono znaczną zawartość frakcji najdrobniejszej (>80%), osadzającej się z zawiesiny. Depozycja mułków o strukturze zwartej (litofacja D) oraz lamin ilastych, w których zaobserwowano powierzchnie erozji (litofacje A i C), wskazuje na zmianę warunków sedymentacji. Miało to niewątpliwie związek ze wzrostem intensywności ablacji położonego stosunkowo blisko czoła lodu aktywnego oraz ze splukiwaniem materiału z odsłoniętej spod powierzchni lodu wysoczyzny. Następnie warunki depozycji ponownie uległy zmianie – świadczy o tym litofacja E, w której laminy jasne mają większe miąższości niż ciemne. W centralnej części zbiornika (profil G2), w obrębie litofacji E, występują wkładki bardzo dobrze wykształconych utworów litofacji B, czyli miąższych lamin ciemnych.

Analiza warwogramów pokazała (ryc. 4, 5), że możliwa jest korelacja pomiędzy profilem w centralnej części zbiornika (G3), a tym znajdującym się bliżej brzegu (G2). Pozostałe profile uzyskane z sond mechanicznych, dokumentujące osady zastoi-skowe, nie były profilami pełno-rzdeniowymi (Pochocka-Szwarc, 2003; Pochocka-Szwarc



Ryc. 4. Warwogramy dla profili G2 i G3 wraz z zaznaczoną korelacją
 Fig. 4. Varvograms for the profiles G2 and G3 with correlation between varves facies

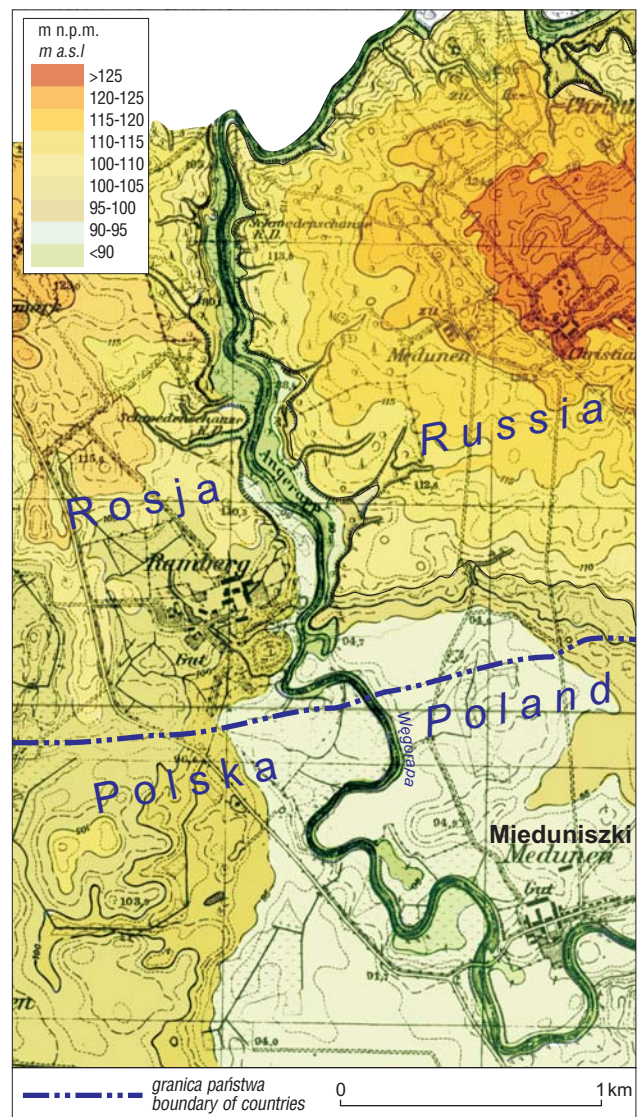


Ryc. 5. Schematyczny przekrój A–B przez Nieckę Skaliską
 Fig. 5. Schematic cross-section A–B through Skalisko Basin

& Lisicki 2001, 2004) – nie można więc na ich podstawie określić warunków depozycji. Przewiercony w ten sposób materiał pozwala jedynie stwierdzić, że mamy do czynienia z iłami laminowanymi. Wszelkie obserwacje struktur są bardzo trudne ze względu na charakter tego typu wiercenia.

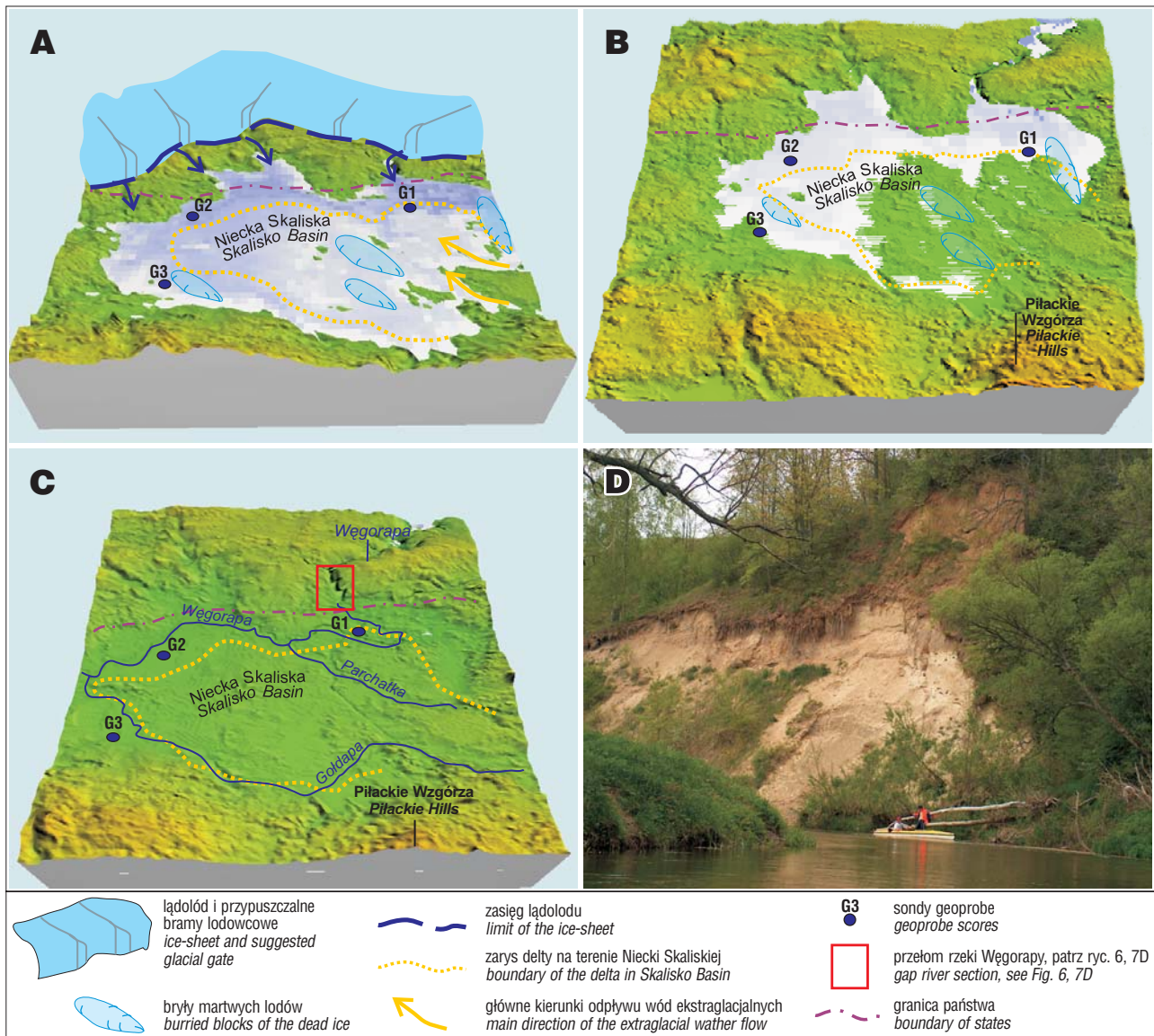
Genezę osadów udokumentowanych w północnej części Niecki Skaliskiej, w profilu G1 (litofacje F, G, H), można wiązać z dostawą do zbiornika materiału pochodzącego z pobliskiego aktywnego czoła lodolodu. Mogła się ona odbywać np. przez bramę lodowcową. Sedymentacja glacialimniczna, zapisana w profilach G2 i G3, zachodziła więc w stosunkowo niewielkiej odległości od czoła lodolodu (1–2 km), jednak na uboczu głównych stref zasilania zbiornika. Depozycja osadów była tu powolna, a cykliczność sedymentacji wyraźna i dosyć regularna. Tempo akumulacji policzone dla osadów znajdujących się w centralnej części zbiornika (profil G2) wynosi ok. 5,4 cm/rok. Bliżej brzegów (profil G3) tempo akumulacji było większe – ok. 10,6 cm/rok. Jak wspomniano wcześniej, na podstawie analizy warwogramów czas trwania sedymentacji glacialimnicznej w basenie Niecki Skaliskiej można określić na nie krótszy niż 344 lata. Klasty diamiktyczne, występujące w iłach laminowanych, powstały w efekcie napływania materiału z dryfujących po powierzchni wody kier lub brył lodowych (Ashley i in., 1985). Według Brodzikowskiego (1992) występowanie takich klastów jest zjawiskiem diagnostycznym dla warunków terminoglacjalnych.

Charakter wykształcenia osadów piaszczystych występujących na powierzchni niecki oraz ich morfologia, wskazują, że była to delta, która wykształciła się w zbiorniku zastoiskowym. W wyniku znacznej dostawy materiału drogą rzeczną tworzy się specyficzna forma: ponad linią brzegu stożek napływowy przyrastający pionowo, a poniżej zwierciadła wody – delta agradująca lateralnie (Zieliński & Brodzikowski, 1992). Zdarza się, że lokalne otwarcie zablokowanych dróg odpływu powoduje znaczne dostawy materiału w krótkim okresie czasu (Zieliński & Brodzikowski, 1992). Tworzą się wówczas formy podobnego typu jak w Niece Skaliskiej. Sprzyjającymi warunkami powstawania delt stożkowych są właśnie środowiska glaci-



Ryc. 6. Przełom rzeki Węgorapy (fragment mapy topograficznej z 1941 r.). Lokalizacja – zob. ryc. 7C

Fig. 6. Węgorapa River gorge (part of the topographical map from 1941). For localization – see Fig. 7C



Ryc. 7. A–C – paleogeografia Niecki Skaliskiej, D – obecny przełom Węgorapy (fot. B. Dawcewicz)

Fig. 7. A–C – paleogeography of the Skalisko Basin, D – present Węgorapa River gorge (photo by B. Dawcewicz)

geniczne – zarówno termino-, jak i proglacialne (Zieliński & Brodzikowski, 1992).

Co było przyczyną powstania takiej delty w zbiorniku zastoisowym? Genezy tej formy należy upatrywać około 7 km na wschód (Pochocka-Szwarc, 2003, 2009), gdzie czoło lądolodu opierało się o zachodnie stoki Szeskich Wzgórz (ryc. 2). W czasie postępującej deglacjacji czoło przesuwało się w kierunku północnym, odsłaniając powierzchnię spod lodu. Jednakże szlak sandrowy, którym płynęły wody od topniejącego lądolodu, nie zmienił zasadniczo swojego położenia – omywał zachodnie stoki Szeskich Wzgórz i kierował się na południe. Zdarzenie, jakim było zablokowanie drożności tego szlaku przez ruchy masowe na podmywanych stokach wysoczyzny, było zapewne przyczyną zmiany kierunku płynięcia wód roztopowych (Pochocka-Szwarc, 2009). Wody te znalazły sobie inną drogę odpływu – właśnie w stronę obniżenia, jakim było zastoisko w Niecce Skaliskiej.

Według Brodzikowskiego (1992) delty stożkowe często rozwijają się na przedłużeniu stożków glacyjfluwial-

nych (sandrów) uchodzących do jezior zastoisowych lub w miejscach wpływu rzek ze strefy ekstraglacialnej. Nasuwa się jednak pytanie, czy obecne są w morfologii terenu ślady dokumentujące spiętrzenie wód w tym zbiorniku spowodowane akumulacją delty. W chwili obecnej znaleziono tylko jedno takie miejsce, położone na północ od Rapy, niedaleko granicy państwa. Jest to wąski taras okalający północno-wschodni fragment równiny pozastoisowej, leżący od 4 do 7 m ponad poziomem zbudowanym z iłów zastoisowych (102–105 m n.p.m.). Powierzchnia tego tarasu jest łagodnie nachylona w stronę równiny.

Z analizy map topograficznych wynika, że taras ten kontynuuje się także po stronie rosyjskiej, aż do tzw. przełomu Węgorapy (ryc. 6). Wycofanie się czoła lądolodu z linii zasięgu 6 spowodowało uwolnienie od lodu obszaru na północ od niecki. Można więc przypuszczać, że wtedy rozpoczął się proces spływania w kierunku północnym wód ze zbiornika skaliskiego. Efektem było powstanie głęboko wciętego odcinka przełomowego o długości ok. 1 km. Przyjmując, iż czoło lądolodu znajdowało się blisko pół-

nocnych brzegów zbiornika (Dodonov, 1975), nie można wykluczyć, że przełomowy odcinek widoczny na rycinie 6 utworzył się w miejscu pierwotnej bramy lodowcowej zasilającej wodami jezioro zastoiskowe. Następnie został on przemodelowany przez wody spływające ze zbiornika skaliskiego, a w holocenie wykorzystany przez Węgorapę.

Na rycinach 7A, B i C przedstawiono główne etapy rozwoju omawianego basenu – począwszy od okresu deglacjacji aż do holocenu. Na pierwszej z nich (ryc. 7 A) zobrażony jest model basenu Niecki Skaliskiej wypełniony wodą do wysokości 105 m n.p.m., czyli do takiej, na której występuje zdenudowana powierzchnia tarasu w okolicy Rapy. Obrazuje to moment spiętrzenia poziomu lustra wody przez dopływ wód do zbiornika skaliskiego i akumulację delty. W basenie niecki obecne są jeszcze bryły martwego lodu. Odstąpienie lądolodu – z linii zasięgu 6 – na odległość ok. 2–4 km spowodowało, że wody z zastoiska częściowo spłynęły. Pod powierzchnią wody znajdowały się tylko północno-zachodnie i północne fragmenty Niecki Skaliskiej, a część delty była wynurzona (ryc. 7 B) i poddana krótkotrwałym procesom przewiewania przez wiatr. Całkowite spłynięcie wód z zbiornika skaliskiego w kierunku północnym – tj. w kierunku lokalnej bazy erozyjnej, jaką była kształtująca się wówczas dolina Pregoty – było w takim przypadku możliwe dopiero w momencie całkowitego zaniku lądolodu. Należy dodać, że ostatnie badania geologiczne, przeprowadzone na zachód od Węgorzewa (Pochocka-Szwarc & Krawczyk, 2009), wskazują, że do doliny Pregoty mogły spływać wody z wielu innych, mniejszych zbiorników zastoiskowych, położonych nawet o 40 m niżej niż omawiany. Na rycinie 7 C przedstawiono model niecki w holocenie – widoczny jest zarys piaszczystej delty, północne części zastoiska znajdujące się obecnie po stronie rosyjskiej oraz wyraźnie wcięty, przełomowy odcinek rzeki Węgorapy (ryc. 7 D).

W Niecce Skaliskiej – ponad pogrzebanymi bryłami martwego lodu – formowały się małe, izolowane zbiorniki wodne, wypełnione osadami mineralnymi i organicznymi, w których zapisana jest postglacjalna i holocenska historia tego obszaru. Osady te były – i są nadal – przedmiotem interdyscyplinarnych badań (Pochocka-Szwarc i in., 2008).

Literatura

- ASHLEY G.M., SHAW J. & SMITH N.D. (eds) 1985 – Glacial Sedimentary Environments. Tulsa, Oklahoma: SEPM Short Course, 16: 246.
- BRODZIKOWSKI K. 1992 – Paleogeograficzne podstawy badań glacialimicznych środowisk sedimentacyjnych. Materiały letniej szkoły sedimentologicznej. Murzynowo, 57–89.
- CAILLEUX A. 1942 – Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Min. Soc. Geol. France, 46: 176.
- DODONOV A.E. 1975 – Noweishaya tektonika yugo-vostochnoi chasti baltiyskoi syneklizy. Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta, Moskva.
- GALON R. & ROSZKÓWNA L. 1967 – Zasięgi zlodowaceń skandy-nawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski [W:] Galon R. & Dylak J. (red.) Czwartorzęd Polski, 18–38.
- GOŹDZIK J. 1980 – Zastosowanie morfometrii i granifformometrii do badań osadów w kopalni węgla brunatnego Bełchatów. Stud. Region. PWN, 4: 101–114.
- GOŹDZIK J. 1995 – Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych [W:] Mycielska-Dowgiałło E. & Rutkowski J. (red.) Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. WGiSR UW.
- KONDRACKI J. 1972 – Pojezierze Mazurskie [W:] Galon R. (red.) Geomorfologia Polski. Wyd. PWN, Warszawa, 2: 161–178.
- KONDRACKI J. 2000 – Geografia regionalna Polski. Wyd. PWN, Warszawa.
- LISICKI S. & RYCHEL J. 2006 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, Ark. Wydminy. CAG PIG, Warszawa.
- MUCHOWSKI J., STĘPIEN A. & HOFFMAN E. 1995 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Ark. Sterławki Wielkie (z objaśnieniami). CAG PIG, Warszawa.
- MYCIELSKA-DOWGIAŁŁO E. & WORONKO B. 1998 – Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziaren kwarcu frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. Prz. Geol., 46: 1275–1281.
- PALUSZKIEWICZ R. 2004 – Warunki sedimentacji osadów rytmiczne warstwowych w zastoisku złocienieckim na Pojezierzu Drawskim. Wyd. Poznańskie TPN, s. 101.
- POCHOCKA-SZWARC K. 2003 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Ark. Banie Mazurskie i Mażucie. CAG PIG, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K. 2005 – Zagadka zaniku jeziora skaliskiego w Krainie Wielkich Jezior Mazurskich. Przegl. Geol., 53: 873–878.
- POCHOCKA-SZWARC K. 2009 – Rekonstrukcja deglacjacji północnej części Krainy Wielkich Jezior Mazurskich u schyłku ostatniego zlodowacenia z wykorzystaniem wybranych metod teledetekcyjnych. Praca doktorska. Rękopis. CAG PIG, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K. & LISICKI S. 2001 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Ark. Budry. CAG PIG, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K. & LISICKI S. 2004 – Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000. Ark. Budry. CAG PIG, Warszawa.
- POCHOCKA-SZWARC K. & PIĄTKOWSKA A. 2006 – Wstępna interpretacja morfolineamentów z północnej części Pojezierza Mazurskiego. Mat. XIII Konf. Stratygrafia Plejstocenu Polski. Maróz, 125–126.
- POCHOCKA-SZWARC K., STACHOWICZ-RYBKA R., OBIDOWICZ A., KOŁACZEK P. & KARPIŃSKA M. 2008 – Wstępne wyniki badań sedimentologicznych i paleobotanicznych osadów kopalnego zbiornika jeziornego okolic Węgorzewa [W:] Wacnik A. & Madeyska E. (red.) Polska północno – wschodnia w holocenie. Człowiek i jego środowisko. Botanical Guidebooks, Kraków 30: 133–146.
- POCHOCKA-SZWARC K. & KRAWCZYK M. 2009 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Barciany (z objaśnieniami). CAG PIG, Warszawa.
- SZUMAŃSKI A. 2001 – Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Ark. Giżycko (z objaśnieniami). CAG PIG, Warszawa.
- WORONKO B. 2007 – Orzeczenie dotyczące badań sedimentologicznych osadów z Niecki Skaliskiej. Grant PO4D 024 29 (materiały niepublikowane).
- ZIELIŃSKI T. 1992 – Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady, warunki sedimentacji. Wyd. Uniw. Śl., Katowice.
- ZIELIŃSKI T. & BRODZIKOWSKI K. 1992 – Cechy przykładowych sekwencji osadów glacialimicznego środowiska przyujściowego (z obszaru Rowu Kleszczowa). Materiały letniej szkoły sedimentologicznej. Murzynowo, 143–159.

Praca wpłynęła do redakcji 10.02.2010 r.

Po recenzji akceptowano do druku 24.03.2010 r.