

Charakterystyka geomorfologiczna obszaru położonego wzdłuż Doliny Środkowej Noteci

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 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 glaci-fluwalnej, geomorfologii fluwalnej, 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 recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego z subfazy chodzieskiej; współczesne procesy geomorfologiczne, takie jak ruchy masowe, osuwiska; eksploatacja surowców natural-

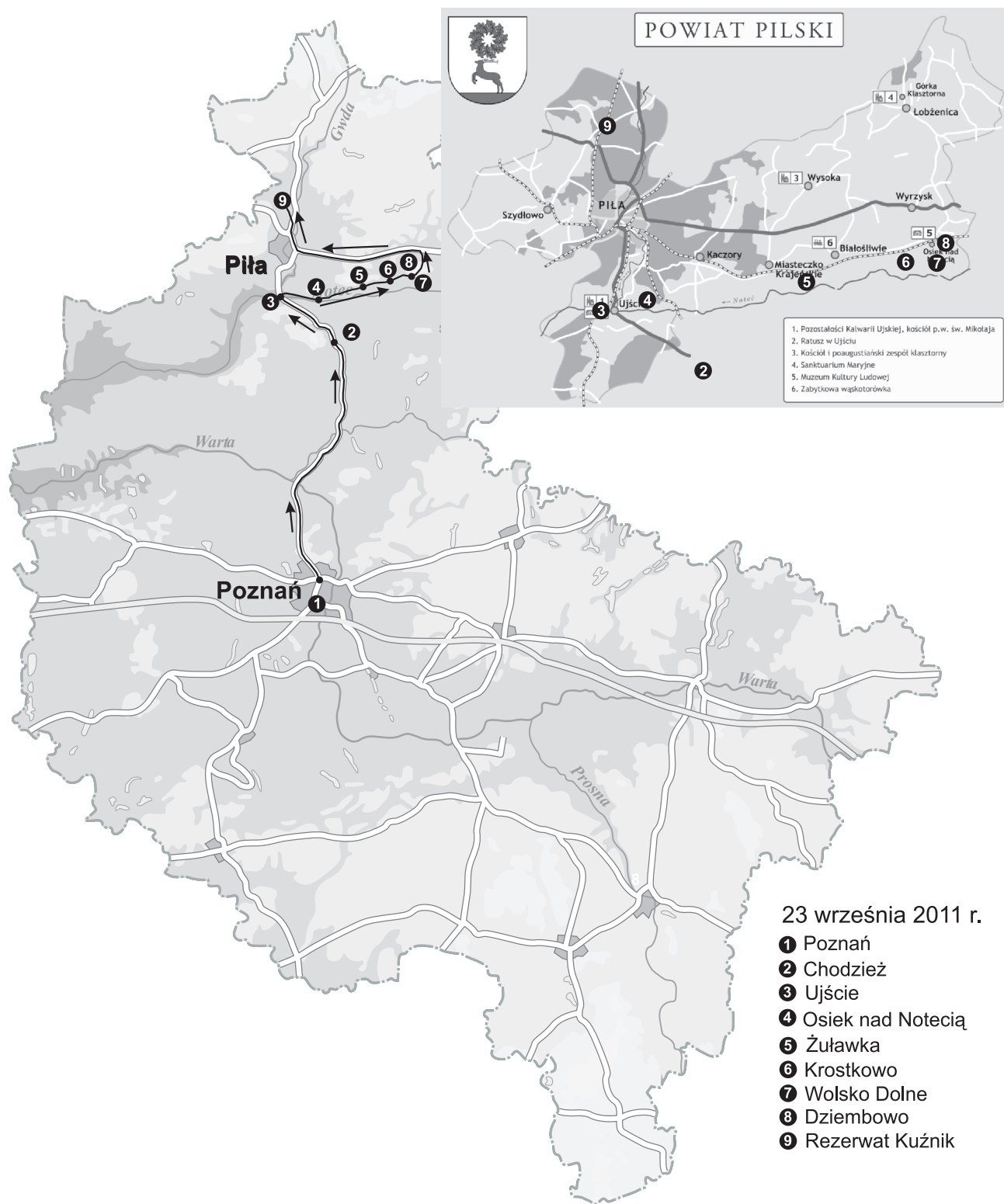
- nych (kopalnia piasków szklarskich, mioceńskich) i rekultywacja;
- Pradolina Noteci – rozwój pradoliny, wpływ Noteci na przekształcenia rzeźby, równiny torfowe;
- Żuławka – procesy eoliczne (wydma);
- Wolsko Dolne – budowa geologiczna wzgórz należących do nadnoteckiego ciągu czołowomorenowego;
- Dziembowo – budowa geologiczna wysoczyzny dennomorenowej;
- Rezerwat Kuźnik – Rynna Jezior Kuźnickich – rynna glacialna; zbiorniki jeziorne.

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

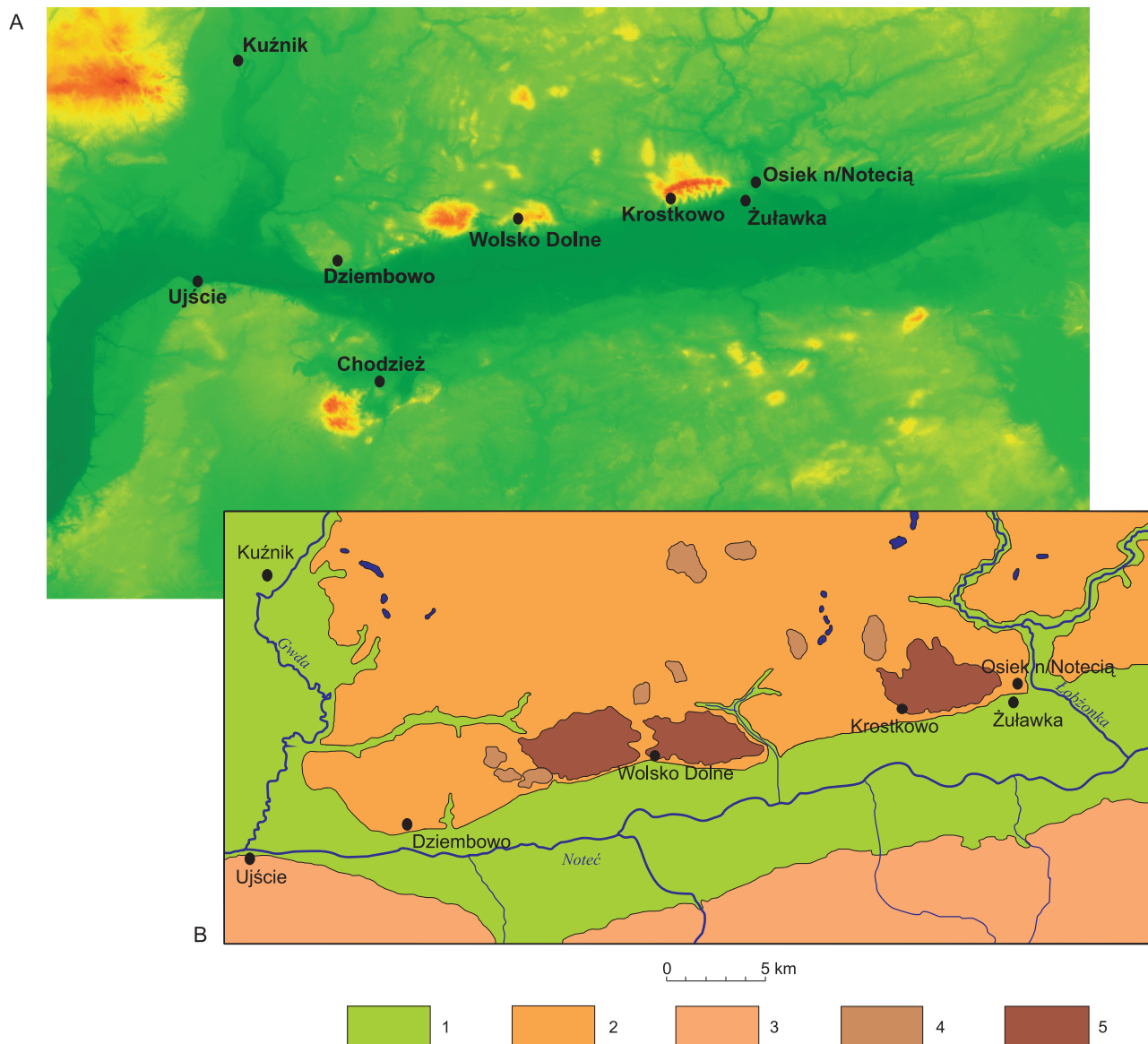
Opis regionalny

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 Łobzonki, 2 – południowy fragment Wysoczyzny Krajeńskiej (przełaziła 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 Wałęckiej, 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 glacitektonicznie. 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 Chodziesy znajdują się wzgórza czołowomorenowe subfazy chodzieskiej, z maksymalną kulminacją 191,6 m n.p.m. – Gontynec. Są to wzgórza morenowe glacitektonicznie spiętrzone. Na zapleczu wzgórz morenowych pięknie rysuje się zagłębienie końcowe, obecnie wypełnione przez Jezioro Miejskie (Chodzieskie). Na północ od wzgórz, od miejscowości Cisz, 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 ablacyjnych 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, Strzelc, 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 wydm i eolicznych piasków pokrywowych. Jak podaje Bartczak (2006), w rejonie Strzelec 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 wstępna fazą deglacji lądolodu wiśły 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 Białośliwiem oraz na południe od Dziembowa dochodzi ona do Pradoliny Noteci, gdzie rozdziela 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 Dębówkiej 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 Białośliwia, wykorzystywana obecnie przez rzekę Białośliwkę. Na północ od Białośliwia, 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 licznym elementem są suche dolinki erozyjno-denu-dacyjne i suche formy wklęsłe, typu niecek zboczowych. Występują one w okolicy Miasteczka Krajeńskiego, Białośliwia, Otlinu, 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 Dębówkiej 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 Dębowa 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 otaczającej 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 zastoi-skowe. 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 pradolinę 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).

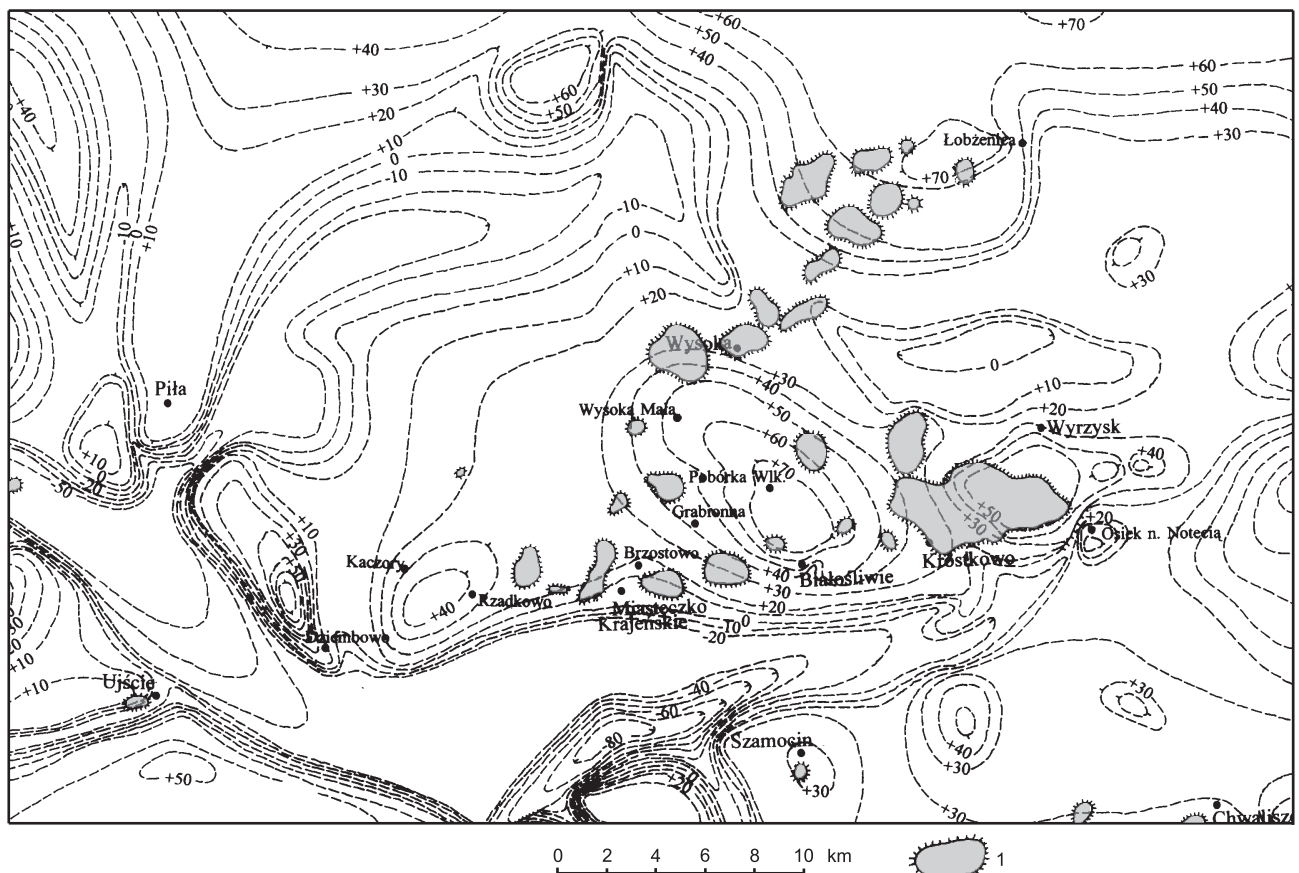
Osady czwartorzędowe mają zmienną miąższość. W obrębie pradoliny wartości ich kształtują się od 15 m do 125 m. Maksymalna miąższość występuje w centralnych częściach pradoliny, w jej odcinku wyrzyskim. Na obszarach przyległych do Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej, na wysoczyznach, miąższość osadów czwartorzędowych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

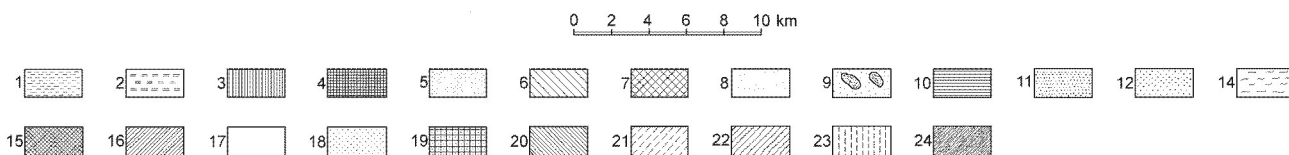
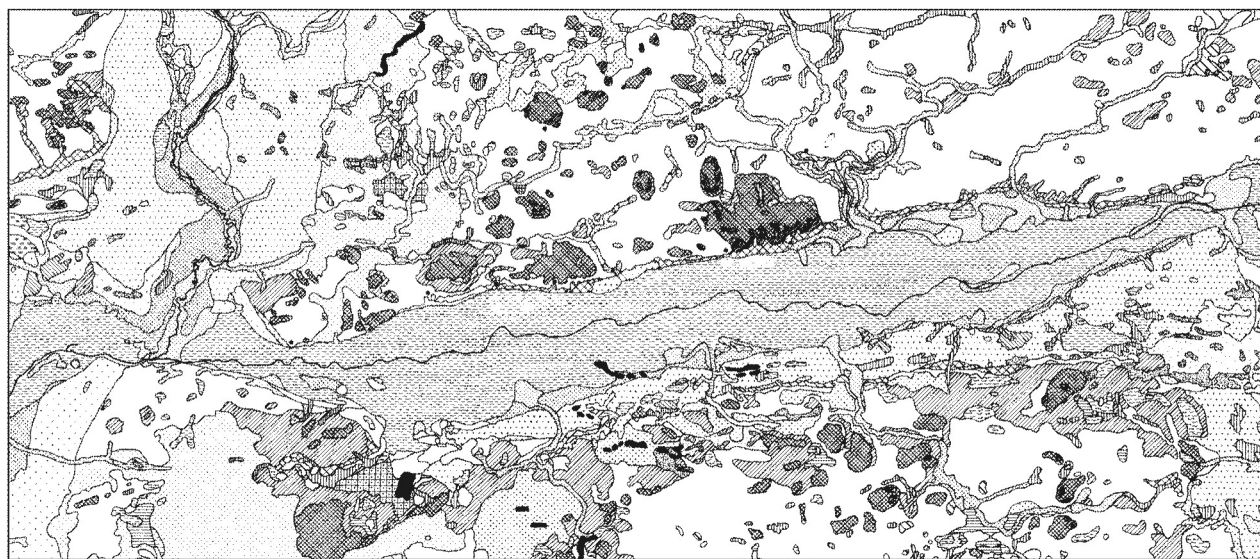
Według Włodka (1980) pozycja stratygraficzna tych stanowisk jest niepewna z uwagi na brak datowań paleontologicznych i palinologicznych.

Według mapy geologicznej w skali 1:200 000 wzgórza 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 Białośliwia do 1,5–2 m w okolicy Niezychowa i Pobórki Wielkiej. Jest to glina z licznymi przewarstwieniami piaszczystymi oraz cienkimi wkładkami pstrego łu 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 ilów 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 ilów zastoiskowych i mułków piaszczystych z makroskopowymi częstkami 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 – ily, mułki, piaski, kreda jeziorna, 5 – piaski i żwiry rzeczne, 6 – eluvia glin zwałowych, 7 – piaski i gliny deluwialne, 8 – piaski eoliczne, 9 – piaski eoliczne w wydmach; plejstocen – zlodowacenie północnopolskie: 10 – ily, 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 – ily, mułki i piaski zastoiskowe (górne i dolne); faza leszczyńska: 19 – glina zwałowa, 20 – ily, mułki i piaski zastoiskowe; zlodowacenie środkowopolskie: 21 – ily, 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 plicieński, 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 sondażowe we wzniesieniu koło Nieżychowa wykazały występowanie ilu plicieńskiego tuż przy powierzchni terenu, zwłaszcza w części północnej. Ponadto w budowie wewnętrznej uczestniczą drobno- i bardzo drobnoziarniste piaski bezstrukturalne, drobnoziarnisty żwir i gruboziarnisty piasek warstwowany 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, związłego ilu plicieńskiego 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 plicieńskich 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, głązy i gliny moren czołowych (ryc. 4). Od południa i zachodu w Górach Wysockich znajdują się wychodnie osadów plicieńskich, a w drugim wzniesieniu wychodnie plicocenu 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. Późnoplejstocieńskie 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 interglacjału 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. Interglacialny 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.