

Krzysztof WROTEK

Dolina Płoni jako niedoszły szlak przełomu wód pradoliny Noteci – Warty

Artykuł zawiera rekonstrukcję budowy geologicznej czwartorzędu doliny Płoni. Podkreślono tu etap rozwoju wielkiej rynny subglacjalnej. W tym etapie istniały warunki powstania przełomu wód pradoliny Noteci – Warty przez dolinę Płoni, kryptodepresyjne jeziora Płoń i Miedwie do Szczecina na północ. Dolina Płoni stanowi przykład niedoszonego przełomu.

W latach 1975–1976 prowadzone były prace zdjęciowe dla *Mapy Geologicznej Polski* przez Kombinat Geologiczny „Północ” na zlecenie Instytutu Geologicznego na pograniczu województw gorzowskiego i szczecińskiego. Omawiany obszar położony jest w zasięgu makroregionów Pobrzeża i Pojezierza Zachodniopomorskiego (fig. 1). W granicach tych dwu dużych jednostek znajdują się mezoregiony: w północnej części Równina Pyrzycko-Stargardzka, Równina Drawska, Pojezierze Myśliborskie i na południu Równina Gorzowska. Równinę Pyrzycko-Stargardzką tworzy równinny poziom zastoiska pyrzyckiego i nisko położona wysoczyzna, o wysokościach bezwzględnych 20–50 m n.p.m., urozmaicona niewielkimi pagórkami kemów, ozów i drumlin. Pozostałą część zajmują obszary wysoczyzn i moren czołowych strefy marginalnej fazy pomorskiej oraz jej formy ekstraglacialnej – sandru barlineckiego. Wysokości bezwzględne na tym obszarze kształtują się w granicach 100–90 m n.p.m. w przypadku strefy czołowomorenowej i 100–40 m n.p.m. na terenach sandru.

Około 20 km na południe od omawianego obszaru rozciąga się Kotlina Gorzowska, wchodząca w skład makroregionu pradoliny Noteci – Warty. Jest to jej rozszerzony fragment dolinny z pięcioma poziomami tarasów uformowanych przez wody płynące w czasie fazy pomorskiej i faz późniejszych ostatniego zlodowacenia. Na wyższych tarasach występuje tu szereg form deflacji i akumulacji eolicznej (R. Klimko, 1973).

Teren ten leży w obrębie monokliny przedsudeckiej a nieco na północ od linii Krzyż – Stargard Szczeciński graniczy z niecką szczecińską (W. Pożaryski, 1969; E. Błaszow, 1970). Nie sięgając do głębszych pięter, stwierdzić można, że cykl sedymentacji kredy kończą na tym terenie osady mastrychtu. Powierzchnia stro-

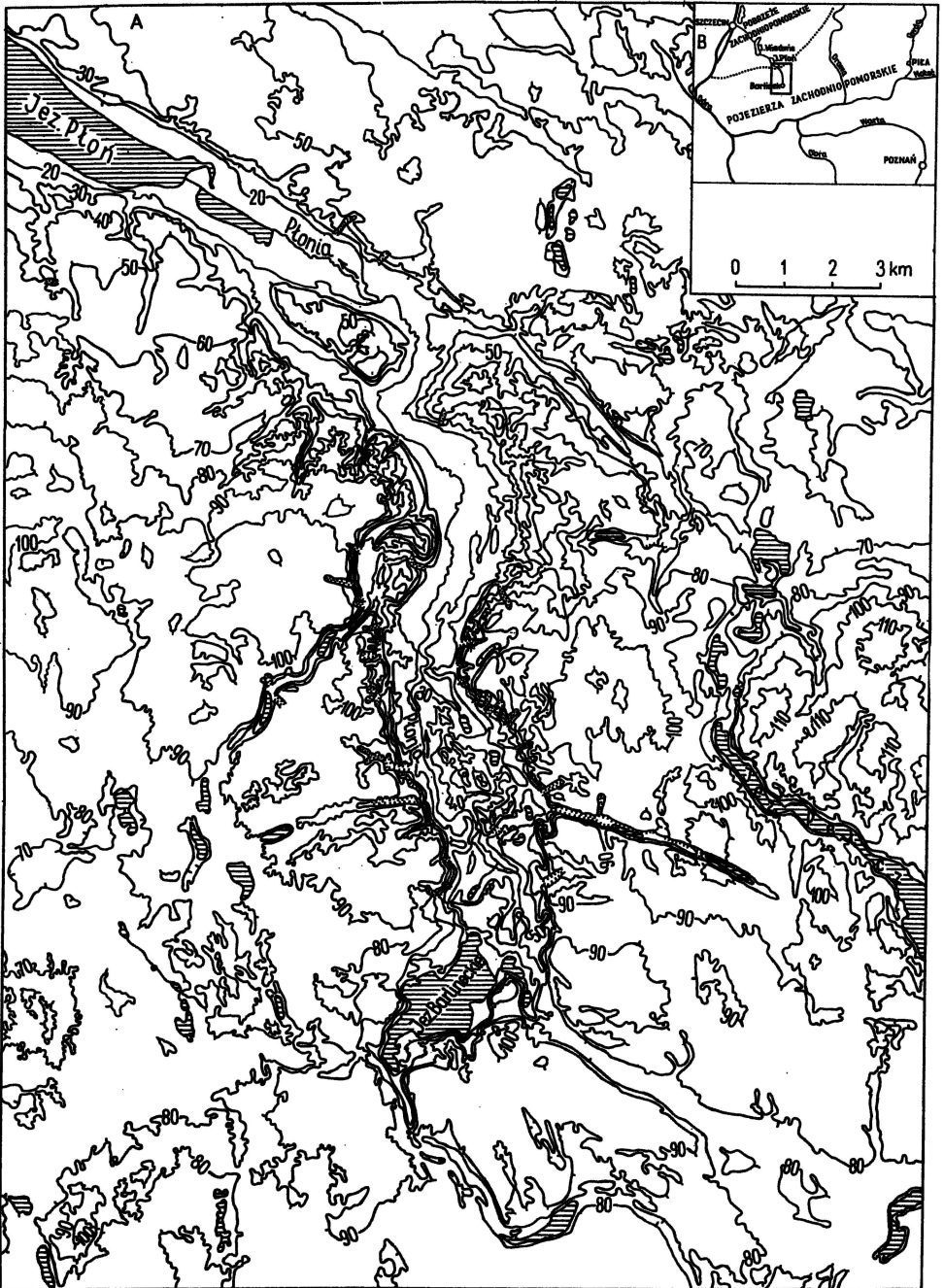


Fig. 1. Szkic hipsometryczny doliny Płonia (A) oraz lokalizacja obszaru badań (B)
 Hypsometric sketch of Płonia river valley (A) and location map of the studied area (B)

pową kredy — niemal płaska na monoklinie — w niecce szczecińskiej jest urozmaicona. Na przełomie kredy i trzeciorzędu, w paleocenie i części eocenu, zaznacza się luka sedymentacyjna związana z wypiętrzeniem i penepłenizacją obszaru.

Trzeciorzędowy cykl sedymentacyjny rozpoczyna się osadami eocenu w niecce szczecińskiej i oligocenu ku południowi. Szeroko rozprzestrzenione osady oligocenu w facji morskiej i przybrzeżnej zalegają transgresywnie na osadach starszych i są na omawianym obszarze przykryte osadami miocenu. Miocen wykształcony jest w facji lądowej i leży nad iltami „toruńskimi” i górnooligocenickimi piaskami glaukonitowymi. Utwory miocenu — to piaski przedzielone iltami, mułkami oraz wkładkami i pokładami węgla brunatnego. W pliocenie obszar ten znajdował się poza zbiornikiem centralnej Polski.

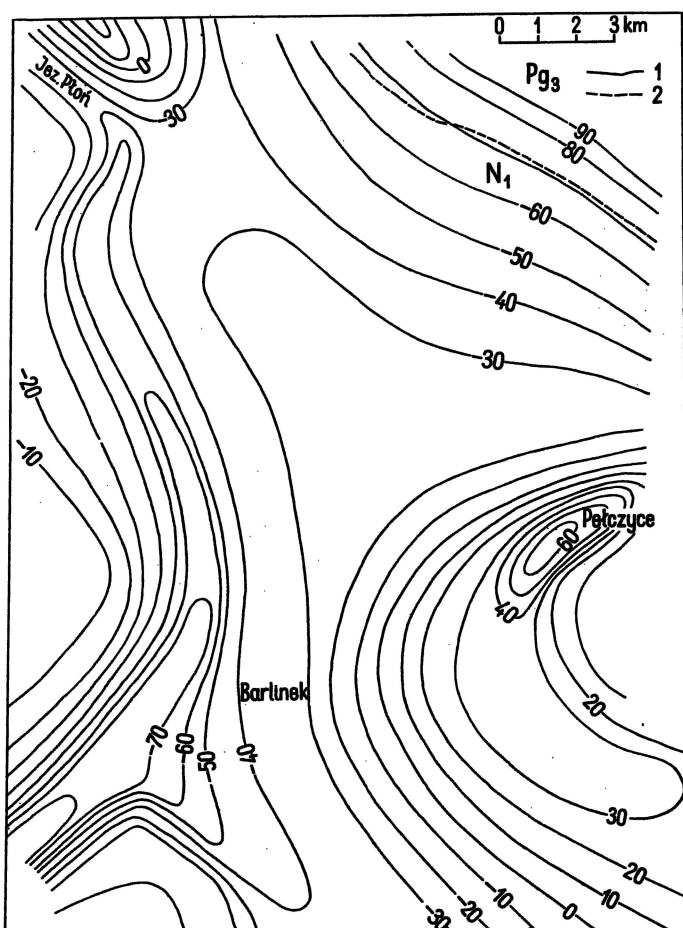


Fig. 2. Szkic ukształtowania podłoża czwartorzędu w rejonie doliny Płoni
Sketch map of morphology of Quaternary basement in the Płonia river valley

1 — izohipsy co 10 m; 2 — granica miocenu (N_1) i oligocenu (Pg_3)

1 — isohypses in 10 m intervals; 2 — boundary between Miocene (N_1) and Oligocene (Pg_3)

Powierzchnia podczwartorzędowa rozwinięta została na bazie powierzchni kończącej trzeciorzędowy cykl sedimentacji lądowej miocenu (fig. 2). Jest to powierzchnia poligenetyczna i charakteryzuje się znacznym zróżnicowaniem i urozmaiceniem rzeźby. Najniżej zalega ona w rejonie Strzelc Krajeńskich, poniżej 142 m p.p.m. (K. Wrotek, 1977), najwyżej zaś w Pełczycach, powyżej 60 m n.p.m. (fig. 2 i 5). Czynnikiem kształtującymi tę powierzchnię były różnowiekowe procesy, głównie erozja, glacitektonika oraz egzaracja lądolodu. Długa forma negatywna podłoża (fig. 2, 6, 7, 8) na omawianym terenie – to dolina rzeczna wcięta w osady miocenu¹. Wypełniona jest ona piaskami z przewarstwieniami iłu, żwirów i otoczków. Zainicjowana była w czasie interglacjału kromerskiego (fig. 6, 7, 8) a uformowała się ostatecznie w interglacjale wielkim. Pozytywna forma podłoża w rejonie Pełczyc jest wynikiem glacitektonicznego zaburzenia serii miocenu.

W profilu czwartorzędu na tym terenie (fig. 4–8) zaznacza się przewaga osadów dwu ostatnich zlodowaceń. Brak tu osadów zlodowacenia podlaskiego. Jego zasięg wg J.E. Mojskiego (1968) i E. Rühlego (1968), pokrywa się na tym terenie z obszarem silnej egzaracji lobu dolnej Odry w rejonie jeziora Płoń. Stwierdzony poziom glacialny zlodowacenia krakowskiego wiąże się z górnym młodszym stadiem tego zlodowacenia (K. Wrotek, 1977). W czasie nasuwania lądolodu zlodowacenia krakowskiego powstało wstępnie zaburzenie glacitektoniczne serii miocenu w rejonie Pełczyc (fig. 2, 5). Strop glin zlodowacenia krakowskiego oscyluje od 0 do 30 m n.p.m., w formie raczej wyrównanej powierzchni o spadku na NW. Zrównanie to powstało w interglacjale wielkim.

Interglacjał wielki reprezentowany jest przez największe w profilu czwartorzędu wcięcia erozyjne i przez osady rzeczne. W tym okresie uformowała się, a następnie została wypełniona osadami kopalna dolina równoległa do doliny Płoni (fig. 2, 4–8).

Transgresja lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego zaznaczyła się w postaci osadów fluwioglacjalnych. Podścielają one dwudzielną glinę tego zlodowacenia. Poziom glacialny zlodowacenia środkowopolskiego (gliny zwałowe) jest jednym z dwóch głównych poziomów w profilu czwartorzędu tego rejonu. Miejscami zalega on bezpośrednio na podłożu oraz zawiera porwaki i kry osadów starszych. Glacitektoniczne spiętrzenie serii miocenu w rejonie Pełczyc zostało w czasie nasunięć lądolodu podpiętrzone, uformowane i przykryte nieznacznej miąższości gliną zwałową. Jest ono dobrze udokumentowane wierceniami (fig. 5). Strop glin tego zlodowacenia na południu, w rejonie Barlinka, zalega płasko, a ku północy zaznaczają się urozmaicenia jego rzeźby oraz redukcje miąższości glin zwałowych. Na glinach w czasie recesji zlodowacenia osadziły się serie osadów zastoiskowych.

Interglacjał eemski zaznaczył się w postaci wcięć erozyjnych typu rzecznego oraz piaszczystego wypełnienia dolin. Osady organiczne są rzadkością w tym rejonie Polski. Ostatnio tego wieku osady organiczne, nie udokumentowane jeszcze palinologicznie, zarejestrowano w Łęgowie i Starym Kurowie (K. Wrotek, 1978) oraz około 40 km na wschód od omawianego obszaru – w Kołkach (K. Wrotek, praca w druku).

Osady zlodowacenia bałtyckiego decydują głównie o budowie geologicznej powierzchni terenu, a dynamika procesów tego okresu odzwierciedla się w postaci intensywnej rzeźby glacialnej. Wobec silnej egzaracji lądolodu stadiału głównego na tym terenie nie stwierdzono osadów wieku od stadiału szczecińskiego do interfazy paudorfskiej. Osady zastoiskowe z recesji zlodowacenia środkowopolskiego ścięte są przez transgredujący lądolód w fazie leszczyńskiej stadiału głównego

¹ W sposobie ujęcia wydzielen na przekrojach i mapce (fig. 3) występują pewne różnice wynikające z różnej szczegółowości i niejednorodności materiałów archiwalnych.

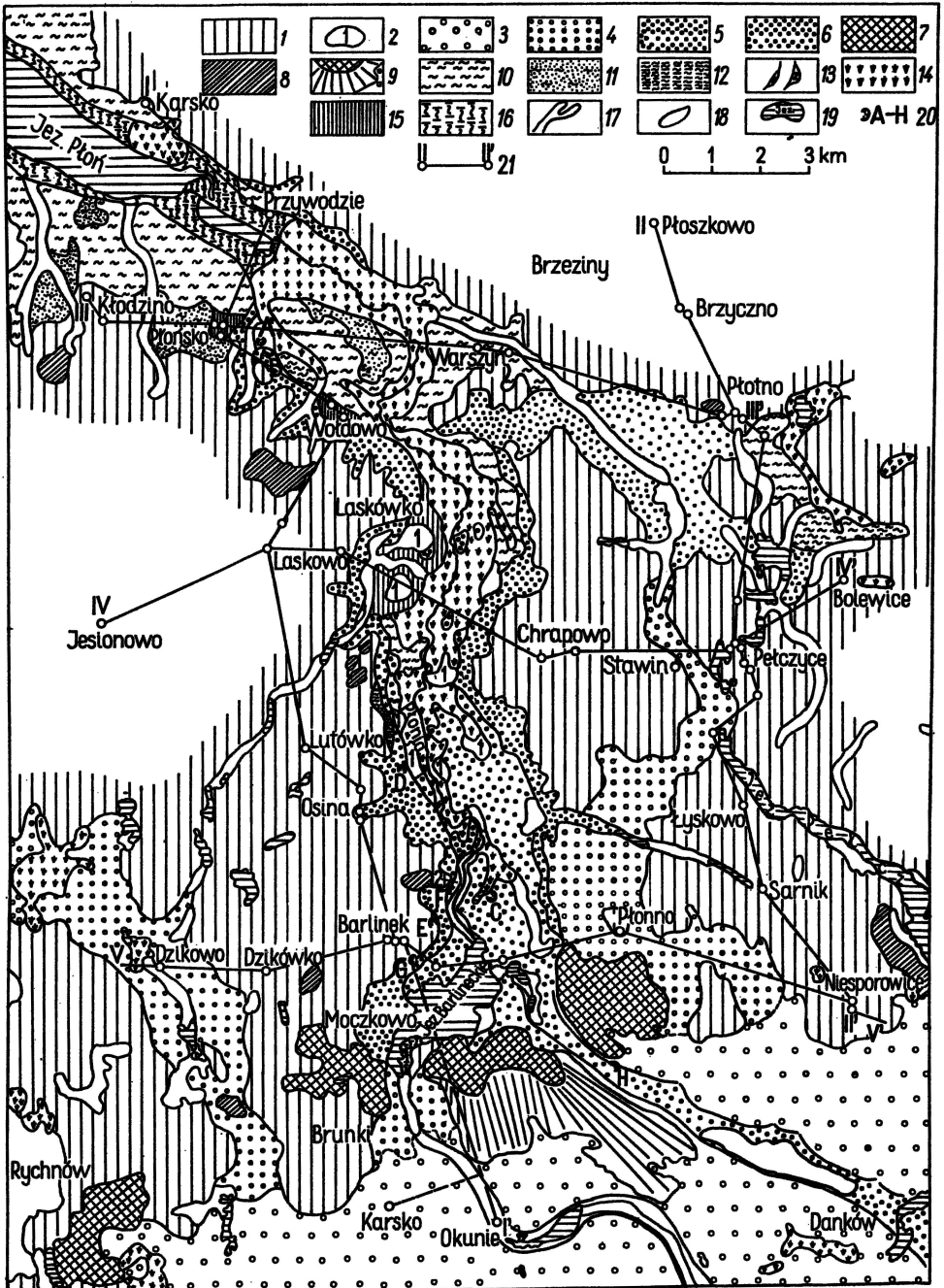


Fig. 3. Powierzchniowy szkic geologiczny doliny Płoni

Geological sketch map of the Płonia river valley

1 – gliny zwałowe moreny dolnej falistej fazy pomorskiej; 2 – gliny zwałowe ablacyjne; 3 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr maksymalnego postępu fazy pomorskiej; 4 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr recesyjny subfazy chojeńskiej; 5 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr z transgresji lądolodu fazy pomorskiej; 6 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr z transgresji lądolodu fazy pomorskiej; 7 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr z transgresji lądolodu fazy pomorskiej; 8 – gliny zwałowe moreny dolnej falistej fazy pomorskiej; 9 – gliny zwałowe ablacyjne; 10 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr maksymalnego postępu fazy pomorskiej; 11 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr recesyjny subfazy chojeńskiej; 12 – piaski i żwiry fluwioglacjalne, sandr z transgresji lądolodu fazy pomorskiej; 13 – jezioro; 14 – jezioro; 15 – jezioro; 16 – jezioro; 17 – jezioro; 18 – jezioro; 19 – jezioro; 20 – skala 0-3 km; 21 – strzałka

(fig. 4–8). Poziom glin zwałowych fazy leszczyńskiej wykazuje na tym terenie słabą rozdzielność od glin zwałowych fazy poznańskiej i najczęściej występuje jeden poziom glin. W stropie tego kompleksu glin zwałowych recesja fazy poznańskiej w południowej części Równiny Gorzowskiej zaznaczyła się w postaci serii osadów zastoiskowych. Wychodzą one tam spod serii piasków dystalnej części sandru barlineckiego. Natomiast w rejonie doliny Płoni w stropie tych glin i wśród nich obserwuje się nagromadzenia żwirów, głazów i otoczaków w formach typu kopalnych, być może, moren czołowych z recesji fazy poznańskiej. Tę powierzchnię stropową charakteryzują od południa wysokości od 60–50 m n.p.m. w dystalnej części sandru barlineckiego, 70 m n.p.m. w rejonie Barlinka, do 30 m n.p.m. koło jeziora Płoń. W Okuniach, w podłożu sandru barlineckiego można odnaleźć ślad obniżenia, wypełnionego osadami zastoiskowymi na wysokości podobnej, jak wyżej opisane zastoiska recesji lądolodu fazy poznańskiej. Podobne osady występujące w krawędzi doliny Płoni na starszych glinach zwałowych wydzielono w rejonie Laskowa oraz w samym Barlinku (fig. 3 i fig. 9F). Na tę powierzchnię – po recesji lądolodu fazy poznańskiej – transgredował z północy lądolód fazy pomorskiej. Najdłuższy trwał tu dopływ lodu i utrzymywały się bryły martwych lodów. Ciągi oscylacji recesyjnych fazy pomorskiej w rejonie doliny Płoni występują w formie jednej strefy, podczas gdy na zachód od tej doliny ukształtowały się wyraźnie w większych od siebie odległościach (S. Kozarski, 1965; L. Roszko, 1968). W strefie garbu jeziornego osady z transgresji lądolodu, fluwioglacjalne, zastoiskowe i morenowe o znacznej miąższości, nadbudowały inicjalną powierzchnię powstałą po recesji lądolodu fazy poznańskiej – leszczyńskiej. Materiał ten mógł być następnie spiętrzony. Osady te udokumentowano w licznych punktach, a niektóre z nich – to odsłonięcia w krawędzi doliny Płoni (fig. 9B, F, G) oraz otwory wiertnicze (fig. 4–8). Bezpośrednio przed wkroczeniem lądolodu rozwinęło się zastoisko, obserwowane w krawędzi doliny Płoni oraz w Płotnie (fig. 5), którego osady zalegają pod powierzchniowym poziomem glin zwałowych. Lądolód fazy pomorskiej ustabilizował się nieco dalej niż linia „maksymalnych” moren, sypiąc dolne partie sandru barlineckiego. W czasie „maksymalnego” postoju lądolodu fazy pomorskiej funkcjonował odpływ, częściowo subglacjalny, przez Jezioro Barlineckie do Okuni (fig. 3), wypełniając się w końcowym etapie osadami żwirowo-piaszczystymi w górnej serii (J. Tamulewicz, 1973). Sandr barlinecki sypany był głównie w kierunku SE, na Danków. O dalszym zasięgu lodów „maksymalnej” fazy pomorskiej świadczą wysoko położone gliny zwałowe w Brunkach (fig. 3), zalegające na przedpolu moren czołowych.

Z postojem i recesją fazy pomorskiej wiążą się w dolinie Płoni wszystkie formy i nieomal wszystkie osady występujące na powierzchni terenu. Wyżej wymienioną

glacjalne, sandr z ostatecznej recesji lądolodu po subfazie mielecińskiej; 7 – piaski, mułki, żwiry i gliny moren czołowych; 8 – piaski i mułki kemów; 9 – piaski, żwiry proksymalnej części sandru barlineckiego; 10 – mułki i ility zastoiskowe; 11 – piaski pylaste, drobnoziarniste zastoiskowe; 12 – ility i mułki starszego zastoiska z transgresji fazy pomorskiej; 13 – ility i mułki zastoiska z recesji fazy poznańskiej; 14 – torfowiska; 15 – gliny zwałowe fazy poznańskiej; 16 – osady jeziorne, w tym kredy jeziorne wokół jeziora Płoń; 17 – rzeczne osady holocenijskie; 18 – namuły holocenijskie; 19 – jeziora; 20 – odsłonięcia cytowane w tekście; 21 – przebieg przekrojów geologicznych

1 – tills of wavy bottom moraine of the Pomeranian phase; 2 – ablational tills; 3 – fluvioglacial sands and gravels of sandur related to the main stop of the Pomeranian phase icesheet; 4 – fluvioglacial sands and gravels of recessional sandur of the Chojno subphase; 5 – fluvioglacial sands and gravels of sandur related to transgression of Pomeranian phase icesheet; 6 – fluvioglacial sands and gravels related to final retreat of the icesheet after the Mielecin subphase; 7 – front moraine, sands, silts, gravels and tills; 8 – kame sands and silts; 9 – sands and gravels of proximal part of Barlinek sandur; 10 – ice-dammed lake silts and sands; 11 – ice-dammed lake fine-grained silty sands; 12 – clays and silts of older ice-dammed lake related to transgression of icesheet of Pomeranian phase; 13 – clays and silts of ice-dammed lake related to retreat of icesheet of Poznań phase; 14 – peat bogs; 15 – Poznań phase tills; 16 – lacustrine deposits including lacustrine chalk occurring around Płoń Lake; 17 – Holocene fluvial deposits; 18 – Holocene silts; 19 – lakes; 20 – localities referred to in the text; 21 – lines of geological sections

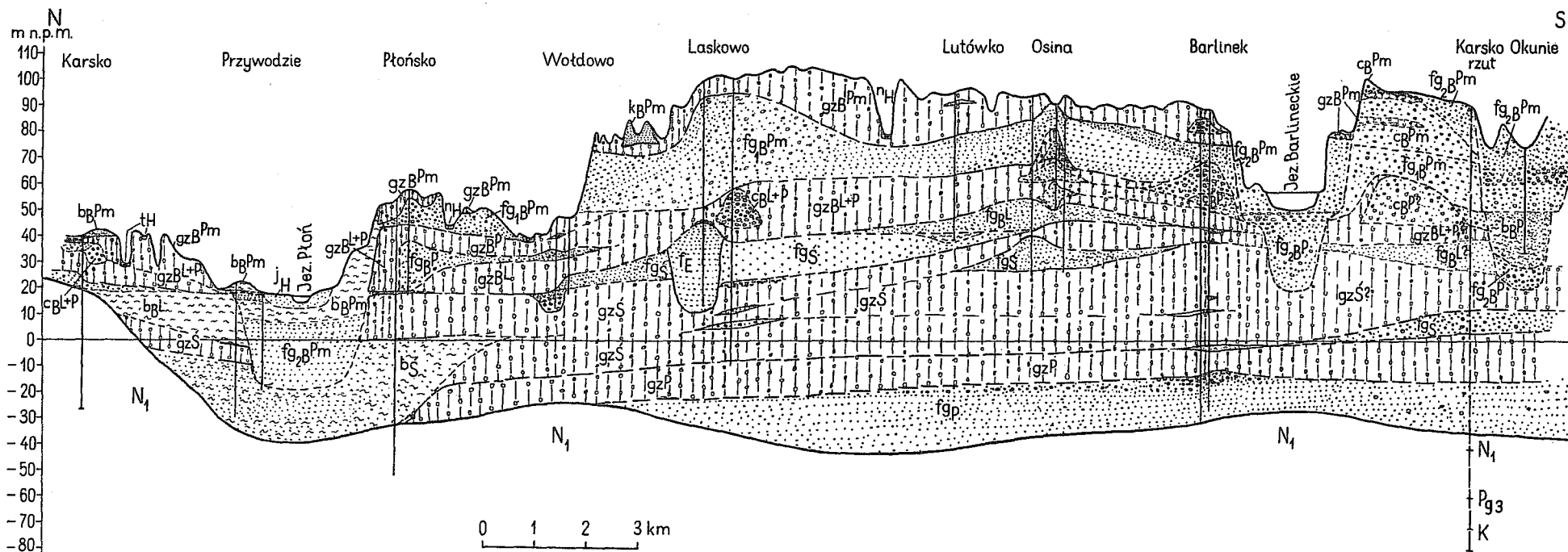


Fig. 4. Przekrój geologiczny Karsko-Okunie (I-I')

Geological cross-section Karsko-Okunie (I-I')

H – holocen: ^H – mady, mułki, piaski i żwiry rzeczne; ^H – namuly; tH – torfy; ^H – mułki, piaski i kredy jeziorne; plejstocen: B – zlodowacenie bałtyckie; ^{kB^{pm}} – ility, mułki i żwiry kęw fazy pomorskiej; ^{B^{pm}} – piaski i żwiry ozów fazy pomorskiej; ^{gzB^{pm}} – gliny zwałowe, piaski, żwiry i glazy lodowcowe fazy pomorskiej; ^{g^{B^{pm}}} – piaski i żwiry wodnolodowcowe: 1 – z transgresji, 2 – z recesji, faza pomorska; ^{b^{B^{pm}}} – ility, mułki i piaski zastoiskowe fazy pomorskiej; ^{B^p} – piaski, żwiry i glazy moren czołowych fazy poznańskiej; ^{gzB^p} – gliny zwałowe fazy poznańskiej; ^{g^{B^p}} – piaski i żwiry wodnolodowcowe fazy poznańskiej; ^{g^{B^{L+P}}}, ^{gzB^{L+P}}, ^{c^{B^{L+P}}} – osady jw. łącznie faz leszczyńskiej i poznańskiej; ^{g^{B^L}} – piaski i żwiry wodnolodowcowe fazy leszczyńskiej; ^{gzB^L} – gliny zwałowe fazy leszczyńskiej; E – interglacjał eemski: ^E – mady, mułki, piaski i żwiry rzeczne; ^S – zlodowacenie środkowopolskie: ^{g^S} – piaski i żwiry wodnolodowcowe; ^{b^S} – ility, mułki i piaski zastoiskowe; ^{gz^S} – gliny zwałowe; ^M – mułki, piaski i żwiry rzeczne interglacjału mazowieckiego; ^P – piaski i żwiry wodnolodowcowe zlodowacenia południowopolskiego; ^{gz^P} – gliny zwałowe zlodowacenia południowopolskiego; ^{K?} – osady rzeczne ewentualnego interglacjału kromerskiego; ^{ze} – eluvia piaszczyste glin zwałowych; Tr – kry trzeciorzędowe w osadach czwartorzędu; N₁ – neogen, miocen; Pg₃ – paleogen, oligocen; K – kreda; K₂ – kreda górna

H – Holocene: ^H – fluvial silts, sands and gravels; ^H – silts; tH – peats; ^H – lacustrinal silts, sands and chalk; Pleistocene: B – Baltic Glaciation: ^{kB^{pm}} – kame clays, silts, sands and gravels of Pomeranian phase; ^{B^{pm}} – esker sands and gravels of Pomeranian phase; ^{gzB^{pm}} – icesheet tills, sands and boulders of Pomeranian phase; ^{g^{B^{pm}}} – fluvioglacial sands and gravels: 1 – from the time of transgression, 2 – from the time of retreat, Pomeranian phase; ^{b^{B^{pm}}} – ice-dammed lake clays, silts and sands of Pomeranian phase; ^{B^p} – front moraine sands, gravels and boulders of Poznań phase; ^{gzB^p} – tills of Poznań phase; ^{g^{B^p}} – fluvioglacial sands and gravels of Poznań phase; ^{g^{B^{L+P}}}, ^{gzB^{L+P}}, ^{c^{B^{L+P}}} – deposits as above, including those of Leszczyń phase; ^{g^{B^L}} – fluvioglacial sands and gravels of Leszczyń phase; ^{gzB^L} – tills of Leszczyń phase; E – Eemian Interglacial; ^E – fluvial silts, sands and gravels of Eemian interglacial; ^S – Mid-Polish Glaciation: ^{g^S} – fluvioglacial sands and gravels of Mid-Polish Glaciation; ^{b^S} – ice-dammed lake clays, silts and sands of Mid-Polish Glaciation; ^{gz^S} – Mid-Polish Glaciation tills; ^M – fluvial silts, sands and gravels of Masovian Interglacial; ^P – fluvioglacial sands and gravels of South-Polish Glaciation; ^{gz^P} – South-Polish Glaciation tills; ^{K?} – possible fluvial deposits of Cromerian Interglacial; ^{ze} – sandy elluvia of tills; Tr – Tertiary glacial floes in Quaternary deposits; N₁ – Neogene, Miocene; Pg₃ – Paleogene, Oligocene; K – Cretaceous; K₂ – Upper Cretaceous

formą ekstramarginalną na południu doliny jest sandr barlinecki, położony na przedpołu lobu dolnej Odry. Budowany był on od transgresji lądolodu fazy pomorskiej, a swym południowym skrajem towarzyszy pradolinie Noteci – Warty. Pradolina funkcjonowała w fazie pomorskiej w formie odpływów sandrowych (R. Galon, 1968; S. Kozarski, 1965). W subfazie chojeńskiej i mielecińskiej (recesyjnych oscylacjach fazy pomorskiej) funkcjonowała głównie pradolina, w tym też czasie powstał jej najwyższy taras, a sandr barlinecki był nadbudowany i prze-modelowany. W subfazie szczecińskiej funkcjonowała już pradolina „prześciowa”.

Sandr barlinecki rozciągający się u południowego wylotu doliny Płoni zbudowany jest z piasków różnoziarnistych, żwirów, czasem mułków, złożonych w formie podobnej do stożka (fig. 1, 3), o spadkach terenu większych niż reszta sandru na południu i o najwyższych wysokościach powyżej 100 m n.p.m. Forma ta charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą o dużych deniwelacjach, powyżej 30 m. Deniwelacje te wynikają z wytopienia się licznych i dużych brył martwych lodów. Niższe partie zbudowane z piasków, żwirów, otoczków zaklasyfikowano jako proksymalną część sandru, za J. Tamulewiczem (1973). Natomiast najwyższe jej partie nazwano moreną czołową z uwagi na znaczny udział w budowie materiału zwałowego, dokumentowanego tu także przez J. Tamulewicza (1973). Forma ta powstała u wylotu największej w tym rejonie subglacialnej rynny Płoni w czasie od maksymalnego postoju lądolodu fazy pomorskiej do „recesji” lądolodu z postoju w subfazie chojeńskiej do subfazy mielecińskiej. Forma ta może mieć starsze założenia. Występujący na wysokości powyżej 90 m n.p.m. przepływ (fig. 3) typu sandrowego przypisać można okresowi do oscylacyjnej recesji lądolodu w subfazie chojeńskiej. Na okres między fazą „maksymalną” i chojeńską określić można także czas funkcjonowania subglacialnego odpływu Pęczycy – Płonno (fig. 3), którego osady budują najwyższą powierzchnię sandru, powyżej 80 m n.p.m. (fig. 1, 3). Jest to boczne odgałęzienie rynny doliny Płoni. Postój lądolodu fazy maksymalnej pomorskiej na linii Rychnów, Moczkowo, Barlinek, Płonno, Niesporowice, zaznaczył się na kontakcie moreny dennej falistej i powierzchni sandrowych w postaci akumulacyjnych moren czołowych. Są to niskie pagórki zbudowane z piasków, żwirów, otoczków, często zglinionych, z mułków i glin zwałowych złożonych beładnie. Formą moreny czołowej pośrednią do proksymalnej części sandru jest wyżej omówiona forma u południowego wylotu doliny Płoni, na południe od Jeziora Barlineckiego. Na północ od Barlinka formą dominującą na obu brzegach doliny Płoni jest morena denna falista zapleczka maksymalnych moren fazy pomorskiej. Zbudowana jest ona z różnorodnych glin zwałowych, a jej zróżnicowanie hipsometryczne przedstawiono na fig. 1. W lobie dolnej Odry, na północ od doliny Płoni, na tej glinie zwałowej rozwinięte jest stargardzkie pole drumlinowe opisywane przez A. Karczewskiego (1965, 1968).

Recesja lobu Odry rozpoczęła się wcześniej od innych lobów według R. Galona i L. Ryszko (1967), natomiast wewnątrz łuku moren czołowych maksymalnej fazy pomorskiej zaznaczyła się recesyjna oscylacja, subfaza chojeńska, wydzielona przez S. Kozarskiego (1965). Wyznaczają ją łuki moren swym przebiegiem świadczące o długim zaleganiu lodu w rejonie doliny Płoni. W subfazie chojeńskiej powstał płytki sandr na glinie zwałowej, biegnący przez Dzikowo, na SW od doliny Płoni.

Wyżej omówione formy terenu towarzyszą od zewnątrz dolinie Płoni, dokumentując niektóre etapy jej rozwoju. Dolina Płoni jest dużą formą negatywną ciągnącą się od Szczecina poprzez kryptodepresyjne jeziora Miedwie i Płoń. Jej długość na omawianym odcinku, tj. od jeziora Płoń do Jeziora Barlineckiego wynosi 20 km i tutaj dają się zaobserwować największe deniwelacje, od 20–30 m

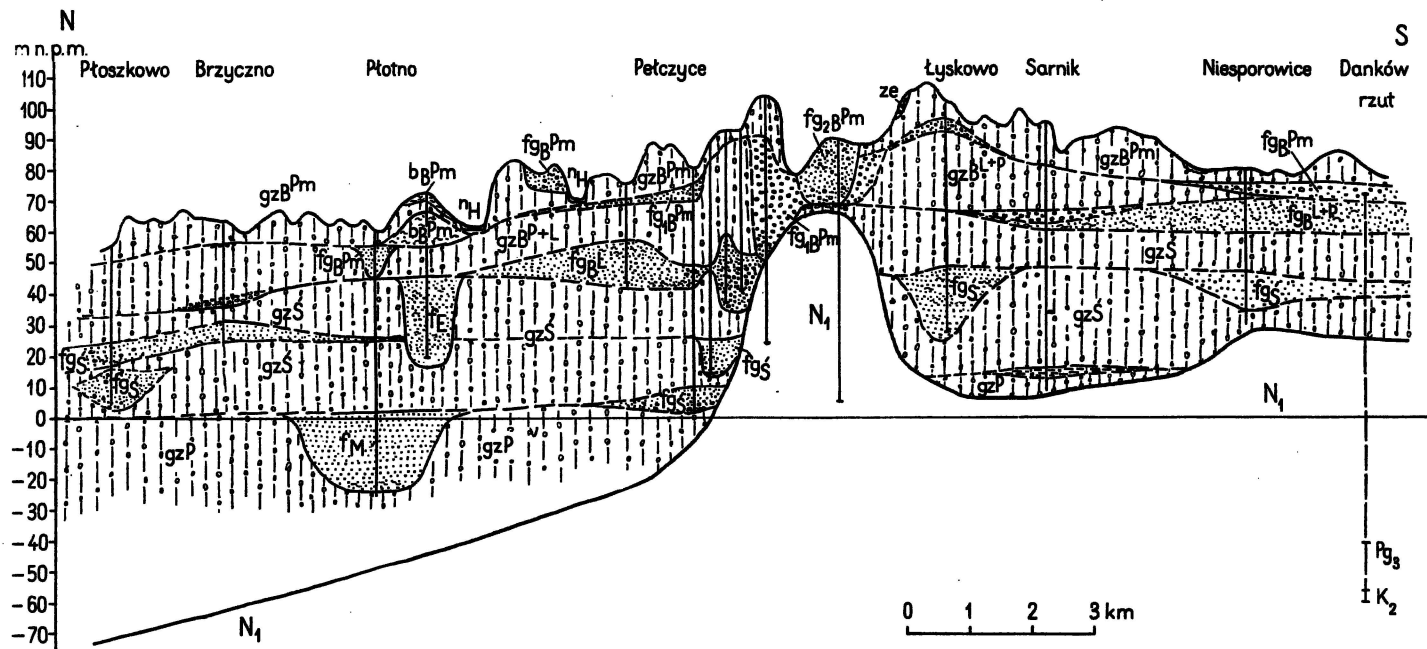


Fig. 5. Przekrój geologiczny Płoszkowo–Niesporowice (II–II')

Geological cross-section Płoszkowo–Niesporowice (II–II')

Objaśnienia jak do fig. 4

Explanations as given in Fig. 4

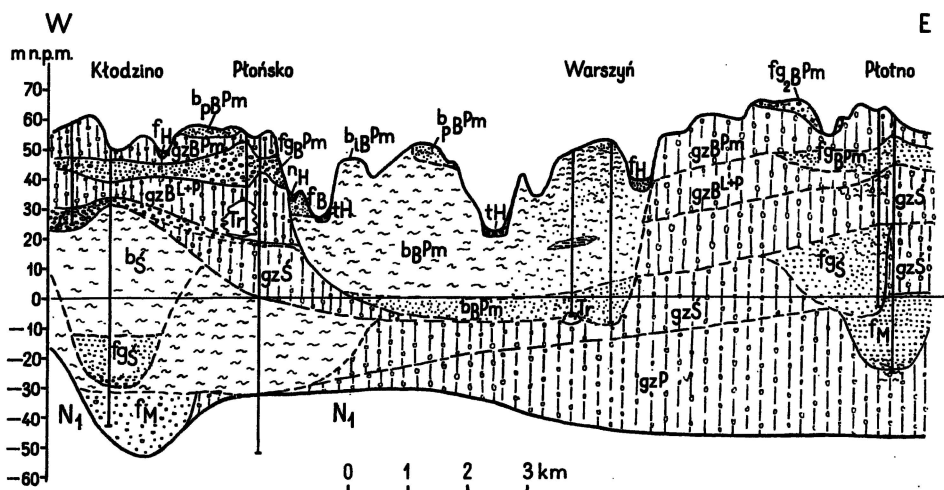


Fig. 6. Przekrój geologiczny Kłodzino – Płotno (III – III').

Geological cross-section Kłodzino – Płotno (III – III')

Objaśnienia jak do fig. 4

Explanations as given in Fig. 4

n.p.m. (dno) do powyżej 110 m n.p.m. Szerokość doliny Płoni w rejonie Chrapowo – Laskowo wynosi od 2 do 3 km. W krawędzi doliny Płoni najbardziej mięszym poziomem są osady z transgresji fazy pomorskiej, takie jak: piaski różnoziarniste, mułki, żwiry i otoczaki z przykryciem materiałem zwałowym (fig. 9G). Spąg osadów z transgresji lądolodu fazy pomorskiej, po analizie występujących serii litologicznej i hipsometrycznej, przyjęto na wysokości występowania poziomu piasków i mułków z zawartością detrytusu roślinnego (fig. 9F), czyli w spągowych partiach krawędzi doliny Płoni. W tym ujęciu fazę poznańską reprezentują serie mułków i piasków z etapu deglacjacji lądolodu tej fazy oraz poziom glin zwałowych w rejonie Laskówka występujący pod serią osadów piaszczysto-żwirowych nieco nad dnem doliny (fig. 1, 3).

Forma morfologiczna doliny Płoni kształtowała się wieloetapowo, jako potężny odpływ subglacjalny wód lodowcowych. Odpływ ten funkcjonował, w kierunku na SE, w dużej szczelinie lodowcowej w czasie od nasuwania się lądolodu fazy „maksymalnej” pomorskiej do recesji ostatecznej po subfazie mieleńskiejskiej. Z uwagi na znaczną skalę rozwinięcia morfometrycznego rynn doliny Płoni (jak wyżej) nasuwa się przypuszczenie o udziale w formowaniu się rynn nie tylko erozji wód lodowcowych i podlodowcowych, ale i egzaracji lądolodu oraz jego wewnętrznych strumieni. Aktywny lądolód w rejonie doliny Płoni utrzymuje się aż do subfazy mieleńskiejskiej, co wyróżnia ten obszar od sąsiednich, gdzie S. Kozarski (1965) i A. Karczewski (1965, 1968) wydzielały ciągi moren oscylacji recesyjnych. Subfaza mieleńskiejska zaznaczyła się jako pewne uaktywnienie lądolodu. Powstały wtedy prawdopodobnie spiętrzenia glaciektoniczne w wyżej opisanej formie na południe od Jeziora Barlineckiego, zarejestrowane przez J. Tamulewicza (1973). Recesja lądolodu po subfazie mieleńskiejskiej zaznaczyła się w dolinie Płoni jako jej subarealny etap rozwoju (R. Galon, 1967). W szczelinach lodu na wysoczyznach wokół rynn powstawały formy typu kemów (fig. 3) zbudowane z piasków i mułków, z fragmentarycznymi i niegrubymi przykryciami materiałem morenowym. W samej dolinie

Płoni dokonywało się zamieranie łądolodu i obtapianie brył martwych lodów. Uwalniane wody odpływały na południowy wschód, formując w gruboklastycznym sandrze „pomorskim” suchą obecnie dolinkę ciągnącą się wzdłuż drogi Barlinek – Danków – Strzelce Krajeńskie (fig. 1, 3 i 9H). Dolinka ta ciągnie się do rzeki Pełcz. Wody jej silnie rozcięły dystalną część sandru barlineckiego od kontaktu z pradoliną Noteci – Warty aż do Dankowa (fig. 3) i w tym czasie powstał najwyższy taras pradolinny. W fazie wygasania dolinka ta była akumulowana piaskami do momentu kaptażu wód na północny zachód (czyli o 180°).

Jest to bardzo ważny etap rozwoju rynny doliny Płoni, gdyż w tym momencie dynamika procesów działających w osi doliny zdecydowała o istotnym fakcie dla dalszego jej rozwoju. Otóż w czasie formowania się tej dolinki ukształtowały się warunki powstania w tym ciągu form negatywnych przełomu wód pradolinny Noteci – Warty. Świadczyć o tym mogą: skala rozwoju rynny doliny Płoni, dalekie wysunięcie jej nisko położonego dna na SE ku pradolinie oraz niewielka odległość rynny od pradolinny = ok. 20 km.

Fakt że przełom taki nie dokonał się w osi doliny Płoni zdeterminowały następujące procesy:

1. Długie zaleganie lodów w rynnie doliny Płoni wynikające z usytuowania jej na jednym z głównych strumieni dopływu lodu w łobie dolnej Odry;
2. Długie zaleganie w recesji martwych lodów i ich obtapianie się;
3. Wysokie zasypanie fluwioglacjalne sandru barlineckiego (relatywnie do miejsca faktycznego przełomu), słabe rozcięcie wgłębne sandru przez wody odpływające suchą dziś dolinką Barlinek – Danków, stosunek i synchronizacja z procesami, które zachodziły w tym samym łobie na linii Kostrzyń – Cedynia – Szczecin.

Jak wynika z powyższego, dolina Płoni i dolinka Barlinek – Danków stanowią genetyczny i dość bezpośredni odpowiednik przełomowego odcinka doliny dolnej Odry oraz – przy uwzględnieniu zróżnicowania paleogeograficznego – także doliny dolnej Wisły w ujęciu jej genezy przez E. Drozdowskiego (1974), R. Galona (1961, 1968) i S. Kozarskiego (1965). Ważny wydaje się fakt, że taki przełom mógł być tu bardzo prawdopodobny, a dolina Płoni jest przykładem glacialnego etapu rozwoju obu przełomowych dolnych odcinków dolin Odry i Wisły przy braku późniejszego przemodelowania fluwialnego. W wyniku niedokonania przełomu wód pradolinnych dalszy rozwój procesów w rynnie Płoni odbywał się w sposób „normalny” dla rynien subglacialnych łądolodu fazy maksymalnej pomorskiej. W czasie funkcjonowania dolinki Barlinek – Danków (na SE) dokonywało się obtapianie lodu w rynnie Płoni, przy czym na odcinku od Chrapowa i Laskowa do wylotu rynny koło Barlinka – brama lodowcowa – uwalniane wody odpływały w szerokich, otwartych ku górze szczelinach. Wody te zaakumulowały te szczeliny materiałem charakterystycznym dla ozów, kemów i sandru. Powierzchnia stropowa tych form swą wysokością i wykształceniem koreluje z wysokością dna wyżej opisanej dolinki Barlinek – Danków. Materiał tych form (fig. 3; fig. 9C) – piaski różnoziarniste, żwiry – posiada czasem przykrycie z ablacyjnych glin zwałowych przemieszczonych z brył martwych lodów. Nadbudowane formy (w stosunku do dna Płoni) oddzielone są od siebie obniżeniami po wytapieniu brył martwych lodów, które obecnie wykorzystują drobne odpływy, jak np. Płonka wypływająca z Jeziora Barlineckiego. Wytapianie to trwało według R. Klimki (1973) od *böllingu* do optimum atlantyckiego. Recesja (obtapanie) łądolodu na wysoczyznach zaznaczyła się w postaci zastoisk w rejonie Plotna, Brzezin, na które składają się mułki i piaski pylaste, oraz w postaci niewielkiego i o małej miąższości sandru na glinie zwałowej w rejonie Płonno – Warszyn.

Po deglacjacji arealnej z postoju w subfazie mielecińskiej łądolód stabilizuje się w subfazie szczecińskiej. Na przedpolu tego postoju uformowało się pośród

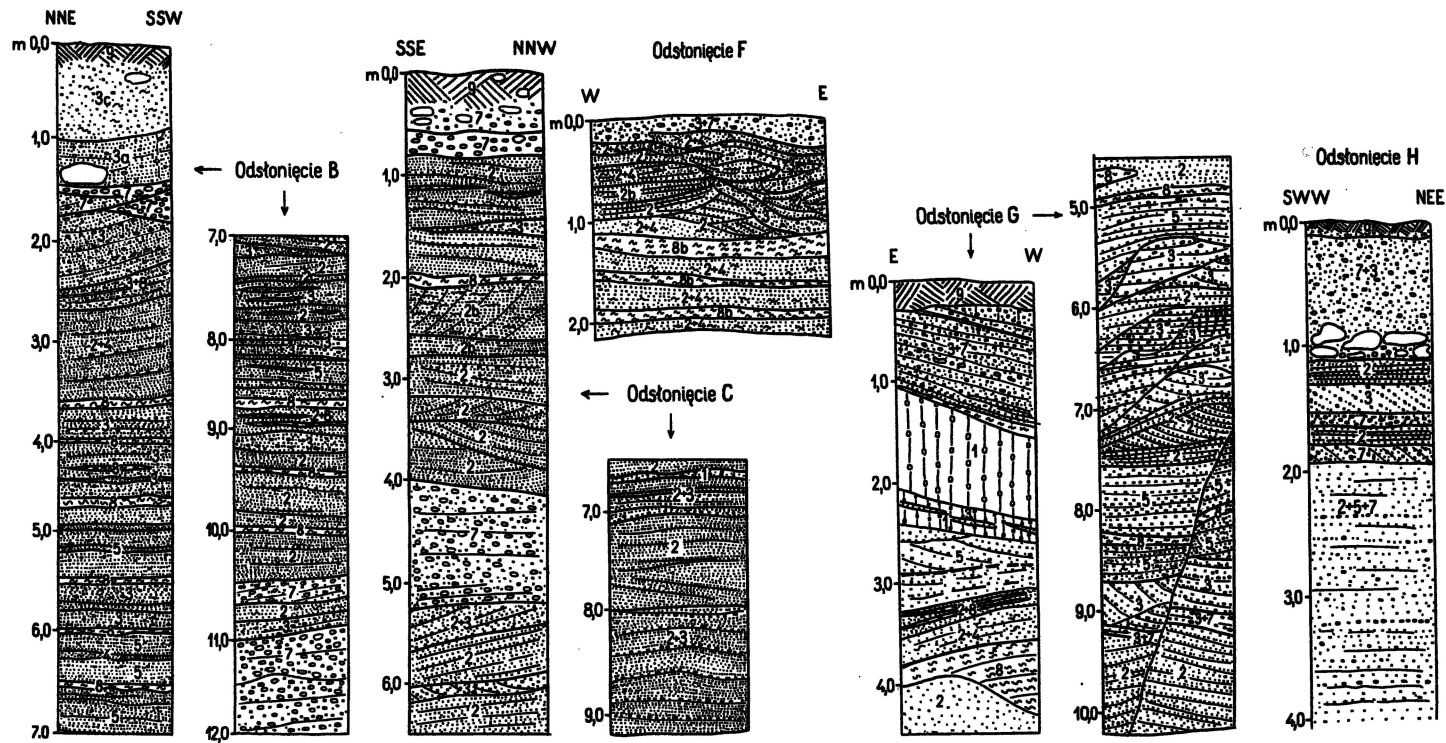


Fig. 9. Profile odstąpięć z doliny Płoni
Sections of exposures from the Płonia valley

- 1 – gliny zwałowe; 2 – piaski drobnoziarniste; 3 – piaski różnoziarniste; 4 – piaski pylaste; 5 – piaski drobno- i średnioziarniste; 6 – żwir z piaskiem różnoziarnistym; 7 – żwir; 8 – mułek; 9 – gleby; a, b, c – piasek: a – zagliniony, b – z detrytusem roślinnym, c – żażelaziony
- 1 – tills; 2 – fine-grained sands; 3 – various-grained sands; 4 – silty sands; 5 – fine- and medium-grained sands; 6 – gravel with various-grained sand; 7 – gravel; 8 – silt; 9 – soils; a, b, c – sand: a – loamy, b – with plant detritus, c – ferruginous

brył martwych lodów zastoisko pyrzyckie, opisane wokół jezior Miedwie i Płoń przez A. Karczewskiego (1965, 1968). Wobec niewielkich odległości od brył lodu, powierzchnia zastoiska jest urozmaicona. Rozprzestrzenia się ono daleko na SE, aż w rejon Chrapowo – Laskowo (fig. 3) w dolinie Płoni. Zastoisko budują mułki, mułki pylaste i piaszczyste, ility z żwirem i otoczkami (przez to podobne do glin) oraz piaski pylaste i drobnoziarniste. A. Karczewski (1965, 1968) wyróżnia nieco na NW, gdzie zastoisko jest szerzej rozprzestrzenione, pięć jego tarasów: najwyższy kemowy V – o wysokości 45–52 m n.p.m.; pośrednie IV, III, II – o wysokości 22–52 m n.p.m., jeziorno-zastoiskowe; najniższy I – o wysokości 17–18 m n.p.m., jeziorny, na powierzchni z osadami organicznymi.

Po kaptażu wód w rynn timer Płoni, na NW, przed uformowaniem się zastoiska powstała najprawdopodobniej forma, w której zarejestrowano odsłonięcia A (fig. 3), gdzie w stropie osadów występuje seria piaszczysta z zawartością detrytusu roślinnego.

Etapy dalszej deglacjacji łądolodu na północ od omawianego obszaru wyznacza (poza subfazą szczecińską) subfaza wolińsko-gardzieńska, na której przedpolu funkcjonowała pradolina pomorska i istniało zastoisko szczecińskie. Następne fazy recesyjne występują już na dnie Bałtyku.

W dolinie Płoni w tym czasie występowały aktywnie procesy peryglacjalne, kongeliflukcja, spłukiwanie, spęływanie, które według M. Maruszczaka (1968) rzadko w północnej Polsce osiągały większą miąższość pokryw. Procesy te są tu najczęściej maskowane przez procesy glebotwórcze i erozyjno-denudacyjne holocenu, które nakładały się na zamarte formy peryglacjalne. Późnoglacjalny i holoceniński retusz rzeźby pleistocenińskiej przez te procesy najintensywniej zaznaczył się na stokach rynny doliny Płoni. Są to pokrywy osuwisk, obrywów, zsuwów, spłukiwania, niewielkie stożki napływowe. W dnie obniżen wytopiskowych następowała w tym czasie akumulacja takich osadów, jak: namuły, piaski, kredy jeziorne, mułki, żwiry rzeczne, przy czym najpowszechniej w dolinie Płoni rozwinęło się (od allerödu i młodszego dryasu) zatorfienie.

Osady holocenu wraz z rzadko spotykanymi utworami antropogenicznymi kończą sedymentację i kształtowanie współczesnej rzeźby tego terenu, stanowiąc, wobec skali rozwinęcia i świeżości rzeźby glacialnej, bardzo nieznaczny jej retusz.

Osady organiczne występujące w odsłonięciach A, F (fig. 3 i 9) nie zostały zbadane szczegółowo, wobec tego rysuje się potrzeba ich ściślejszego udokumentowania, co pozwoliłoby przedstawić próbę rekonstrukcji procesów i budowy geologicznej omawianego obszaru poprzeć bardziej pewnymi dowodami.

Na podkreślenie zasługuje też fakt, że dolina Płoni i dolinka Barlinek – Danków to najprawdopodobniej jedyne formy negatywne, w które mógł dokonać się przełom wód pradoliny Noteci – Warty po recesji łądolodu fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia.

Kombinat Geologiczny „Północ”
Warszawa, ul. Jasna 6

Nadesłano dnia 7 listopada 1978 r.

PIŚMIENNICTWO

- BŁASZOW E. (1970) – Niektóre dane o budowie geologicznej synklinorium szczecińskiego w świetle ostatnich opracowań sejsmicznych. *Prz. Geol.*, 18, p. 54–64, nr 2. Warszawa.

- DROZDOWSKI E. (1974) – Geneza basenu grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 104. Wrocław – Warszawa.
- GALON R. (1961) – Morphology of the Noteć – Warta (or Turuń – Eberswalde) Ice Marginal Streamway. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, nr 29. Warszawa.
- GALON R. (1967) – Czwartorzęd Polski północnej. W: Czwartorzęd Polski. p. 106–166. PWN. Warszawa.
- GALON R. (1968) – Nowe fakty i zagadnienia dotyczące genezy pradoliny Noteci – Warty i dolin z nią związanych. Pr. Geogr., 40, p. 791–807, z 4. Warszawa.
- GALON R., ROSZKO L. (1967) – Zasięgi zlodowaceń skandynawskich i ich stadiałów recesyjnych na obszarze Polski. W: Czwartorzęd Polski. p. 18–38. PWN. Warszawa.
- KARCZEWSKI A. (1965) – Z zagadnień geomorfologicznych Niziny Pyrzyckiej. Bad. Fizjogr. Nad. Pol. Zach., 15, p. 71–92. Poznań.
- KARCZEWSKI A. (1968) – Wpływ recesji lobu Odry na powstanie i rozwój sieci dolinnej Pojezierza Myśliborskiego i Niziny Szczecińskiej. P.T.P.N. Poznań.
- KLIMKO R. (1973) – Morfogeneza zachodniej części międzyrzecza warciańsko-noteckiego w świetle nowych badań. – Bad. Fizjogr. Nad. Pol. Zach., 26, [A], p. 21–76. Poznań.
- KOZARSKI S. (1965) – Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części pradoliny Noteci – Warty. Pr. Komis. Geogr.-Geol. P.T.P.N., 5, z. 1. Poznań.
- MARUSZCZAK M. (1968) – Przebieg zjawisk w strefie peryglacialnej w okresie ostatniego zlodowacenia w Polsce. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74, p. 157–200. Warszawa.
- MOJSKI J.E. (1968) – Zarys stratygrafii zlodowacenia północno-polskiego (bałtyckiego) w północnej i środkowej części Polski. – W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74, p. 37–64. Warszawa.
- ROSZKO L. (1968) – Recesja ostatniego lądolodu z terenu Polski. W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74, p. 65–100. Warszawa.
- RÜHLE E. (1968) – Podłoże czwartorzędu i jego wpływ na rozmieszczenie i charakter osadów zlodowacenia północnopolskiego (bałtyckiego). W: Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 74, p. 31–36. Warszawa.
- POŻARYSKI W. (1969) – Podział obszaru Polski na jednostki tektoniczne. Pr. Geol., 17, p. 57–64, nr 2. Warszawa.
- TAMULEWICZ J. (1973) – Morfogeneza proksymalnej części sandru barlineckiego. Bad. Fizjogr. Nad. Pol. Zach., 26, [A], p. 175–192. Poznań.
- WROTEK K. (1977) – Budowa geologiczna okolic Barlinka ze szczególnym uwzględnieniem litologii i genezy osadów powierzchniowych. Arch. IG UAM. Poznań.
- WROTEK K. (1978) – Nowe stanowisko osadów organicznych w krawędziowej strefie pradoliny Noteci – Warty w Łęgowie. Pr. Geol., 26, p. 304–306, nr 5. Warszawa.
- WROTEK K. (w druku) – Pozycja osadów organicznych wiercenia Kołki w profilu stratygraficznym plejstocenu Równiny Drawy. Pr. Geol. Warszawa.

Кшиштоф ВРОТЕК

ДОЛИНА РЕКИ ПЛОНИ – НЕСОСТОЯВШИЙСЯ ПУТЬ ПРОРЫВА ВОД ПРАДОЛИНЫ НОТЕЦИ – ВАРТЫ

Резюме

В статье дана реконструкция геологического строения и палеогеографического развития рельефа долины реки Плони. Основой послужил анализ четвертичных отложений, в котором

особое внимание было обращено на проблематику поморской фазы последнего оледенения, а особенно весьма точную геологическую съёмку площади.

Подчёркивается существенный момент развития большой субгляциальной котловины, положение которой в лобовой части конжелифлюкционного потока Одры, по отношению к прадолине Нотеци—Варты и долины Дрвенци, позволяет предполагать, что в этом районе имелись условия для прорыва прадолинных вод. Прорыв вод прадолины Нотеци—Варты мог осуществиться через долину Плони, криптодепрессионные озёра Плонь и Мядве к северу от Щецина.

Ввиду флювиальной перестройки двух фактически существовавших прорывов (долин нижней Вислы и нижней Одры), долина Плони является хорошим примером несостоявшегося прорыва с сохранившимся ледниковым рельефом.

Krzysztof WROTEK

THE PŁONIA VALLEY AS WOULD-BE GATE TRACK OF THE NOTEĆ—WARTA ANCIENT VALLEY

S u m m a r y

The paper present reconstruction of geological structure and paleogeographic development of the relief of the Płonia Valley. The reconstruction is based on detailed geological map of this area and analysis of Quaternary deposits, with special attention paid to the questions related to the Pomeranian phase of the Last Glaciation.

An importance of the event in the development of a great subglacial furrow is emphasized. The location of the furrow in the Odra River lobe and its relation to the Noteć-Warta ancient valley and the Drwęca River valley suggest that the conditions were here favourable for origin of a gate for ancient valley waters. The track of the would-be gate for waters of the Noteć—Warta ancient valley passes through the Płonia valley and cryptodepressional Płoń and Miedwie Lakes north of Szczecin.

The two actual gates of the Lower Vistula and Lower Odra Rivers have been remodelled by fluvial processes which makes the Płonia Valley a good example of would-be gate with preserved glacial relief.