

Charakterystyka geomorfologiczna obszaru położonego wzdłuż Doliny Środkowej Noteci

Magdalena Ratajczak-Szczerba

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: magdarat@amu.edu.pl*

Abstract: The investigated area is located along the Noteć Middle Valley and is situated on the border of several physical-geographical and geomorphologic units. There are according to Krygowski (2000): the Noteć Middle Valley, the Gwda Valley, the Wałcz Lake District, the Kraina Lake District, the Chodzież Lake District. Varied geological structure and the relief of the area. The expression of dynamic activity of the last Scandinavian ice sheet are impressive landforms like end moraine hills of the Chodzież subphase, the Wyrzysk oscillation, glacial gully, outwash levels.

Key words: geological structure, geomorphology, relief, Tertiary deposits, Quaternary deposits, end moraine, Wyrzysk oscillation

Wstęp

Leżący na granicy kilku jednostek fizycznogeograficznych i geomorfologicznych Polski powiat pilski obejmuje bogactwo form terenu i szaty roślinnej. Na georóżnorodność prezentowanego obszaru składa się: zróżnicowanie geologiczne; bogactwo form terenu i zróżnicowanie ich morfologii; mozaika typów jezior, rzek, torfowisk, łąk i lasów oraz bytujących w nich organizmów; bogactwo urzekających krajobrazów.

Wszystkie wymienione wyżej aspekty można obserwować na licznych stanowiskach położonych wzdłuż wyrzyskiego odcinka Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. Dotyczą one geomorfologii glacialnej i glacialfluwialnej, geomorfologii fluwialnej, procesów eolicznych i denudacyjnych, wpływu georóżnorodności na zróżnicowanie biotyczne (w tym ekosystemowe i wybrane procesy ekologiczne), wpływu georóżnorodności na procesy społeczno-kulturowe (naturalne granice i „pomosty” pomiędzy społecznościami/kulturami, lokowanie osad, przepraw).

Proponowane stanowiska i problematyka to (ryc. 1, 2):

- Ujście – koncepcje rozwoju pradoliny; zagadnienia dotycząca regresji ostatniego lądolodu skandynawskiego z subfazy chodzieskiej; współczesne procesy geomorfologiczne, takie jak ruchy masowe, osuwiska; eksploatacja surowców natural-

nych (kopalnia piasków szklarskich, miocénskich) i rekultywacja;

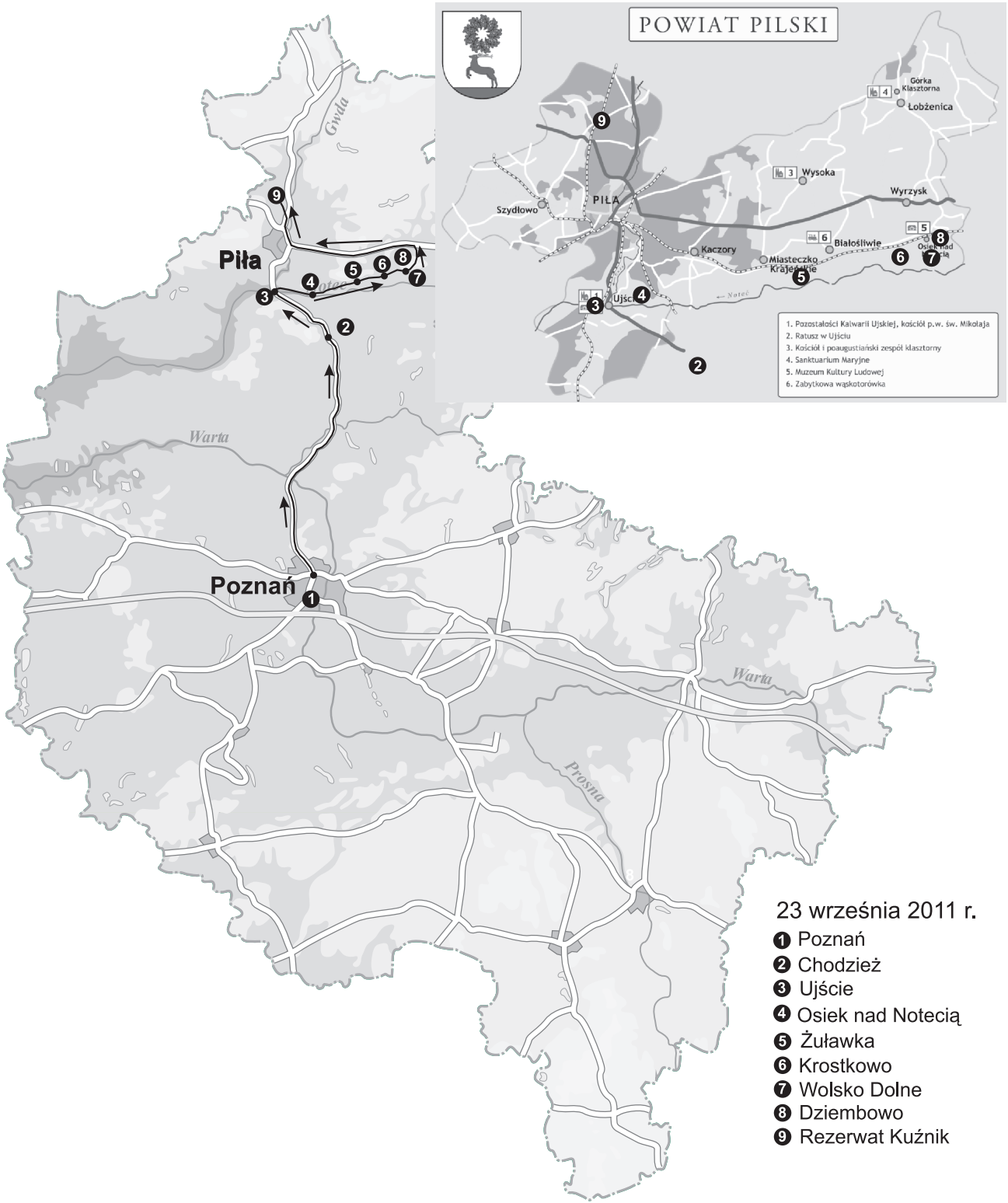
- Pradolina Noteci – rozwój pradoliny, wpływ Noteci na przekształcenia rzeźby, równiny torfowe;
- Żuława – procesy eoliczne (wydmy);
- Wolsko Dolne – budowa geologiczna wzgórz należących do nadnoteckiego ciągu czołowomerenowego;
- Dziembowo – budowa geologiczna wysoczyzny dennomerenowej;
- Rezerwat Kuźnik – Rynna Jezior Kuźnickich – rynna glacialna; zbiorniki jeziorne.

Poza tym na badanych stanowiskach dodatkowo interesującymi aspektami są elementy kulturowe, takie jak formy terenu wykorzystywane jako punkty osadnicze (Żuława, Osiek nad Notecią, Wolsko Dolne), oraz idea ochrony przyrody w powiecie pilskim – rezerwat, Natura 2000, rozwój turystyki i drogi wodnej na Noteci.

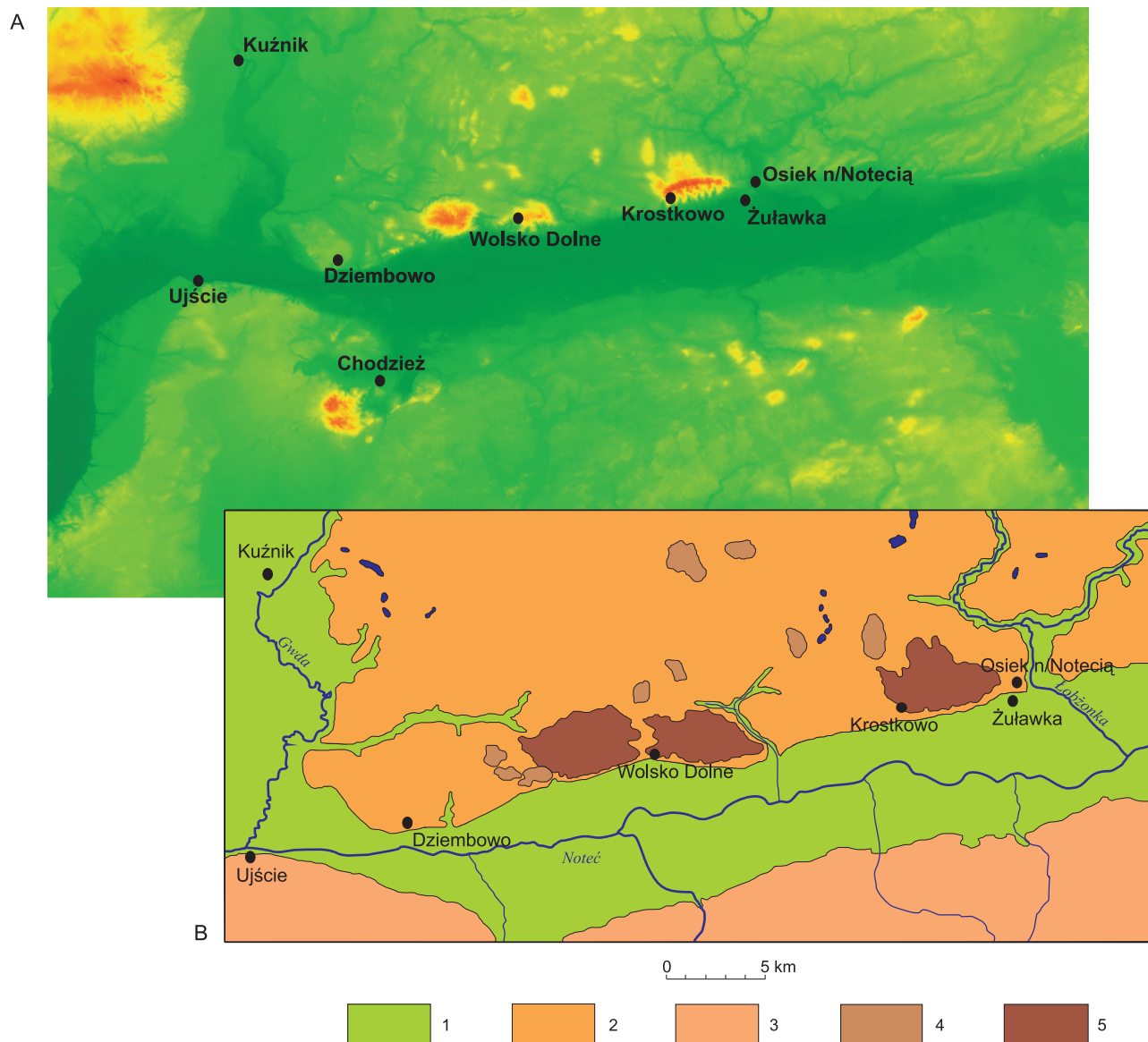
Opis regionalny

Stanowiska badawcze leżą w obrębie następujących regionów fizycznogeograficznych według Kondrackiego (2000):

- Dolina Środkowej Noteci;
- Dolina Gwdy;
- Pojezierze Wałeckie;



Ryc. 1. Trasa wycieczki PTE



Ryc. 2. A: Mapa morfologiczna – model rzeźby terenu, rozdzielczość 30 m. B: Schematyczna mapa morfologiczna nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego.

Legenda: 1 – doliny: Pradolina Noteci-Warty oraz dolina Gwdy i Łobżonki, 2 – południowy fragment Wysoczyzny Krajeńskiej (przeważa wysoczyzna polodowcowa płaska, tylko w części południowo-zachodniej falista), 3 – północna część Wysoczyzny Gnieźnieńskiej (północny fragment), 4 – większe wzniesienia o wysokościach 110–150 m n.p.m., 5 – największe wzniesienia czołowomorenowe o wysokościach ponad 160 m n.p.m. (3 główne wzniesienia tworzące nadnotecki ciąg czołowomorenowy)

- Pojezierze Krajeńskie;
- Pojezierze Chodzieskie.

Ogólna charakterystyka geomorfologiczna

Stanowiska badawcze położone są wzdłuż Doliny Środkowej Noteci, po obu stronach wyrzyskiego odcinka Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej oraz w dolinie Gwdy, na Równinie Wałeckiej, na Pojezierzu Chodzieskim i Pojezierzu Krajeńskim.

Fragment Wysoczyzny Krajeńskiej, położony tuż przy północnej krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, według kryteriów geomorfologicznych

(Galon 1952) należy do nadnoteckiego ciągu morenowego. Prezentowany fragment Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej jest klasyfikowany (Krygowski 1961, Kozarski 1962) jako tzw. odcinek wyrzyski. Rozpoczyna się na wschód od Nakła i ciągnie się w kierunku zachodnim do zwężenia pradoliny na linii miejscowości Nietuszkowo–Dziembowo. Od południa do tego odcinka przylegają leżące na Pojezierzu Chodzieskim Pagórki Chodzieskie, stanowiące szeroko rozumianą strefę marginalną subfazy chodzieskiej ostatniego lądolodu skandynawskiego (Krygowski 1961).

Pojezierze Chodzieskie, leżące na południe od Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, to głównie obszar wysoczyzny morenowej płaskiej. Jedynie w oko-

licach Mirosława – wysoczyzny morenowej falistej. Powierzchnia wysoczyzny wzniesiona jest średnio 90–110 m n.p.m. Maksymalnie w okolicy Mirosława do 115,7 m n.p.m. Na wschód od Nowej Wsi Ujskiej ważnym elementem geomorfologicznym są wzgórza moren czołowych, które tworzą na wysoczyźnie kulminacje, o maksymalnej wysokości względnej 17 m. Jak podaje Chmal (2006), są to w przewodzie moreny typu akumulacyjnego, ale nie można wykluczyć, że niektóre z nich mogą być spiętrzone glaciektonicznie. Według Kozarskiego (1962), są to moreny recesyjne bez wyraźnej przynależności, między fazą chodzieską a oscylacją wyrzyką. Dalej na południe od pradoliny, na poziomie wysoczyzny morenowej, występują równiny wodnolodowcowe. Powierzchnia ich obniża się łagodnie w kierunku południowym i południowo-zachodnim. Według Chmal (2006) równiny te odpowiadają wyższemu poziomowi sandrowemu na Pojezierzu Krajeńskim. W okolicy Chodzieży znajdują się wzgórza czołowomorenowe subfazy chodzieskiej, z maksymalną kulminacją 191,6 m n.p.m. – Gontynec. Są to wzgórza morenowe glaciektonicznie spiętrzone. Na zapleczu wzgórz morenowych pięknie rysuje się zagłębienie końcowe, obecnie wypełnione przez Jezioro Miejskie (Chodziezkie). Na północ od wzgórz, od miejscowości Cisse, równinę wodnolodowcową rozcina dolina wód roztopowych na głębokość około 7 m. Chmal (2006) przyjmuje, że dolina ta formowała się w obecności zmarzliny, która uniemożliwiała infiltrację wód ablastycznych w luźne osady piaszczysto-żwirowe budujące tę powierzchnię. W południowej części pojezierza, występuje rynna subglacialna, znana w literaturze pod nazwą „oleśnicka” (Kozarski 1959). Długość jej wynosi około 5 km, a szerokość 0,2–0,9 km. Wcina się w wysoczyznę na głębokość 30 m. Dno jej jest częściowo zatorfione, a częściowo wypełnione przez osady limniczne (Chmal 2006). Autorka arkusza mapy geologicznej nie podaje, jakie osady limniczne wypełniają wspomnianą wyżej rynnę glacialną.

Dolina Środkowej Noteci oddziela Pojezierze Chodzieskie od Pojezierza Krajeńskiego. Szerokość doliny waha się od 7 km w okolicach Osieka n. Notecią do 2 km w okolicach Dziembowa i 5 km w okolicy Stobna. Dno doliny Noteci leży na wysokości 52 m n.p.m. w okolicy Osieka i obniża się ku zachodowi, osiągając w okolicy Stobna około 50 m n.p.m. Różnica wysokości między dnem doliny a otaczającymi ją powierzchniami wysoczyzn morenowych i równin sandrowych, zarówno Pojezierza Chodzieskiego, jak i Krajeńskiego wynosi 56–60 m. Na analizowanym odcinku pradoliny występują dwie terasy pradolinne akumulacyjno-erozyjne. Nie występują one ciągle wzdłuż krawędzi pradoliny. Większe fragmenty dwóch teras pradolinnych wydzielono wzdłuż południowej krawędzi pradoliny, w okolicach Zacharzyna, Strzelca, Szamocina oraz Mirosławia. Są to terasy pradolinne wyższe występujące na wysokości

62,5–65,0 m n.p.m. (14,0–17,0 m n.p. rzeki) oraz terasy pradolinne niższe występujące na wysokości 55,0–52,0 m n.p.m. (4,0–7,0 m n.p.m.) (Bartczak 2006, Chmal 2006). Terasy niższe z uwagi na zazębienie się z osadami rzecznyymi Gwdy Galon (1961) nazywał terasami przejściowymi. Powierzchnie teras wyższych w wielu miejscach nadbudowują osady eoliczne w postaci wydmy i eolicznych piasków pokrywowych. Jak podaje Bartczak (2006), w rejonie Strzelca i Studzieńca zaobserwowano terasy erozyjne, w których odsłaniają się gliny zwałowe ze zlodowaceń środkowopolskich. Rzeka Noteć wykorzystuje dno pradoliny. Śladem jej działalności akumulacyjnej są piaski rzeczne. Resztę dna pradoliny wypełniają osady bioorganiczne, tworząc równiny akumulacji torfowej.

Dolina Gwdy oddziela Pojezierze Wałeckie od Pojezierza Krajeńskiego. W okolicach Piły jej dno leży na wysokości 55, a przy ujściu do Noteci poniżej 50 m n.p.m. Szerokość dna doliny, łącznie z terasami zalewowymi (0,5–2,0 m n.p.m.), w górnym biegu sięga 100, a w dolnym około 1 km. Terasy nadzalewowe są urozmaicone starorzeczami. Według autorek arkusza mapy geologicznej w skali 1:50 000 w dolinie Gwdy występują trzy terasy nadzalewowe, na wysokościach 2,0–3,0 m, 7,0–8,5 m i 9,0–12,0 m n.p. rzeki (Bartczak 2006, Chmal 2006). Tylko terasy najwyższe występują na jednym, lewym, brzegu doliny, pozostałe, niższe – symetrycznie, po obu stronach doliny. Powierzchnię teras, szczególnie niższych, urozmaicają wydmy, a ich wysokość nie przekracza 3 m. Terasy, jak podaje Chmal (2006), można uznać za powierzchnię stożka napływowego formowanego w okresie tworzenia się najwyższych teras pradolinnych w dolinie Noteci, które to w południowo-wschodniej części dna pradoliny, znajdują się na wysokości około 65 m n.p.m. Były one opisywane przez Galona (1961, 1968a, b), Kozarskiego (1962), a na wschód od Milcza przez Kozarskiego i Szupryczyńskiego (1958). Powyżej teras, na wysokości 72,5–80,0 m n.p.m., jeszcze w dolinie Gwdy występuje równina sandrowa. Powstanie tej formy Galon (1961) wiąże z odpływem wód fluwioglacjalnych na przedpolu lądolodu w okresie fazy pomorskiej. Istnieje różnica w klasyfikacji poziomów terasowych między Bartczak (2006) i Chmal (2006) a Galonem (1961), Kozarskim, Szupryczyńskim (1958) oraz Kozarskim (1962).

Pojezierze Wałeckie sąsiaduje od zachodu z doliną Gwdy. Jest to wysoczyzna denno morenowa, przeważnie falista. Jej powierzchnia opada w kierunku południowym od około 140–150 m n.p.m. na północny zachód od Leżenicy do około 80 m n.p.m. w rejonie Białej. Występują tutaj ozy, tworząc równoległe ciągi o przebiegu NE-SW, w postaci wałów lub owalnych pagórków, o wysokościach względnych 10–15 m. Pagórki akumulacyjnej moreny czołowej, należące do tzw. oscylacji wyrzykskiej (Kozarski, 1962), leżą w sąsiedztwie Dolaszewa, Pokrzywnicy i Leżenicy.

cy. Ich wysokość względna nie przekracza 8 m, a długość wynosi 50–100 m, maksymalnie 300 m. Bardzo ważnym elementem morfologii tego regionu są powierzchnie akumulacji wodnolodowcowej – sandry. Wydzielane są trzy poziomy sandry: I – na wysokości 112 metrów, II – na wysokości 96 m n.p.m. oraz III – od 86 do 77 m n.p.m. (Bartczak 2006). Pierwszy poziom sandrowy wiązany jest z wstępną fazą deglacji lądolodu wisły na tym obszarze. Drugi poziom wodnolodowcowy ciągnie się wzdłuż rynny subglacialnej wykorzystanej przez rzekę Łomnicę. Na III poziomie sandrowym występują zagłębienia powstałe po martwym lodzie i pojedyncze wydmy i równiny piasków przewianych. Obszar Pojezierza Wałeckiego pocięty jest rynnami subglacialnymi o kierunku NW–SE. Niektóre z nich wykorzystywane są przez współczesne rzeki: Trzciankę, Łomnicę i Krępicę. Występują dwie doliny wód roztopowych o kierunku takim jak rynny, którymi dostarczany był materiał do niższych poziomów wodnolodowcowych.

Pojezierze Krajeńskie, Wysoczyzna Krajeńska to obszar o urozmaiconej rzeźbie, który według kryteriów geomorfologicznych (Galon 1952) należy do nadnoteckiego ciągu morenowego. Od południa wysoczyzna graniczy z fragmentem Pradoliny Noteci, należącym (Krygowski 1961, Kozarski 1962) do tzw. odcinka wyrzyskiego, który rozpoczyna się na wschód od Nakła i ciągnie się w kierunku zachodnim, gdzie sięga do zwężenia pradoliny na linii miejscowości Nietuszkowo–Dziembowo. Powierzchnia Wysoczyzny Krajeńskiej urozmaicona jest zagłębieniami o genezie, m.in. oczkami wytopiskowymi (Chmal 2006), rynnami subglacialnymi, kemami oraz wysoczyzną dennomorenową, w obrębie której rozwinęły się dolinki wód roztopowych i dolinki denudacyjne oraz potężne wzgórza i wzniesienia, moreny czołowe oscylacji wyrzyskiej (Kozarski 1962). Wysoczyzna polodowcowa leży głównie na wysokości 90–100 m n.p.m. Przeważa wysoczyzna morenowa płaska. Tylko w południowo-zachodniej części Wysoczyzny Krajeńskiej występują płaty wysoczyzny morenowej falistej. Między Krostkowem a Białosławiem oraz na południe od Dziembowa dochodzi ona do Pradoliny Noteci, gdzie dzieli wzgórza czołowomorenowe. Krajobraz moreny płaskiej, zwłaszcza na północ od Dębówka Nowego oraz Dziembowa, urozmaicony jest licznymi dolinkami wód roztopowych, o orientacji wschód–zachód. Wody spływające z czoła lądolodu utworzyły przed jego krawędzią płytką sieć dolinek marginalnych (Szupryczyński 1966). Oprócz płytkich rozcięć erozyjnych na powierzchni wysoczyzny polodowcowej, na północ od obszaru objętego badaniami, występują małe formy rynnowe. Jedną z nich jest fragment ciągu rynnowego na północ od strefy krawędziowej wysoczyzny między wzniesieniami morenowymi (133,6 i 135,3 m n.p.m.) niedaleko Kosztowa i Niezychowa (na zachód od Dębówki Góry) biegnące na linii północ–południe, zajęte czę-

ściowo przez dwa niewielkie jeziora – Głęboć i Niezychowo. Najważniejszym wcięciem w wysoczyznę polodowcową jest dolina Łobzenicy (płynąca przez Wyrzysk). Jej dno leży na wysokości około 54 m n.p.m., co wobec wysokości sąsiadujących z nią obszarów wysoczyznowych wznoszących się 90 m n.p.m., daje wcięcie około 35 m. Podobną genezę ma duża forma erozyjna położona na zachód od Białosławia, wykorzystywana obecnie przez rzekę Białosławkę. Na północ od Białosławia, koło Pobórki Małej, występują kemy. Formy te, zorientowane W–E, mają owalny kształt. Ich wysokość względna nie przekracza 5 m, a długość dochodzi do 100 m. Geneza wiązana jest (Szupryczyński 1966) z wypełnieniem małych zagłębień w obrębie lodu martwego. Bardzo ciekawym i liczny elementem są suche dolinki erozyjno-denuacyjne i suche formy wklęsłe, typu niecek zboczowych. Występują one w okolicy Miasteczka Krajeńskiego, Białosławia, Otlina, Dębówka Nowego oraz w zachodniej części obszaru w okolicach Miasteczka Krajeńskiego-Huby, Byszewic, Rzadkowa, Kaczor, Dziembowa. Ponad podstawowy poziom wysoczyzny polodowcowej wznoszą się liczne wzgórza morenowe, z których największe opadają stromą skarpą do Pradoliny Noteci. Poczynając od zachodu, w tej strefie występują kulminacje koło Rzadkowa i Miasteczka Krajeńskiego (199 m n.p.m.), koło Wolska Górnego i Dolnego (129 m n.p.m.) oraz Dębówki Góry (193 m n.p.m.), rozciągające się pomiędzy Krostkowem a Osiekiem n. Notecią. Kozarski (1961) na mapie geomorfologicznej w skali 1:100 000 określa je jako moreny czołowe oscylacji wyrzyskiej. Najbardziej imponującą formą jest wzgórze Dębówka Góra, które ma bardzo urozmaiconą powierzchnię, w jej skład wchodzi duża liczba pagórów, zagłębień o wyraźnych krawędziach (wytopiska po lodzie) oraz wcięć erozyjnych o długości dochodzącej do 1000 m. Równiny wodnolodowcowe występują na większej powierzchni koło Śmiłowa. Tworzą one tzw. wyższy poziom sandrowy 100–70 m n.p.m. Jak podaje Chmal (2006), sandr ten inicjalnie kształtował się na powierzchni lądolodu (sandr supraglacialny). Po wytopieniu się lodu powstała morfologia sandru dziurawego. Poziom tego sandru w wielu miejscach jest wyższy od otaczającego go wysoczyzny, co świadczy o bezpośrednim kontakcie z lodem w momencie jego powstawania (Chmal 2006). W obrębie sandru liczne są zagłębienia bezodpływowe, w których deponowane były osady zastoisowe. Można je obserwować w kilkunastu odsłonięciach w krawędzi pradoliny, koło Wolska Dolnego, Dębówka Nowego, Krostkowa.

Zarys budowy geologicznej

Osady trzeciorzędowe nadnoteckich wzgórz czołowomorenowych w kilkunastu miejscach występują na powierzchni w postaci kier o miąższości do kilkudziesię-

sięciu metrów (ryc. 3). Jednak zdaniem Szupryczyńskiego (1966) oraz Włodka (1980) trzeciorzęd zalega dyskordantnie na warstwach mezozoicznych. Najniższe zaleganie stropu trzeciorzędu występuje pod osadami wypełniającymi Pradolinę Toruńsko-Eberswaldzką; na wysokości Zacharzyna i Szamocina strop trzeciorzędu obniża się pod pradoliną do -70 m. Pod Wysoczyzną Krajeńską i Gnieźnieńską leżą one stosunkowo płytko na głębokości 40–80 m poniżej podstawowego poziomu wysoczyzn (ryc. 2).

Pliocen wykształcony jest w postaci zwięzłych ilów pstrych i ilów pylastych z wkładkami piasków pylastych (Szupryczyński 1966). Morfologicznie strop pliocenu jest urozmaicony. Na północ od Pradoliny Noteci w Osieku n. Notecią leży na wysokości 77,6 m n.p.m., w Krostkowie około 40 m n.p.m. (Szupryczyński 1966). Miąższość utworów plioceńskich wynosi: w Osieku 67 m, w Krostkowie 15–39 m, a na południe od Krostkowa, w obrębie brzeżnej części pradoliny, 11 m (Szupryczyński 1966).

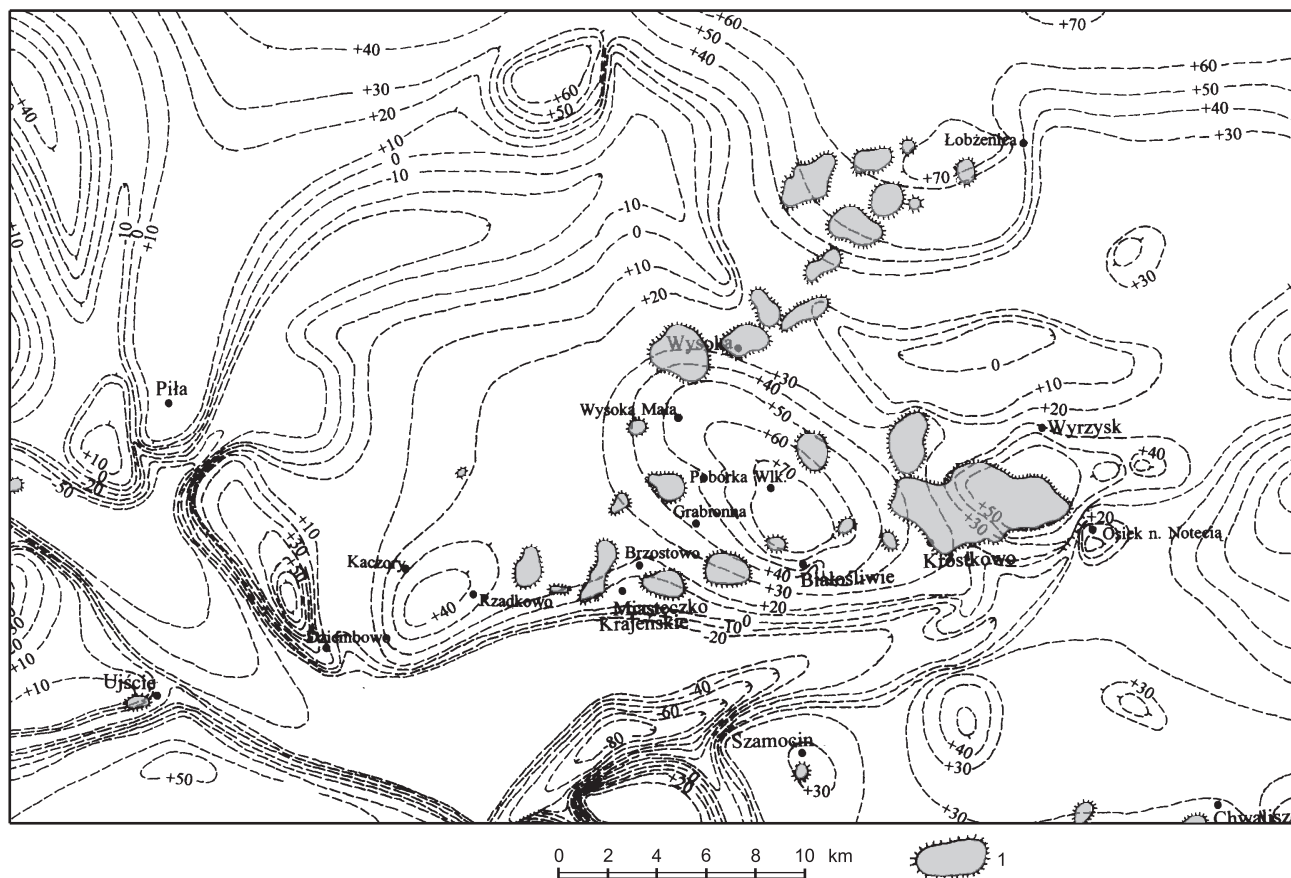
Osady czwartorzędowe mają zmienną miąższość. W obrębie pradoliny wartości ich kształtują się od 15 m do 125 m. Maksymalna miąższość występuje w centralnych częściach pradoliny, w jej odcinku wyrzyskim. Na obszarach przyległych do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, na wysoczyznach, miąższość osadów czwartorzędowych zawarta jest w przedziale od 40 m do ponad 120 m.

W położonym najwyżej rejonie Dębowej Góry (koło Krostkowa) trudno ocenić miąższość czwartorzędu ze względu na występujące tam deformacje osadów. Trudności dotyczą również określenia rzędnej zalegania trzeciorzędu *in situ* (Szupryczyński 1966). Ocenia się jednak, że w obrębie wzgórz morenowych Dębowej Góry miąższość osadów czwartorzędu wraz z tkwiącymi w nich porwakami plioceńskimi wynosi około 120 m. Natomiast w sąsiedztwie Dębowej Góry osady czwartorzędu osiągają miąższości: w Rzęskowie – 53,0 m, w Krostkowie – 39,0 m, w Brzostowie – 35,0 m, w Wysokiej – na głębokości 70 m wiercenie nie przebiło czwartorzędu, w Żuławce zaś na 41 m (Szupryczyński 1966).

Stratygrafia osadów starszych od interglacjału eemskiego (Rühle 1954, Środoń 1954, Karaszewski 1973) przedstawia się następująco:

Najstarsze położenie zajmują gliny morenowe, należące najprawdopodobniej do kompleksu osadów zlodowacenia południowopolskiego. Gliny te znajdują się jedynie w obrębie pradoliny, na rzędnej terenu 10–20 m n.p.m., tj. 40–30 m poniżej powierzchni terenu.

Drugi poziom stratygraficzny tworzą gliny wieku środkowopolskiego, występują na obszarach wysoczyznowych przylegających do Pradoliny Noteci, gdzie podścielają one kompleks osadów powstałych w czasie zlodowacenia bałtyckiego. Według Włodka



Ryc. 3. Mapa powierzchni podczwartorzędowej z rozmieszczeniem porwaków ilów plioceńskich

(1980) strop glin środkowopolskich znajduje się na rzędnej między 70 a 90 m n.p.m., a ich miąższość wynosi około 50 m.

Pomiędzy środkowopolskimi glinami a glinami należącymi do ostatniego zlodowacenia znajdują się serie piaszczysto-mułkowo-pylaste typu warwowego. Na tej podstawie Włodek (1980) wysuwa koncepcję o istnieniu rozległych zastoisk z okresu poprzedzającego transgresję lądolodu bałtyckiego stadium głównego (tj. fazy leszczyńskiej).

Najwyższą pozycję stratygraficzną zajmują gliny lodowcowe zlodowacenia bałtyckiego. Miąższość ich łącznie z wkładkami piaszczystymi i przedzielającymi je warstwami piaszczysto-żwirowymi dochodzi do 40 m.

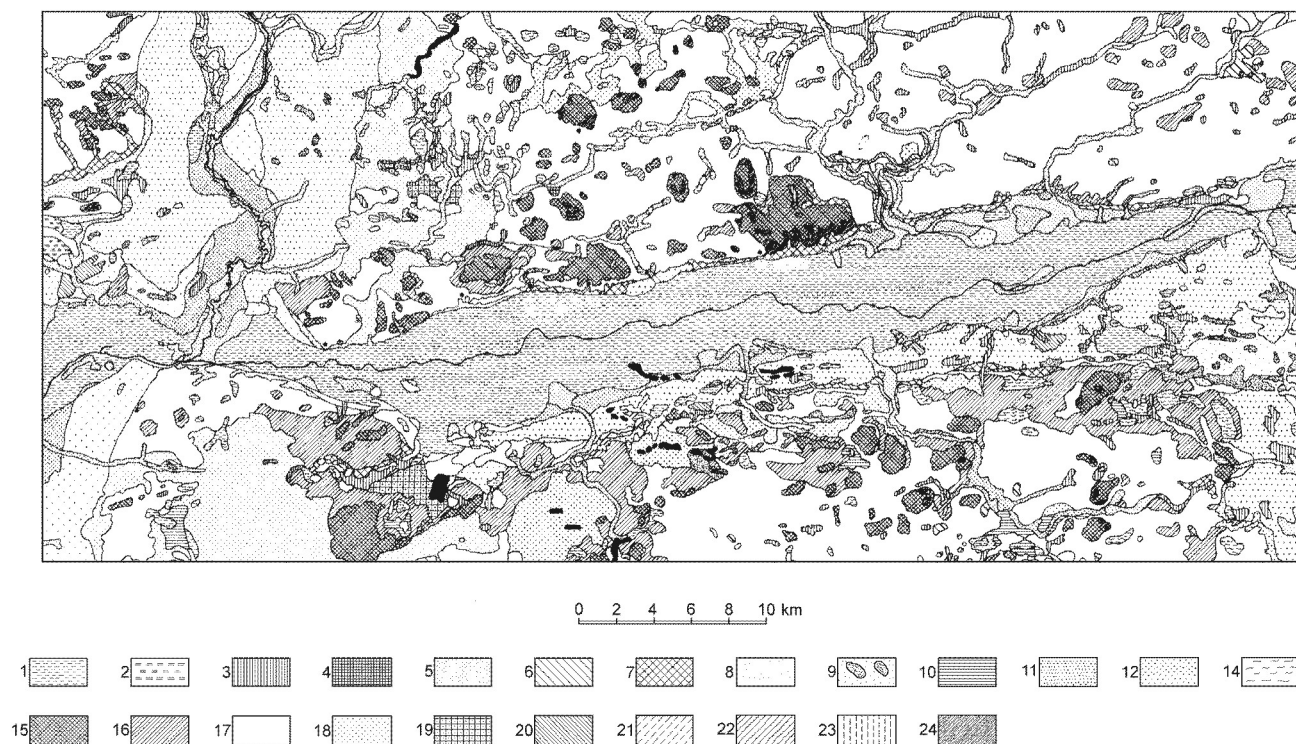
Według Włodka (1980) pozycja stratygraficzna tych stanowisk jest niepewna z uwagi na brak datowań paleontologicznych i palinologicznych.

Według mapy geologicznej w skali 1:200 000 wzgórze czołowomorenowe zbudowane są z piasków, żwirów, głazów i gliny (ryc. 4). Wyraźnie zaznaczone są kry i porwaki utworów starszych od plejstocenu, zaliczane do neogenu (NQ). Szczególnie liczne są one w kompleksie Dębowej Góry i w okolicy Wolska Dolnego. Spotykano również zaburzenia w materiale fluwioglacjalnym (Szupryczyński 1966). Wzgórze otoczone są piaskami, żwirami lodowcowymi i wodnolodowcowymi, występującymi nieciągłe, w po-

staci nielicznych płatów. Od południa, przy krawędzi pradoliny, wzgórzom towarzyszą wąskie pokrywy piasków i żwirów deluwialnych (ryc. 4).

Wysoczyzna polodowcowa zbudowana jest z rdzawo-brunatnych osadów gliniastych, o miąższości 0,5 m w okolicy Białosłwiwa do 1,5–2 m w okolicy Niezychowa i Pobórki Wielkiej. Jest to glina z licznymi przewarstwieniami piaszczystymi oraz cienkimi wkładkami pstrego iłu plicieńskiego. W budowie geologicznej wysoczyzny biorą udział także piaski i żwiry fluwioglacjalne, tzw. piaski zwałowe (Szupryczyński 1966), reprezentujące morenę ablacyjną. Bezpośrednio na powierzchni moreny płaskiej występują również płyty iłów plicieńskich, zwłaszcza na północ od krawędzi pradoliny, w okolicy Kosztowa (Szupryczyński 1966).

Dolinki wód roztopowych w obrębie wysoczyzny polodowcowej wypełnione są (Szupryczyński 1966) osadami organicznymi, przede wszystkim torfami, pod którymi często występują osady gytii lub iłów zastoiskowych i mułków piaszczystych z makroskopowymi częściami roślin. Na ogół jednak dolinki wypełnione są osadami mułku piaszczystego, a często brak w nich materiału akumulacyjnego, natomiast na dnie ukazuje się glina lodowcowa (Szupryczyński, 1966). Z badań prowadzonych w latach 60. przez Szupryczyńskiego (1966) wiadomo, że formy rynnowe wypełnione są również osadami organicz-



Ryc. 4. Mapa geologiczna w skali 1:200 000, arkusz: Piła i Nakło

Holocen: 1 – torfy, 2 – gytie, 3 – namuły, 4 – iły, mułki, piaski, kreda jeziorna, 5 – piaski i żwiry rzeczne, 6 – eluwia glin zwałowych, 7 – piaski i gliny deluwialne, 8 – piaski eoliczne, 9 – piaski eoliczne w wydmach; plejstocen – zlodowacenie północnopolskie: 10 – iły, mułki, piaski jeziorne, 11 – piaski rzeczne; faza pomorska: 12 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; faza poznańsko-dobrzyńska: 13 – mułki, piaski i żwiry kemów, 14 – piaski, żwiry, głazy lodowcowe i wodnolodowcowe, 16 – glina zwałowa, 17 – piaski i żwiry wodnolodowcowe (dolne i górne), 18 – iły, mułki i piaski zastoiskowe (górne i dolne); faza leszczyńska: 19 – glina zwałowa, 20 – iły, mułki i piaski zastoiskowe; zlodowacenie środkowopolskie: 21 – iły, mułki i piaski zastoiskowe, 22 – piaski i żwiry wodnolodowcowe; 23 – NQ

nymi: torfami, osiagającymi przeciętną miąższość około 2,5 m oraz gytią jeziorną. Formy kemowe rozpatrywane w kilku miejscach są zbudowane z horyzontalnie warstwowanych piasków i drobnoziarnistych żwirów, przykrytych mułkami piaszczystymi (Szupryczyński 1966).

W budowie geologicznej wzniesień koło Kosztowa znaczny udział ma il plioceni, występujący miejscami na powierzchni terenu (ryc. 4). Wiercenia wykonane w latach 60. (Szupryczyński 1966) do głębokości 5 m nie przebiły ilu. Całość przykryta jest płaszczem gliny lodowcowej. Wiercenia sondazowe we wzniesieniu koło Nieżychowa wykazały występowanie ilu plioceni tuż przy powierzchni terenu, zwłaszcza w części północnej. Ponadto w budowie wewnętrznej uczestniczą drobno- i bardzo drobnoziarniste piaski bezstrukturalne, drobnoziarnisty żwir i gruboziarnisty piasek warstwowy horyzontalnie. Również tutaj zaobserwowano deformacje materiału fluwiogłacjalnego (Szupryczyński 1966). Wiercenia głębokie wykazały obecność w obrębie osadów czwartorzędowych 18-metrowej miąższości wkładki osadów trzeciorzędowych – przede wszystkim osadów ilastych, szczególnie jasnoszarego, zwięzłego ilu plioceni z wkładkami węgla brunatego. Poniżej występują osady czwartorzędowe. Niewielkie wzniesienia w zachodniej części obszaru badań, którymi są góra Czubatka i Góry Morzewskie, zbudowane są głównie z piasków, żwirów i glin moren zwałowych. W tym fragmencie terenu badań nie występują kry ilów plioceni w osadach czwartorzędowych (ryc. 3, 4).

Próbowano określić miąższość czwartorzędu w Górach Wysockich, jednak w okolicach Wysokiej wiercenia wykonane do 70 m go nie przebiły (Szupryczyński 1966). Występujące tu osady czwartorzędowe to na ogół piaski, żwiry, glazy i gliny moren czołowych (ryc. 4). Od południa i zachodu w Górach Wysockich znajdują się wychodnie osadów plioceni, a w drugim wzniesieniu wychodnie plicenu znajdują się tylko od północy. Poza tym od północy do tych wzniesień przylegają osady piaszczyste i żwirowe wodnolodowcowe, natomiast od południa i wschodu otacza je fragment wysoczyzny zbudowanej przede wszystkim z gliny zwałowej (ryc. 4).

Literatura

- Bartczak E., 2006. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Piła (313). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Chmal R., 2006. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Śmiłowo (314). Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Churska Z., 1966. Późnoplejstocenijskie formy denudacyjne na zboczach pradoliny Noteci-Warty i doliny Drwęcy. Stud. Soc. Torunensis, 6, C.
- Galon R., 1952. Formy polodowcowe okolic Więcborka. Stud. Sc. Sc. Toruń C, 1, 5: 1–29.
- Galon R., 1961. Morphology of the Noteć-Warta (Or Toruń-Eberswalde) ice marginal streamway. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 29.
- Galon R., 1968a. Ewolucja sieci rzecznej na przedpolu zanikającego lądolodu ostatniego zlodowacenia w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74.
- Galon R., 1968 b. Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy Pradoliny Noteci-Warty i dolin z nią związanych. Przegl. Geogr., 43, 2: 307–315.
- Karaszewski W., 1973. Warunki geologiczne występowania osadów interglacjalu eemskiego w Nakle. Kwart. Geol., 17, 4: 803–809.
- Kozarski S., 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. PTPN, Wydz. Mat.-Przyr., Prace Kom. Geogr.-Geol., 2, 3: 154.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958. Terasy pradoliny Noteci między Naklę a Milczem. Przegl. Geogr., 4, 30: 671–684.
- Krygowski B., 1961. Geografia fizyczna Niziny Wielkopolskiej. Cz. I. Geomorfologia. PTPN, Wydz. Mat.-Przyr., Kom. Fizjograf.
- Rühle E., 1954. Profil geologiczny utworów czwartorzędowych w Śmielinie koło Nakła na Pomorzu. Biul. Inst. Geol., 69, Z badań czwartorzędu w Polsce, 5: 149–152.
- Szupryczyński J., 1966. Objaśnienie do mapy geomorfologicznej 1:50 000, arkusz Szamocin. Dokumentacja Geograficzna.
- Środoń A., 1954. Interglacjalny torf ze Śmielina koło Nakła na Pomorzu. Biul. Inst. Geol., 69, Z badań czwartorzędu w Polsce, 5: 153–158.
- Włodek M., 1980. Młodszy plenivistulian w rejonie Nakła nad Notecią. Przegl. Geol., 8: 453–456.

Stratygrafia, geneza i wiek osadów lodowcowych Wysoczyzny Krajeńskiej w stanowisku Dziembowo

Magdalena Ratajczak-Szczerba

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dzięgielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: magdarat@amu.edu.pl

Abstract: The outcrop in Dziembowo, located in the edge of Notec Pradolina allows to led the detailed lithofacial analysis. As a result of it two till layers were recognized, that are divided by deposits of catastrophic glaciofluvial rising. There were recognized textural, structural features and petrographic composition of glacial tills.

Key words: glacial tills, glaciofluvial deposits, texture, structure, petrographic composition of glacial tills, glacial height

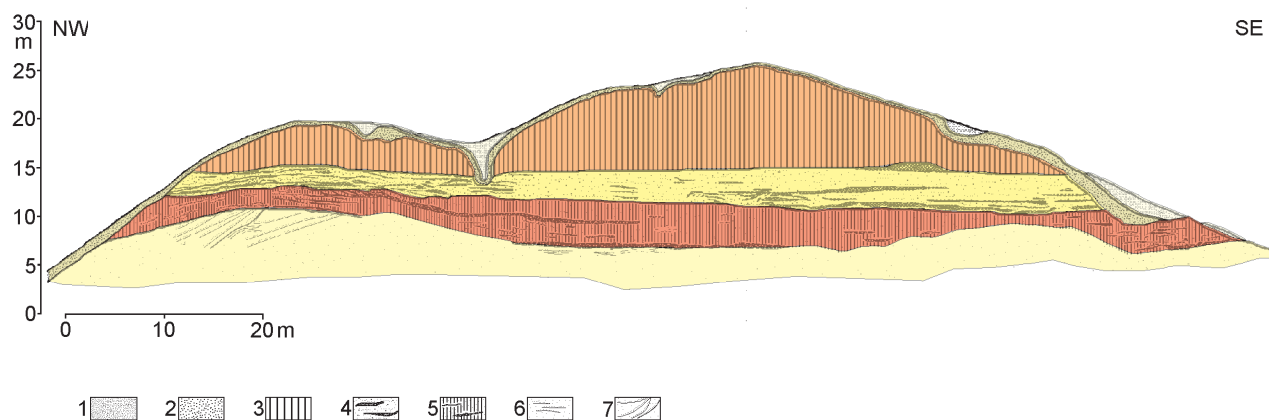
Wstęp

W Dziembowie w nieczynnej żwirowni usytuowanej w krawędzi Pradoliny Noteci znajduje się kolejne stanowisko badawcze, w którym miąższość dostępnych do badań osadów wynosi 10–11 m (ryc. 1, fot. 1). Stwierdzono następującą ich sekwencję:

- w spągu fluwioglacjalne osady piaszczyste i piaszczysto-mułkowe (Pettersson 1998), o maksymalnej miąższości około 2 m;
- dwie bardzo miększe serie glin lodowcowych rozdzielone osadami żwirowo-piaszczysto-gliniastymi, dolna glina o miąższości 1,5–3,0 m, górna – 3–6 m.

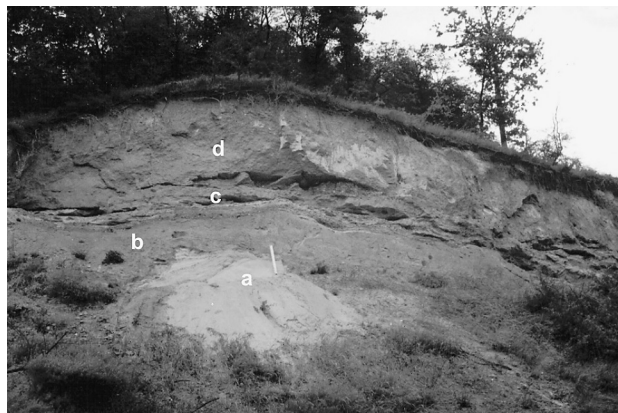
Cechy teksturalne i strukturalne osadów fluwioglacjalnych

Pierwszym od dołu zespołem litofacjalnym są fluwioglacjalne osady piaszczysto-żwirowe z przewarstwieniami ilasto-mułkowymi ($S(G)h/d$). W części stropowej przechodzą w serię osadów ilasto-mułkowych laminowanych poziomo ($F(S)h$), które zapadają ku zachodowi pod kątem 35° . Seria ta jest wschodnim fragmentem dużego fałdu (ryc. 1, fot. 1). Składa się ona z jasnożółtych młków delikatnie laminowanych szarym iłem i bardzo drobnoziarnistym piaskiem ($F(S)h/f$). Zaburzona jest siecią uskokuw normal-



Ryc. 1. Dziembowo. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe

1 – piaski eoliczne, 2 – żwirowato-gliniasta, 3 – glina lodowcowa górna, 4 – żwiry i piaski fluwioglacjalne, 5 – dolna glina lodowcowa, 6 – piaski średnio- i drobnoziarniste z domieszką żwiru, leżące pod dolną gliną lodowcową, miejscami laminowane, 7 – osady ilasto-mułkowe laminowane poziomo, zaburzone



Fot. 1. Dziembowo. Zachodni fragment odsłonięcia. Widoczna cała sekwencja osadów: najniżej leżą piaski fluwioglacjalne (A), w ich części stropowej – fragment dużego fałdu (patrz fot. 4); nad piaskami zalega dolna glina lodowcowa (B), która w części stropowej jest gliną z wytopienia; powyżej – seria żwirowo-piaszczysta z pakietami gliniastymi (C); w stropie sekwencji osadów występuje górna glina lodowcowa (D), subglacjalna z nałożenia w spągu tego poziomu gliniastego

nich, w których zrzuceniu uległy skrzydła wschodnie, o malejących kątach nachylenia powierzchni uskokuwej ku wschodowi. Z orientacji powierzchni uskokuwych wynika, że naprężenia główne działały z NW. Podobne wyniki badań przedstawia Pettersson (1998). Odpływ wód w piaskach wokół zdeformowanej serii osadów ilasto-pylastych zachodził generalnie ku W, z odchyleniami ku NW i SW. W stropie osadów fluwioglacjalnych występują piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo (*Sh*). Przeważa w nich frakcja piasków drobnoziarnistych (87%), a domieszki mułków, piasków średnioziarnistych i ilu koloidalnego stanowią 10%. Osady te są dobrze wysortowane.

Cechy teksturalne i strukturalne dolnej gliny lodowcowej

Miedzy osadami fluwioglacjalnymi a następnym zespołem litofacjalnym, jakim jest dolna glina lodowcowa (*Dmm*) o średniej miąższości około 3 m, występuje niezgodność strukturalna (fot. 1, 3). Strop piasków fluwioglacjalnych został zerodowany. Glina dolna leży dyskordantnie na piaskach. Zapada ona nieznacznie, pod kątem 6–10°, ku NW. Kontakt gliny z podłożem jest wyraźnie (Marks 1992) erozyjno-egzaracyjny.

Cechy teksturalne: Glina jest osadem wyraźnie heterogenicznym z przewagą piasku drobno- i średnioziarnistego (42%) oraz z bardzo dużą zawartością żwirów (32%). Il koloidalny stanowi zaledwie 5,6%. Wskaźnik ilastości wynosi 0,059, a *Mz* osiąga wartość 0,21 mm. Wysortowanie osadu jest bardzo słabe, $d = 2,24$. Udział węglanów utrzymuje się na poziomie 4–5%. Ziarna kwarcowe charakteryzują się

słabą obróbką i przewagą ziarn typu α , które dominują zwłaszcza we frakcji 1,0–1,25 mm (68%). Natomiast we frakcji 0,8–1,0 mm stanowią 58%. Udział ziarna β wynosi 27% we frakcji 1,0–1,25 mm i 44% we frakcji 0,8–1,0 mm. Najmniej jest ziarn typu γ , bo zaledwie 4,5% i 8,5%.

Orientacja gładzików: Detrytus w glinie wskazuje na północno-zachodnią orientację. Ułożenie gładzików jest monomodalne, zwarte. Klasty zapadają zarówno ku NW, jak i ku SW, czyli w stronę proksymalną, jak i dystalną. Zdecydowana większość klastów zapada pod kątem w przedziale 10–20°, trochę mniej w przedziale 0–10° oraz 20–30°. Współczynniki *L* wynoszą 80–55%, potwierdzając dużą koncentrację rozkładu dłuższej osi gładzików.

Cechy strukturalne: Pod względem strukturalnym glina obfituje w poziome, cienkie przewarstwienia piaszczyste, często bardzo delikatne, rozmazane, zwłaszcza w części stropowej. Zauważono smugowania piaszczyste towarzyszące dużym klastom. Na niektórych występują rysy lodowcowe zorientowane mniej więcej N–S. Wyraźne są spękania poziome o dużym rytmie, nachylone ku NW i WNW zgodnie z zapadaniem całej serii gliniastej. Strop gliny jest niewyraźny (fot. 3). Powyżej zalegają osady żwirowo-piaszczyste, pomiędzy którymi tkwią pakiety osadów gliniastych. W części spągowej występuje glina subglacjalna, bazalna z nałożenia. Natomiast ku stropowi przechodzi w glinę z wytopienia.

Cechy teksturalne i strukturalne piasków i żwirów fluwioglacjalnych

Leżące nad dolną gliną osady żwirowo-piaszczyste, z przewagą frakcji grubych i bardzo grubych (*Gh, Gp, Gm, SGh, GSm/Sh, Sp/GDm*), świadczą o gwałtownym wzroście ablacji. Miąższość serii waha się od 0,5 do 2 m (ryc. 1, fot. 1).

Cechy teksturalne: Wśród osadów rozdzielających obie serie gliniaste występuje bardzo duże zróżnicowanie zarówno pod względem teksturalnym, jak i strukturalnym (fot. 3). Składają się z naprzemianległych pakietów żwirowych, przewarstwień drobnoziarnistych piasków laminowanych poziomo i przekątnie oraz pakietów gliniastych. Pakiety żwirowe mają rozproszony szkielet ziarnowy, z dużą ilością frakcji drobniejszej (*GSm/GSh*). Wartości *Mz* zawierają się w przedziale 1,27–3,6 mm. Żwiry średnioziarniste mające zwarty szkielet ziarnowy charakteryzują się w miarę dobrym wysortowaniem ($\delta = 0,68$), a ich *Mz* wynosi 0,49 mm. Piaski warstwowane przekątnie i poziomo (*Sh, Sp*) są słabo wysortowane, a znaczne zmniejszenie średniej średnicy ziarna (*Mz* = 0,08–0,14 mm) wskazuje na spadek energetyki środowiska prądowego. W osadach tych dominują piaski drobnoziarniste oraz mułki. Bardzo mały odsetek stanowi il koloidalny (1,7% i 3,4%).

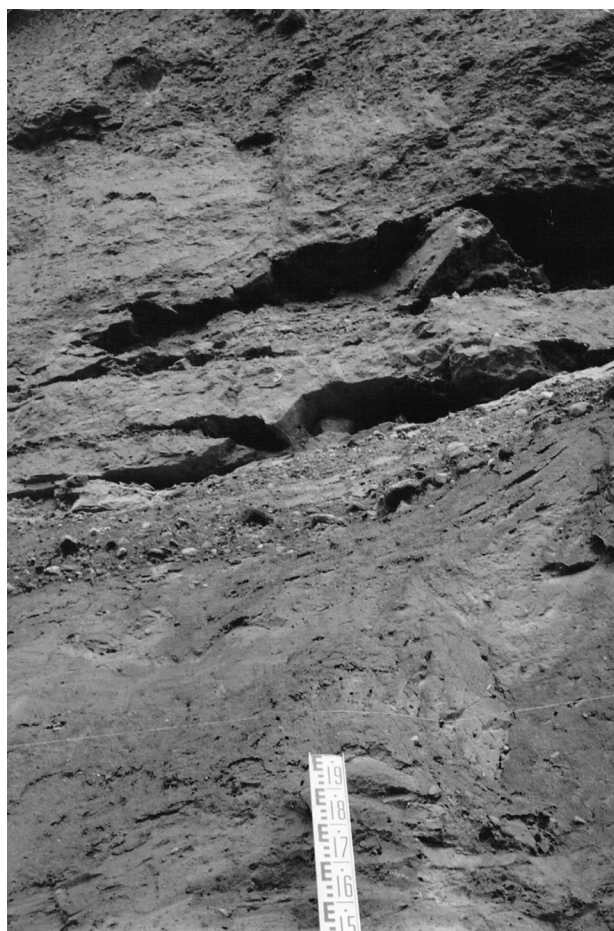


Fot. 2. Dziembowo. A : Fragment fałdu w piaskach fluwiogłacialnych pod dolną gliną. B: Jasnożółte mułki laminowane szarym iłem i bardzo drobnopięnistym piaskiem

Cechy strukturalne – interpretacja: Cały zespół litofacyjny wskazuje na środowisko proksymalnej części stożka fluwiogłacialnego, u jego nasady, w bezpośredniej bliskości czoła lądolodu (Zieliński 1992). Ławice żwirowe powstawały w etapach wezbrań ablacyjnych i reprezentują odsypy podłużne i pokrywy żwirowe koryt roztokowych. W strefach i okresach występowania przepływów o mniejszej energetyce dochodziło do depozycji osadów drobnopię i średnioziarnistych w warunkach piaszczystego dna. Odpływ wód zachodził w kierunku ENE oraz ESE. Do koryt dostarczane były pakiety osadów gliniastych, zróżnicowanych pod względem wielkości – od kilku centymetrów szerokości i długości do 0,5 m szerokości i około 1 m długości. Zieliński (1992) depozycję osadów gliniastych zalicza do subaeralnych spływów glin glacialnych, typu spływów kohezyjnych, które odpowiadają środowiskom sedimentacyjnym leżącym w bezpośredniej bliskości czoła lodu (w tzw. strefie krawędzi lodowej). W pakietach gliniastych nie zaobserwowano smugowania ani przewarstwień piaszczystych. Ponadto układają się mniej więcej w równoległe poziomy. Ich przebieg naśladuje raczej występowanie płaszczyzn ślizgu, zapadających ku północy. Wśród osadów piasków drobnych oprócz przeważającej laminacji poziomej i smugowania występuje również laminacja przekątna, urozmaicona deformacjami w postaci fałdów kolankowych i asymetrycznych zygzaków. Powstały one w wyniku płynięcia osadów o innej gęstości w strefach o zróżnicowanym stopniu anizotropowości (Brodzikowski, Cegła 1981, Brodzikowski 1984).

Żwirry, żwirry piaszczyste i piaski rozdzielające gliny lodowcowe mają prawdopodobnie swoją kontynuację w kierunku wschodnim, gdzie w żwirowni koło Krzewiny rozpoznano serię o znacznej miąższości. Odpływ wód zachodził w kierunku S oraz SW i SE. Przeważa warstwowanie przekątne, czasem przekątne wsteczne. Wysokie wartości średniej średnicy ziarna wskazuje na wysokoenergetyczne przepływy kanałowe, tworzące w przeważającej mierze odsypy poprzeczne. Słabe wysortowanie osadów

wskazują na bardzo zmienną dynamikę środowiska prądowego. Osady te tworzą wąski pas, będąc śladem odpływu wód fluwiogłacialnych w kierunku południowym.



Fot. 3. Dziembowo. Od dołu fotografii: strombolian fragment dolnej gliny lodowcowej (subfacja gliny z wytopienia); wyżej: żwirry i piaski oraz pakiety gliniaste; u góry fotografii: strombolian fragment górnej gliny lodowcowej (głina bazalna z nałożenia)

Cechy teksturalne i strukturalne górnej gliny lodowcowej

Cechy teksturalne: Gлина górną składa się w przeważającej mierze z piasków drobnoziarnistych (33%), frakcji pylastej (27%), piasku średnioziarnistego (17%). Il koloidalny stanowi 8%. Wartość wskaźnika ilastości wynosi tylko 0,092, a Mz – 0,1 mm. Wysortowanie osadu względem gliny dolnej jest zdecydowanie lepsze (δ – 1,92). Zawartość węglanu wapnia jest dużo wyższa niż w glinie dolnej i wynosi 7–8%. Liczne są wytrącenia węglanu wapnia w spękaniach, przeważnie pionowych. W osadzie przeważają ziarna o obróbce typu α zarówno we frakcji drobniejszej, jak i grubszej (52% we frakcji 0,8–1,0 mm i 48% we frakcji 1,0–1,25 mm). Ziarna typu β niewiele ustępują udziałem ziarnom typu α , stanowiąc 42% i 46%. Najmniejszy udział mają ziarna typu – 6% i 5%.

Orientacja głazików: Orientacja dłuższych osi klastów ma charakter bimodalny. Dominującym kierunkiem jest NE–SW, ze znacznym rozrzutem wokół tej linii. Duży rozrzut głazików potwierdzony jest przez niską wartość współczynnika L (17%). Większość wydłużonych głazików zapada ku SW, czyli w stronę dystalną. Kąty zapadania są dość duże – 28% zapada w przedziale 20–30°, 22% w przedziale 30–40°, a 26% w przedziale 40–50°. Z tego wynika, że ponad 70% klastów zapada pod kątem większym niż 20°. Przyjmuje się, że większe nachylenie klastów występuje w glinach o większym nasyceniu wodą, które powoduje wzrost lepkości osadu.

Cechy strukturalne: Ku stropowi górny diamikton przechodzi w bezstrukturalną masę gliniasto-piaszczystą, o łącznej miąższości około 3 m (fot. 1, 3). W spągu górnej gliny, o miąższości 1 m, widoczne są nieciągłe przewarstwienia piaszczysto-żwirowe. Miąższości ich wynoszą kilka centymetrów. Przewarstwienia podobne są do uławicenia o dużym rytmie. Oprócz nich występują spęknięcia, poziome, wynikające z większej zawartości części ilastych, a także powstające na skutek procesów zamarzania (Boulton, 1976). Poziomo układają się również wytrącenia osadów żwirowych. Poza tymi elementami strukturalnymi diamikton jest osadem masywnym o rozproszonym matriksie (fot. 7.5). Jest to gлина subglacialna. Za takim zaklasyfikowaniem przemawiają przede wszystkim uławicenie, charakterystyczne dla tego typu glin (Ruszczyńska-Szenajch 1998), ślady po płaszczynach ślizgu, większa węglanowość i większa zawartość ilu koloidalnego. Kontakt gliny lodowcowej jest kontaktem ostrym, z typowymi elementami dynamicznymi (zadziory, zazębienie się z osadami podłoża itp.).

Skład petrograficzny obu glin lodowcowych: W składzie petrograficznym obu poziomów glin lodowcowych różnica dotyczy głównie stosunku skał krystalicznych do wapieni paleozoicznych. Znacznie dominują one nad pozostałymi grupami.

W glinie dolnej skały krystaliczne przeważają aż o około 30% nad wapieniami. Średni udział skał krystalicznych wynosi 53%, a wapieni – 29%. W glinie górnej przewaga skał krystalicznych nie jest aż tak duża, bo ich udział wynosi 47%, a wapieni paleozoicznych – 38%. Trzecią grupą są piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze – w glinie dolnej – 10,9%, w górnej – 9,5%. Znaczny udział wśród wapieni paleozoicznych zarówno w glinie dolnej, jak i w górnej mają czerwone wapienie ordowickie. Kwarc pochodzący z dezintegracji skał krystalicznych w glinie dolnej stanowi 2%, a w górnej tylko 0,8%. Udział skał lokalnych jest zmienny – większy w glinie dolnej (średnio – 4,8%), mniejszy w glinie górnej (2,6%). Wśród tej grupy na uwagę zasługują jasne, mało zwięzłe wapienie i margle, krzemienie i konkretacje fosforytowe. Tylko w glinie górnej wydzielono 2,6% dolomitów dewońskich. Obie serie gliniaste różnią się stosunkiem procentowym skał krystalicznych do wapieni paleozoicznych. Z takiego składu petrograficznego wynika rozkład wskaźników petrograficznych z niskim wskaźnikiem K/W względem O/K i A/B w glinie dolnej i wysokim K/W w glinie górnej.

Literatura

- Boulton G.S., 1976. A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. W: W. Stankowski (red.), Till – its genesis and diagenesis, Geografia 12, Wyd. Nauk. UAM, Poznań, s. 65–80.
- Brodzikowski K., 1984. Deformacje metasedymencyjne w osadach czwartorzędowych okolic Jarosowa. Acta Univ. Wratisl., 655: 17–55.
- Brodzikowski K., Cegła J., 1981. Kink folding in unconsolidated Quaternary sediments. Rocznik Pol. Tow. Geol., 51: 63–82.
- Pettersson G., 1998. Introduction to the Chodzież/ Noteć area. W: L. Kasprzak (red.), Areal versus frontal deglaciation of the vistulian ice sheet. Intern. Union Quater. Research, Glacitectonic Workgroup, UAM, Quater. Research Inst., s. 70–75.
- Pettersson G., 2002. Weichselian glaciations in the middle Noteć River region, northwest Poland. LUNDQUA thesis, 47. Quaternary Geology, Department of Geology, Lund University.
- Ruszczyńska-Szenajch H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), Struktury sedymencyjne i postsedymencyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna. Wyd. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa, s. 13–40.
- Zieliński T., 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymencji. Prace Nauk. Uniw. Śląsk., 1325.

Geologia, stratygrafia i interpretacja genetyczna glin lodowcowych wzniesienia czołowomorenowego w Wolsku Dolnym

Magdalena Ratajczak-Szczerba

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: magdarat@amu.edu.pl*

Abstract: The outcrop in Wolsko Dolne is located in one of the hills of Wyrzysk Oscillation end moraines. There were recognized four complexes of glacial and glaciofluvial deposits. Glacial tills were identified with help of detailed lithofacial analysis. There were recognized textural, structural features and petrographic composition of glacial tills

Key words: glacial tills, glaciofluvial deposits, texture, structure, petrographic composition of glacial tills, end moraines hills

Wstęp

We wzniesieniu czołowomorenowym między Białosłiwem a Miasteczkiem Krajeńskim, w jego południowej części sąsiadującej z pradoliną, jest stanowisko Wolsko Dolne.

Znajduje się ono w dużym odsłonięciu, na wysokości 65 m n.p.m. Odsłonięcie zlokalizowane jest na wschodnim zboczu dolinki erozyjnej, rozcinającej wzgórze czołowomorenowe i biegnącej prostopadle do pradoliny. Występują tutaj cztery poziomy gliny lodowcowej rozdzielone piaskami i żwirami warstwowanymi poziomo lub przekątnie oraz osadami ilasto-pylastymi rytmicznie warstwowanymi w stropie. Wydzielono cztery kompleksy osadowe (ryc. 1).

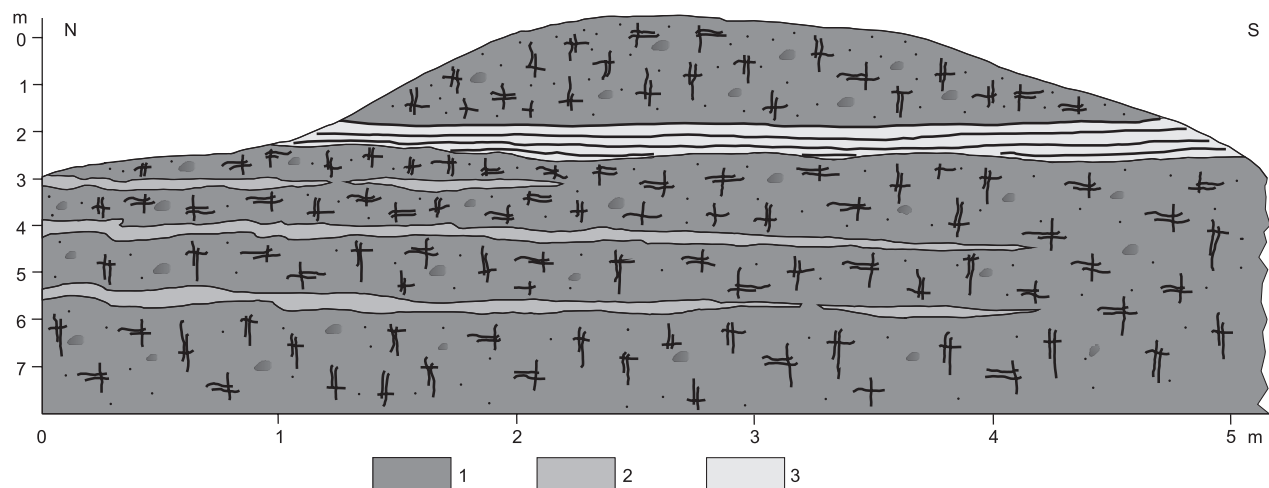
I kompleks

Cechy teksturalne i strukturalne: Najniżej zalega dwudzielna glina lodowcowa o miąższości 170 cm i zmiennych cechach teksturalno-strukturalnych. Dolny człon to ciemnobrunatna glina ilasta (*Dmm*), z poziomymi wytrąceniami piaszczysto-żwirowymi w części spągowej (*Dmm/S(G)h(p)*), oraz bardziej piaszczysta (*Dmm*) w stropie (ryc. 1, fot. 1). Ku stropowi zwiększa się ilość klastów oraz wytrąceń żwirowo-piaszczystych w postaci dużych, wydłużonych, nieregularnych soczewek.

Nad gliną zalegają piaski drobnoziarniste, warstwowane poziomo (*Sh*), zazębiające się zadziorami z gliną leżącą niżej i powyżej. Całość zamyka górna, ciemnobrązowa glina lodowcowa, o drobnym spękaniu (*Dmm*), ilasta w spągu, a piaszczysta w części stropowej. W spągu zaznaczają się lekko faliste undulacje (fot. 1).

Orientacja głazików: Orientacja dłuższych osi okruchów skalnych w glinie dolnej wykazuje ukierunkowanie NE–SW, z dużym ich rozrzutem. Przewagę mają głaziki o nachyleniu w stronę dystalną (SW), zgodną z ruchem mas lodowych. Kąt zapadania długiej osi klastów jest niewielki, największy kąt upadu wynosi 20°, przeważają klasy nachylone po kącie 0–10°. Tak małymi kątami zapadania klastów, zgodnymi z kierunkiem ruchu ośrodka transportującego, odznaczają się osady, które podczas depozycji stawiały mały opór wewnętrzny oraz miały większą gęstość objętościową wynikającą ze stopnia wilgotności i porowatości.

Wszystkie cechy diagnostyczne występujące w glinie dolnej, takie jak soczewki i przewarstwienia piasków i żwirów warstwowanych poziomo, rzadziej przekątnie, traktowane są jako wypełnienia przepływowych kanałów wewnątrz lodu lodowcowego (Stankowski 1996) bądź osadzone przez wody płynące kanałami w jeszcze częściowo przemarzniętej masie lodowo-morenowej (Ruszczyńska-Szenajch, 1998); wyraźnie bimodalna orientacja podłużnych głazików, miejscami występująca struktura warstwo-



Ryc. 1. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w stanowisko Wolsko Dolne
1 – glina lodowcowa, 2 – piaski, 3 – iły warwowe

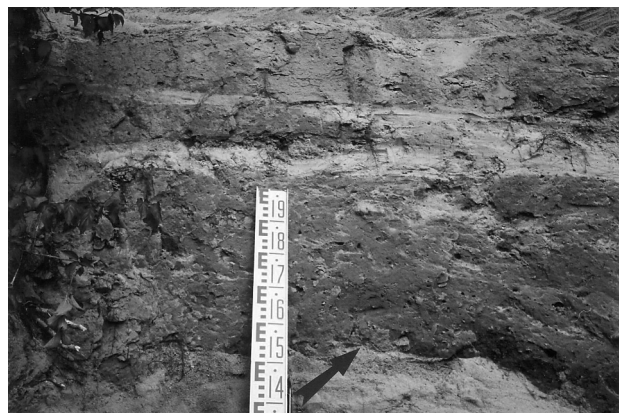
wa bez śladów spływania grawitacyjnego (Kasprzak 1988) pokrywają się z cechami diagnostycznymi podawanymi w literaturze dla glin z wytopienia (Boulton 1970a, b, Lawson 1979, Kasprzak 1988, Ruszczyńska-Szenajch 1991, 1998, Liszkowski 1996, Stankowski 1996). Obecność wkładek piaszczystych o zachowanej strukturze stanowi jedno z ważniejszych kryteriów diagnostycznych dla subglacialnych glin z wytopienia (Eyles i in. 1983).

Górna glina lodowcowa ma cienkie warstewki piaszczyste, które nadają jej w niektórych miejscach cechy glin spływowych o charakterze wstęgowym (Kasprzak, Kozarski 1984).

I kompleks składa się z subglacialnej gliny z wytopienia, oddzielonej osadami fluwioglacjalnymi bardzo małej miąższości, oraz z kończącej ten kompleks gliny spływowej również bardzo małej miąższości.

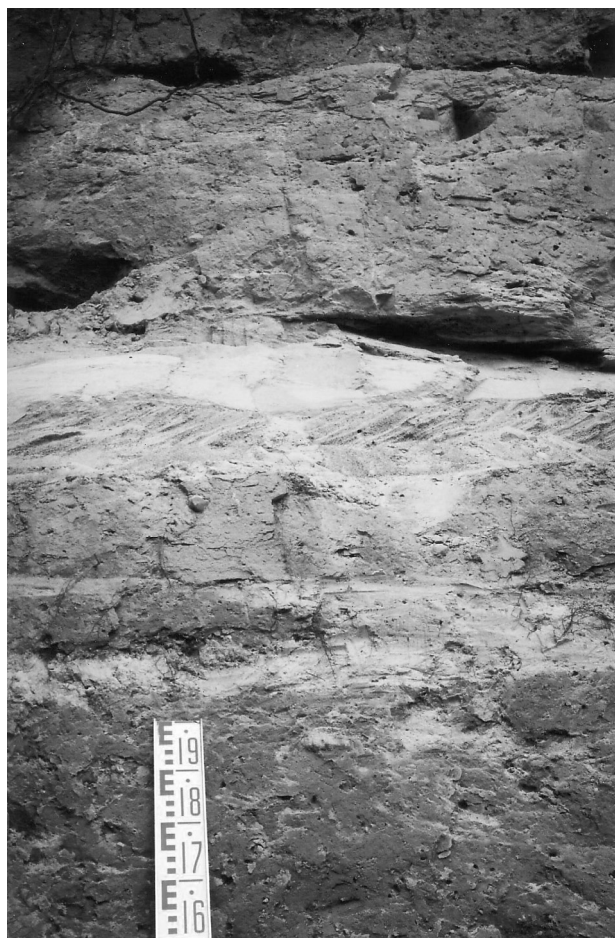
II kompleks

Bezpośrednio na glinie spływowej znajduje się warstwa żwiru średniego, warstwowanego przekątnie



Fot. 1. Wolsko Dolne. Glina lodowcowa i piaski I kompleksu osadowego. Widoczne drobne, nieregularne wytrącenia piaszczyste w glinie, undulacje na kontakcie gliny z piaskami

($G(S)p$), ponad którym leży warstwa piasku drobnoziarnistego, warstwowanego poziomo (Sh) (ryc. 1, fot. 2). Warstwy mają około 20 cm miąższość. Tego typu następstwo litofacji jest charakterystyczne (Zieliński 1998) dla rzek roztokowych, o piaszczystym dnie. Przechodzenie osadów w pionie od osadów



Fot. 2. Wolsko Dolne. Dolna część fotografii – stropowy fragment I kompleksu osadowego: glina z wytopienia i glina spływowa rozdzielone ciekłą serią piaszczystą. Środek fotografii – osady fluwioglacjalne: żwir warstwowany

żwirowych z domieszką piasku, warstwowanych przekątnie, przez piasek średnioziarnisty, do drobnego warstwowanego horyzontalnie ($G(S)p \rightarrow Sh$) uważana jest za typowe dla odsypów poprzecznych, charakteryzujących się cyklami malejącej średnicy ziarna. Zmniejszanie się wielkości ziarna wskazuje również na zmniejszającą się energetykę środowiska prądowego.

III kompleks

Ponad kompleksem piasków i żwirów fluwioglacjalnych ($G(S)p/Sh$) znajduje się kompleks o łącznej miąższości około 180 cm, na który składają się trzy elementy (ryc. 1, fot. 2, 3).

Najniższym elementem jest dolna glina piaszczysta, jasnobrązowa, mająca liczne bardzo drobne przewarstwienia piaszczyste w spągu (Dmm).

W środku znajduje się 30–40 cm warstwa piasków średnio- i gruboziarnistych, z domieszką żwiru średnio- i gruboziarnistego, warstwowanych poziomo, miejscami faliście i przekątnie ($Sh(w/p)/G(S)h(w/p)$).

Strop stanowi górna glina również piaszczysta o grubo-blozkowym spękaniu (Dms), z licznymi klino-podobnymi strukturami w spągu. Obie gliny mają mniej więcej taką samą miąższość, tzn. około 50–60 cm.

Cechy teksturalne i strukturalne: Obie gliny lodowcowe mają podobne cechy teksturalno-strukturalne, zwłaszcza: przewagę frakcji piaszczystej (50%), w tym drobnopiaszczystej (35%). Na frakcję pylastą przypada 20%, a ilastą 13%. Wskaźnik ilastości oscyluje wokół wartości 0,12. Zawartość węglanu wapnia wynosi około 7%. Kontakt z podłożem jest niezgodny. Cienka spągowa warstwa wzbogacona we frakcje piaszczyste jest przejawem inkorporacji materiału podłoża, tworząc tzw. strefę



Fot. 3. Wolsko Dolne. U dołu fotografii: osady fluwioglacjalne: żwir warstwowany przekątnie, drobnopiaszczysty piasek warstwowany horyzontalnie. Powyżej: glina lodowcowa dolna III kompleksu osadowego. Wyżej: górna glina lodowcowa, tego samego kompleksu osadowego. Między glinami – piasek grubo- i średnioziarnisty ze żwi-rem

mylonityzacji (Kozarski, Kasprzak, 1992). Licznie występują również struktury klinopodobne. Te cechy pozwalają zaklasyfikować je jako glinę bazalną z nałożenia. Dominacja frakcji drobnopiaszczystych i pylastych, przy mniejszej zawartości frakcji ilastych i ilu koloidalnego, wynika z reżimu termiczno-hydrologicznego w stopie lądolodu, w którym przy znacznym oddaleniu od strefy czołowej lądolodu mogły dominować warunki termiczne oscylujące wokół 0°C, charakterystyczne dla tzw. lodowców ciepłych.

Orientacja gładzików: Orientacja osi klastów w dolnej glinie lodowcowej wykazuje bimodalny rozkład. Kierunek główny ma orientację NE–SW, z przewagą okruchów skalnych o inklinacji w kierunku SW, czyli w stronę dystalną. Natomiast część klastów ma ułożenie prostopadłe do kierunku głównego, tj. NW–SE, gdzie liczba gładzików zapadających ku NW jest prawie identyczna z liczbą gładzików zapadających ku SE. Kąt upadu gładzików podłużnych jest niewielki, od 10 do 20°. Bimodalne ułożenie klastów, które często preferowane jest jako wskaźnikowe dla glin ablacyjnych bądź gliny z wytopienia (Kasprzak, Kozarski 1984, Klatkova 1992, Liszkowski 1996, Stankowski 1996), w glinach bazalnych z nałożenia może wynikać ze stopnia nawodnienia osadu (Boulton 1975, Ruszczyńska-Szenajch 1998) bądź deformacji miękkiego podłoża (Hart, Boulton 1991, Hart 1994). Poza tym procesy erozyjno-egzaracyjne podczas transportu bazalnego i odkładania prowadzą do powstania bimodalnego, a nawet do multimodalnego rozkładu uziarnienia gliny lodowcowej (Dreimanis, Vagners 1971).

Seria piaszczysto-żwirowa zazębia się z niżej i powyżej leżącymi glinami (ryc. 1, fot. 3). Wyklinowuje się ku południowi, stanowiąc w południowym końcu odsłonięcia jedynie cienką warstwę piaszczystą, przyczyniając się do uławicenia gliny lodowcowej. Słabe wysortowanie, dominacja grubych i średnich frakcji, zazębianie się z osadami gliniastymi jest wynikiem bardzo nagłych zmian w środowisku depozycyjnym, ze znacznym wzrostem energetyki środowiska prądowego. Transport wodny może również występować w strefie kontaktowej podłoża z masami lodowymi, gdzie przemieszczanie wody zachodzi poziomo zgodnie z prawem Darcy'ego, deformując jednocześnie osady (Murray 1994). Woda usuwana jest w kierunku strefy marginalnej przez podścielające warstwy wodonośne (Alley 1989). Gdy pod lodem występuje nieprzepuszczalne podłoże, odpływ zachodzi w kanałach tworzących sieć spękań oraz jako cienki spływ warstwowy (Murray 1994).

IV kompleks

Ponad gliną z nałożenia zajmującą najwyższą pozycję w prezentowanym odsłonięciu (ryc. 4) zalegają osady ilasto-pylaste rytmicznie warstwowane, o brunatnym

kolorze lamin ciemnych. Przykryte są gliną o miąższości około 2 m. Iły warwowe i wyżej leżąca glina z uwagi na brak dostępu nie były badane. Iły warwowe, podobne do występujących w stanowisku Wolsko Dolne, stwierdzono również na stanowiskach Krostkowo i Dębówko Nowe.

Skład petrograficzny glin lodowcowych w stanowisku Wolsko Dolne: Dominującymi grupami petrograficznymi są skały krystaliczne północne (przeciętnie 50%) oraz wapienie paleozoiczne (średnio 38%).

W glinie z wytopienia kompleksu I skały krystaliczne stanowią większość (51%). Wapieni paleozoicznych jest około 36%. Wyodrębniono z nich kilka sztuk czerwonych wapieni ordowickich. Ilość piaskowców i kwarcytów paleozoicznych i starszych waha się w przedziale 6,3–8,7%. Północne dolomity dewońskie stanowią niewielki odsetek, rzędu 1%. Udział skał lokalnych jest też niewielki, bo 2,4–5,7%, wśród których zauważono piaskowce mezozoiczne i kenozoiczne, krzemienie (0,3–2,0%), konkretne fosforytowe, wapienie lokalne, z czarno-zielonkawymi wytrąceniami glaukonitu.

Skład petrograficzny frakcji żwirowej w obu glinach z nałożenia, występujących w trzecim kompleksie osadowym, jest podobny. W glinie dolnej udział skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych jest równy – po 44%. Piaskowce paleozoiczne stanowią 5,9%. Udział skał lokalnych wynosi 4,5%. Jedynie krzemienie i kwarc stanowią po 1,5%. W glinie górnej przeważają skały krystaliczne (51%). Ilość wapieni paleozoicznych wynosi 41%, piaskowców paleozoicznych – 5,2%, skały lokalne stanowią 2,7%, kwarc – 0,6%, a krzemienie – 1,0%. W glinach lodowcowych trzeciego kompleksu nie zaobserwowano dolomitów północnych.

Wyniki tak prezentującego się składu petrograficznego są otrzymane na tej podstawie wartości wskaźników petrograficznych, wśród których zdecydowanie wyróżniają się wskaźniki petrograficzne obliczone dla dolnej gliny z nałożenia w trzecim kompleksie. Mniejsza wartość wskaźnika K/W w stosunku do O/K i A/B wynika z równego udziału skał krystalicznych i wapieni paleozoicznych.

Literatura

- Alley R.B., 1989. Water-pressure coupling of sliding and bed deformation. I. Water system. *Journ. Glaciol.*, 119: 108–119.
- Boulton G.S., 1970 a. On the deposition of subglacial and melt-out tills at the margins of certain Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9: 231–245.
- Boulton G.S., 1970 b. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *Journ. Glaciol.*, 9: 213–230.
- Boulton G.S., 1975. Processes and patterns of subglacial sedimentation: A theoretical approach. W: A.E. Wright, F. Moseley (red.), *Ice Ages: Ancient and modern*. *Geol. Journ.*, SI, 6: 7–42.
- Dreimanis A., Vagners U.J., 1971. Bimodel distribution of rock and mineral fragments in basal tills. W: R.P. Goldthwait (red.), *Till: a symposium*, Ohio St. Univ. Press, s. 237–250.
- Hart J.K., 1994. Proglacial glaciotectionic deformation at Melabakkar – Asbakkar, West Iceland. *Boreas*, 23: 112–121.
- Hart J.K., Boulton G.S., 1991. The interrelation of glaciotectionic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quatern. Sc. Rev.*, 10: 335–350.
- Kasprzak L., 1988. Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej. PAN, Dokumentacja Geologiczna, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania, 5–6.
- Kasprzak L., Kozarski S., 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. *Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia*, 29.
- Klatkova H., 1992. Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39–79.
- Kozarski S., Kasprzak L., 1992. Glaciodynamometamorfoza osadów nieskonsolidowanych w makro i mezoglacitektonitach Niziny Wielkopolskiej. *Przegl. Geogr.*, 64, 1–2: 95–119.
- Lawson D., 1979. Sedimentological analysis of the Matanuska Glacier, Alaska. *CRREL Report* 79–9.
- Liszkowski J., 1996. Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1: 159–174.
- Murray T., 1994. Glacial deformation. W: A. Maltman (red.), *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hall, s. 73–94.
- Ruszczyńska-Szejnajt H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa, s. 13–40.
- Stankowski W., 1996. Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1: 149–157.
- Zieliński T., 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. Wyd. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa, s. 193–257.

Budowa wewnętrzna moreny czołowej glaciektonicznie spiętrzonej kompleksu Dębowej Góry – stanowisko Krostkowko

Magdalena Ratajczak-Szczerba

Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: magdarat@amu.edu.pl

Abstract: The outcrop in Krostkowko, located in the western part of Dębową Górą (Oak Mountain) Complex – the highest point of Wyrzysk Oscillation end moraines. There were recognized two till layers, with glaciektonic disturbances, divided outwash deposits with glacial tills incorporations. There were recognized textural, structural features and petrographic composition of glacial tills.

Key words: glacial tills, glaciofluvial deposits, texture, structure, petrographic composition of glacial tills, glaciektonic disturbances, end moraines hills

Wstęp

Odslonięcie Krostkowko położone jest na południowo-zachodnim krańcu kompleksu Dębowej Góry, na rzędnej około 150 m n.p.m., tj. 50–60 m ponad poziomem wysoczyznowym. Żwirownia rozcina jedno ze wzniesień kompleksu Dębowej Góry. Pozwala ona rozpoznać sekwencję osadów o miąższości około 20 m (ryc. 1).

Najniższy dostępny do badań zespół litofacyjny (ryc. 1A) stanowią średnie i drobne żwiry z domieszką piasku średniego, masywne ($G(S)m$); piaski średnie i drobne z drobnym żwirem, masywne ($S(G)m$); piaski drobne wykazujące ślady delikatnego smugowania poziomego ($Sm(h)$) oraz wytrącenia gliniasto-ilaste w postaci drobnych soczewek, o niewyraźnym warstwowaniu poziomym ($Dm(FSh)$). Zakłócone są one siecią drobnych uskoków homotetycznych normalnych (Jaroszewski 1974, Dadlez, Jaroszewski 1994) oraz klinopodobnymi inkorporacjami gliny lodowcowej.

Następnym zespołem litofacyjnym jest masywna (dolna) glina lodowcowa ($Dmm/Dms/SGm(f)$) (ryc. 1B). W jej spągu wyraźnie zaznacza się smugowanie piaszczyste, a w części środkowej piaszczyste soczewki.

Wyżej występuje zespół warstwowanych horyzontalnie drobno- i średnioziarnistych żwirów i żwirów

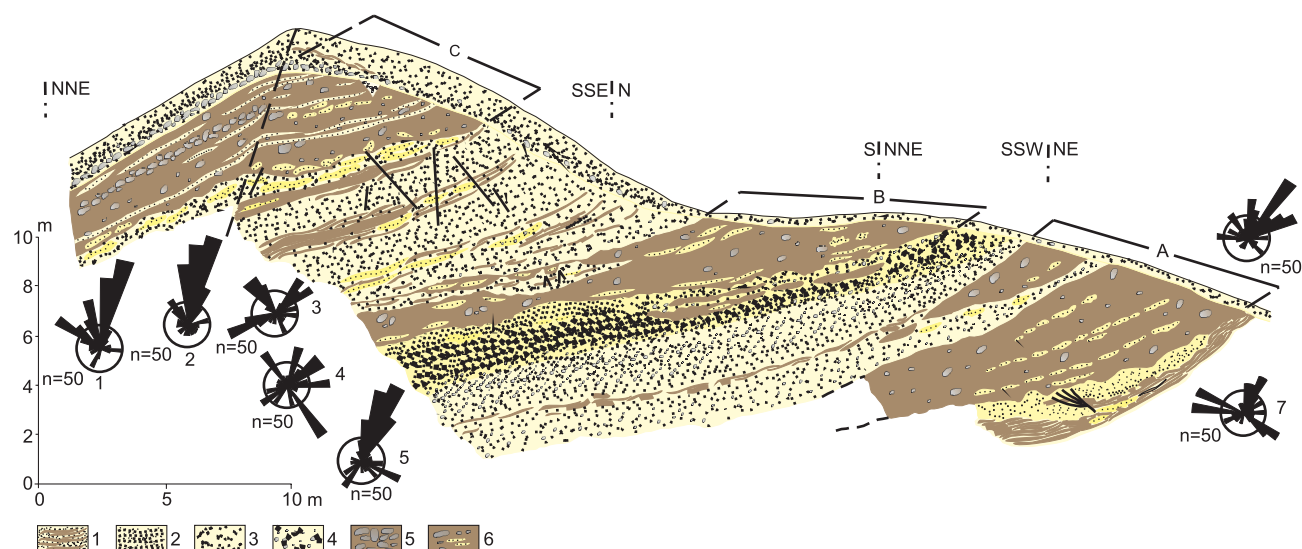
rozproszonych w piaszczystym matriksie (GSh) (ryc. 1); nad nim leży zespół litofacyjny (Sh,Fh), który składa się z piasków drobno- i średnioziarnistych laminowanych poziomo, miejscami smugowany, ze śladami niskoenergetycznej turbulencji, zestaw masywnych piasków ze żwirem i żwirów piaszczystych warstwowanych przekątnie, niskokątowo ($SGm,G(S)l$) oraz zespół średnio- i gruboziarnistych żwirów i piasków warstwowanych przekątnie ($GSp,Gp,S(G)p$).

Ponad tymi zespołami litofacyjnymi zalega (średnikowa) glina lodowcowa ($Dms(r),SFh$) (ryc. 1B).

Nad gliną zaobserwowano trzy zespoły litofacyjne: $S(G)m,Sm, Sh(FSh)$ i $Sm(h)$, składające się głównie z drobnoziarnistych piasków ze żwirem masywnym oraz piasków masywnych, gdzie miejscami zachodziła depozycja z zawiesiny (SFh), oraz piasku drobnoziarnistego z domieszką frakcji pylastej, warstwowane horyzontalnie, miejscami o masywnej strukturze.

Powyżej leży dwudzielna, górna glina lodowcowa (Dms,Dmm) (ryc. 1C).

Górną glinę lodowcową przykrywa ostatnia w analizowanym profilu seria piaszczysto-żwirowa, składająca się z zespołów litofacyjnych: $Gm/GSh(m)/Gh(m)$, $Gm(GSm)$, $Sh/Sp(l)[Sh(r)(Fh)]$, $Gp(SGp/Gh)$ z akcesorycznie występującymi piaskami bardzo drobnymi z mułkami o bardzo delikatnym



Ryc. 1. Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w stanowisku Krostkovo

1 – glina lodowcowa, 2 – piasek drobnoziarnisty, 3 – piasek średnioziarnisty, 4 – piasek gruboziarnisty, 5 – mułki, 6 – kamienie i żwir gruby;
A, B, C – gliny lodowcowe; 1–7 – diagramy rozetowe orientacji dłuższych osi klastów

warstwowaniu riplemarkowym (*SFr*). Zespoły litofacjalne *Gm/GSh(m)/Gh(m)* i *Gm(GSm)* charakteryzują się maszyną strukturą, miejscami przechodzącą w warstwowanie poziome, ze sporadycznie występującą imbrykacją otoczków. Natomiast *Sh/Sp(l) [Sh(r)(Fh)]* składają się z mułków piaszczystych laminowanych poziomo *SFh* oraz piasków drobnoziarnistych laminowanych poziomo, miejscami riplemarkowo. Ostatnia seria *Gp(SGp/Gh)* to osady wykazujące ponowny wzrost średnicy ziarna. Są nimi głównie średnio- i gruboziarniste żwiry z domieszką piasku, warstwowane poziomo.

Cechy teksturalne i strukturalne osadów fluwioglacjalnych

Uziarnienie serii osadów fluwioglacjalnych w przedstawionym wyżej profilu jest bardzo zróżnicowane. Najmniejszą średnicę ziarna *Mz* wynoszącą minimalnie 0,01 mm zaobserwowano w zespole litofacjalnym *FSh*, występującym między środkową i górną gliną lodowcową. Największą średnią średnicę ziarna mają warstwowane przekątnie żwiry i piaski *GSp, Gp, S(G)p*, leżące między gliną dolną i środkową, dla których maksymalna wartość *Mz* wynosi 2,14 mm.

Osady zespołów litofacjalnych *S(G)m*, *Sm(h)* i *Dm(FSh)*, podścielających dolną glinę lodowcową charakteryzują się wzbogaceniem we frakcje gruboziarniste (średnia wartość *Mz* wynosi 0,69 mm), zwłaszcza w serii piaszczysto-żwirowej zalegającej bezpośrednio pod gliną, gdzie *Mz* wynosi 1,54 mm. Zespoły występujące pomiędzy dolną gliną lodowcową a środkową cechują się jeszcze średnią średnicą ziarna *Mz* wynoszącą 0,85 mm, a maksymalnie 1,74 mm w zespole litofacjalnym *SGm/G(S)l*. W skład na-

stępnych zespołów litofacjalnych, tj. *S(G)m*, *Sm(SFh)* i *Sm(h)* (między środkową i górną gliną), wchodzi przede wszystkim piasek drobnoziarnisty, dla którego wartości średnie *Mz* zawierają się w przedziale 0,03–0,43 mm. W osadach zamykających całą sekwencję (*Gm/GSh(m)*, *Gm(GSm)*, *Sh/Sp(l)*, *Gp(SGp/Gh)*) dominują ziarna piasku gruboziarnistego (*Mz*: 0,62 mm), z domieszką piasku drobno- i średnioziarnistego, a także żwirów.

We wszystkich zespołach litofacjalnych zaobserwowano tendencję do zwiększania się średnicy ziarna w osadach bezpośrednio podścielających gliny lodowcowe.

Wysortowanie osadów *d* jest słabe i zawiera się w przedziale 1,2–3,48, spadając od spągu sekwencji ku jej stropowi. Najlepszym wysortowaniem cechują się osady drobnoziarniste *SFh*, między gliną środkową i górną. Natomiast najslabszym – osady piaszczysto-żwirowe *Gm/GSh(m)* leżące nad górną gliną.

Analiza obróbki ziarna kwarcowego we frakcji 1,0–1,25 mm i 0,8–1,0 mm wykazała, że we wszystkich wymienionych litofacjach dominują typy β i α , a najmniejszy udział mają ziarna typu γ . Zauważono, że w piaskach gruboziarnistych zaznacza się przewaga ziarn typu β nad pozostałymi typami. Osady gruboziarniste przeważnie podścielają osady gliniaste, dlatego też w poszczególnych zespołach litofacjalnych zauważa się tendencję do zwiększania się stopnia obróbki ziarn kwarcu w osadach leżących tuż pod glinami. Natomiast w osadach drobniejszych często minimalną przewagę nad ziarnami typu β uzyskują ziarna typu α .

Zawartość węgla wapnia wynosi około 4%; minimalnie – 1,3%, maksymalnie – 10,5%. Największy udział CaCO_3 zanotowano w drobnoziarnistych zespołach *S(G)m*, *Sm(SFh)*, *Sh(FSh)*, znajdujących się między środkową i górną gliną lodowcową. Naj-

mniejszą zawartość CaCO_3 mają osady gruboziarniste spoczywające na górnej glinie (śr. – 2,75%).

Interpretacja: Zespoły litofacjalne $G(S)m$, $S(G)m$, $Sm(h)$, $Dm(FSh)$ podścielające dolną glinę lodowcową (ryc. 1A) świadczą według Zielińskiego (1993) o krótkim transporcie w bliskim sąsiedztwie stoków lodowych. Ich depozycja zachodziła w płytkich, słabo zorganizowanych korytach o wysokim przeciążeniu wód materiałem mineralnym. Lokalnie następowała niskoenergetyczna depozycja, reprezentująca strefę spływów kohezyjnych ($Dm(FSh)$).

Osady leżące ponad dolną gliną to przede wszystkim pozostałości po korytach roztokowych, niskoenergetycznych, z okresami stagnacji wód (Sh, Fh) i wezbrań ablacyjnych ($SGm, G(S)l$), a także płytkich, szerokich i wysokoenergetycznych, z poprzecznymi odsypami ($GSp, Gp, S(G)p$) (Zieliński 1992, 1993). Jedynie zespół (GSh) interpretowany jest przez Mialla (1973) i Zielińskiego (1993) jako żwirowe odsypy podłużne. Tworzone były w czasie wysokoenergetycznych wezbrań ablacyjnych, zbliżonych do zalewów warstwowych.

Drobnoziarniste zespoły litofacjalne ($S(G)m$, Sm) leżące powyżej środkowej gliny są efektem spływów grawitacyjnych w pobliżu ścian lodowych (Zieliński 1993). Natomiast zespoły litofacjalne (Sh, Fh i $Sm(h)$) charakterystyczne są dla długotrwałych przepływów kanałowych, często w wodach znacznie obciążonych osadem ($Sm(h)$) (Zieliński 1992).

Przykrywające glinę górną osady są dowodem dużej zmienności dynamiki środowiska depozycyjnego, w bliskim sąsiedztwie mas lodowych. Depozycja zespołów litofacjalnych $Gm/GSh(m)/Gh(m)$ i $Gm(GSm)$ zachodziła w proksymalnych korytach roztokowych ze żwirowymi odsypami podłużnymi, będąc częściowo pozostałością bruków kanałowych (Zieliński 1993). Spadek energii środowiska depozycyjnego spowodował sedimentację osadów $Sh/Sp(l)/[Sh(r)(Fh)]$ w rozległych i płytkich korytach roztokowych o płaskim dnie, z okresami stagnacji wód (SFh). Odzwierciedleniem katastrofalnych wezbrań ablacyjnych jest zestaw litofacjalny $Gp(SGp/Gh)$.

Cechy teksturalne i strukturalne glin lodowcowych

Dolny gliniasty zespół litofacjalny Dmm/Dms , o miąższości prawie 5 m, składa się z dwóch poziomów glin, rozdzielonych 0,8 m serią piaszczysto-żwirową ($SGm(f)$) (ryc. 1A). Spągowy człon zespołu stanowi jasnobrunatna, homogeniczna glina, o miąższości około 3 m. Stropowy człon to ciemnobrązowy osad gliniasty, miąższości 1,0–1,2 m. Seria rozdzielająca gliny lodowcowe to jasny żwir i piasek średnio- i gruboziarnisty, smugowany, a miejscami delikatnie warstwowany.

Środkowy gliniasty zespół litofacjalny ($Dms(r)$, (SFh)) to osad o drobnoziarnistym tle, noszący ślady redepozycji ($Dms(r)$) (ryc. 1B) oraz cechujący się znacznym zróżnicowaniem litofacjalnym.

Natomiast glina górna (Dmm/Dms) jasno-brunatna, o piaszczystym tle, ma 4,5–5 m miąższości.

Cechy teksturalne: Osady gliniaste dolnego zespołu litofacjalnego Dmm/Dms charakteryzują się dużym udziałem frakcji drobnopiaszczystej. Średnica ziarn maleje ku stropowi. Wskaźnik ilastości (I) osiąga w spągu wartość 0,083, zaś w stropie zespołu litofacjalnego 0,15; średnio 0,11. Wysortowanie osadu jest słabe; d osiąga 2,59 phi.

Środkowa glina lodowcowa $Dms(r)$ jest osadem z przewagą piasku drobno- i średnioziarnistego. Wartości wskaźnika ilastości (I) są niskie i wynoszą – min: 0,059, maks: 0,146, średnio: 0,083. Ziarna drobniejsze przeważają w części spągowej. Wysortowanie osadu jest również słabe; d wynosi około 2,72 phi.

W górnym gliniastym zespole litofacjalnym Dms/Dmm dominuje frakcja piasku średnio- i drobnoziarnistego, ze zwiększonym udziałem frakcji grubszych. Wartości wskaźnika ilastości (I) osiągają min.: 0,054, maks.: 0,125, średnio: 0,062. W strefie kontaktowej gliny z osadami ją podścielającymi zaznacza się zwiększony udział frakcji piasku średnioziarnistego z domieszką gruboziarnistego. Wysortowanie osadu jest słabe, d wynosi około 2,22 phi, lecz najlepsze w porównaniu z dwoma niżej leżącymi glinami.

Zawartość węgla wapnia we wszystkich trzech gliniastych zespołach litofacjalnych utrzymuje się na podobnym poziomie. Najniższym udziałem CaCO_3 charakteryzuje się glina dolna (śr. 5,75%), a najwyższym – glina górna (śr. 6,52%); glina środkowa zaś – pośrednią zawartością (śr. 5,9%).

Obróbka ziarna kwarcowego: We wszystkich trzech glinach lodowcowych, we frakcjach 0,8–1,0 mm i 1,0–1,25 mm, przewagę ma typ b. Mniejszym udziałem, lecz także utrzymującym się na wysokim poziomie, charakteryzuje się typ a, a najmniejszym – typ g. W dolnej i środkowej glinie przewaga ziarna typu b nad a nie jest bardzo duża. We wszystkich glinach zaznacza się, zwłaszcza w częściach stropowych, wzrost liczebności ziarn typu a, a spadek ziarn typu b.

Skład petrograficzny: Najliczniejszymi grupami petrograficznymi są skandynawskie skały krystaliczne, wapienie paleozoiczne oraz piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze.

W glinie dolnej skały krystaliczne stanowią w spągu 53%, a w stropie 41%. Ilość wapieni paleozoicznych oscyluje mniej więcej wokół 30–32% w całym profilu. Piaskowców i kwarcytów paleozoicznych jest od około 9% w spągu do 21% w części stropowej. Na uwagę zasługuje znaczna ilość kwarcu pochodzącego z dezintegracji skał krystalicznych (średnio 3,6%), którego zwiększony udział (4,2 i 4,9%) zaobserwowano w środkowej części gliny. Taki obraz składu pe-

trograficznego jest prawdopodobnie wynikiem dostawy materiału z powierzchni ślizgu bądź efektem wymieszania spągowych partii gliny z zalegającym poniżej fluwioglacjałem, co jest uważane przez Górską (1997) za charakterystyczne dla strefy mylonityzacji. Zaobserwowano po kilka sztuk (maks. 10) czerwonego wapienia paleozoicznego. Skały lokalne stanowią najmniejszy odsetek, średnio 2,1%. Wśród nich zauważono niewielkie ilości wapieni i margli, głównie mezozoicznych, krzemieni, piaskowców mezozoicznych i kenozoicznych oraz konglomeratów fosforowych. Z wyjątkiem spągu gliny wskaźnik K/W ma wyższe wartości od pozostałych, tj. O/K i A/B. Poza tym ku stropowi wartości wskaźnika K/W wzrastają.

W środkowej glinie średnia zawartość skał krystalicznych wynosi 47,8%, a wapieni paleozoicznych 37,4%. Wyraźnie rysuje się, podobnie jak w niżej leżącej glinie dolnej, spadek zawartości okruchów skał krystalicznych od spągu ku stropowi oraz wzrost ilości wapieni paleozoicznych. Odnotowano obecność czerwonych wapieni ordowickich. Na skały lokalne przypada 2,3%. W dwóch próbkach nie zauważono ani jednego składnika lokalnego. Do zaprezentowanych wyników należy podejść jednak z dużą ostrożnością, ponieważ nie udało się uzyskać odpowiedniej ilości okruchów skalnych. Wartości wskaźników petrograficznych przyjmują podobne tendencje jak w glinie dolnej. W większości próbek wskaźnik K/W ma wyższe wartości od pozostałych wskaźników.

W glinie górnej skały krystaliczne stanowią średnio 47%, wapienie paleozoiczne 38%, natomiast piaskowce i kwarcyty 7,5–12,8%. Wśród wapieni paleozoicznych zauważono czerwone wapienie ordowickie. W próbkach z tej gliny wydzielono dolomity dewońskie, których dotychczas nie zaobserwowano. Ich zawartość waha się w przedziale 1,0–2,1% (maks.: 2,7%). Poza tym spory udział mają piaskowce i kwarcyty paleozoiczne i starsze, wynoszący 7–12,8% (maks.: 14%). Odnotowano niewielkie procentowy 1,3–1,9% udział kwarcu pochodzącego z dezintegracji skał krystalicznych. Udział czynnika lokalnego jest również niewielki, w granicach 0,5–2,6%, w którego skład wchodzi przede wszystkim konglomeraty fosforanowe, wapienie i margle, głównie mezozoiczne, piaskowce mezozoiczne i kenozoiczne. Wskaźniki petrograficzne przyjmują różne wartości. Generalnie jednak wskaźnik K/W ma niewielką przewagę nad pozostałymi O/K i A/B.

Orientacja głazików: Dolny gliniasty zespół litofacjalny *Dmm/Dms* składa się z dwóch glin lodowcowych, jak to wcześniej zasygnalizowano (ryc. 1A).

W spągowej części serii dolnej dominuje kierunek NW–SE z drugim prostopadłym kierunkiem podrzędnym (ryc. 1, diagram 7). Długie osie okruchów klastów wykazują dużą koncentrację wzdłuż obu kierunków, co potwierdzone jest wysoką wartością wektora wypadkowego $L = 56\%$. Według Klatkowej

(1992) świadczy to o dużej koncentracji osi wydłużonych głazików wzdłuż jednego dominującego kierunku. Większość wydłużonych klastów zapada zarówno w stronę proksymalną, jak i dystalną. Kąt zapadania osi długich okruchów skalnych zawarty jest w przedziale 0–50° z dominacją nachylenia w przedziałach 0–10° (największy udział) oraz 30–50°.

W stropowej glinie lodowcowej tego zespołu litofacjalnego ułożenie długich osi klastów wykazuje zupełnie odmienną orientację (ryc. 1, diagram 6). Jedyne dominującym kierunkiem jest NE, z dużym rozrzutem dłuższych osi klastów w przedziale 0–70°, z wyraźną dominacją przedziału 30–40°. Wartość wektora wypadkowego L wynosi 19%. Zaobserwowano tendencje do zapadania długich osi okruchów skalnych w stronę proksymalną, tj. w kierunku zgodnym do przyjmowanego ruchu lądolodu. Kąty zapadania długich osi klastów w tym przypadku również zawierają się w przedziale 0–40°, z wyraźną dominacją klastów zapadających pod kątem 30–40°.

W środkowym zespole litofacjalnym *Dms(r)* orientacja dłuższej osi klastów pomierzona została na dwóch poletkach testowych (ryc. 1, diagramy 4 i 5). Na obu dłuższe osie klastów mieszczą się w sektorze 0–90°, z dominującym kierunkiem NE (40–60°). Wartości współczynnika L wynoszą 23% i 24%. Większość głazików, ułożonych wzdłuż kierunku NE–SW, zapada ku NE, w stronę proksymalną, tj. ku lądolodowi, a tylko 16% zapada w stronę dystalną. Kąt zapadania w pierwszym punkcie badawczym waha się w przedziale 0–60°. Największy odsetek (ok. 28%) stanowią okruchy zapadające pod kątem 0–10° i 15% w przedziale kątowym 50–60° (ryc. 1, diagram 4). W drugim punkcie badawczym (ryc. 1, diagram 5) mieści się on w przedziale 0–50°, przy czym 60% klastów zapada pod kątem mieszczącym się w przedziale 0–20°. Inklinacja dłuższej osi klastów wykazuje duże zróżnicowanie. Wyraźnie zaznacza się również poprzeczny kierunek orientacji dłuższej osi klastów NW–SE, z ilością około 20% populacji.

W górnym zespole gliniastym (*Dms, Dmm*) orientację ułożenia dłuższej osi klastów pomierzono na trzech poletkach testowych (ryc. 1, diagramy 1, 2, 3). Dominuje kierunek NE w sektorze 10–20° oraz kierunek prostopadły do niego. Jedynie na trzecim poletku testowym (ryc. 1, diagram 3) wyraźnie zaznacza się kierunek NE–SW w sektorze 30–60° oraz 220–260°. Głaziki układające się poprzecznie zawierają się w sektorze NW (300–340°). Większość klastów zapada w stronę proksymalną, ku północno-wschodowi. Inklinacja okruchów skalnych jest niewielka. Głaziki zapadają pod kątami mieszczącymi się w przedziale 0–30°, z czego największy odsetek 34% i 28% przypada na przedział 20–30° oraz 40% na przedział 10–20°.

Cechy strukturalne: Jednym z ważniejszych kryteriów diagnostycznych, na podstawie których dokonuje się wydzielenia poszczególnych typów glin lo-

dowcowych, jest rodzaj i sposób wykształcenia przewarstwień i wytrąceń piaszczystych w glinach oraz charakter kontaktu gliny lodowcowej z podścielającymi ją osadami.

Dolny zespół litofacyjny *Dmm/Dms* składa się z dwóch glin lodowcowych. W spągu pierwszego (niższego) członu gliny lodowcowej wyraźnie zaznacza się delikatne smugowanie. Smugi zorientowane są z NW na SE i zapadają ku N pod kątem około 20° (ryc. 1). Liczne są także wytrącenia piaszczyste w postaci małych soczewek oraz ciał piaszczystych, o średnicy 3–5 cm, o kulistym bądź owalnym kształcie (fot. 1). Struktury te występują zazwyczaj wzdłuż jednej linii poziomej, a w przekroju podłużnym stanowią wydłużone soczewki, których osie główne skierowane są ku SE. Różnią się litologicznie od otaczającej gliny zawartością materiału piaszczystego i piaszczysto-żwirowego. Krüger (1979) uważa takie struktury za typowe dla glin subglacialnych z nałożenia, a materiał je wypełniający najczęściej pochodzi z podłoża.

W części stropowej drugiego członu (górnego) badanej, dolnej gliny występują przewarstwienia piaszczyste w postaci drobnych soczewek. Są one wyraźnie ukierunkowane i nadają jej strukturę warstwową, która uważana jest (Lawson 1979, Liszkowski 1996, Stankowski 1996, Ruszczyńska-Szenajch 1998) za jedną z cech diagnostycznych subglacialnej gliny z wytopienia.

Kontakt spągowego członu dolnej gliny lodowcowej z piaszczysto-żwirowym podłożem zaburzony jest obecnością struktur typu pionowych i ukośnych klinów oraz licznych wybrzuszeń gliny (fot. 2). Wnikają one w osady podłoża na głębokość 5–10 cm (fot. 2). U nasady są szersze i zwężają się ku końcowi, jednakże tylko niektóre są ostro zakończone. Reszta ma dosyć szerokie zakończenia jak na struktury klinopodobne. Bieg osi klinów jest prawie równoległy do dominującego kierunku stwierdzonego dla orientacji materiału kamienistego w glinie.

Podścielające glinę osady piaszczysto-mułkowo-żwirowe serii fluwioglacjalnej zaburzone są przez

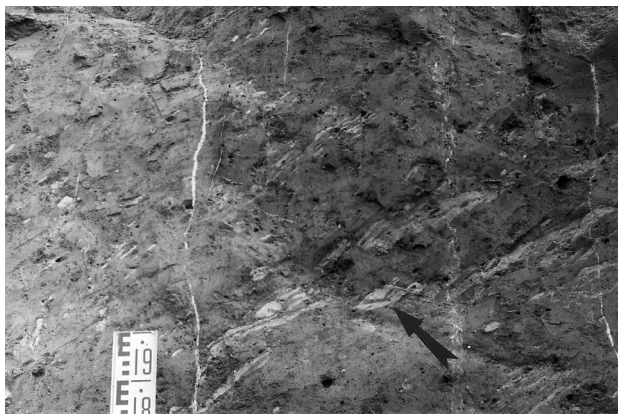
sięć uskoków normalnych o zrzutach kilku centymetrów, których powierzchnie mają orientację NW–SE (fot. 2).

Natomiast spąg drugiego członu dolnej gliny lodowcowej wchodzącej w skład tego zespołu litofacyjnego jest typu akumulacyjnego, z bardzo nielicznymi wybrzuszeniami, tzw. undulacjami (Ehlers, Stephan 1979). Wskazują one na dostosowywanie się osadu do podłoża (w tym przypadku piasków i drobnych żwirów), co świadczy o łagodnej depozycji, w postaci nasyconej wodą, niestabilnej masy gliniastej, charakterystycznej dla gliny spływowej.

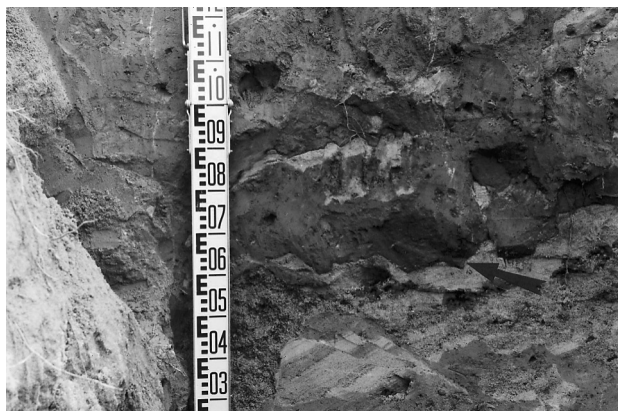
Dowdeswell i Sharp (1986) oraz Boulton i Dent (1974) zauważyli, że wiele glin bazalnych z nałożenia jest poddawanych często subglacialnym deformacjom, poprzez ciągłe ścinanie pod stopą lodowca. Badania w osadach współczesnych lodowców Islandii (lodowiec Skilfellsjökull) (Dowdeswell, Sharp 1986), Alaski (lodowiec Matanuska) (Lawson 1979) oraz Islandii (lodowiec Breidamerkurjökull) (Krüger 1985) wykazały, że takie deformacje mogą dawać w rezultacie zmiany w charakterze osadu, powodując zróżnicowanie pomiędzy zdeformowaną i niezdeformowaną bazalną gliną z nałożenia (ang. *deformed and undeformed lodgement till*) (Dowdeswell, Sharp 1986).

W środkowym zespole litofacyjnym *Dms(r)* stwierdzono wyraźnie erozyjno-egzaracyjny charakter kontaktu gliny lodowcowej z fluwioglacjalnymi osadami podścielającymi. Kontakt ten zaburzony jest podobnie jak w spągu pierwszego członu dolnej gliny lodowcowej pierwszego zespołu litofacyjnego przez żebra gliniaste i pionowe kliny oraz wybrzuszenia spągu gliny. Kliny gliniaste oraz przekątna bardzo drobna łupliwość to, jak podają Hicock i Dreimanis (1992), wynik kruchego ścinania mogą się one pojawić w osadzie na skutek odwodnienia. W osadach piaszczystych, podścielających glinę, występują nieciągłe soczewki gliniste (ryc. 1B).

W niektórych miejscach można zaobserwować łagodne zazębianie się warstwowanych osadów piaszczysto-mułkowych z soczewkami gliniastymi,



Fot. 1. Krostkowko. Kuliste lub owalne wytrącenia piaszczyste, małe soczewki piaszczyste tworzące ciągi quasi-poziome w (dolnym członie) dolnej gliny lodowcowej



Fot. 2. Krostkowko. Pionowe i ukośne kliny gliniaste i struktury klinopodobne oraz wybrzuszenia gliny wnikające w osady piaszczysto-żwirowe podścielające glinę dolną. Piaski i żwiry zaburzone są siecią uskoków normalnych

które według Shawa (1971) wyznaczają pierwszy etap bezpośredniej sedymentacji z nasuwającego się lądolodu. Jedną z przyczyn powstawania tego typu struktur podaje Boulton (1968), traktując je jako struktury powstałe w wyniku płynięcia gliny ablacyjnej. Shaw (1971) natomiast uważa, że tego typu soczewki gliniaste powstają w wyniku depozycji przez wyciskanie przepojonej wodą gliny bazalnej. Jednak najbardziej wiarygodna wydaje się hipoteza o wygaszaniu energetyki środowiska depozycyjnego. W wyniku zmniejszającej się ilości wynoszonej wody dochodziło do deponowania warstwowanych piasków i mułków oraz soczewek gliniastych w stropie fluwioglacjalnego kompleksu.

Strop środkowej gliny jest również urozmaicony strukturami w postaci zadziórów, zazębnień z osadami piaszczystymi oraz z przewarstwieniami bezstrukturalnych piasków i mułków. Falistość górnej powierzchni glin lodowcowych (ryc. 1B) Boulton (1976) uważa za jedną z cech diagnostycznych glin subglacjalnych deponowanych przez aktywny lądolód. Tego typu struktury są również charakterystyczne dla glin deformacyjnych (Hicock, Dreimanis 1992).

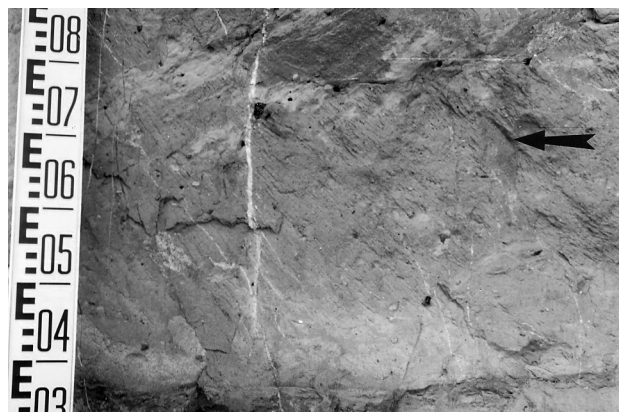
W części środkowej występują liczne wytrącenia piaszczyste, głównie w postaci soczewek. Dominującą frakcją jest piasek średni i drobny, z domieszką piasku grubego i drobnego żwiru. Licznie występują również rozcięcia tensyjne wypełnione gruboziarnistym piaskiem. Bardzo wyraźna jest przekątna łupliwość (fot. 3). Są to struktury charakterystyczne dla kruchoplastycznych warunków reologicznych (Hicock, Dreimanis 1992). Zaobserwowano również fałdy izoklinalne (warstwowanie z płynięcia) (fot. 4) oraz struktury podobne do budinażu, które uważane są za cechy charakterystyczne dla plastycznej deformacji osadu gliniastego (Hicock, Dreimanis 1992).

Występowanie w tym samym poziomie, a czasami współwystępowanie struktur powstających zarówno w warunkach plastycznego płynięcia, jak i kruchościan świadczy o możliwości występowania

wszystkich warunków reologicznych w tym samym osadzie, wynikającej ze zmiennej zawartości wody porowej w różnych częściach osadu.

Górny zespół litofacjalny *Dms/Dmm* zbudowany jest z homogenicznego osadu, mało zróżnicowanego pod względem strukturalnym (ryc. 1C). Jedynie strefa kontaktowa gliny z podścielającymi ją osadami fluwioglacjalnymi wykazuje duże urozmaicenie (ryc. 1C). Pomiędzy gliną a osadami fluwioglacjalnymi nie zaobserwowano wyraźnie zaznaczającej się strefy kontaktowej. Jest to raczej okolo półmetrowa strefa przejściowa, charakteryzująca się zazębaniem piasków drobnoziarnistych i mułków z gliną, występowaniem bulwiastych struktur z wypełnieniem piaszczysto-żwirowym tkwiącym w glinie i wytrąceniami gliniastymi w kształcie iniekcji w osadzie piaszczysto-mułkowo-żwirowym (fot. 5). Geneza tych struktur jest złożona. Częściowo izolowane soczewki (ang. *pull-apart structure*) powstają w miejscach, gdzie w upłynnionym osadzie występują przemieszczenia poziome (Gradziński i in. 1976). O tej składowej świadczą przewarstwienia i smugowania, zwłaszcza w spągowej części gliny, a także osadach piaszczysto-mułkowych tuż pod strefą kontaktową. Iniekcje o nieregularnym kształcie w podścielające glinę osady piaszczyste są efektem upłynnienia bardziej gęstego osadu gliniastego. Upłynnienie górnej warstwy, podczas gdy warstwa dolna, w tym przypadku piaszczysto-mułkowa z domieszką drobnego żwiru, pozostaje na granicy plastyczności, powoduje zwiększenie obciążenia warstwy dolnej i powstanie w niej spękań (Anketell i in. 1970, Cegła, Dżułyński 1970, Gradziński i in. 1976). W powstałe w ten sposób szczeliny wdzierają się upłynnione materiały, rozsadzając je i powodując rozdrobnienie warstwy dolnej. Na skutek mniejszego ciężaru objętościowego oderwane okruschy mogą być następnie wypychane ku górze.

Przedstawione dane wskazują na znaczne nawodnienie stropowej części osadów piaszczysto-mułkowych fluwioglacjału oraz spągowej części gliny. Woda porowa przejmowała część obciążenia (Mills 1983), prowadząc do wzrostu upłynnienia w osadzie.



Fot. 3. Krostkowo. Wyraźna przekątna łupliwość w glinie środkowej. W górnej części fotografii: nieregularne wytrącenia piaszczyste



Fot. 4. Krostkowo. Warstwowanie z płynięcia (fałdy izoklinalne) i liczne wytrącenia piaszczyste w środkowej glinie lodowcowej

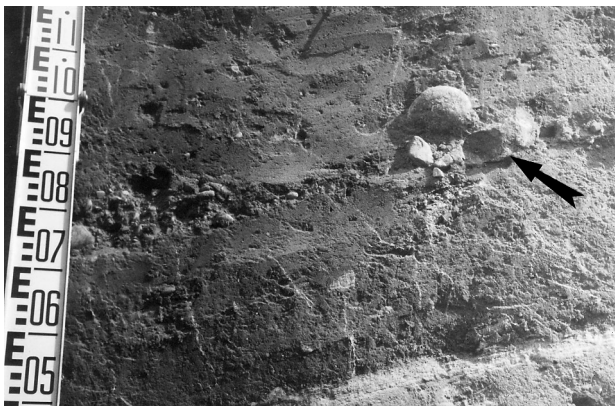


Fot. 5. Krostkowko. Strefa kontaktu górnej gliny lodowcowej z podścielającymi ją piaskami i żwirami. W glinie widoczne bulwiaste struktury z wypełnieniem piaszczysto-żwirowym

Obraz kontaktu gliny z osadami fluwioglacjalnymi zaburzony jest również przez deformacyjne procesy glacitektoniczne, podczas których zwiększony nacisk wywołał wzrost naprężeń w osadzie. Wynikiem tego jest obecnie obserwowany akumulacyjno-egzaracyjny kontakt z wyciśnięciami.

W miarę przesuwania się ku stropowi gliny lodowcowej charakter elementów strukturalnych ulega zmianie. Zaobserwowano niewielkie, kuliste struktury, wypełnione piaskiem drobnym i średnim oraz poziome przewarstwienia również wypełnione piaskiem drobnym i średnim, wykazujące równoległy przebieg do nachylenia dłuższych osi głazików.

W części stropowej gliny górnej występuje bruk kamienisty (ang. *clast pavement*), który dzieli omawiany osad na dwie subfacje gliniaste (fot. 6). Jego przebieg jest równoległy do stropu całego zespołu litofacjalnego (fot. 6). Podobny typ osadów zaobserwował Krüger (1993) w osadach formacji ciągu morenowego lodowca Myrdalsjökull na Islandii. Według tego autora taki bruk kamienisty jest wynikiem koncentracji rumoszu w strefie bazalnego transportu lodowców, gdzie klasty przemieszczane są zazwyczaj w wyniku trakcji w stopie lodowca. Nie stwierdzono w badanym stanowisku, podobnie jak



Fot. 6. Krostkowko. Bruk kamienisty, dzielący górną glinę lodowcową na dwie subfacje gliniaste

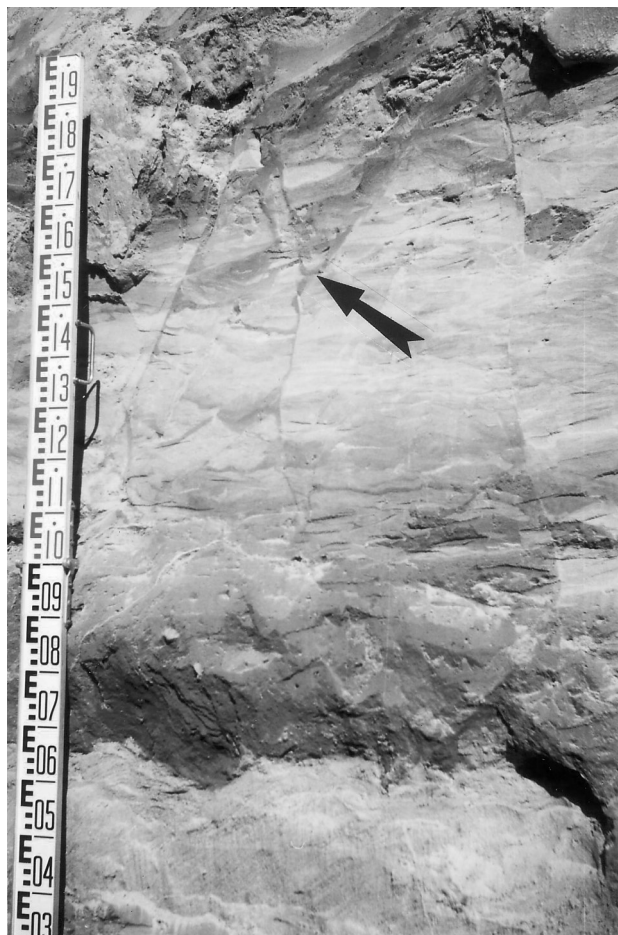
Krüger (1993), dużej ilości klastów mających zarysowania (ang. *striae*) ani klastów ze śladami eolizacji. Podobną genezę tego typu cech strukturalnych w glinach lodowcowych podaje Murray (1994) i Boulton (1976). Konsekwentne grupowanie większych części osadu daje w efekcie nagromadzenia głazów i żwirów, które mogą tworzyć bruk kamienisty wewnątrz osadów (Boulton 1976). Odkładanie większych klastów zachodzi zwłaszcza wtedy, gdy siły tarcia ulegają zwiększeniu. W miejscach, gdzie poprzednio zostały zdeponowane duże części osadu, rozpoczyna się proces tworzenia bruków kamienistych. Depozycja w procesie odkładania pojawia się zwłaszcza wtedy, gdy siły tarcia wynikające z podścielającego podłoża są większe niż lokalne naprężenia ścinające (Murray 1994).

Bruk kamienisty, przykryty gliną lodowcową o miąższości około 0,5–0,7 m, wskazuje na szybką depozycję osadów ze stopy lądolodu, a co za tym idzie – na szybki ruch masy lodowej, który mógł doprowadzić do występujących w tym stanowisku deformacji glacitektonicznych.

Znajdowane w pozycjach szczytowych sekwencji osadów gliniastych subglacjalne gliny z nałożenia traktowane były jako osady uformowane podczas ponownego nasunięcia się mas lodu (Brodzikowski, van Loon 1991).

Struktury deformacyjne: Struktury deformacyjne występują zarówno w glinach lodowcowych, jak i w osadach fluwioglacjalnych. Wszystkie zestawy litofacjalne w odsłonięciu Krostkowko są wyruszone z pierwotnego położenia i zapadają ku N i NNE (ryc. 6.2). Tę sytuację szczególnie wyraźnie widać, jeśli śledzi się przebieg glin. Większość struktur deformacyjnych w mikro- i makroskali występuje w piaszczysto-żwirowych osadach fluwioglacjalnych, zwłaszcza w serii podścielającej dolną glinę (ryc. 1A) oraz między środkową (ryc. 1B) i górną gliną (ryc. 1C). Składają się na nie przede wszystkim sieci uskoków (fot. 7) oraz w znacznie mniejszej ilości i skali odkształcenia postaciowe, czyli fałdy.

Uskoki ze względu na konsekwentnie przeciwstawne zwroty, stały kąt między nimi oraz podobną orientację w płaszczyźnie horyzontalnej uznano, zgodnie z zasadami klasyfikacji Jaroszewskiego (1974) oraz Dadleza i Jaroszewskiego (1994), za uskoki komplementarne. Wśród nich przeważają uskoki odwrócone, o niewielkim zrzucie (od kilku do kilkunastu cm) oraz w znacznie mniejszej ilości uskoki normalne. Uskoki odwrócone charakteryzują się bardzo dużym upadem powierzchni uskokowych, który wynosi średnio 55–65°. Dadlez i Jaroszewski (1994) sugerują, że teoretycznie przewidywane upady powierzchni uskoków odwróconych powinny wynosić 20–30°. Przyjmują oni (Jaroszewski 1974, Dadlez, Jaroszewski 1994), że w przypadku uskoków odwróconych największe naprężenia działają głównie poziomo. Natomiast uskoki normalne są wyni-



Fot. 7. Krostkowo. W osadach fluwioglacjalnych między gliną środkową a górną występuje sieć uskoków komplementarnych, wśród których przeważają uskoki odwrócone o niewielkim zrzucie

kiem działania naprężenia głównego pionowego. Upady uskoków normalnych przy największych wartościach kąta tarcia wewnętrznego powinny zawierać się w granicach 60–70°. Podobne wartości upadów uskoków normalnych (ok. 60°) uzyskano w badanym stanowisku. Pionowa orientacja największego naprężenia oznacza, iż uskoki powstały pod dominującym naciskiem statycznym oraz według Dadleza i Jaroszewskiego (1994) również w wyniku obciążenia grawitacyjnego. Zdeformowana seria osadów przez sieć uskoków normalnych i odwróconych wskazuje na działanie naprężeń głównych (d_1) zarówno w poziomie (w przypadku uskoków odwróconych), jak i w pionie (dla uskoków normalnych). Biegi uskoków porządkują się wzdłuż osi ENE–WSW. Kierunki zapadania są zróżnicowane – część powierzchni uskokowych zapada ku SE, a część ku NW. Ich biegi wykazują nieznaczne odchylenie ku północy względem osi morfologicznej całego kompleksu Dębowej Góry. Oprócz deformacji nieciągłych występują spękania wzdłuż płaszczyzn warstwowania, o mniej więcej poziomym przebiegu. Taki system pęknięć jest podobny do zaobserwowanej przez Rotnickiego (1971) struktury budinażu glacytektonicznego.



Fot. 8. Krostkowo. Powierzchnia ścicia w postaci strefy poślizgu w osadach fluwioglacjalnych między gliną środkową a górną

W osadach fluwioglacjalnych stwierdzono powierzchnie ścicia w postaci stref poślizgu, odróżniające się od otaczających osadów drobniejszym uziarnieniem (fot. 8). Drobne frakcje w strefach poślizgu wynikają z oporu tarcia suwnego i obrotowego, gdyż przy poślizgu strefowym jednej warstwy osadów po drugiej, podczas procesu ścinania, występuje opór nie tylko w powierzchniach ślizgu, lecz także opór wynikający z obrotu ziarn w stosunku do ziarn sąsiednich (Wiłun 1982). Strefie poślizgu towarzyszą zagięcia osadów piaszczystych przewarstwionych mułkami w postaci inicjalnych fałdów wleczeniowych. Ciągłość powierzchni poślizgu została przerwana w wyniku wzrostu nacisku powodującego zwiększenie naprężeń w osadzie i kompaktacji.

Na podstawie przeprowadzonej analizy deformacji nieciągłych oraz wartości biegu i upadu płaszczyzn ślizgu stwierdzono, że oś naprężenia głównego była skierowana z NE ku SW mniej więcej w płaszczyźnie horyzontalnej.

W osadach fluwioglacjalnych pomierzono kierunki odpływu wód, których obraz jest bardzo zróżnicowany. Otrzymano kierunki NE, NW, SE i SW. Mimo na pozór chaotycznych wyników zauważono, że dominującym kierunkiem był odpływ ku SE (43%), trochę mniej licznie reprezentowany był odpływ ku NE (30%), akcesorycznie ku NW (8%) oraz ku SW (19%). Rozrzut otrzymanych kierunków odpływów wód jest efektem zmian glacydynamicznych w osadzie i jego wyruszenia z pierwotnego położenia.

Literatura

- Anketell J.M., Cegła J., Dżułyński S., 1970. On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 40, 1: 3–30.
- Boulton G.S., 1968. Flow tills and related deposits on some Vestspitsbergen glaciers. *Jour. Glaciol.*, 7, 51: 391–412.

- Boulton G.S., 1976. A genetic classification of tills and criteria for distinguishing tills of different origin. W: W. Stankowski (red.), Till – its genesis and diagenesis. Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia, 12: 65–80.
- Boulton G.S., Dent D.L., 1974. The nature and rates of post-depositional changes in recently deposited till from southeast Iceland. *Geogr. Ann.*, 56, A: 121–134.
- Brodzikowski K., von Loon A.J., 1991. Glacigenic sediments. *Developments in Sedimentology*, 49.
- Cegła J., Dżułański S., 1970. Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku perylacjalnym. *Stud. Geogr.*, 13, *Acta Univ. Wratisl.*, 127: 17–42.
- Dadlez R., Jaroszewski W., 1994. *Tektonika. Wydawnictwa Naukowe PAN*, Warszawa.
- Dowdeswell J.A., Sharp M.J., 1986. Characterization of pebble fabrics in modern terrestrial glacigenic sediments. *Sedimentology*, 33: 699–710.
- Ehlers J., Stephan H.J., 1979. Forms at the base of till strata as indicators of ice movement. *Journ. Glaciol.*, 22, 87: 345–356.
- Górska M., 1997. Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenie dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu. Praca doktorska. Zakład Geomorfologii IBCz UAM. Maszynopis.
- Gradziński R., Kostecka A., Radomski A., Unrug R., 1976. *Sedymentologia*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Hicock S.R., Dreimanis A., 1992. Deformation till in the Great lakes region: implications for rapid flow along the south – central margin of the Laurentide Ice Sheet. *Can. J. Earth Sc.*, 29: 1565–1579.
- Jaroszewski W., 1974. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Klatkowa H., 1992. Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geogr. Lodz.*, 63: 39–79.
- Krüger J., 1985. Formation of a push moraine at the margin of Hofdabrekkuajokull, South Iceland. *Geogr. Ann.*, 67, A, 3–4: 199–212.
- Krüger J., 1993. Moraine ridge formation along a stationary ice front in Iceland. *Boreas*, 22: 101–109.
- Lawson D., 1979. Sedimentological analysis of the Matanuska Glacier, Alaska. *CRREL Report*. 79–9.
- Liszkowski J., 1996. Cechy diagnostyczne oraz typowe sekwencje subfacji glin morenowych vistulianu środkowej Wielkopolski. *Geologos*, 1: 159–174.
- Miall A.D., 1973. Glaciofluvial transport and deposition. W: N. Eyles (red.), *Glacial geology: an introduction for engineers and earth scientists*. Pergamon Press, s. 168–183.
- Mills P.C., 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures – a review. *Sediment. Geol.*, 35: 83–104.
- Murray T., 1994. Glacial deformation. W: A. Maltman (red.), *The geological deformation of sediments*. Chapman & Hall, s. 73–94.
- Rotnicki K., 1971. Struktura deformacji w strefie wtórnego kontaktu łusek glacitektonicznych w Winiarach koło Kalisza. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, 24: 199–236.
- Ruszczyńska-Szejnajt H., 1998. Struktura glin lodowcowych jako istotny wskaźnik ich genezy. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.), *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*, Wyd. Geogr. i St. Regional., UW, Warszawa, s. 13–40.
- Shaw J., 1971. Mechanism of till deposition related to thermal conditions in a pleistocene glacier. *Journ. Glaciol.*, 10, 60: 363–373.
- Stankowski W., 1996. Podstawowe facje glin morenowych oraz kryteria ich wyróżniania. *Geologos*, 1: 149–157.
- Wiłun Z., 1982. *Zarys geotechniki*. Wyd. Kom. Łącz., Warszawa.
- Zieliński T., 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Nauk. Univ. Śląsk.*, 1325.
- Zieliński T., 1993. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. *Prace Nauk. Univ. Śląsk.*, 1398.

Sytuacja morfologiczna i geologiczna teras w Żuławce Małej koło Osieka nad Notecią

Bolesław Nowaczyk

*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań
e-mail: geomorf@man.poznan.pl*

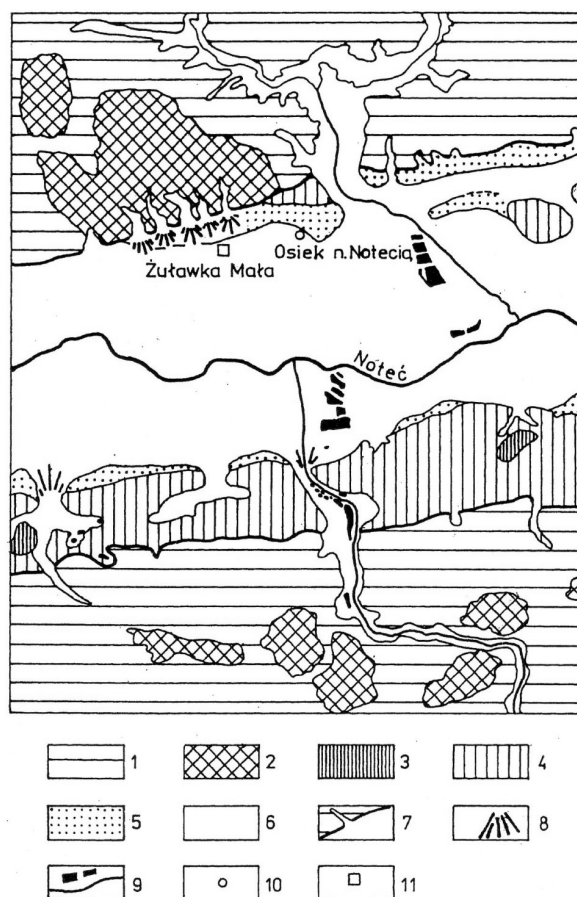
Abstract: In the study the morphology of Noteć-Warta Parolina (streamway) in the vicinity of Osiek upon Noteć and lithology of floodplain nearby the archaeological site in Żuławka Mała are presented. The genesis of identified forms is also shown. The attempt of the age determination of the flooded dune in floodplain biogenic deposits is given.

Key words: streamway (Pradolina), terrace, dune, sands, peat, detritus gyttja, calciferous gyttja, archaeological site

Wstęp

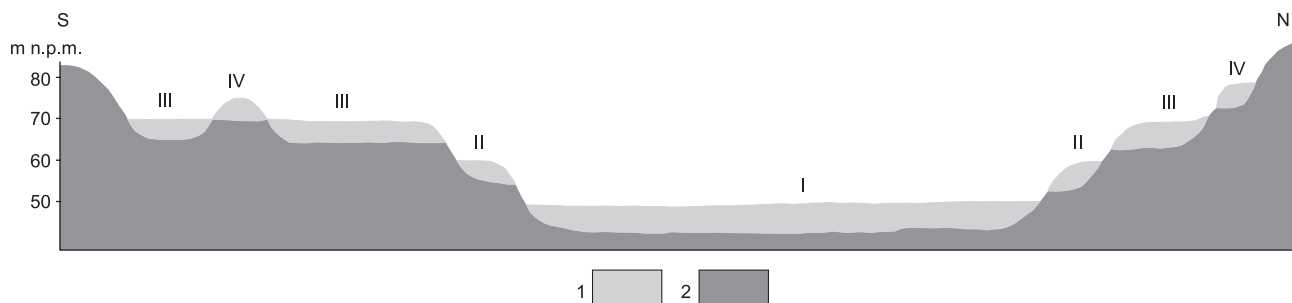
Od wielu lat w różnych punktach Polski prowadzi się interdyscyplinarne badania stanowisk archeologicznych (Niewiarowski 1995, Nowaczyk 2008 i in.). Pozwalają one pełniej zinterpretować ich powstanie i funkcjonowanie. W skład zespołów badawczych wchodzi przedstawiciele kilku dyscyplin naukowych, w tym także geomorfolodzy. Przykładem sposobu rozpoznania obiektu archeologicznego i jego najbliższego otoczenia jest też stanowisko w Żuławce Małej koło Osieka n. Notecią (Krapiec i in. 1996). Badania tego typu prowadzone na potrzeby innej dyscypliny badawczej stanowią często impuls do rozwiązywania problemów geomorfologicznych. Przyczyniły się one w tym przypadku do wyjaśnienia genezy wału w sąsiedztwie stanowiska. Leży ono w zachodniej części wsi usytuowanej w obrębie odcinka wyrzyskiego Pradoliny Noteci-Warty (Toruńsko-Eberswaldzkiej).

Ten fragment pradoliny był już przedmiotem badań geologicznych (Gadomska 1957) i geomorfologicznych (Kozarski, Szupryczyński 1958, Kozarski 1962a). Kozarski (1962a) lokuje go między Nakłem n. Notecią na wschodzie a zwężeniem pradoliny w okolicy Dziembowa na zachodzie. Jego szerokość waha się od 3 do 10 km, a głębokość od przylegającej wysoczyzny do dna dochodzi do 40 m. Jest formą o stromych zboczach, wyraźnie rysującą się w rzeźbie z systemem poziomów terasowych. Wymienieni wyżej badacze wyróżniają w odcinku wyrzyskim 4 poziomy terasowe (ryc. 1). Terasa górna (IV) występuje w postaci strzępów wystających ponad terasę środkową



Ryc. 1. Szkic geomorfologiczny okolic Osieka nad Notecią według Kozarskiego i Szupryczyńskiego (1958)

1 – morena denną płaską i falistą, 2 – morena czołowa, 3 – terasa górna (IV), 4 – terasa środkowa (III), 5 – terasa dolna (II), 6 – terasa zalewowa, 7 – dolinki erozyjno-denudacyjne, 8 – stożki napływowe, 9 – sieć hydrograficzna, 10 – miejscowości, 11 – lokalizacja stanowiska archeologicznego 1 w Żuławce Małej



Ryc. 2. Schematyczny profil morfologiczny przez pradolinę w odcinku wyrzyskim według Kozarskiego (1962a)
1 – pokrywy akumulacyjne – rzeczne, eoliczne, biogeniczne, 2 – podłoże, I – terasa zalewowa, II – terasa dolna, III – terasa środkowa, IV – terasa górna

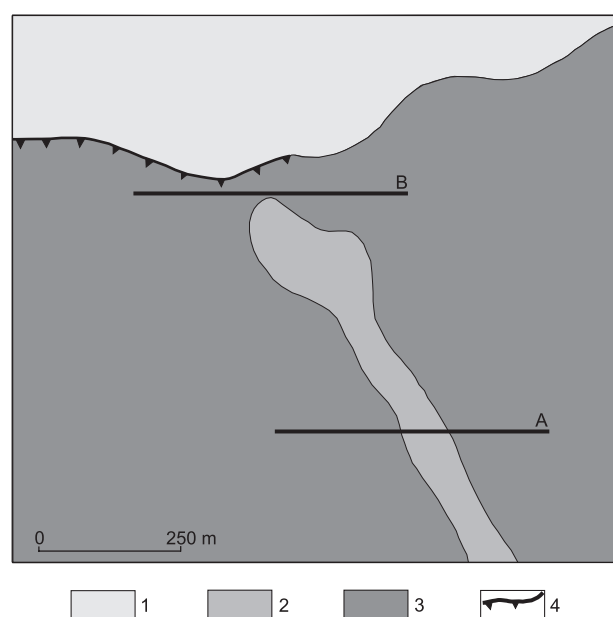
(III) ciągnącą się pasem o szerokości od 1,5 do 5 km, prawie wyłącznie wzdłuż południowego odcinka pradoliny. Niewielka półka tej terasy znajduje się na północ od Osieka n. Notecią oraz w obrębie dna pradoliny na wschód od wymienionej miejscowości. Wąskie listwy kolejnej terasy – nazywanej dolną (II) – obserwujemy wzdłuż terasy III w części południowej analizowanej formy oraz wzdłuż północnej jej krawędzi. Największe powierzchnie zajmuje terasa zalewowa (I). Jej szerokość zmienia się w przedziale od 1,5 do 7,5 km. Terasa górna (IV) w odcinku wyrzyskim leży na wysokości 77–79 m n.p.m. (ryc. 2), terasa środkowa (III) 70–60 m n.p.m., terasa dolna (II) 60–55 m n.p.m., a terasa zalewowa osiąga wysokości 55–50 m n.p.m. (Kozarski, Szupryczyński 1958, Kozarski 1962a). Terasy te tylko w nielicznych miejscach mają charakter form erozyjnych. W większości są terasami erozyjno-akumulacyjnymi lub akumulacyjnymi.

Morfologia i litologia stanowiska archeologicznego i jego sąsiedztwa

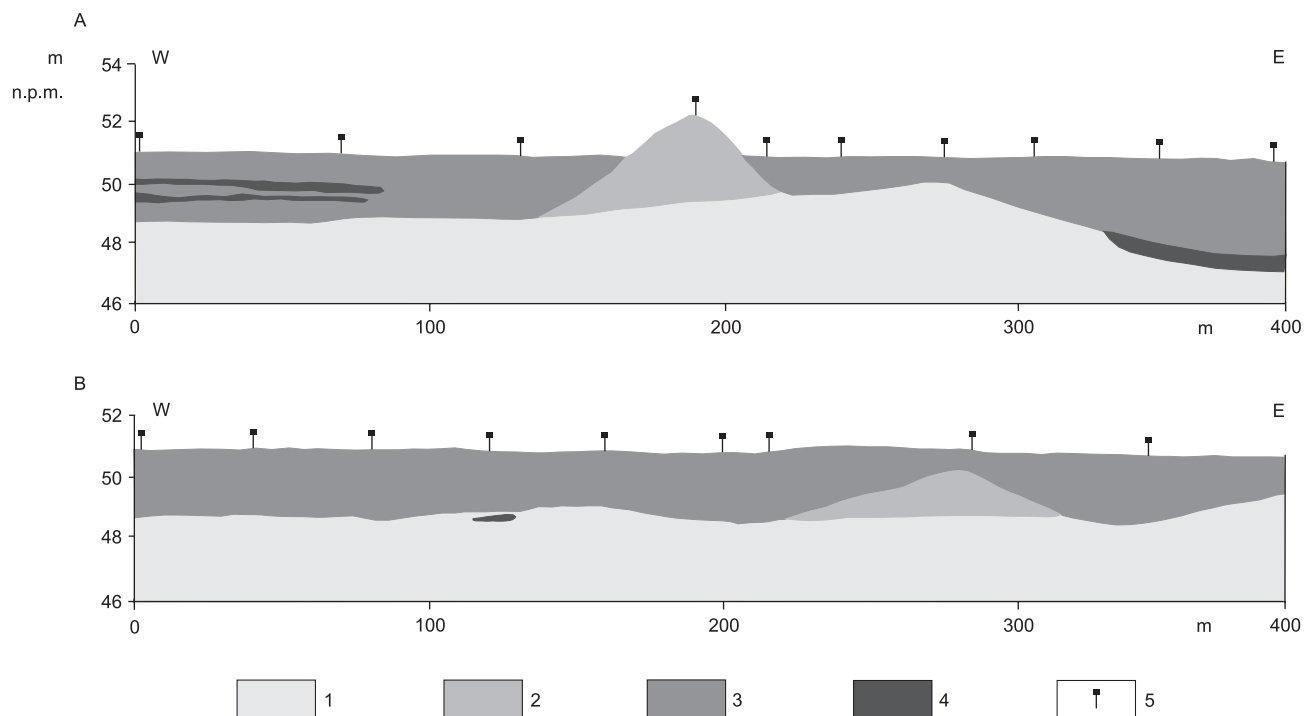
W najbliższej okolicy stanowiska archeologicznego w Żuławce Małej zauważamy tylko dwie terasy (ryc. 1): dolną (II) i zalewową (I). Do północnego zbocza pradoliny przylega wąska półka terasy dolnej o szerokości kilkuset metrów. Jej powierzchnia leży na wysokości około 55 m n.p.m. Nadbudowana jest stożkami napływowymi usytuowanymi u wylotu dolinek erozyjno-denudacyjnych (ryc. 1), rozcinających krawędź pradoliny i ciąg moren czołowych oscylacji wyrzyskiej (Kozarski 1962a). W związku z tym powierzchnia terasy jest pofalowana. Jest ona oddzielona od terasy zalewowej mniej lub bardziej wyraźną krawędzią o różnej wysokości. Drugi z wyróżnionych tutaj poziomów leży na wysokości około 51 m n.p.m. i konsekwentnie obniża się w kierunku zachodnim. Stanowi on obecne dno doliny Noteci. W powierzchni tej terasy w niektórych miejscach zaznaczają się słabo zauważalne obniżenia, które można uznać za fragmenty dawnych koryt Noteci. Wyraźniejszym elementem jej rzeźby jest południkowo zorientowany wał (ryc. 3) ciągnący się od Żuławki Małej do

Żuławki i dalej w kierunku Noteci. Jego wysokość wynosi od kilkudziesięciu centymetrów do około 1,5 m. Wał ten osiąga szerokość kilkudziesięciu metrów. W części północnej rośnie ona do 150 m. Jego morfologia jest tutaj zmieniona przez współczesnego człowieka, który wykonał nasypy drogowe i głębokie rowy melioracyjne oraz stawy. Te prace doprowadziły do odkrycia fragmentów konstrukcji prahistorycznych i rozpoczęcia eksploracji stanowiska (Rola 1993). Zabytki znajdowano na powierzchni około 5 ha na terasie dolnej i zalewowej oraz północnej części południkowo zorientowanego wału.

W obrębie stanowiska i przylegającego do niego obszaru wykonano badania, których celem było rozpoznanie litologii terasy zalewowej oraz określenie genezy południkowo przebiegającego wału. W związku z tym wykonano 21 wierceń świdrem torfowym typu Instorf oraz świdrem do osadów mineralnych wzdłuż dwóch linii profilowych (ryc. 4). Analiza przekrojów geologicznych wykazuje, że w ich dolnych częściach zalegają piaski drobnoziarniste z domieszką mułku i piasków średnioziarnistych złożone



Ryc. 3. Mapa geomorfologiczna okolic stanowiska archeologicznego 1 w Żuławce Małej
1 – terasa dolna (II), 2 – wydma, 3 – terasa zalewowa (I), 4 – wyraźna krawędź terasy, 5 – linie przekrojów geologicznych



Ryc. 4. Przekroje geologiczne w sąsiedztwie stanowiska archeologicznego 1 w Żuławce Małej
1 – piaski rzeczne, 2 – piaski eoliczne, 3 – gytia detrytusowa i wapienna, 4 – torf, 5 – lokalizacja odwiertów

w środowisku fluwialnym. W kilku miejscach stwierdzono w ich stropie soczewki łu. W stropie osadów fluwialnych zaznaczają się płytkie zagłębienia. W jednym z nich bezpośrednio na piaskach zalega gytia detrytusowa z pojedynczymi fragmentami malakofauny. W partii brzegowej zagłębienia jest ona minimalnie spiaszczona. Na gytii oraz piaskach fluwialnych spoczywa warstwa torfu o zmiennej miąższości. W zachodniej części profilu A (ryc. 4) wśród torfu występują cienkie przewarstwienia gytii wapiennej z malakofauną oraz cienkie warstewki łu. Miąższość osadów biogenicznych jest zróżnicowana i wynosi od 60 do 380 cm. Ponad torfy wystaje wał zbudowany z piasków drobnoziarnistych o cechach piasków eolicznych. Nie zauważa się w nich domieszki frakcji mułkowej. Oprócz uziarnienia o eolicznej genezie tej formy świadczą inne cechy, które opisane będą poniżej.

Gadomska (1957) na przekrojach zorientowanych prostopadle do osi pradoliny, zlokalizowanych w okolicy Osieka n. Notecią i Krostkowa, znaczy w ich stropie warstwę torfu o miąższości do 5 m. Wśród tych torfów lub pod nimi występują w kilku miejscach również cienkie soczewki gytii.

Rozwój zdarzeń geomorfologicznych

Kozarski (1962a), analizując rozwój Pradoliny Noteci-Warty, wyróżnia okresy, w których decydujące znaczenie miała erozja wgłębna, i okresy o przewadze erozji bocznej i akumulacji. Procesy erozji wgłębnej przypadały na cieplejsze okresy interstadialne –

mazurski (w ostatnim swoim opracowaniu Kozarski (1995) ten interstadialny nazywa kamion), bølling i allerød, natomiast erozji bocznej i akumulacji na fazę pomorską, najstarszy dryas, starszy dryas i młodszy dryas. W holocenie przebiegała akumulacja torfów zapoczątkowana w młodszym dryasie.

Opierając się na stwierdzeniach Kozarskiego (1962a) możemy przypuszczać, że Notec w allerødzie wcięła się na dość znaczną głębokość w terasę dolną (II). Powstała terasa zalewowa (I) na poziomie niższym o kilka metrów od obecnego. W młodszym dryasie w wyniku erozji bocznej zniszczona została większość terasy dolnej (II) i w związku z tym doszło do zwiększenia zasięgu terasy zalewowej (I). Surowe warunki klimatyczne panujące w tym interstadiu (Kozarski 1962b, Wasylkowa 1964, Rotnicki i in. 1970, Nowaczyk 1986, 2002) oraz uziarnienie materiału budującego terasę sprzyjały rozwojowi procesów eolicznych. Doprowadziły one do usypania wału wydmowego, którego fragment obserwujemy w Żuławce Małej. O takiej genezie badanego wału świadczą: 1. uziarnienie osadów tworzących rozpatrywany wał podobne do piasków budujących inne wydmy; 2. asymetria stoków charakterystyczna dla tego typu form wyraźnie widoczna na załączonym przekroju (ryc. 4); 3. południkowa orientacja wału na długim odcinku dająca się wytłumaczyć tylko procesami eolicznymi – żaden z procesów środowiska fluwialnego nie mógł utworzyć formy o takim przebiegu. Wydmy z tego okresu znane są i opisane lub zaznaczone na mapie geomorfologicznej z innych części Pradoliny Noteci-Warty (Szuprzyckiński 1959, Kozarski 1962b, Nowaczyk 1986).

Po utworzeniu wydmy rozpoczął się proces sedymentacji torfu na znacznych przestrzeniach dna Noteci, prowadzący do podnoszenia wysokości bezwzględnej terasy zalewowej (I).

W kilku miejscach pradoliny oprócz opisanego stanowiska z Żuławki Małej, Wodziczko (1948), Gadowska (1957) i Przybylski (1961) stwierdzali wśród torfów warstewki gytii świadczące o okresowym występowaniu warunków do sedymentacji tego typu osadów, a więc zbiorników jeziornych.

Literatura

- Gadowska S., 1957. Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe doliny Noteci w okolicy Krostkowa i Osieka nad Notecią koło Wyrzyska. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 118: 371–401.
- Kozarski S., 1962a. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 2, 3.
- Kozarski S., 1962b. Wydmy w pradolinie Noteci koło Czarnkowa. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 9: 37–50.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka→10 ka BP). *Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN. Dokumentacja Geograficzna*, 1.
- Kozarski S., Szupryczyński J., 1958. Terasy pradoliny Noteci między Nakłem a Milczem. *Przegląd Geograficzny*, 30, 4: 671–684.
- Krapiec M., Makowiecki D., Michczyńska A., Nowaczyk B., Pazdur A., Pazdur M.F., Polcynowie J.M., Stępiak T., Suchorska-Rola M., Rola J., 1996. Drugi sezon interdyscyplinarnych badań na stan. 1 w Żuławce Małej, gm. Wyrzysk, woj. pilskie (1993). *Wielkopolskie Sprawozdania Archeologiczne*, 4: 23–57.
- Niewiarowski W., 1995. Osady denne Jeziora Biskupińskiego i osady bagienno-jeziorne z zanikłych (zarośniętych) jego części. W: W. Niewiarowski (red.), *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*. Oficyna Wydawnicza „Turpress”, Toruń, s. 121–146.
- Nowaczyk B., 1986. Wiek wydmy, ich cechy granulometryczne i strukturalne a schemat cyrkulacji atmosferycznej w Polsce w późnym vistulianie i holocenie. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. A. Mickiewicza, seria Geografia*, 28: 245.
- Nowaczyk B., 2002. Litologiczny i morfologiczny zapis działalności wiatru w Polsce w ostatnich 30 tysiącach lat. *Czasopismo Geograficzne*, 73, 4: 275–311.
- Nowaczyk B., 2008. Changes in natural environment in the vicinity of Osłonki (Kujawy, Central Poland) in the light of geological and geomorphological investigations. *Folia Quaternaria*, 78: 7–31.
- Przybylski T., 1961. Późny glacjał w Pradolinie Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 8: 57–90.
- Rola J., 1993. Wstępne wyniki interwencyjnych badań wykopaliskowych na wielokulturowej osadzie „typu mokrego” w Żuławce Małej, gm. Wyrzysk, woj. pilskie, stan. 1. *Wielkopolskie Sprawozdania Archeologiczne*, 2: 7–15.
- Rotnicki K., 1970. Główne problemy wydmy śródlądowych w Polsce w świetle badań wydmy w Węglowicach. *Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej*, 11, 2.
- Szupryczyński J., 1959. Mapa geomorfologiczna Polski, arkusz Szamocin w skali 1:50 000. *Instytut Geografii PAN*.
- Wasylikowa K., 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny*, 13: 261–376.
- Wodziczko A., 1948. Materiały do stratygrafii i analizy pyłkowej osadów w pradolinie Noteci. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, 1: 129–153.

Pradolina Toruńsko-Eberswaldzka drogą przemieszczania się społeczności prahistorycznej

Jarosław Rola

*Muzeum Okręgowe im. Stanisława Staszica, ul. Browarna 7, 64-920 Piła
e-mail: jrola@muzeum.pila.pl*

Abstract: The subject of this elaboration is an analysis of distribution of archaeological objects in Toruń-Eberswalde Pradolina between Nakło upon Notec and Czarnków from the neolithic period to the Middle Ages, and even to modern history. It was indicated that the Pradolina did not constitute the communication barrier.

Key words: archaeological sites, archaeological object, Pradolina, communication barrier, the neolithic period, the Middle Ages, settlement

Najbardziej wyrazistą – pod każdym względem – jednostką geomorfologiczną powiatu pilskiego jest Dolina Środkowej Noteci. Położona między Nakłem nad Notecią a Czarnkowem jest fragmentem Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, a równocześnie – poza terenem gminy Ujście – stanowi południową granicę tego powiatu.

Od drugiej połowy XIX w. obszar Doliny Środkowej Noteci i jej obrzeża stał się areną coraz liczniej dokonywanych, a z czasem także dokumentowanych odkryć przypadkowych (np. Ausstellung 1909), zaś w ostatnich dziesięcioleciach XX w. także systematycznych badań archeologicznych (Rola 2009 i cytowana tam literatura). W ich rezultacie w obrębie doliny Noteci oraz na jej bezpośrednim zapleczu czytelna stała się koncentracja stanowisk archeologicznych, co najmniej od neolitu do średniowiecza włącznie.

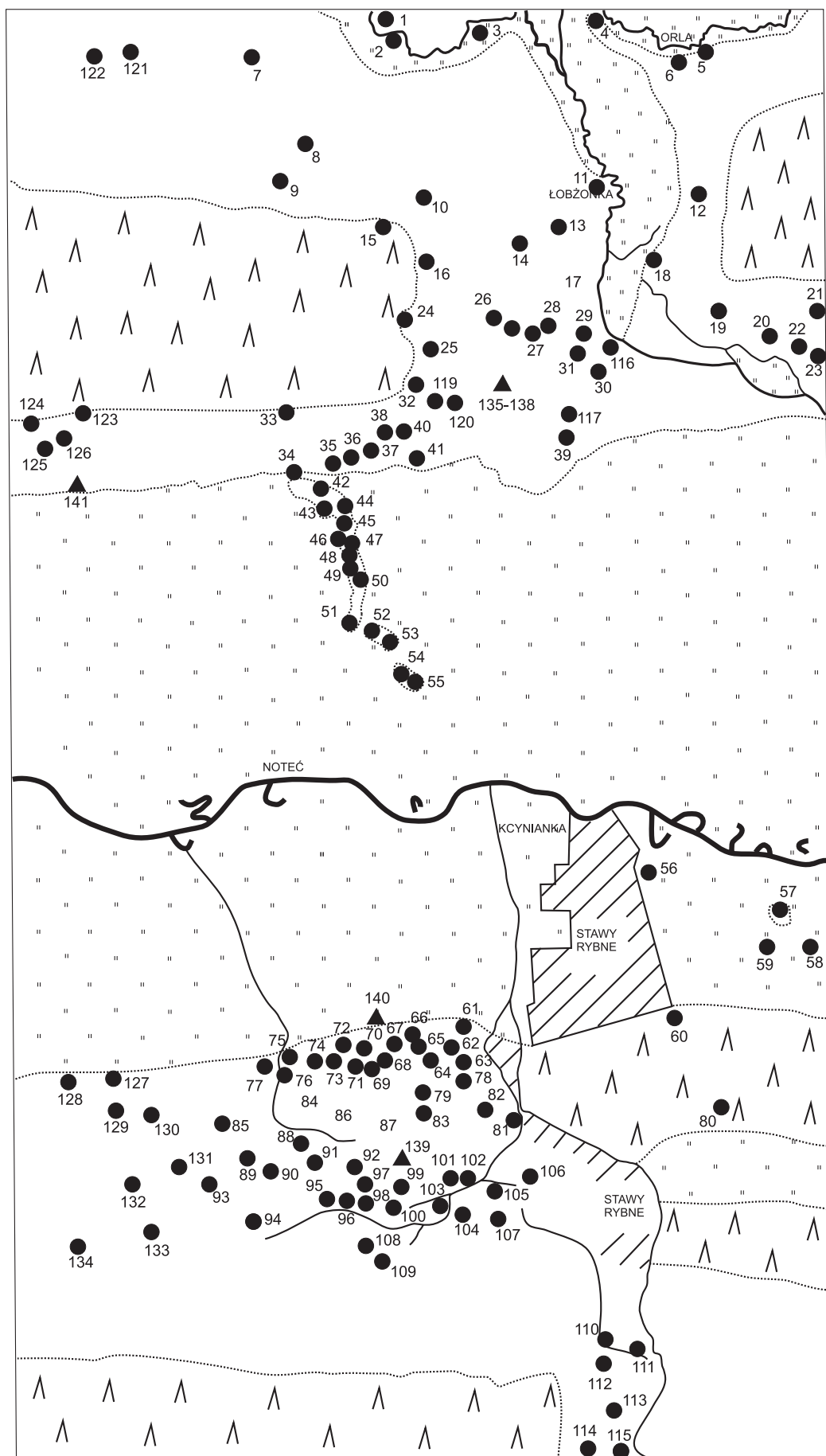
W tej sytuacji naturalne staje się pytanie o przyczyny tak konsekwentnego zainteresowania osadniczego tym terenem w ciągu ostatnich – co najmniej – 7 tys. lat. Na pewno nie ma na nie jednej odpowiedzi, zdecydował o tym splot różnych czynników. Poniżej scharakteryzowane zostaną dwa z nich – najistotniejsze zdaniem autora niniejszego tekstu.

Pierwszym jest podnoszona wielokrotnie w literaturze georóżnorodność tego terenu (np. Owsiany, Ratajczak-Szczerba 2010 i cytowana tam literatura). Dzięki niej dogodne warunki dla funkcjonowania i rozwoju znajdowały społeczności charakteryzujące się bardzo zróżnicowanymi strategiami adaptacji

środowiskowej – od ściśle wyspecjalizowanych wczesnoneolitycznych rolników, po czerpiącą pełnymi garściami z otaczającego środowiska ludność kultury łużyckiej czy czasów wczesnego średniowiecza.

Badania archeologiczne prowadzone w rejonie nadnoteckiej przeprawy w Żuławce Małej dostarczyły dwóch wartych przywołania przykładów na sposób gospodarczego wykorzystywania georóżnorodności doliny Noteci w późnym neolicie. Pierwszy z nich związany jest ze społecznością tak zwanej kultury amfor kulistych. Po obu stronach Noteci funkcjonowały tu dwa skupiska ludności tej kultury. Tworzyły one jeden mikroregion osadniczy (względnie stanowiły wspólną część nieco większej grupy mikroregionalnej). Obie grupy, eksploatując dwa różne ekosystemy (na południu bardziej suchy, na podłożu piasków i żwirów, zaś na północy o środowisku wilgotnym, na podłożu ciężkich glin), ściśle ze sobą współpracowały i uzupełniały się wzajemnie. Można przypuszczać, że oprócz kooperacji w zakresie ewentualnej obrony czy konserwacji technicznych zabezpieczeń przeprawy (ryc. 1) współpraca dotyczyła sfery gospodarczej. W przypadku tej ostatniej dochodziło do lokalnej wymiany nadwyżek żywnościowych, być może także surowców i paszy (Rola 2009).

Georóżnorodność tych terenów została wykorzystana również w kontaktach między społecznościami reprezentującymi różne kultury i strategie gospodarcze. W drugiej połowie III tys. BC wyniki badań wskazują na współegzystencję społeczności osiad-



Ryc. 1. Etap badań reliktów konstrukcji przeprawowej ludności kultury amfor kulistych w Żuławce Małej

łych (kultury amfor kulistych) i mobilnych (kultura ceramiki sznurowej). Ich funkcjonowanie nastawione było na eksploatację odmiennych ekosystemów. Trudno obecnie rozstrzygnąć, czy owa współegzystencja polegała na równoprawnej koegzystencji, czy sprowadzała się do jakichś form eksploatacji słabszego partnera, niemniej w ciągu kilku zapewne pokoleń społeczności kultury amfor kulistych uległy akulturacji i znalazły się w szerokim nurcie kultury ceramiki sznurowej (Rola 2009). Podobne relacje zachodziły zapewne także wcześniej, pomiędzy społecznościami kultur pucharów lejkowatych i amfor kulistych. W ich efekcie dochodziło tu (na przykład w okolicach Białosłiwia) do powstawania ugrupowań swego rodzaju hybrydowych, łączących obie te tradycje (np. Rączkowski 1987).

Drugim czynnikiem, który przyczynił się do obserwowanej na omawianym obszarze koncentracji osadniczej, była funkcjonująca tu – co najmniej od neolitu – sieć szlaków komunikacyjno-handlowych. Powstała ona w oparciu o naturalną drożność tego terenu, której podstawą była dolina Noteci z jej równoleżnikowym przebiegiem i wyraźnie zarysowaną formą. Na przedmiotowym odcinku, leżącym w granicach powiatu pilskiego, preferowana była jej wyraźnie zarysowana północna strona.

Tę naturalną drożność pierwsze dostrzegły społeczności paleolitu schyłkowego i mezolitu, natomiast stałą osią kontaktów i komunikacji stała się ona już w neolicie, za sprawą wczesnoneolitycznych społeczności tak zwanego cyklu wstęgowego. W VI i V tys. BC utworzyły one wzdłuż doliny Noteci szlak, za którego pośrednictwem utrzymywały kontakty główne niżowe centra osadnicze tego okresu: kujawski, pyrzycki oraz – najogólniej mówiąc – środkowo-niemiecki (np. Grygiel 2008 i cytowana tam literatura). Śladem tych relacji są „wstęgowe” enklawy osadnicze, których (w różnym stopniu rozpoznane) ślady odkryto jak dotąd w Żuławce Małej, w rejonie Białosłiwia Otylina – Białosłiwia – Grabionnej (Rączkowski 1987, Rola 2009) oraz Wysokiej. Utrwalony wówczas szlak komunikacyjno-handlowy przetrwał przez następne tysiąclecia. Jego znaczenie w sieci ponadregionalnej wymiany sygnalizują pojedyncze odkrycia o bardzo egzotycznym pochodzeniu, np. fragment paciorka szklanego, pochodzącego z Mezopotamii, z połowy III tys. BC, odkrytego w Żuławce Małej (najstarszy, najdalej na zachód znaleziony zabytek szklany z tego okresu; Rola 2009), czy skarb złotych ozdób z III okresu epoki brązu pochodzenia siedmiogrodzkiego, znalezione w Kaczorach (np. Kostrzewski 1923 i cytowana tam literatura). Z kontrolą tego szlaku, jak również funkcjonujących wówczas przepraw przez dolinę Noteci miały związek wczesnośredniowieczne grodziska w: Wyrzysku, Smogulcu, Wolsku (fot. 1), Miasteczku Krajeńskim oraz oczywiście w Ujściu. Ogromne, choć obecnie słabo jeszcze rozpoznane znaczenie miała

także leżąca na tej trasie przeprawa przez dolną Gwdę na wysokości Piły Kaliny–Motylewa. Wśród wymienionych wyżej grodzisk uwagę zwraca położone w Wolsku. Zlokalizowane na krawędzi doliny Noteci miało nieregularnie owalny kształt i powierzchnię sięgającą blisko 2 ha. Poza stroną południową, która z racji ukształtowania terenu nie wymagała budowy znaczących umocnień, wały grodu osiagają nawet 15 m wysokości (np. Kowalenko 1938). Niewielki zakres prac archeologicznych, ograniczony do wykopów sondażowych, nie pozwala na ścisłe datowanie czy wpisanie tego stanowiska we wczesnośredniowieczną sieć osadniczą tego terenu. Najprawdopodobniej apogeum znaczenia grodziska przypadło na drugą połowę XI w., zaś kres istnienia przyniosła jedna z wypraw Bolesława Krzywoustego na Pomorze na przełomie XI i XII w. Miejsce to była penetrowane przez – wyposażonych w detektory metali – poszukiwaczy skarbów. Obok postępującej dewastacji stanowiska rezultatem ich poszukiwań jest jedenaście monet z drugiej połowy XI w. (tzw. denary krzyżowe oraz jedna moneta czeska), które znajdują się obecnie w zbiorach Muzeum Okręgowego w Pile.

Z racji swej wąskiej specjalizacji gospodarczej, społeczności cyklu wstęgowego niezmiennie zajmowały obszary o ciężkich, żyznych glebach. Siłą więc rzeczy nie stworzyły na omawianym obszarze gęstej sieci osadniczej. Niemniej jednak w oparciu o liczne



Fot. 1. Zdjęcie lotnicze grodziska w Wolsku

jeszcze wtedy lokalne przeprawy (na podstawie badania w rejonie Żuławki Małej wiadomo, że ówczesny poziom terasy dennej leżał około 1,5–2 m poniżej obecnego) podejmowane były wyprawy na południową stronę doliny. Świadczy o tym szereg odkrytych tam „wstępowych” narzędzi kamiennych (Smoczyńska 1953).

Wbrew do dziś powtarzanym opiniom dolina Noteci nigdy nie stanowiła bariery komunikacyjnej (w pewnych okresach była natomiast granicą kulturową, polityczną czy mentalną). Wraz z przekroczeniem barier ekologicznych przez społeczności środkowego i późnego neolitu – identyfikowane z kulturami pucharów lejkowatych i amfor kulistych – znacząco wzrosła gęstość sieci osadniczej (fot. 2). W ślad za tym na interesującym nas odcinku doliny Noteci doszło do ostatecznego ukształtowania i ustabilizowania sieci drożności. W jej obrębie najbardziej newralgiczne były rejonu przeprawowe. Równocześnie jednak miejsca te raz wybrane stawały się najbardziej stabilnymi punktami sieci szlaków – najbardziej trwałymi elementami krajobrazu kulturowego (Rola 2008, 2009, 2011). Były one niezmiennie wykorzystywane w kolejnych okresach chronologicznych, do średniowiecza i nowożytności włącznie.

Na leżącym w obrębie powiatu pilskiego odcinku doliny Noteci wyróżniają się dwie przeprawy: leżące w rejonie Ujścia–Nietuszkowa (fot. 3) oraz Żuławki Małej–Osieka n. Notecią. W obu przypadkach lokalizacja jest nieprzypadkowa i związana z wykorzystaniem pól wydmy i wałów wydmy w charakterze naturalnych pomostów komunikacyjnych (poruszone: Krapiec i in. 1996, Owsiany, Ratajczak-Szczerba 2010). W oparciu o te formy, uzupełniane w razie potrzeby drewniano-ziemnymi konstrukcjami przeprawowymi (Rola 2009), powstały stabilnie wykorzystywane przeprawy. Wokół nich rozwinęły się silne skupiska osadnicze, wyraźnie zaznaczone we wszystkich okresach chronologicznych. Szczególną, trudną jeszcze obecnie do precyzyjnego

wyjaśnienia dynamiką przemian osadniczych charakteryzuje się strefa przeprawowa Żuławki Małej–Osieka n. Notecią. Przebiegający poprzez dolinę Noteci szlak komunikacyjny od paleolitu schyłkowego do końca epoki brązu przebiegał konsekwentnie i niezmiennie wałem wydmy, na którego północnym wierzchołku zlokalizowana jest Żuławka Mała. Z przyczyn trudnych obecnie do jednoznacznego wytłumaczenia z końcem epoki brązu – a na tych terenach także ze schyłkiem funkcjonowania kultury lużyckiej – strefa ta została całkowicie porzucona. Kolejna faza zasiedlenia tego miejsca nastąpiła dopiero w początkach XIX w., w ramach tak zwanego osadnictwa fryderycjańskiego! Porzucenie rejonu Żuławki Małej nie zakończyło funkcjonowania omawianej strefy przeprawowej. Od początków epoki żelaza jej północny przyczółek przeniesiony został o kilka kilometrów na wschód i znalazł się na terenie dzisiejszego Osieka n. Notecią. Jego obecność manifestuje się w postaci bardzo wyraźnej koncentracji stanowisk archeologicznych, obejmującej relikty osadnictwa ludności okresu halsztackiego, lateńskiego, wpływów rzymskich (zarówno kultury wielbarskiej, jak i przeworskiej), wędrowek ludów, wczesnego i późnego średniowiecza oraz okresu nowożytnego. W rezultacie dynamicznej rozbudowy Osieka od lat 70. ubiegłego wieku spora część stanowisk została bezpowrotnie zniszczona (informacje o znaleziskach w wykopach budowlanych mają bardzo nieoficjalny charakter), niemniej jednak doszło tu do bardzo znaczącego odkrycia. Na terenie dzisiejszego Muzeum Kultury Ludowej, na powierzchni nie mniejszej niż około 4–5 ha, zidentyfikowano relikty ciepłarni cmentarzyska. W rezultacie badań wykopaliskowych, prowadzonych w latach 1972–1977 (przez pracowników Muzeum Okręgowego w Bydgoszczy), na powierzchni około 1 ha odkryto około 450 grobów oraz blisko 200 różnych palenisk. Groby i towarzyszące im obiekty były pozostałościami co najmniej czterech nekropoli, wykorzystywanych od okresu halsztackiego do okresu wędrowek ludów (np. Skorupka 2006 i cytowana tam literatura). Niestety, z



Fot. 2. Koncentracja stanowisk archeologicznych z neolitu i wczesnej epoki brązu w rejonie strefy przeprawowej w Żuławce Małej



Fot. 3. Relikty przeprawy przez Noteć na wysokości Nietuszkowa – Dziembówka

trudnych do zrozumienia powodów szczegółowe rezultaty badań nie zostały dotąd opublikowane.

Poza dość dobrze rozpoznaną wyżej wymienioną strefą niezwykle obiecująco rysuje się perspektywa badań węzła komunikacyjnego znajdującego się w sąsiedztwie przepraw w rejonie Ujścia–Nietuszkowa i Piły Kaliny–Motylewa, zwłaszcza w świetle znalezisk z okresu wpływów rzymskich (np. skarb ok. 5000 srebrnych antoninianów z Piły–Leszkowa; Ciołek 2006), w tym licznie ostatnio ujawnianych odkryć przypadkowych.

Georóżnorodność doliny Noteci, na jej odcinku leżącym w granicach powiatu pilskiego, nie pozostała niezauważona przez bytujące tu społeczności pradziejowe, średniowieczne i wczesnonowożytnie. Zaobserwowana korelacja pozwala optymistycznie oceniać perspektywy interdyscyplinarnych badań łączących specjalizacje naukowe ukierunkowane na rozpoznanie przyrodniczych aspektów wspomnianej wyżej georóżnorodności Nadnotecia oraz archeologii.

Literatura

- Ausstellung., 1909. Ausstellung im Kaiser Friedrich-Museum Vor- und Frühgeschichtliche Altertümer aus dem Gebiet der Provinz Posen. Posen.
- Ciołek R., 2006. Skarb antoninianów z Piły: skarb, kasa legionowa, czy annua munera. W: H. Machajewski, J. Rola (red.), Pradolina Noteci na tle pradziejowych i wczesnośredniowiecznych szlaków handlowych, Poznań, s. 245–251.
- Grygiel R., 2008. Neolit i początki epoki brązu w rejonie Brześcia Kujawskiego i Osłonek. T. II, cz. 3. Środkowy neolit. Grupa brzesko-kujawska kultury lendzielskiej. Łódź.
- Kostrzewski J., 1923. Wielkopolska w czasach przedhistorycznych. Poznań.
- Kowalenko W., 1938. Grody i osadnictwo grodowe Wielkopolski wczesnohistorycznej. Poznań.
- Krąpiec M., Makowiecki D., Michczyński A., Nowaczyk B., Pazdur A., Pazdur M.F., Polcynowie I. i M., Stępnik T., Suchorska-Rola M., Rola J., 1996. Drugi sezon interdyscyplinarnych badań na stan. 1 w Żuławce Małej, gm. Wyrzysk, woj. pilskie (1993) Wielkopolskie Sprawozdania Archeologiczne IV: 23–57.
- Owsianny P.M., Ratajczak-Szczerba M., 2010. O potrzebie ochrony przyrody nieożywionej w okolicach Piły. W: M. Ratajczak-Szczerba (red.), Człowiek i środowisko. Studium multidyscyplinarne. Studia i Prace z Geografii i Geologii 19: 121–146.
- Rączkowski W., 1987. Kultury neolityczne na Pojezierzu Krajeńskim. Poznań.
- Rola J., 2008. Neolityczne szlaki i drogi nadnotecia. W: J. Bednarczyk, J. Czebreszuk, P. Makarowicz, M. Szmyt (red.), Na pograniczu światów. Studia z pradziejów międzymorza bałtycko-pontyjskiego ofiarowane Profesorowi Aleksandrowi Kośko w 60. rocznicę urodzin. Poznań, s. 461–468.
- Rola J., 2009. Późnoneolityczny węzeł komunikacyjny w strefie środkowej Noteci (Żuławka Mała, gm. Wyrzysk). Poznań.
- Rola J., 2011. Problem wyposażenia technicznego północno-zachodniego (środkowoeuropejskiego) odcinka szlaków bałtycko-pontyjskiego Międzymorza: przeprawa przez Noteć w Żuławce Małej – fenomen czy przeciętność? W: A. Kośko, M. Szmyt (red.), Nomadyzm a pastoralizm w międzyrzeczu Wisły i Dniepru (neolit, eneolit, epoka brązu). Poznań (w druku).
- Skorupka T., 2006. Cmentarzyska z okresu rzymskiego i wędrówek ludów w Osieku–Praczu, stan. 1, pow. Piła, woj. wielkopolskie. W: H. Machajewski, J. Rola (red.), Pradolina Noteci na tle pradziejowych i wczesnośredniowiecznych szlaków handlowych. Poznań, s. 217–229.
- Smoczyńska L., 1953. Kultura ceramiki wstęgowej w Wielkopolsce. Fontes Archaeologici Posnanienses, III: 1–84.

Morfologia i litologia glacialnej Rynny Jezior Kuźnickich koło Piły

Bolesław Nowaczyk¹, Paweł M. Owsiany^{1,2}

¹*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegiełowa 27, 61–680 Poznań*

²*Zamiejscowy Ośrodek Dydaktyczny UAM w Pile, ul. Kołobrzeska 15, 64-920 Piła, e-mail: pmowsiany@wp.pl*

Abstract: In the study the analysis of the Piła vicinity morphology are presented. Detailed remark was given on long, branchy glacial gully that runs from end morainic hills of Strączyn-Zawada oscillation to the south-west part of Piła. In the vicinity of Mały Puźnik Lake and Duży Kuźnik Lake the lithology with recognized and there was the thickness of biogenic deposits determined.

Key words: streamway (Pradolina), glacial gully, peat, detritus gyttja, calciferous gyttja, calstic deposits

Wstęp

Rzeźba okolic Piły zawdzięcza swe powstanie bezpośredniej działalności lądolodu i jego wód roztopowych, postglacialnych wód płynących oraz procesów eolicznych. Wyraźnymi śladami obecności ostatniego lądolodu na tym obszarze są ciągi moren czołowych i rozległe płyty moreny dennej płaskiej i falistej. Kozarski (1962) wyznacza na wschód od Piły (ryc. 1) moreny czołowe oscylacji wyrzyckiej, które przylegają od północy do Pradoliny Noteci-Warty i wyraźnie zaznaczają się w morfologii terenu. Wzgórza tej moreny w okolicy Rzadkowa wznoszą się nawet do 186,7 m n.p.m. i do 192 m n.p.m. w Dębowej Górze koło Wyrzyska. Ich wysokość względna dochodzi do 25 m. Na zachód od doliny Gwdy badacz ten znaczy wyraźny ciąg morenowy, zataczający wielki łuk między Zawadą a Strączynem, nazywany oscylacją strączyńsko-zawadzką. Kulminacja tego ciągu osiąga wysokość 207,1 m n.p.m. przy wysokościach względnych rzędu 10–30 m.

Po wycofaniu się lądolodu na linię moren czołowych fazy pomorskiej rozpoczęło się kształtowanie doliny Gwdy i Pradoliny Noteci-Warty. Przebiegało ono początkowo pod wpływem działalności wód roztopowych lądolodu, a następnie spływających wód opadowych. W dolinie dolnej Gwdy Kozarski (1962) podobnie jak Ost (1932) znaczy pięć poziomów terasowych. Terasa górna (IV) leży na wysokości 85–72 m n.p.m. i zajmuje (ryc. 1) największe

powierzchnie w dolinie. Formę tę ukształtowały wody sandrowe fazy pomorskiej. Kolejna terasa to terasa środkowa (III), 75–62 m n.p.m. Jest ona dobrze wykształcona w całej dolinie. Nad dolną Gwdą występuje w postaci szczątkowej. Jej powierzchnia jest o wiele mniejsza od terasy górnej. Sporadycznie w rozpatrywanej dolinie pojawia się terasa przejściowa (III/II) – 70–63 m n.p.m. Druga pod względem zajmowanego arealu w dolinie Gwdy jest terasa dolna (II) – 65–55 m n.p.m. Ostatnią z teras w rozpatrywanym odcinku doliny jest terasa zalewowa (I) – 59–51 m n.p.m. Charakteryzuje się ona różną szerokością i w sposób ciągły występuje po obu brzegach rzeki. Terasy tego odcinka Gwdy oddzielone są od siebie z reguły wyraźnymi krawędziami. Analizując morfologię teras, zauważamy, że terasa górna (IV) cechuje się na znacznych powierzchniach niespokojną rzeźbą. Jest ona szczególnie widoczna na północ od Piły, gdzie w obniżeniach znajduje się kilka jezior. Część tych zagłębień stanowiła przedmiot badań, których celem było przedstawienie ich rozwoju oraz rozpoznanie litologii wybranych fragmentów den tych form.

Morfologia rynny glacialnej Kuźnik

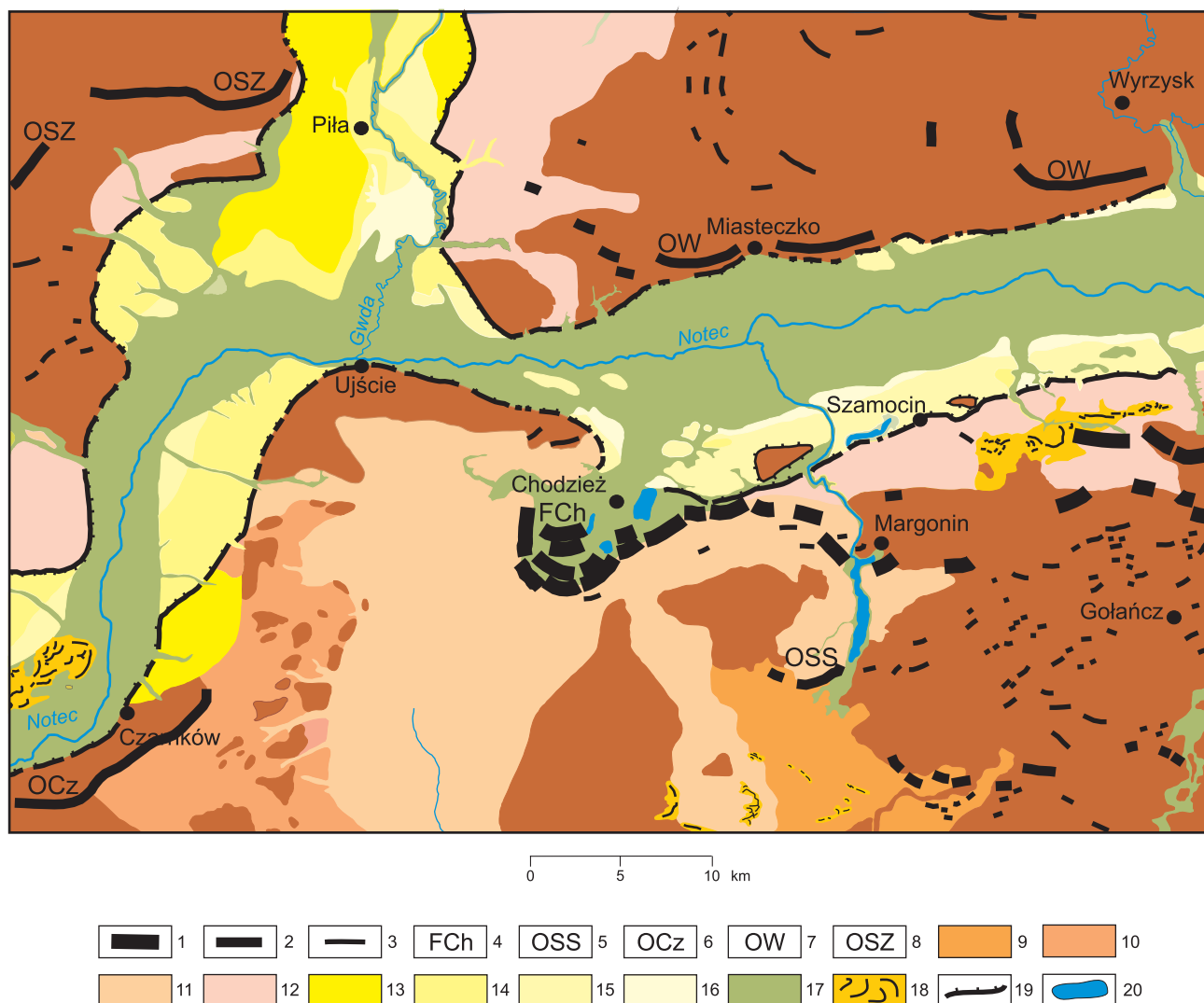
W okolicy Piły ciągnie się głęboka, długa, rozgałęziona na kilka odnóg rynna glacialna o stromych zboczach i niewyrównanym profilu podłużnym, zwana

Rynną Jezior Kuźnickich (Owsiany 2006, 2009). W tej rynnzie znajduje się kilka różnej wielkości jezior oraz kilka zagłębień bezodpływowych o różnym kształcie i równina akumulacji biogenicznej. Rozpatrywana rynna zaczyna się w pobliżu Bukowej Góry (na wschód od Wiosiółki) i ciągnie się w kierunku południowo-wschodnim do leśniczówki Łubianka, a potem ma orientację południkową aż do południowo-zachodnich fragmentów Piły, gdzie się kończy. Początek tej formy usytuowany jest w obrębie moren czołowych oscylacji strączyńsko-zawadzkiej (Kozarski 1962) i leżących w zachodniej części doliny Gwdy poziomów terasowych, początkowo najwyższego (IV), a następnie środkowego (III). W tym ostatnim zaznacza się tylko w litologii. Terasa najwyższa na północy ma wysokość około 85 m n.p.m. i obniża się w kierunku południowym, osiągając w Kotlinie Ujskiej Pradoliny Noteci-Warty około 72 m n.p.m. Te-

rasa środkowa przylega od wschodu do rynn, a poniżej Jeziora Rudnickiego zajmuje obszar rynn w sensie litologicznym. W okolicy Dobrzyca leży ona na wysokości około 75 m n.p.m. i obniża się do 62 m n.p.m. w Pile.

Etapy rozwoju rynn glacialnej

Rynna glacialna Kuźnik leży na północ od moren czołowych oscylacji czarnkowskiej i subfazy chodzieskiej, a na północy wkracza w obręb moren czołowych oscylacji wyrzyńskiej i strączyńsko-zawadzkiej (ryc. 1), w której się zaczyna (Kozarski 1962, 1995). Jej kształtowanie, które można zinterpretować z użyciem schematu zaproponowanego przez Nowaczyka (1994, 2006, tutaj patrz ryc. 2), rozpoczęło się w czasie stacjonowania ostatniego lądolodu

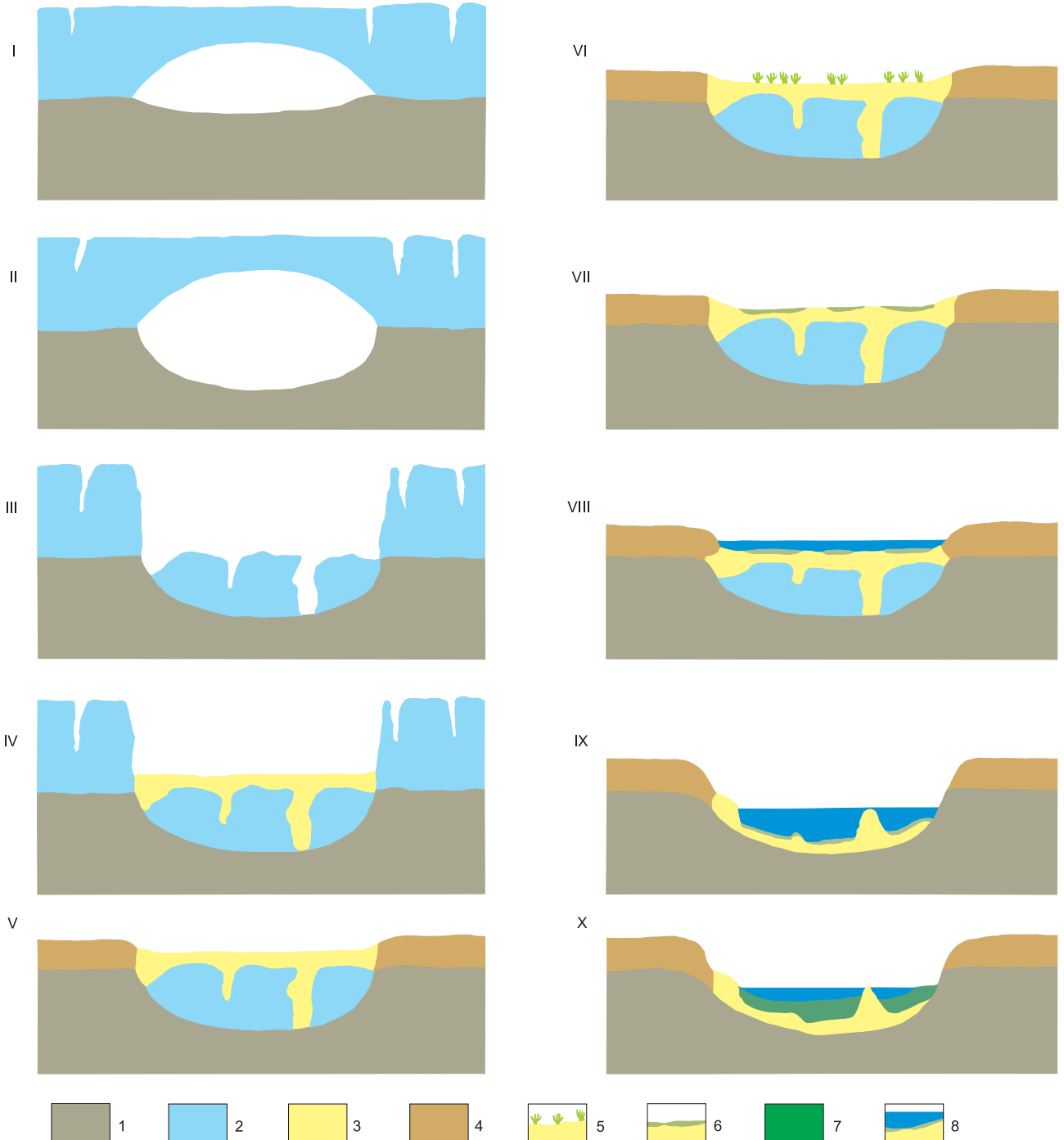


Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna okolic Piły według Kozarskiego (1962) ze zmianami

1 – moreny czołowe subfazowe, 2 – moreny czołowe oscylacyjne, 3 – moreny czołowe bez wyraźnej przynależności, 4 – subfaza chodzieska (FCh), 5 – oscylacja synpiewsko-sielecka (OSS), 6 – oscylacja czarnkowska (OCz), 7 – oscylacja wyrzyńska (OW), 8 – oscylacja strączyńsko-zawadzka (OSZ), 9 – sandry starsze od oscylacji czarnkowskiej, 10 – sandry i terasa oscylacji czarnkowskiej, 11 – sandry i terasa oscylacji chodzieskiej, 12 – sandry młodsze od fazy chodzieskiej, 13 – terasa górna, 14 – terasa środkowa, 15 – terasa przejściowa, 16 – terasa dolna, 17 – terasa zalewowa, 18 – wydmy, 19 – krawędzie erozyjne, 20 – jeziora

na linii wyznaczonej przez moreny czołowe wymienionych wyżej oscylacji czarnkowskiej i subfazy chodzieskiej, a więc około 17 700 lat BP (Kozarski 1995). Wówczas wody roztopowe spływające z powierzchni lądolodu szczelinami i kominami do jego podłoża organizowały się w podlodowcowy system odwodnienia. Płynęły one w tunelu lodowcowym lub w szczelinie lodowcowej zorientowanych prostopadle do czoła lądolodu. Wody te znajdowały się pod ciśnieniem hydrostatycznym, a więc posiadały dużą ener-

gię. W podłożu zbudowanym z różnych skał klastycznych (gliny morenowej, piasku, żwiru, ilów warwowych, ilów plioceńskich) i osadów biogenicznych wody wyerodowały głęboką rynnę (ryc. 2, I, II). Określenie głębokości tej formy bez licznych głębokich wierceń na obecnym etapie badań nie jest możliwe. Po pewnym czasie, najprawdopodobniej wskutek nawet niewielkich ruchów lądolodu, nastąpiło zawalenie się stropu tunelu lodowcowego lub oberwanie brył lodu ograniczającego szczelinę w lądolodzie



Ryc. 2. Etapy rozwoju rynny Rynny Jezior Kuźnickich w oparciu o schemat Nowaczyka (1994, 2006)

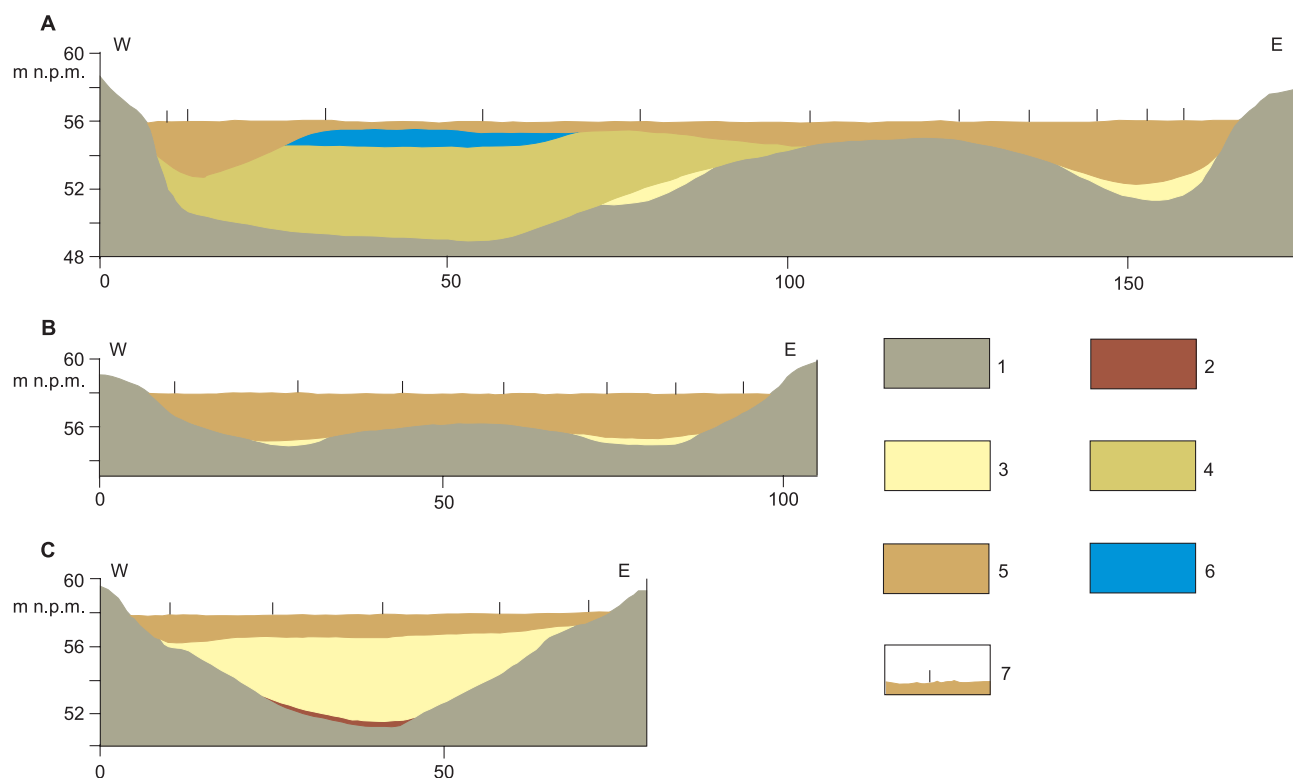
1 – osady podłoża (gliny morenowe, iły, mułki, piaski, żwiry), 2 – lód lodowcowy, 3 – osady fluwioglacialne i morenowe złożone na bryłach martwego lodu, 4 – osady sandrowe i glina morenowa, 5 – roślinność tundrowa obszarów podmokłych, 6 – torf, 7 – osady jeziorne, 8 – wody jeziorne

(ryc. 2III). Bryły te wypełniły formę negatywną, jaką stanowiła wyerodowana rynna. Należy sądzić, że nie przylegały one ściśle do siebie. Znajdowały się między nimi przestrzenie pozbawione lodu. W powstałym w lądolodzie obniżeniu nadal płynęły wody roztopowe, niosące znaczne ilości rumowiska skalnego. Początkowo było ono deponowane we wszystkich pustych przestrzeniach, a po ich wypełnieniu na powierzchni brył lodu. To zasypanie osadami klastycznymi brył lodu mogło osiągać wartość wielu metrów (ryc. 2IV). Osady te chroniły lód przed wytapianiem się.

Poprawa warunków klimatycznych i/lub zmniejszona dostawa lodu doprowadziły do zaniku lądolodu z obszaru sąsiadującego z rynną i pozostawienia warstwy gliny morenowej oraz osadów ablacyjnych w jej sąsiedztwie (ryc. 2V). Lód zalegający w rynnie glacialnej konserwowany był przez spoczywającą na nim warstwę osadów fluwioglacjalnych i ablacyjnych. Wówczas w rzeźbie rynna niekoniecznie musiała się zaznaczać. Po wycofaniu się lądolodu na linię moren czołowych fazy pomorskiej (16 200 lat BP) rozpoczęła się akumulacja rozległych stożków sandrowych i sandrów dolinnych na jej przedpolu związana z rozpatrywanym postojem. W tym czasie akumulowany był rozległy sandr Gwdy. Najwyższą terasę (IV) w obrębie doliny Gwdy należy wiązać właśnie z odpływem wód sandrowych. Zatem na osadach pochodzących z czasu depozycji serii fluwioglacjalnej

na bryłach lodu zalegającego w rynnie glacialnej oraz z okresu zaniku lądolodu, po uformowaniu się omawianej rynny glacialnej w okolicy Piły, złożona została warstwa piasków i żwirów sandrowych fazy pomorskiej. Dalsza poprawa warunków klimatycznych, która w kilku punktach Polski przypadła na interstadiał bølling, spowodowała zapoczątkowanie wytapiania się brył pogrzebanego lodu (Nowaczyk 1994, Kozarski, Nowaczyk 1999, Wojciechowski 2000 i in.).

Rozpatrując sytuację geomorfologiczną rynny, a więc usytuowanie jej również w obrębie terasy środkowej (III), nie można wykluczyć, że bryły lodu w omawianej rynnie Kuźnik zaczęły wytapiać się w podanym wyżej interstadiale. Zdaniem Kozarskiego (1962) terasa ta powstała w najstarszym dryasie. Zatem dopiero po tym stadiale mógł rozpocząć się proces wytapiania brył pogrzebanego lodu. Nie znaczy to, że rozpoczął się rzeczywiście w bøllingu. Mógł nastąpić później, ale rozwiąże ten problem dopiero datowanie radiowęglowe lub palinologiczne osadów z dna zbiorników akumulacji biogenicznej lub jezior. Z zapoczątkowaniem procesu wytapiania się brył lodu wiąże się podtopienie osadów spoczywających na nich, sprzyjające rozwojowi roślinności. Po jej obumarciu wytworzyła się warstewka torfu (ryc. 2VI) o miąższości od kilku milimetrów do kilku centymetrów, powszechnie występująca na mineralnym dnie rynien glacialnych (Więckowski 1966, 1993, Nowaczyk 1967, 1976, 1994, Gołębiowski 1976, Tobolski

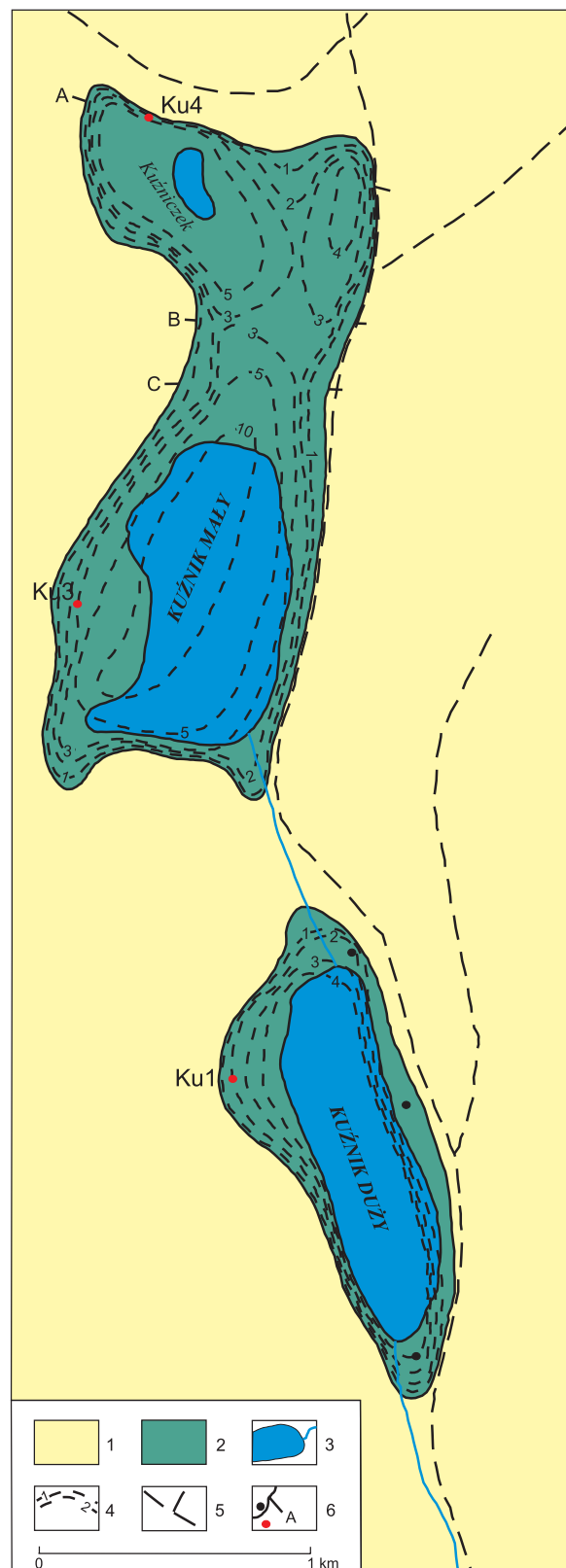


Ryc. 3. Przekroje geologiczne przez wybrane zbiorniki w akumulacji biogenicznej w Rynnie Jezior Kuźnickich (zachodnia część Rezerwatu Przyrody Kuźnik
1 – piaski i żwiry, 2 – torfy na dnie zbiornika, 3 – gytia wapienna, 4 – gytia detrytusowa o konsystencji galaretowatej, 5 – torf, 6 – woda jeziorna, 7 – wiercenia, lokalizacja przekrojów A–C na ryc. 4

1977, Hjelmroos-Ericsson 1981, Szupryczyński 1988, Błaszkiwicz 1998, 2005, Wojciechowski i in. 2000) w wielu punktach Polski, w tym i w omawianej rynnie w okolicy Piły (ryc. 3). Dalsza poprawa warunków klimatycznych (średnie roczne temperatury powietrza wyższe od 0°C) sprzyjała postępującemu wytapianiu się brył pogrzebanego lodu. Powstawały początkowo płytkie, a następnie coraz głębsze (ryc. 2VIII, IX) jeziora. Ich zasięg był znacznie większy od obecnie obserwowanych. W wielu jeziorach poziom wody był wyższy od dzisiejszego i podlegał wahaniom. Złożona w bagniskach warstewka torfu została zatopiona wraz z podścielającymi ją osadami mineralnymi, spoczywającymi na bryłach pogrzebanego lodu. Na zatopionym torfie złożona została warstwa gytii różnych rodzajów i konsystencji o zróżnicowanej miąższości od zaledwie kilku centymetrów do kilku metrów. Akumulacja osadów biogenicznych, najpierw gytii, a w końcowej fazie wypełniania zbiorników torfów doprowadziła do zmniejszenia się pierwotnej powierzchni jezior lub do całkowitego ich zaniku. Powstały równiny akumulacji biogenicznej (ryc. 2X).

Litologia dna rynny glacialnej w zachodniej części Rezerwatu Przyrody Kuźnik

Litologie dna fragmentu omawianej glacialnej Rynny Jezior Kuźnickich można prześledzić na podstawie wyników badań przeprowadzonych w zachodniej części Rezerwatu Przyrody Kuźnik. Równina akumulacji biogenicznej sąsiadująca z jeziorami Mały Kuźnik Mały i Kuźnik Duży stanowiła przedmiot szczegółowych badań geologicznych. W kilku liniach (10) profilowych usytuowanych prostopadle do osi morfologicznej rynny wykonano 48 wierceń świdrem torfowym Instorf. W oparciu o te wiercenia sporządzono przekroje geologiczne. Analiza profili wierceń i przekrojów (ryc. 3) wykazuje, że na piaskach średnioziarnistych, gruboziarnistych, miejscami z domieszką ziarn żwiru, w nielicznych miejscach spoczywa cienka warstewka torfu, podobna do tych opisanych z wielu rynien glacialnych z obszaru Polski (Więckowski 1966, 1993, Nowaczyk 1967, 1976, 1994, Tobolski 1977, Hjelmroos-Ericsson 1981, Szupryczyński 1988, Błaszkiwicz 1998, 2005 i in.). Na torfie tym zalegającym w nielicznych miejscach i na piaskach leży gytia wapienna i detrytusowa o barwie białej, beżowej, jasnooliwkowej do szarej, prawie czarnej. Mają one konsystencję galaretowatą. Część z tych osadów jest zwięzła. Gytia osiąga miąższość od zaledwie kilkunastu centymetrów do kilku metrów. Największe miąższości gytii rozpoznano w odległości 10 m od północnego brzegu jeziora Kuźnik Mały (ryc. 4) oraz około 65 m od zachodniego brzegu tego jeziora. Miąższość gytii w tym pierwszym miejscu wynosi 10,15 m, w drugim 10,28 m. Na gytii, a czasami



Ryc. 4. Mapa litologiczna i miąższości osadów biogenicznych fragmentu Rynny Jezior Kuźnickich (zachodnia część Rezerwatu Przyrody Kuźnik)

1 – osady klastyczne-mineralne (piaski i żwiru sandrowe i terasowe, gliny morenowe), 2 – osady biogeniczne, 3 – sieć hydrograficzna-jeziora, ciekii, 4 – miąższości osadów biogenicznych, 5 – drogi i dukty leśne, 6 – inie przekrojów geologicznych, zaczerpniętym kółkiem zaznaczono pojedyncze wiercenia, czerwone kółko – analizowane rdzenie Ku1, Ku3, Ku4

na piaskach spoczywa warstewka torfu akumulowana w końcowej fazie zaniku jeziora.

Wykonane wiercenia posłużyły do skonstruowania mapy miąższości (ryc. 4) osadów biogenicznych w wybranym fragmencie dna rynny glacialnej Kuźnik. Pobrane rdzenie poddano także analizom geochemicznym (Owsiany i in. 2011, w tym tomie). Autorzy zdają sobie sprawę z tego, że jest to pewne przybliżenie, ale obszary jezior są trudno dostępne do badań geologicznych i wymagają odpowiedniego sprzętu i dużych środków finansowych. Takie rozpoznanie litologii i miąższości osadów biogenicznych umożliwia dalsze interdyscyplinarne badania paleogeograficzne.

Literatura

- Błaszkiwicz M., 1998. Dolina Wierzycy, jej geneza oraz rozwój w późnym plejstocenie. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Dokumentacja Geograficzna, 10.
- Błaszkiwicz M., 2005. Późnoglacialna i wczesnholocenska ewolucja obniżen jeziornych na Pojezierzu Kociewskim (wschodnia część Pomorza). Polska Akademia Nauk, Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania im. Stanisława Leszczyckiego, Prace Geograficzne, 201.
- Gołębiowski R., 1976. Osady dennie Jezior Raduńskich. Gdańskie Towarzystwo Naukowe, Wydział V Nauk o Ziemi.
- Hjelmroos-Ericsson M., 1981. Holocene development of Lake Wielkie Gacno, northwestern Poland. University of Lund, Department of Quaternary Geology, Thesis, 10.
- Kozarski S., 1962. Recesja ostatniego lądolodu z północnej części Wysoczyzny Gnieźnieńskiej a kształtowanie się Pradoliny Noteci-Warty. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej, 2, 3.
- Kozarski S., 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka→10 ka BP). Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Dokumentacja Geograficzna, 1.
- Kozarski S., Nowaczyk B., 1999. Paleogeografia Polski w vistulianie. W: L. Starkel (red.), Geografia Polski, środowisko przyrodnicze. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa, s. 79–103.
- Nowaczyk B., 1967. Wydmy i eoliczne piaski pokrywowe między Skokami a Mieściskiem. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 19: 197–219.
- Nowaczyk B., 1976. Geneza i rozwój wydym śródlądowych w zachodniej części Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej w świetle badań struktury, uziarnienia i stratygrafii budujących je osadów. Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Prace Komisji Geogr.-Geol. 16.
- Nowaczyk B., 1994. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 27: 97–110.
- Nowaczyk B., 2006. Geneza jezior na sandrze Brdy. W: G. Kowalewski, K. Milecka (red.), Jeziora i torfowiska Parku Narodowego Bory Tucholskie. Oficyna Wydawnicza Forest, s. 43–52.
- Owsiany P.M., 2006. Dynamika procesów ekologicznych zróżnicowanych zlewniowo jezior Rezerwatu Przyrody Kuźnik (Wielkopolska) na tle badań fykologicznych i geochemiczno-hydrologicznych. Manuskrypt rozprawy doktorskiej. Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Zakład Hydrobiologii, Poznań.
- Owsiany P.M. (red.), 2009. Rynna Jezior Kuźnickich i rezerwat przyrody Kuźnik – bioróżnorodność, funkcjonowanie, ochrona i edukacja. Muzeum Stanisława Staszica, Piła.
- Owsiany P.M., Nowaczyk B., Sobczyński T., 2011. Stratygraficzne zróżnicowanie wybranych cech geochemicznych osadów równin akumulacji biogenicznej przylegających do jezior Kuźniczek, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży w Rezerwacie Przyrody Kuźnik. Landform Analysis 16: 139–147.
- Ost H.G., 1932. Morphologische Studien im Drage – und Küddowgebiet. Abh. Ber. Grenz. Ges. Erf. Pfl. Heima, VII Jg.
- Szupryczyński J., 1988. Morphology and ice melting in a Pomerania outwash plain, Wda valley. Geographia Polonica, 55: 173–179.
- Tobolski K., 1977. Materiały do późnoglacialnej historii roślinności Polski północno-zachodniej (cz. II). Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią, 30, A: 85–91.
- Więckowski K., 1966. Osady dennie Jeziora Mikołajskiego. Instytut Geografii PAN, Prace Geograficzne, 57.
- Więckowski K., 1993. Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych „Na Jazach” – cechy makroskopowe. W: M. Ralska-Jasiewiczowa (red.), Jezioro Gościąg – stan badań nad osadami dennymi i środowiskiem współczesnym. Polish Botanical Studies Guidebook, series 8: 77–92.
- Wojciechowski A., 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. Wydawnictwo Naukowe UAM, seria Geografia, 63.

Stratygraficzne zróżnicowanie wybranych cech geochemicznych osadów równin akumulacji biogenicznej przylegających do jezior Kuźniczek, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży w Rezerwacie Przyrody Kuźnik

Paweł M. Owsianny^{1,2}, Bolesław Nowaczyk¹, Tadeusz Sobczyński³

¹*Instytut Geoekologii i Geoinformacji, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Dziegielowa 27, 61-680 Poznań*

²*Zamiejscowy Ośrodek Dydaktyczny UAM w Piile, ul. Kołobrzaska 15, 64-920 Piła*

³*Zakład Analizy Wody i Gruntów, Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, ul. Drzymały 24, 60-613 Poznań*
e-mail: pmowsianny@wp.pl

Abstract: The article shows the stratigraphic diversity of chosen geochemical features of peatbogs deposits that are adjacent to Lakes Kuźniczek, Kuźniczek Mały and Kuźniczek Duży in Kuźnik wildlife reserve. Palaeoecological analysis of accumulation biogenic basins deposits can enable reconstructions of main changes of habitat conditions during the nearest history. Analysis of deposits lithology and geochemistry make possible to define hydrological conditions indispensable to produce special genetic types.

Key words: lake, water basin, biogenic accumulation plain, gytia, peat, geochemistry

Wstęp

Badania paleoekologiczne osadów zbiorników akumulacji biogenicznej umożliwiają przeprowadzenie rekonstrukcji zmian głównych charakterystyk warunków siedliskowych w obrębie wcześniejszej ich historii. Analiza litologii i geochemii osadów pozwala określić, w jakich warunkach hydrologicznych wytworzone zostały ich określone typy genetyczne (m. in. Wojciechowski 1987, Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988, Borówka 1992, Więckowski 1993a, b, Nowaczyk 1994b, Wojciechowski 2000). W zbiornikach jeziornych wytworzone zostają gytie, które wraz ze zwiększającą się głębokością oraz częściowo ze zmianą charakteru troficznego, zmieniają się z detrytusowych na wapienne. W strefach brzegowych, o charakterze telmatycznym, wytworzone zostają natomiast różnego rodzaju torfy. Zawierać one mogą przewarstwienia mineralne, których pochodzenie jest najczęściej efektem procesów brzegowych i zmian poziomu lustra wody. W wypadkach wzrostu poziomu jezior zostają przykryte osadami limnicznymi (por. Ralska-Jasiewiczowa, Starkel 1988, Nowaczyk 1994a, Wojciechowski 2000). Zmiana litologii

osadów biogenicznych w obrębie zbiornika akumulacyjnego jest zatem powszechnie interpretowana jako zmiana warunków hydrologicznych.

Charakterystyka geochemiczna osadów pozwala uszczegółowić przemiany siedliskowe związane z dynamiką poziomu lustra wody, co dobrze oddaje koncentracja węglanu wapnia, materii organicznej, wapnia, żelaza czy miedzi w osadach (Pawlikowski i in. 1982, Pazdur, Starkel 1989, Borówka 1992). Spadkowi poziomu lustra wody towarzyszy najczęściej wzrost wskaźników Fe/Ca, Fe/Mn i Cu/Zn. Dodatkowo zmiany zależności pomiędzy żelazem a wapniem związane są także z ewolucją statusu troficznego ekosystemu (Wojciechowski 2000).

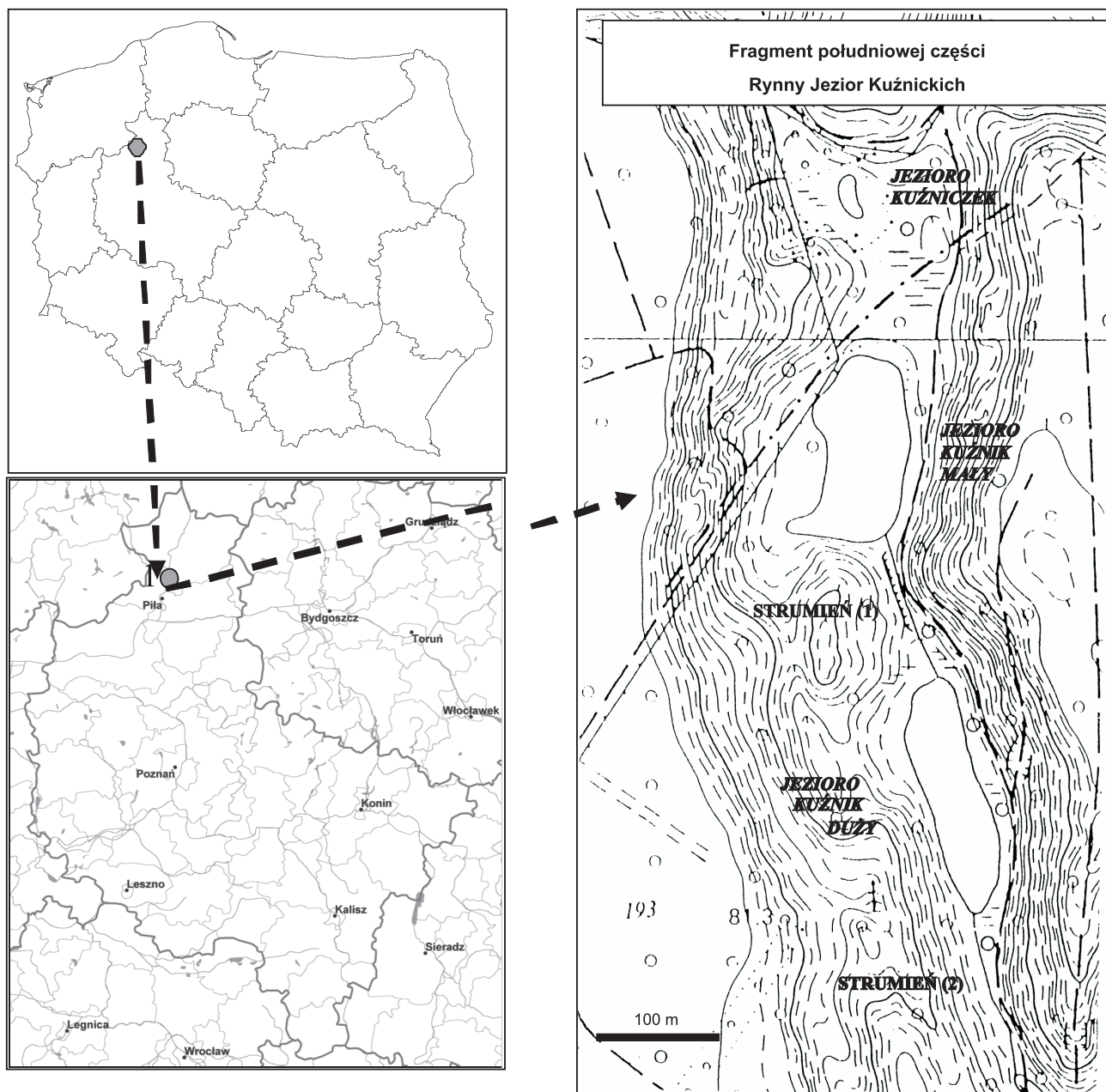
Podstawowym celem badań w prezentowanym opracowaniu jest zarysowanie na podstawie zmian wybranych cech wskaźnikowych osadów z pobranych rdzeni reperowych, przebiegu ważniejszych zmian hydrologicznych, jakim podlegały ekosystemy jezioro-torfowiskowe Kuźniczek, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży leżące w okolicach Piły (Owsianny 2006, 2009, Nowaczyk, Owsianny 2011). Powyższe fakty w powiązaniu z koncepcją rozwoju rynien i jezior głącjalnych według Nowaczyka (1994a, b, 2004) oraz

B. Nowaczyk i P.M. Owsiany (2011, w tym tomie) pozwolą przeprowadzić retrospekcję ewolucji limnologicznej badanych ekosystemów.

Metody badań

Z równiny akumulacji biogenicznej nad jeziorami Kuźniczek, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży w Rezerwacie Przyrody Kuźnik położonym w Rynnie Jezior Kuźnickich (ryc. 1) pobrano w rynienki PVC rdzenie do analiz laboratoryjnych, których lokalizacja przedstawiona jest na rycinie 4 w opracowaniu B. Nowaczyk i P.M. Owsiany (2011, w tym tomie). Analizom geochemicznym poddano po jednym rdzeniu z centralnych części równin akumulacji biogenicznej

(Ku3, Ku1 i Ku4) przy każdym z obecnie występujących jezior. Próby do analiz geochemicznych w przypadkach większej zmienności osadów obejmowały kolejne odcinki rdzeni o miąższości od 2 do 10 cm, w sytuacji jednolitości genetycznej na dłuższych odcinkach rdzeni pobierano niekiedy co drugi z 10-centymetrowych odcinków. Analizy laboratoryjne zawartości materii organicznej, Ca, Mg, Fe, Mn, Na, Cu i Zn w osadach wszystkich rdzeni oraz dodatkowo Pb i Ni w większej części rdzenia Ku1 przeprowadzono zgodnie z obowiązującymi standardami (Sobczyński i in. 1996, Elbanowska i in. 1999, Sobczyński, Głosińska 2001). Średnie arytmetyczne, zakresy zmienności i tendencje centralne analizowanych geochemicznych właściwości osadów w omawianych rdzeniach, jak też wykresy grupowania



Ryc. 1. Mapka sytuacyjna terenu badań

aglomeracyjnego danych zawiera praca Owsianego (2006). Do opracowania i zobrazowania wyników badań wykorzystano programy Statistica 6.0, Microsoft Office–Windows XP (licencja UAM). Do prezentacji stratygraficznego zróżnicowania badanych charakterystyk geochemicznych osadów użyto wersji demonstracyjnej programu C2 data analysis 1.3 (Juggins 2003).

Charakterystyka geochemiczna
wybranych rdzeni osadów
biogenicznych

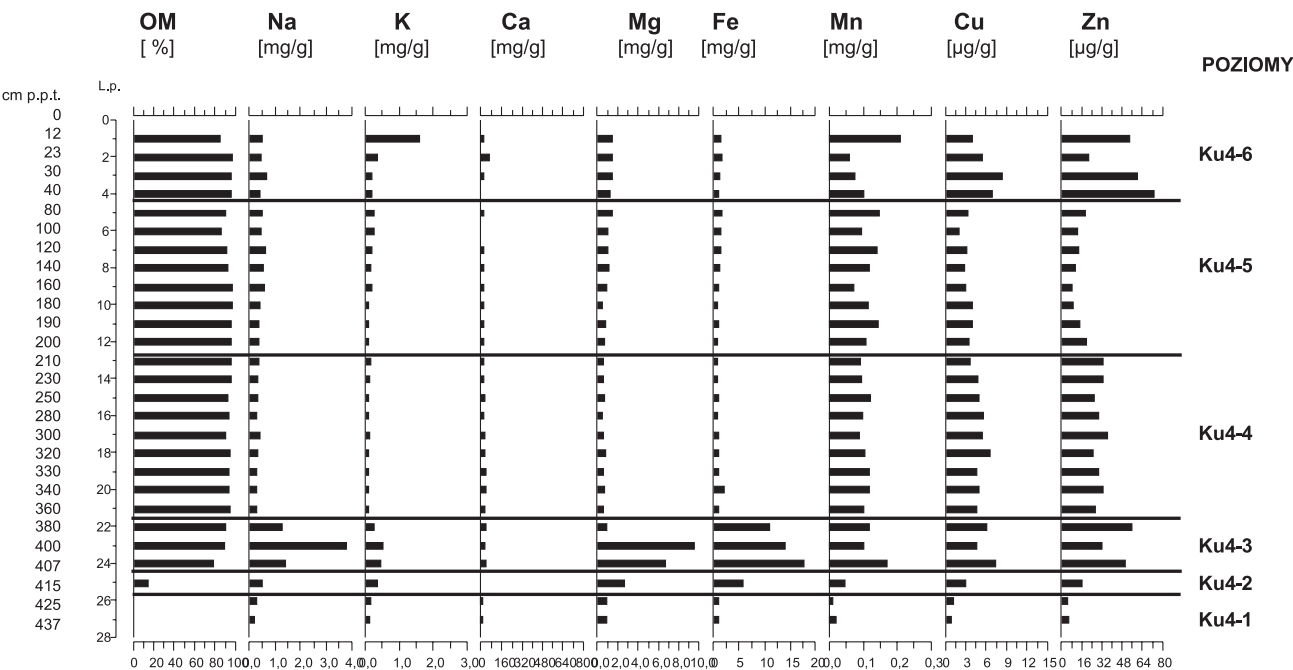
Rdzeń Ku4 – o długości 450 cm pobrany został w obrębie północnej części równiny akumulacji biogenicznej nad jeziorem Kuźniczek (patrz ryc. 4 w opracowaniu Nowaczyka i Owsianego 2011, w tym tomie). Obejmował on 415 cm osadów organicznych oraz 35 cm materiału podłoża. Opis litologiczny rdzenia (tab. 1), zawierający charakterystykę głów-

Tabela 1. Opis litologiczny rdzenia osadów z centralnej części równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od północy do jeziora Kuźniczek (Ku4)

Głębokość [cm] i opis osadu		
0–190: Torf:	0–23	torf mszysty;
	23–190	torf mszysty słabo rozłożony, brunatny;
190–415: Gytia detrytusowa:	gytia detrytusowa galaretowata;	
415–450: Piaski:	średnioziarniste z grubszymi ziarnami	

nych typów genetycznych osadów, ich barwy i ewentualnej zawartości widocznych szczątków roślinnych i pozostałości malakofauny, pozwala stwierdzić, że obejmował on torf mszysty oraz gytię detrytusową galaretowatą zalegającą bezpośrednio na piaskach średnioziarnistych, będących materiałem podłoża.

Pobrany rdzeń do badań nie obejmował, stwierdzonej litologicznie w kilku innych punktach nad jeziorem Kuźniczek, gytii węglanowej pomiędzy piaskami a gytią detrytusową (patrz ryc. 3 – Nowaczyk i Owsiany 2011, w tym tomie). Dokumentuje on zmiany zachodzące w płytkowodnej strefie zbiornika wodnego, najprawdopodobniej o humotroficznym charakterze, w obrębie której z czasem wykształciło się torfowisko. Rdzeń Ku4 wyróżnia się bardzo wysoką zawartością materii organicznej w osadach na całej długości, na co wskazują tendencje centralne tej cechy (kwartyl dolny–kwartyl górny: 88,86–94,52% materii org.). W obrębie tego rdzenia zauważa się także stosunkowo niewielką zawartość wapnia (tendencje centralne: 11,88–22,26 mg/g s.m.), z przejawiającym się dodatkowo ogólnym trendem spadku koncentracji od spągu do stropu osadów biogenicznych. Odnotowano wysokie wartości cynku, a także miedzi (tendencje centralne: 13,87–31,78 $\mu\text{gZn/g}$ s.m.; 3,03–5,28 $\mu\text{gCu/g}$ s.m.). Na tle wszystkich trzech omawianych rdzeni w obrębie osadów rdzenia Ku4 stwierdzono najwyższe zawartości materii organicznej, sodu, magnezu, żelaza oraz cynku w suchej masie osadów (wartości maksymalne: 96,41% materii org.; 3,77 mgNa/g; 9,45 mgMg/g; 17,57mgFe/g; 72,19 $\mu\text{g/g}$). W obrębie pobranego nad Kuźniczką rdzenia najwyższe cechy zdecydowanej większości badanych charakterystyk fizyczno-chemicznych osadów



Ryc. 2. Diagram geochemiczny rdzenia osadów Ku4 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od północy do jeziora Kuźniczek

stwierdzano w najpłytszych bądź w najgłębszych jego partiach (ryc. 2). Grupowanie aglomeracyjne prób osadów pobranych z omawianego rdzenia (patrz Owsiany 2006) pozwoliło wyznaczyć 6 poziomów geochemicznych, uwidaczniających m.in. fizyczno-chemiczną niejednorodność występujących w jego obrębie gytii detrytusowej i torfu (ryc. 2).

Rdzeń Ku3 – o długości 650 cm pobrany został w obrębie zachodniej części równiny akumulacji biogenicznej nad jeziorem Kuźnik Mały (patrz ryc. 4 – Nowaczyk i Owsiany 2011, w tym tomie). Obejmował on 615 cm osadów organicznych oraz zalegających pod nimi 35 cm materiału podłoża w postaci piasków średnio- i drobnoziarnistych. Opis litologiczny rdzenia zawiera tabela 2.

Stropową warstwę osadów biogenicznych stanowią torfy, pod którymi zalegają miększe pokłady gytii. Charakter gytii wskazuje na zmienne warunki głębokościowe zbiornika wodnego, ponieważ występują kilkakrotne przewarstwienia jej wapiennych i detrytusowych bądź detrytusowo-wapiennych postaci. Badany rdzeń osadów dokumentuje na znacznej swej długości procesy zachodzące w zbiorniku głębokowodnym, który stopniowo ulegał wypłycaniu w dynamicznych warunkach hydrologicznych, aż do całkowitego wypełnienia osadami i zarośnięcia tej części zbiornika wodnego. Pomiędzy pokładami gytii a podłożem mineralnym odnotowano stosunkowo miększą warstewkę torfu (tab. 2).

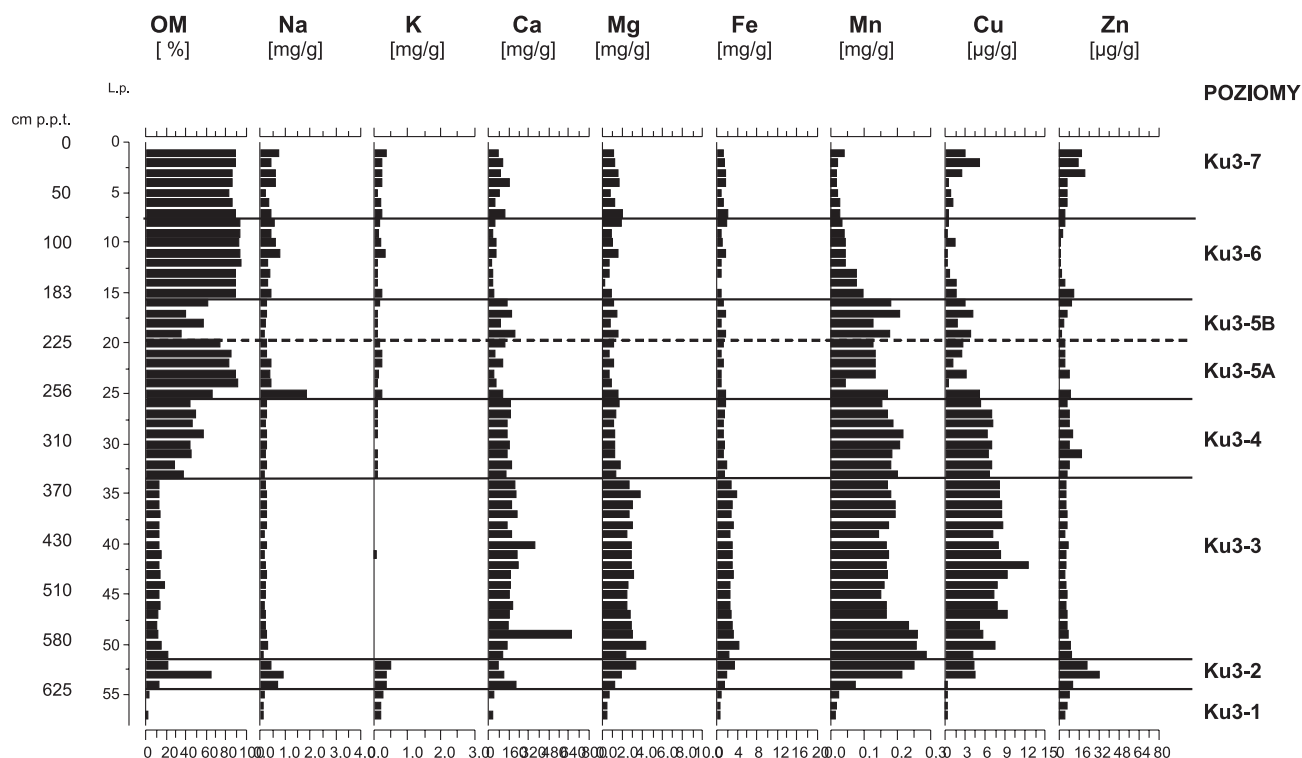
Osady rdzenia Ku3 charakteryzują się znaczną rozpiętością większości badanych cech geochemicznych, zwłaszcza zawartości materii organicznej, wap-

nia i miedzi (tendencje centralne: 12,53–84,93% mat. org. w s.m.; 58,85–166,99 mgCa/g s.m.; 1,24–7,39 μ gCu/g s.m.). W obrębie spągowej warstwy osadów biogenicznych, po początkowych zaburzeniach, obserwuje się dość stabilne warunki funkcjonowania zbiornika wodnego, udokumentowane względnie stałym poziomem badanych cech osadów (ryc. 3). Następnie odnotowuje się ogólne trendy wzrostowe zawartości materii organicznej, sodu, potasu oraz spadek niektórych pozostałych parametrów (zwłaszcza manganu). Grupowanie aglomeracyjne prób osadów omawianego rdzenia na podstawie ich właściwości geochemicznych (patrz Owsiany 2006) pozwoliło wyznaczyć 7 odrębnych poziomów (ryc. 3).

Rdzeń Ku1 – o długości 400 cm pobrany został w obrębie zachodniej części równiny akumulacji biogenicznej nad jeziorem Kuźnik Duży (patrz ryc. 4 – Nowaczyk i Owsiany 2011, w tym tomie). Obejmował on 375 cm osadów organicznych poniżej powierzchni terenu oraz zalegającego pod nimi 15 cm materiału podłoża w postaci piasków średnioziarnistych. Opis litologiczny rdzenia Ku1 zawiera tabela 3. Stropową warstwę osadów stanowią torfy, pod którymi zalegają pokłady dość zróżnicowanej gytii. Charakter gytii wskazuje na zmienne warunki głębokościowe zbiornika wodnego, zwłaszcza w okresie powstawania jej warstwy stropowej. Badany rdzeń osadów dokumentuje na znacznej swej długości procesy zachodzące w strefie zbiornika wodnego o średniej głębokości, który ulegał wypłycaniu w zmiennych warunkach hydrologicznych. Pomiędzy

Tabela 2. Opis litologiczny rdzenia osadów z centralnej części równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od północy do jeziora Kuźnik Mały (Ku3)

Głębokość [cm] i opis osadu		
0–140:	0–12	torf mszysty barwy jasnooliwkowej
Torf	12–140	torf brunatny
140–596: Gytie wapienna, detrytusowa i detrytusowo-wapienna	140–183	gytia detrytusowi, brązowa
	183–225	gytia wapienna kremowa z malakofauną
	225–256	gytia detrytusowa
	256–280	gytia wapienna ciemnobieżowa z dość dużą ilością malakofauny
	280–320	gytia detrytusowo-wapienna brązowa
	320–337	gytia detrytusowo-wapienna jasnobrązowa, w spągu fragment korzenia
	337–490	gytia wapienna beżowa
	490–500	gytia wapienna ciemnooliwkowa
	500–589	gytia wapienna beżowa
	589–596	gytia wapienna oliwkowa
596–615: Torf	torf z fragmentami gałązek	
615–650: Piaski	piaski średnio i drobnoziarniste, w stropie ziarna żwiru	



Ryc. 3 Diagram geochemiczny rdzenia osadów Ku3 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od zachodu do jeziora Kuźnik Mały

pokładami gytii a podłożem mineralnym odnotowano torfy przewarstwione żwirem i piaskiem gruboziarnistym (tab. 3).

Pod względem cech geochemicznych osady rdzenia Ku1 wyróżniają się na tle omawianych rdzeni z pozostałych stanowisk najwyższą zawartością wapnia (tendencje centralne: 108,18–411,65 mgCa/g s.m.; wartość maksymalna 765,5 mgCa/g s.m.) oraz największą rozpiętością tendencji centralnych koncentracji żelaza (0,38–3,69 mg/g s.m.). Jedynie w obrębie tego rdzenia analizowano zawartość ołowiu i niklu w osadach (ryc. 4). Na uwagę zasługują zmiany zawartości wymienionych pierwiastków w torfie czarnym, w stropowej części rdzenia. We frakcji detrytusowej torfu czarnego (130–47 cm p.p.t.) odnotowano szczególnie niskie wartości ołowiu (2,53–5,57 $\mu\text{g/g}$), znacznie niższe niż w głębszej części rdzenia (śred. 11,2 $\mu\text{g/g}$). Gwałtowną tendencję wzrostu koncentracji tego metalu zarejestrowano wraz z przejściem osadów w coraz płytsze warstwy czarnych torfów grubodetrytusowych. Na samej powierzchni osadów biogenicznych (9–0 cm p.p.t.), stwierdzono aż 49,98 $\mu\text{gPb/g}$ suchej masy osadu. W przypadku niklu udokumentowano trend wzrostowy stężenia metalu począwszy od spągu czarnych torfów detrytusowych do strefy spągowej postaci mazistych (maks. wartość 7,79 $\mu\text{gNi/g}$ s.m.), po czym tendencję spadkową do powierzchni osadów biogenicznych. Na podstawie grupowania aglomeracyjnego prób osadów (patrz Owsiany 2006) wyróżniono 6 poziomów geochemicznych (ryc. 4).

Zmiany wskaźników geochemicznych w rdzeniach osadów akumulacji biogenicznej

Wahaniom poziomu lustra wody w zbiorniku towarzyszą nie tylko zmiany samych koncentracji zawartości wybranych związków czy pierwiastków chemicznych w osadach tworzących się na jego dnie. Dynamikę hydrologiczną opisują także zależności pomiędzy wybranymi z cech fizyczno-chemicznych, zwłaszcza te spośród nich, które związane są ze zmianą potencjału oksydacyjno-redukcyjnego. Do najczęściej wskazywanych wskaźników spadku poziomu wody należą zwiększające się poziomy wartości wskaźników Fe/Mn i Cu/Zn. Zmiany zależności pomiędzy żelazem a wapniem związane są też z ewolucją statusu troficznego ekosystemu (Pawlikowski i in. 1982, Pazdur, Starkel 1989, Borówka 1992, Wojciechowski 2000). W tym rozumieniu szczególnie istotne są wzrosty poziomu koncentracji żelaza i miedzi w warunkach wyraźnie redukcyjnych, czemu sprzyja obniżenie poziomu wody (Borówka 1992). W badanych rdzeniach szczególnie wyraźnie zaznaczają się strefy na ogół telmatycznych warunków powstawania osadów w spągowych i stropowych ich częściach (por. ryc. 2–4, 5–7).

W obrębie rdzenia Ku4, poza wysoką koncentracją żelaza w strefie spągowej (poziom Ku4-3), słabo zaznaczają się zmiany wskaźników Fe/Mn i Fe/Ca. Świadczy to o prawdopodobnych dość stabilnych warunkach troficznych, zwłaszcza w okresie

Tabela 3. Opis litologiczny rdzenia osadów z centralnej części równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od zachodu do jeziora Kuźnik Duży (Ku1)

Głębokość [cm] i opis osadu		
0–130: Torf	2–27	torf czarny mniej mazisty
	27–47	torf czarny bardziej mazisty
	47–130	torf czarny grubodetrytusowy
130–367: Gytie wapienna, detrytusowa i detrytusowo-wapienna	130–142	gytia wapienna beżowa z malakofauną
	142–151	gytia wapienno-detrytusowa
	151–196	gytia wapienna beżowa z pojedynczymi laminami zawierającymi malakofaunę
	196–205	gytia wapienna bardzo ciemnobieżowa z malakofauną
	205–250	gytia wapienna ciemnobieżowa z nieliczną malakofauną
	250–275	gytia wapienna różowa z nieliczną malakofauną
	275–276	gytia detrytusowa brązowa
	276–307	gytia wapienna średniooliwkowa (szara)
	307–333	gytia wapienno-detrytusowa jasnooliwkowa
	333–339	gytia wapienna oliwkowa
	339–347	gytia wapienna jasnooliwkowa
	347–356	gytia wapienna średniooliwkowa (szara)
	356–358	gytia detrytusowa brązowa
	358–364	gytia wapienna oliwkowa
	364–365	gytia detrytusowa brązowa
	365–367	gytia wapienna oliwkowa
367–375: Torf przewarstwiony żwirem i piaskiem	367–371	torf brunatny
	371–373	żwir i piasek gruboziarnisty
	373–375	torf
375–400 : Piaski		piaski średnioziarniste

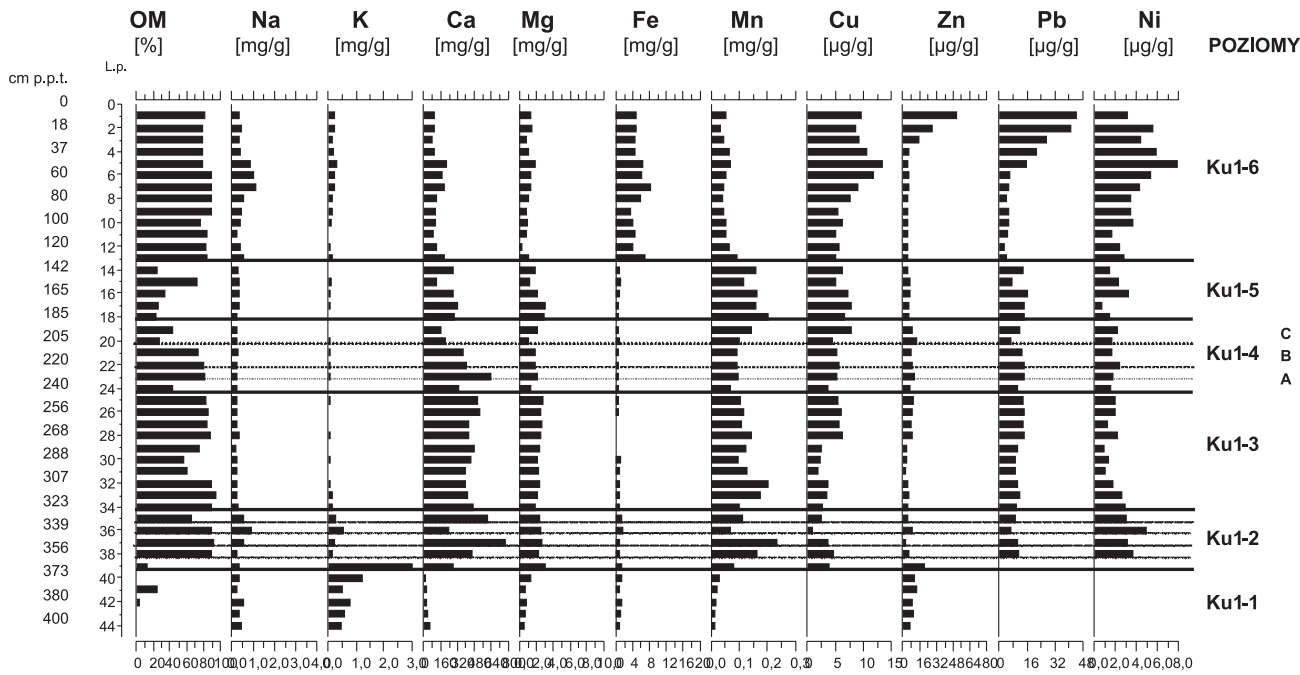
tworzenia się zasadniczej części gytii detrytusowej galaretowatej (poziom Ku4-4). Niskie wartości wskaźnika Fe/Ca pozwalają przypuszczać, że przynajmniej ta część ówczesnego zbiornika wodnego charakteryzowała się najprawdopodobniej niskim poziomem troficznym. Być może tylko ta część zbiornika cechowała się niższą trofią, ponieważ w pobliżu południowo-wschodniego brzegu dzisiejszego jeziora Kuźniczek odnotowano gytie wapienne w stropowej części osadów biogenicznych (ryc. 3, profil A – Nowaczyk i Owsiany 2011, w tym tomie). Odłożenie się gytii wapiennych wskazywać może na większą wówczas głębokość zbiornika i/lub na zwiększony poziom charakterystyk związanych z twardością wody (być może jezioro o tzw. harmonijnym rozwoju). Nie można wykluczyć, że charakter osadów rdzenia Ku4 jest konsekwencją dość wczesnego wytworzenia się w jego pobliżu pła torfowcowego i dokumentuje wczesny etap ewolucji limnologicznej w kierunku zbiornika o dyszarmijnym – humotroficznym charakte-

rze. Wątpliwości rozstrzygnęłyby dalsze badania paleogeograficzne i analiza rdzenia osadów z południowo-wschodnich brzegów jeziora Kuźniczek.

Wskaźnik Cu/Zn w obrębie gytii detrytusowej galaretowatej rdzenia Ku4 wykazuje z kolei 3 etapy niewielkich wzrostów, które mogą odpowiadać okresowym, nieznacznym wahaniom poziomu wody (ryc. 5).

Summaryczna zawartość magnezu i potasu obrazuje intensywność procesów denudacyjnych w zlewni zbiornika (Borówka 1992). Niektórzy autorzy uważają ten wskaźnik za bardzo dobrze odzwierciedlający poziom erozji (Pawlikowski i in. 1982, Goslar i in. 1999), zatem nie dziwi, że największe wartości notowane były zazwyczaj w stropowych częściach rdzenia Ku4, ale i Ku3 oraz Ku1 (ryc. 5–7), co odpowiada początkowym fazom istnienia wszystkich badanych zbiorników.

Gytie zawarte w rdzeniu znad Kuźnika Małego (Ku3) także charakteryzują się czterema okresami wyraźnych zmian poziomu wody. Występują one na



Ryc. 4. Diagram geochemiczny rdzenia osadów Ku1 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od zachodu do jeziora Kuźnik Duży

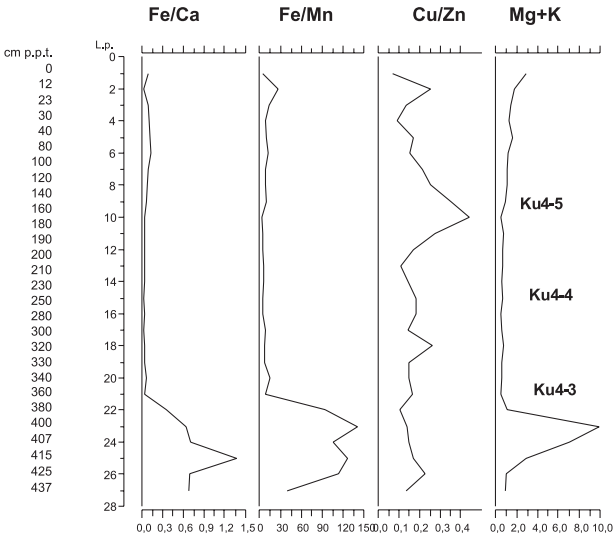
granicach poziomów: (1) Ku3-2 i Ku3-3, (2) Ku3-3 i Ku3-4, (3) Ku3-4 i Ku3-5 oraz (3) Ku3-5 i Ku3-6, co przedstawiono na rycinie 6. W obrębie poziomu Ku3-5 wyróżnione geochemicznie podpoziomy rozdziela pik współczynnika Cu/Zn (ryc. 6). Stwierdzić można, że generalnie rdzeń Ku3 dokumentuje ciągły proces wypływania się zbiornika wodnego.

W przypadku tego rdzenia szczególnie ciekawe są zmiany współczynnika Fe/Ca i Fe/Mn w części stropowej rdzenia (ryc. 6). Mogą one też wskazywać na zmiany warunków hydrologicznych w obrębie wytworzonej już równiny. Wskazuje to najprawdopodobniej na okresowe jej zalewanie wodami, a przez

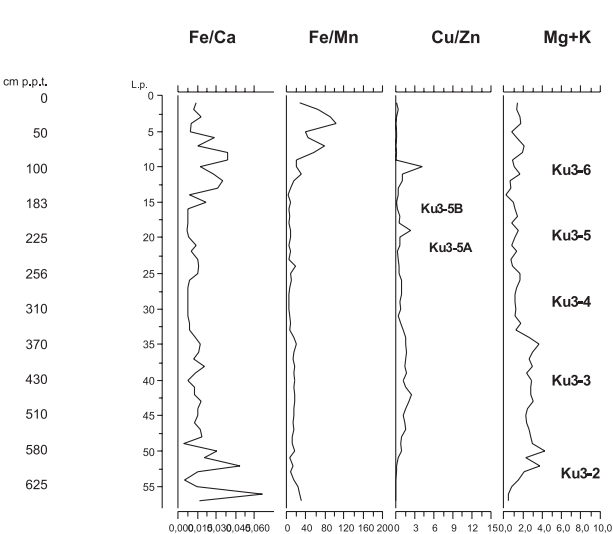
to na zmianę warunków oksydacyjno-redukcyjnych powierzchniowej warstwy osadów.

Pobrano nad Kuźnikiem Dużym rdzeń Ku1 także rejestruje w obrębie osadów limnicznych zmiany poziomu wody (ryc. 7). Występują one zwłaszcza na granicy poziomów, wyznaczając strefy dokumentujące generalnie proces akumulacji w dość płytkiej strefie zbiornika.

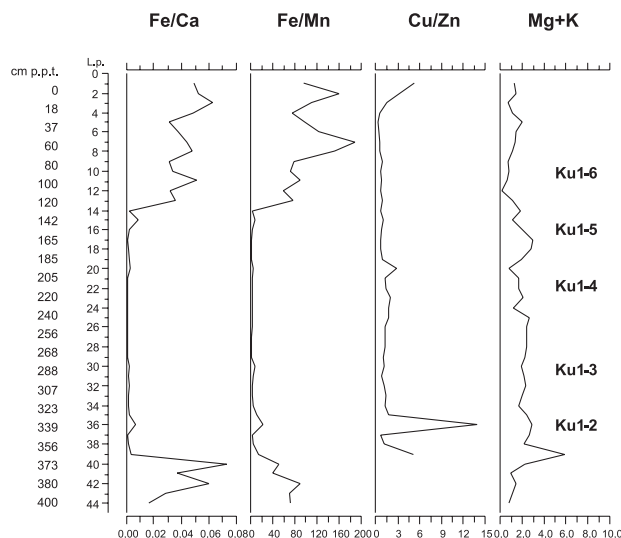
Być może część z tych wahań poziomu lustra wody związana jest z działalnością gospodarczą człowieka, ponieważ jezioro to było okresowo sztucznie podpiętrzane na przełomie XIX i XX w. (Frase 1927, 1931).



Ryc. 5. Diagram zmian wybranych paleohydrologicznych wskaźników geochemicznych rdzenia osadów Ku4 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od północy do jeziora Kuźniczek



Ryc. 6. Diagram zmian wybranych paleohydrologicznych wskaźników geochemicznych rdzenia osadów Ku3 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od zachodu do jeziora Kuźnik Mały



Ryc. 7. Diagram zmian wybranych paleohydrologicznych wskaźników geochemicznych rdzenia osadów Ku1 z równiny akumulacji biogenicznej przylegającej od zachodu do jeziora Kuźnik Duży

Podobna ilość zmian poziomów wody w każdym z badanych rdzeni pozwala przypuszczać, że zarejestrowane są w ich obrębie zmiany klimatyczne regulujące wzajemne zależności pomiędzy parowaniem a opadem. Wzrost opadów prowadził do podwyższenia poziomu lustra wody w zbiornikach i objawiał się zmianą warunków oksydacyjno-redukcyjnych oraz odmiennym genetycznie typem osadów (Wojciechowski 2000).

Podsumowanie

Na podstawie uzyskanych wyników badań paleogeograficznych przedstawiono zasięg, miąższość i litologię osadów równin akumulacji biogenicznej przylegających do jezior Kuźniczka, Kuźnik Mały i Kuźnik Duży w Rezerwacie Przyrody Kuźnik (Nowaczyk, Owsiany 2011, w tym tomie). Stwierdzono przy tym, że jeziora Kuźniczka i Kuźnik Mały stanowiły pierwotnie jeden zbiornik wodny, który uległ rozdzielaniu w związku z dynamiką procesów paleohydrologicznych i narastaniem osadów biogenicznych. Wykonane wiercenia geologiczne dowodzą, że najgłębszą część badanego fragmentu Rynny Jezior Kuźnickich zajmuje obecnie jezioro Kuźnik Mały.

Udokumentowano także, że spośród trzech badanych profili bardziej podobny charakter lito-geochemiczny mają osady z rdzeni pobranych przy Kuźniku Małym i Kuźniku Dużym charakteryzujące się przede wszystkim wyższymi koncentracjami wapnia, a mniejszymi materii organicznej, żelaza i cynku. Powyższe cechy sugerują odmienny zakres zmian troficznych przynajmniej tych części zbiorników, z których pobrano analizowane rdzenie.

Zarysowano charakter dynamiki procesów paleohydrologicznych, w tym zmiany poziomu wody w dotychczasowych etapach ewolucji limnologicznej badanych ekosystemów wodno-torowiskowych w Rezerwacie Kuźnik. Wyróżnione na podstawie analiz statystycznych etapy zostały zaprezentowane osobno dla rdzeni reprezentujących analizowane układy torowiskowo-jeziorne. Na obecnym etapie eksploracji nie dokonano synchronizacji obserwowanych zmian paleohydrologicznych z racji braku datowań radiowęglowych i/lub palinologicznych. Przypuszczać jednak można, że w związku z odnotowaną podobną liczbą okresów zmian lito-geochemicznych osadów w każdym z rdzeni obrazują one analogiczne przyczyny ich powstawania. Wzbogacenie uzyskanych wyników z Rezerwatu Przyrody Kuźnik o skalę czasową pozwoli dokonać korelacji chronostratygraficznych badanych profili z profilami pochodzącymi z innych regionów Polski i uzupełnić dane niezbędne do poznania zmian paleoklimatycznych i paleohydrologicznych na granicy Wielkopolski i Pomorza. Istnieje więc potrzeba dalszych badań pozwalających rozstrzygnąć, które z udokumentowanych zmian obrazują wpływ warunków klimatycznych rejestrowanych w przeszłości na niżu europejskim, a które z kolei odzwierciedlają regionalne charakterystyki zależności pomiędzy opadem a parowaniem.

Literatura

- Borówka R.K., 1992. Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego wistulianu i holocenu. Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia 54.
- Elbanowska H., Zerbe J., Siepak J., 1999. Fizyczno-chemiczne badania wód. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Juggins S., 2003. C2 User guide. Software for ecological and palaeoecological data analysis and visualisation. University of Newcastle, Newcastle upon Tyne.
- Nowaczyk B. (red.), 1994a. Geomorfologia i osady strefy litoralnej jezior. Warsztaty terenowe. Charzykowy, 6–10 września 1994. Instytut Badań Czwartorzędu UAM w Poznaniu, Komitet Badań Czwartorzędu PAN, Zakład Geomorfologii IBCz UAM, Poznań.
- Nowaczyk B., 1994b. Wiek jezior i problemy zaniku brył pogrzebanego lodu na przykładzie sandru Brdy w okolicy Charzykowy. Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia, 27: 97–110.
- Nowaczyk B., 2004. Rozwój rzeźby Południowego Pomorza. W: G. Ziółkowski (red.), Przyroda Krajny Złotowskiej. Wlkp. Stowarzysz. Pracy Organicz. Ekorozwój, Urbański Wyd., Toruń, s. 22–27.

- Nowaczyk B., Owsiany P.M., 2011. Morfologia i litologia glacialnej Rynny Jezior Kuźnickich koło Piły. *Landform Analysis* 16: 133–138.
- Owsiany P.M. (red.), 2009. Rynna Jezior Kuźnickich i rezerwat przyrody Kuźnik – bioróżnorodność, funkcjonowanie, ochrona i edukacja. Muzeum Stanisława Staszica, Piła.
- Owsiany P.M., 2006. Dynamika procesów ekologicznych zróżnicowanych zlewniowo jezior Rezerwatu Przyrody Kuźnik (Wielkopolska) na tle badań fykologicznych i geochemiczno-hydrologicznych. Manuskrypt rozprawy doktorskiej. Uniwersytet im. A. Mickiewicza, Zakład Hydrobiologii, Poznań.
- Pawlikowski M., Ralska-Jasiewiczowa M., Schönborn W., Stupnicka E., Szeroczyńska K., 1982. Woryty near Gietrzwałd, Olsztyn lake District, NE Poland – vegetational history and lake development during the last 12,000 years. *Acta Paleobotanica*, 22: 85–116.
- Pazdur A., Starkel L., 1989. New approach to explanation of changes in the volume and water level of the Gościąż Lake. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej*, 57, *Geochronometria*, 5: 29–44.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Starkel L., 1991. Zmiany stosunków wodnych w holocenie. W: L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa, s. 177–182.
- Sobczyński T., Elbanowska H., Zerbe J., Siepak J., 1996. Mineralizacja próbek osadów dennych jako etap poprzedzający oznaczanie ogólnej zawartości metali ciężkich. *Gospodarka Wodna* 6: 570.
- Sobczyński T., Głosińska G., 2001. Badania osadów dennych jezior Wielkopolskiego Parku Narodowego. W: J. Siepak (red.), *Problemy analityczne badań osadów dennych*. Komisja Analizy Wody Komitetu Chemii Analitycznej PAN, Radom–Jedlinia, s. 75–82.
- Więckowski K., 1993a. Dotychczasowy stan rozpoznania osadów dennych jezior „Na Jazach” – cechy makroskopowe. *Polish Bot. Stud. Guidebook*, 8: 77–92.
- Więckowski K., 1993b. Procesy sedymentacji i tempo akumulacji osadów dennych w wybranych jeziorach. W: I. Dynowska (red.), *Przemiany stosunków wodnych w Polsce w wyniku procesów naturalnych i antropogenicznych*. Kraków, s. 88–97.
- Wojciechowski A., 1987. Profil geochemiczny osadów jeziora Gardno. *Bad. Fizjogr. nad Pol. Zach.*, ser. A, 37: 191–311.
- Wojciechowski A., 2000. Zmiany paleohydrologiczne w środkowej Wielkopolsce w ciągu ostatnich 12 000 lat w świetle badań osadów jeziornych rynny kórnicko-zaniemyskiej. *Wyd. Nauk. UAM, seria Geografia*, 63.