

Leszek MARKS

Podłoże i stratygrafia osadów czwartorzędowych w SW części Pojezierza Mazurskiego

W zbadanym obszarze w podłożu osadów czwartorzędowych występują liczne depresje i elewacje, których powstanie jest prawdopodobnie związane z ruchami tektonicznymi, w mniejszym stopniu z deformacjami glaciektonicznymi. Osady czwartorzędowe zawierają osiem poziomów glin zwałowych: po dwa – zlodowacenia podlaskiego i krakowskiego, trzy – zlodowacenia środkowopolskiego i jeden – zlodowacenia bałtyckiego. Łądocłód zlodowacenia bałtyckiego w czasie maksymalnego zasięgu zajął jedynie północną oraz zachodnią część terenu.

WSTĘP

Opracowanie dotyczy obszaru leżącego w dorzeczu górnej Wkry (Działdówki) i Drwęcy pomiędzy Działdowem i Lidzbarkiem Welskim (fig. 1) oraz na S od Ostródy i na E od Nidzicy. Obszar ten nie został dotychczas dokładniej zbadany i oprócz przeglądowej mapy geologicznej¹ oraz nielicznych szczegółowych opracowań fragmentów tego terenu (G. Kociszewska-Musiał, B. Kosmowska-Ceranowicz, 1973; E. Szalecka, 1970) znajdujemy tylko drobne wzmianki w niektórych pracach regionalnych (m.in. R. Galon, 1972; J. Kondracki, 1952, 1967, 1972; Z. Michalska, 1967, 1975; E. Wiśniewski, 1971).

Prezentowane zagadnienie oparto na analizie kilkuset profili wiertniczych i szeregu dokumentacji surowcowych zebranych w archiwach IG, KG „Północ” oraz PF-GiGB „Geoprojekt”. Materiały te zostały uzupełnione wynikami prac terenowych prowadzonych przeze mnie w latach 1973–1976.

Chciałbym serdecznie podziękować doc. dr hab. Zofii Michalskiej za dyskusje dotyczące przedstawianej problematyki, a także doc. dr hab. Leszkowi Lindnerowi za uwagi dotyczące artykułu, jak również dr Aurelii Makowskiej za udostępnienie profili wierceń z Rybna, a mgr. Czesławowi Wójcikowi – za opisy wierceń z Kłowna i Księtego.

PODŁOŻE OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

W omawianym obszarze tylko 15 otworów wiertniczych przebiło osady czwartorzędowe, wobec czego dla uzyskania pełniejszego obrazu interpretację stratygrafii i wykształcenia skał podłoża przeprowadzono uwzględniając kilkakrotnie większy obszar, na którym osady czwartorzędowe zostały przewiercone w 119 punktach.

Najpłycej występująca kopalna powierzchnia stropowa skał skonsolidowanych została osiągnięta w 30 otworach wiertniczych, które przebiły utwory neogeńskie

¹ Ostatnio wydane zostały arkusze Mapy geologicznej Polski 1:200000 obejmujące omawiany region (Red.)

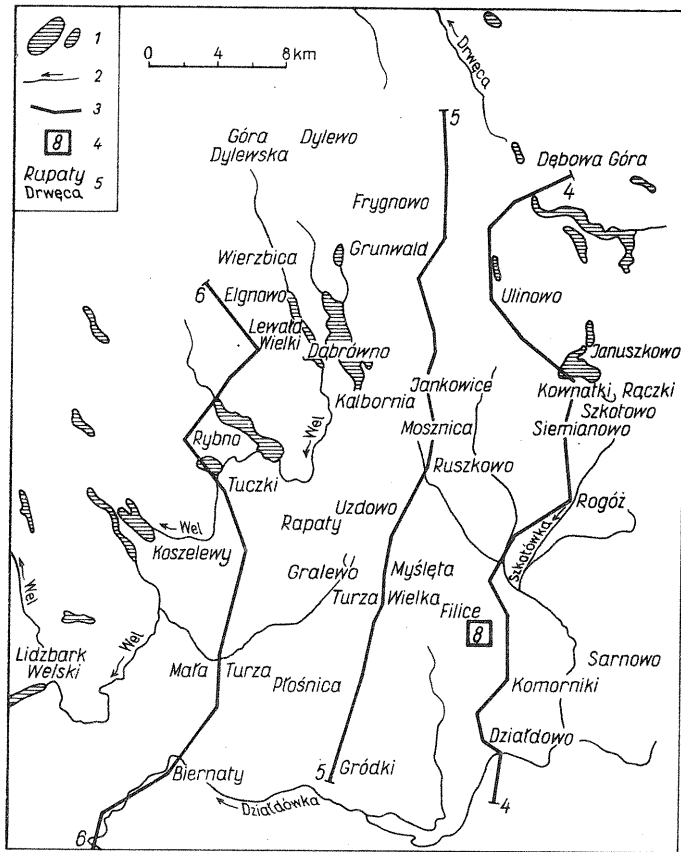


Fig. 1. Szkic sytuacyjny opisywanego obszaru

Location sketch of the area

1 – jeziora; 2 – rzeki; 3 – linia przekroju geologicznego z numerem ilustracji, na której jest on przedstawiony; 4 – fragment wysoczyzny polodowcowej w Filicach omówiony szczegółowo i przedstawiony na fig. 8; 5 – nazwy miejscowości i rzek wymienionych w tekście

1 – lakes; 2 – rivers; 3 – geological section with a number of a figure in which it is presented; 4 – fragment of morainic plateau close to Filice that was described in detail and presented in Fig. 8; 5 – geographical names mentioned in the text

(fig. 2). W powierzchni tej występują głównie dolnopaleoceńskie drobnoziarniste piaskowce kwarcowo-glaukonitowe o barwie szarzielonej, zielonej lub szarej. Piaskowce te mają różną zwięzłość, a ich lepiszcze jest na ogół ilasto-węglanowe. Stwierdzono w nich szczątki fauny, przede wszystkim mięczaków i jeżowców. Jedynie w południowo-zachodniej części obszaru, a także w Iławie i na W od Nidzicy, w omawianej powierzchni występują skały mastrychtu: popielate i popielato-szare margle, miejscami kredowate, kruche lub zsylikowane, lokalnie piaszczyste i na ogół ze szczątkami fauny. Zawierają one domieszkę glaukonitu i szarzielonych ilów, a także przewarstwienia wapieni i szarych drobnoziarnistych piaskowców. Lokalnie margle są zastąpione przez popielate i szare wapienie, miejscami margliste i z glaukonitem.

Stropowa powierzchnia skał skonsolidowanych obniża się od -85 m p.p.m. na W od Rypina do około -195 m p.p.m. koło Nidzicy. Posiadane informacje

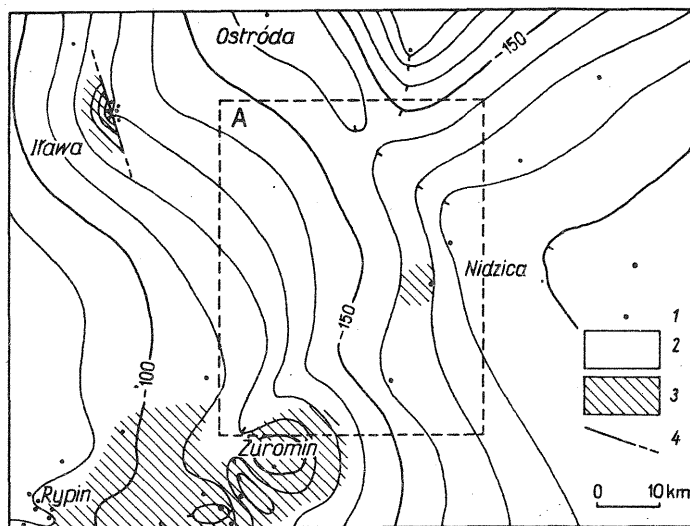


Fig. 2. Mapa stropowej powierzchni zbudowanej ze skał skonsolidowanych (izohipsy co 10 m)
Map of top surface of consolidated rocks (isohypses in 10 m intervals)

1 – otwory wiertnicze, które przebiły osady trzeciorzędowe; 2 – obszar występowania piaskowców dolnopaleoceanicznych; 3 – obszar występowania margli i wapieni górnokredowych; 4 – przebieg przypuszczalnego uskoku w rejonie Ilawy; A – obszar objęty fig. 1

1 – boreholes encountering Tertiary rocks; 2 – area of occurrence of Lower Palaeocene sandstones; 3 – area of occurrence of Upper Jurassic marls and limestones; 4 – fault inferred in Ilawa area; A – area shown in Fig. 1

pozwalają stwierdzić istnienie kilkudziesięciometrowych elewacji w rejonie Żuromina i Ostródy oraz głębokiej depresji w Ilawie, utworzonej w przypuszczalnej strefie uskokuwej (fig. 2).

Trzeciorzęd reprezentowany jest, podobnie jak w innych rejonach Pojezierza Mazurskiego (E. Ciuk, 1968; W. Słowański, 1971), przez osady oligoceńskie, miocenijskie i pliocenijskie (pomijając omówione uprzednio skały dolnego paleocenu).

W nawiązaniu do rejonu Nidzicy (E. Ciuk, 1968) wyróżniono tu również trzy serie osadów oligoceńskich: serię dolnych piasków glaukonitowych, serię mułkowo-ilasto-piaszczystą i serię górnych piasków glaukonitowych. Pierwszą serię można prawdopodobnie związać z latorfem, drugą – z dolnym i środkowym rupelem, a trzecią – z górnym rupelem i, być może, z dolnym szatem (por. J. Łyczewska, 1958; M. Książkiewicz, J. Samsonowicz, 1965).

W omawianym obszarze w skład serii dolnych piasków glaukonitowych wchodzi kwarcowo-glaukonitowe piaski drobnoziarniste i średnioziarniste z minerałami ciemnymi i skaleniami, w stopie również z łyszczkami i żwirem kwarcowym oraz ze skupieniami siarczków Fe, prawdopodobnie wtórnie nagromadzonymi wskutek wypłukania z osadów czwartorzędowych (por. J. Łyczewska, 1958).

Seria mułkowo-ilasto-piaszczysta jest trójdzielna. W spągu występują szare, warstwowane mułki i ropy, lokalnie z łyszczkami oraz ze skupieniami siarczków Fe na płaszczynach warstwowania, miejscami z okruchami zwęglonych roślin, a w spągu z pojedynczymi ziarnami glaukonitu. Wyżej leżą piaski drobnoziarniste szare lub średnioziarniste szarozielonawe, a także słabo zwięzłe zielone piaskowce. Stropową część serii mułkowo-ilasto-piaszczystej tworzą mułki piaszczyste lub ilaste, ciemnoszare lub ciemnozielone, z mikiem oraz miejscami z węglem brunatnym.

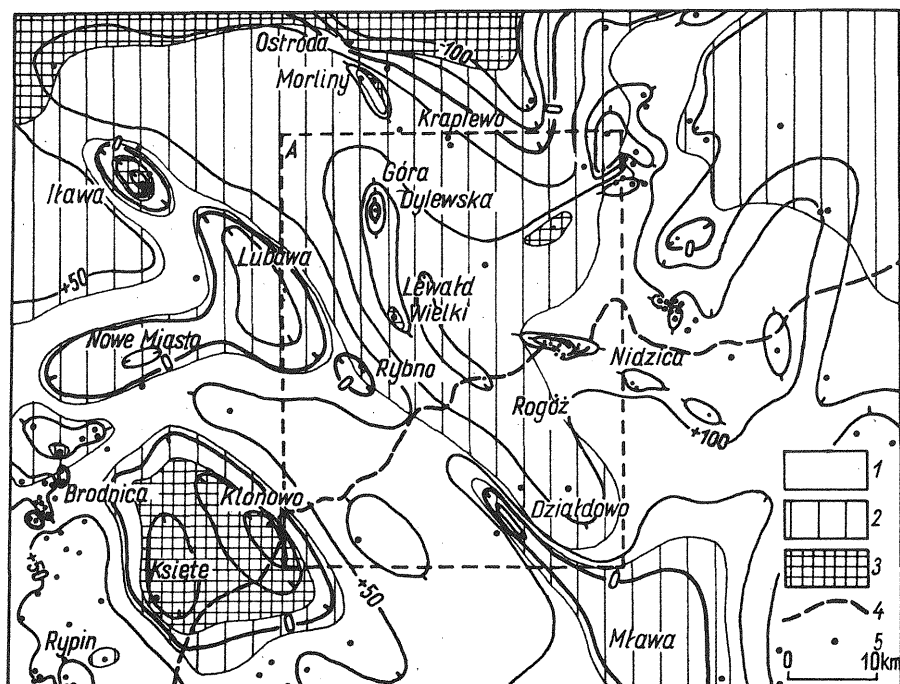


Fig. 3. Mapa podłoża osadów czwartorzędowych (izohipsy co 50 m)

Map of Quaternary substratum (contour lines every 50 m)

1 – obszar występowania górnopliocenijskich ilów pstrych; 2 – obszar występowania mioceno-pliocenijskiej formacji węgla brunatnego; 3 – obszar występowania piasków oligocenijskich; 4 – linia maksymalnego zasięgu lądolodu zlodowacenia bałtyckiego; 5 – otwory wiertnicze, które dotarły do osadów trzeciorzędowych; A – obszar objęty fig. 1

1 – area of occurrence of Upper Pliocene variegated clays; 2 – area of occurrence of Miocene-Pliocene brown coal formation; 3 – area of occurrence of Oligocene sands; 4 – maximum extent of the icesheet of Baltic (Würm) Glaciation; 5 – boreholes encountering Tertiary rocks; A – area shown in Fig. 1

Seria górnych piasków glaukonitowych zawiera bardzo drobnoziarniste i drobnoziarniste piaski kwarcowe o barwie żółtozielonej lub zielonawoszarej. Do serii tej należą prawdopodobnie piaski glaukonitowe z kwarcem i kongrecjami fosforytów, stwierdzone na powierzchni terenu koło Ostródy (G. Kociszewska-Musiał, B. Kosmowska-Ceranowicz, 1975).

Mięgkość osadów oligocenijskich wynosi 4–163 m. To duże zróżnicowanie wynika z usunięcia części osadów przez późniejsze procesy, przede wszystkim wskutek egzaracji lodowcowej oraz w wyniku zaburzeń pierwotnego ułożenia osadów. Prawdopodobnie łączna mięgkość niezaburzonych serii oligocenijskich wynosi 100–130 m, a pierwotnie ich powierzchnia znajdowała się na wysokości od –40 do –100 m p.p.m. (por. fig. 3).

Powyżej osadów oligocenijskich leżą twory mioceno-pliocenijskiej formacji węgla brunatnego oraz górnopliocenijskich ilów pstrych (por. E. Ciuk, 1968). Formacja węgla brunatnego składa się głównie z szarych mułków i ilów z łyszczkami, miejscami pylastych lub piaszczystych, zawierających wkładki drobnoziarnistego piasku kwarcowego oraz domieszkę pyłu i przewarstwienia węgla brunatnego o mięgkościach niekiedy ponad 7 m (Morliny). Mięgkość omawianej formacji dochodzi do 162 m (Rogóż). Prawdopodobnie pierwotna powierzchnia stropu tych osadów leżała na wysokości 40–135 m n.p.m. (por. fig. 3).

Osady formacji węgla bruntnego występują dość często w utworach czwartorzędowych w formie drobnych bądź dużych kier; jeśli pościelają bezpośrednio osady czwartorzędowe, mogą zawierać w stropie domieszkę materiału skandynawskiego powodującego utworzenie miejscami silnie scementowanego zlepieńca (Kraplewo).

Kompleks iłów pstrych zawiera głównie iły niebieskie, szare, żółte, zielone i brązowe, miejscami piaszczyste. Lokalnie występują wkładki piasków drobnoziarnistych i pylastych, także ilastych, z domieszką detrytusu roślinnego. Miąższość iłów pstrych wynosi obecnie 39–87 m.

Zestawienie materiałów wiertniczych pozwoliło również na określenie północnego zasięgu występowania iłów pstrych w opracowanym terenie (fig. 3). Obecna powierzchnia podczwartorzędowa nosi ślady postsedymentacyjnych procesów denudacyjnych, o czym świadczy izolowany płat iłów pstrych w Morlinach.

Pierwotnie powierzchnia stropu osadów trzeciorzędowych leżała prawdopodobnie na wysokości 80–110 m n.p.m. Na generalnie tej samej wysokości występuje obecnie strop iłów pstrych w południowej i południowo-zachodniej części terenu oraz strop utworów formacji węgla brunatnego na pozostałym obszarze (fig. 3). W obrębie podłoża osadów czwartorzędowych stwierdzono liczne depresje i elewacje. Najważniejszą z nich jest podłużne obniżenie pomiędzy Iławą a Mławą, składające się z kilku przegłębień (w rejonie Mławy, Działdowa, Rybna, Lubawy i Iławy) o kilkudziesięciometrowych głębokościach. Dno obniżenia zostało nawiercone w Iławie, gdzie tworzą go utwory oligoceńskie i dolnopaleoceńskie, oraz w Rybnie, gdzie występują osady mioceńskie. Wydzielenie kilku depresji leżących w jednym ciągu, zamiast jednego większego, jak w dotychczasowych opracowaniach (E. Rühle, 1973 i in.), opiera się na ich zróżnicowanym wypełnieniu osadami czwartorzędowymi. Podobne zróżnicowanie było podstawą wydzielenia odrębnych depresji również i na pozostałym obszarze. Tak więc w depresjach w rejonie Iławy i Nowego Miasta Lubawskiego występuje głównie glina zwałowa z przewarstwieniami iłów, koło Lubawy oraz między Działdowem a Mławą – głównie glina zwałowa, w rejonie Rybna oraz Klonowa i Księtego – osady zastoiskowe z przewarstwieniami glin zwałowych.

Strefy wyniesień podłoża osadów czwartorzędowych grupują się w południowo-zachodniej oraz w północnej i północno-wschodniej części obszaru. Szczególnie interesujący jest łańcuch elewacji podłoża przebiegający od okolic Ostródy ku południowi, przez Górę Dylewską i Lewał Wielki, skręcający następnie ku E i biegnący dalej w tym kierunku przez okolice Nidzicy. Na N od Nidzicy oraz w rejonie Rypina i Brodnicy stwierdzono na niewielkim obszarze deniwelacje stropu osadów trzeciorzędowych rzędu 100–200 m. W wielu miejscach, a przede wszystkim na N i NW od Nidzicy, osady trzeciorzędowe występują na powierzchni terenu. Spowodowane jest to intensywnymi i wielokrotnymi procesami glacitektonicznymi związanymi z kolejnymi nasunięciami lądolodów, podobnie jak na północnym Mazowszu (Z. Michalska, 1967) i nad dolną Wkrą (M.D. Baraniecka, 1974, 1975).

Genezy niektórych elementów podłoża podczwartorzędowego nie można jednak wyjaśnić za pomocą procesów glacitektonicznych. Dotyczy to przede wszystkim struktur o większych rozmiarach, jak depresja Iława–Mława czy cokol lubawski, których powstanie powiązać można prawdopodobnie z plejstocenijskimi deformacjami tektonicznymi (L. Marks, 1979).

Istniejące materiały wiertnicze nie są wystarczające dla opracowania mapy ukształtowania powierzchni podłoża kredowo-paleoceńskiego z dostateczną dokładnością, a tym samym nie pozwalają na stwierdzenie jego wpływu na ukształtowanie stropowej powierzchni osadów trzeciorzędowych. Jedynie nieco większa ilość wierceń w rejonie Iławy umożliwi wykazanie, że przebieg depresji w obu powierzchniach strukturalnych jest bardzo zbliżony (fig. 2 i 3).

STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Na badanym obszarze brak jest jakichkolwiek stanowisk utworów czwartorzędowych o ściśle określonym wieku. Tylko sporadycznie występują tu kopalne osady rzeczne, co – zdaniem Z. Michalskiej (1975) – wynika z położenia tego obszaru w strefie wododziałowej przez cały czwartorzęd (podobnie jak u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, w interglacjale eemskim i obecnie).

Stratygrafię lokalną osadów czwartorzędowych nawiązano do schematu stratygraficznego S.Z. Różyckiego (1972*b*) oraz do profili wierceń w Mławie i Działdowie zinterpretowanych przez Z. Michalską (1967), a także do stanowisk interglacjalu eemskiego w rejonie Nidzicy, położonych już poza zasięgiem lądolodu zlodowacenia bałtyckiego. Jednakże nie wszystkie wątpliwości, szczególnie dotyczące starszych serii plejstoceńskich, mogą być w obecnym etapie badań rozstrzygnięte.

Osady czwartorzędowe o największej miąższości związane są z obniżeniami w podłożu podczwartorzędowym. W rejonie Działdowa miąższość tych osadów przekracza 253 m, w Lubawie 199 m, w Rybnie wynosi 205,5 m, a w Klonowie 248,7 m. W niektórych miejscach miąższość osadów czwartorzędowych jest znacznie zredukowana wskutek płytkiego występowania serii trzeciorzędowych lub nawet ich wychodni na powierzchni terenu. Przeciętna miąższość utworów czwartorzędowych wynosi od 70 do 100 m.

Osady starszego czwartorzędu występują w depresjach podłoża podczwartorzędowego, a więc podobnie jak na północnym Mazowszu (Z. Michalska, 1967) oraz pomiędzy Szczytnem a Orzyszem (J. Rzechowski, 1970; W. Słowański, 1971). Najstarszymi osadami czwartorzędowymi są piaski i żwiry występujące poniżej najniższego poziomu gliny zwałowej w Działdowie (fig. 4). Występują one w dwóch, a może nawet w trzech rzecznych (?) cyklach sedymentacyjnych. Powyżej stwierdzono dwudzielny kompleks glin zwałowych szarych, który można uznać za odpowiadający zlodowaceniowi podlaskiemu (w nawiązaniu do wiercenia w Mławie). Osadów z interglacjalu przasnyskiego nie znaleziono.

W okresie transgresji lądolodu zlodowacenia krakowskiego została osadzona w Mławie gruba seria piasków drobnoziarnistych, wzbogaconych w stropie w materiał żwirowy. Osady te, zdaniem Z. Michalskiej (1967), były deponowane przed czołem lądolodu w formie stożków fluwioglacjalnych. Ślady tej akumulacji są prawdopodobnie widoczne także w Działdowie, gdzie występuje seria (2 m) piasków różnoziarnistych ze żwirami (fig. 4) oraz w Rybnie, jako cienki (1 m) poziom żwirowo-głazowy (fig. 6).

Kompleks glacialny zlodowacenia krakowskiego składa się z dwóch serii glin zwałowych, miejscami piaszczystych. Dolna seria gliny, o barwie szarej lub szarobrunatnej, zawiera w Rybnie przewarstwienie piaszczysto-żwirowe, a jej stropowa partia wykazująca warstwowanie typu spływowego jest przykryta serią zastoiskowych piasków drobnoziarnistych (fig. 6). Ponad cienką warstwę piasków różnoziarnistych i żwirów (które mogą być residuum po rozmytej glinie zwałowej) występują utwory pełnego cyklu rzeczno-żwirowego (zaczynające się poziomem głazowym przechodzącym ku stropowi w piaski różnoziarniste z domieszką żwirku) przykryte przez ropy, mułki i piaski drobnoziarniste pochodzenia zastoiskowego. Istnienie doliny rzecznej w interwale między nasunięciami lądolodu zlodowacenia krakowskiego sugeruje glacialną rangę tego okresu (por. S.Z. Różycki, 1964).

W Działdowie (fig. 4) gliny zwałowe zlodowacenia krakowskiego rozdzielone są fluwioglacjalnymi piaskami różnoziarnistymi ze żwirami.

Górny poziom gliny zwałowej zlodowacenia krakowskiego ma większe rozprzestrzenienie. W zbadanym terenie występuje on również poza głębokimi depresjami w podłożu podczwartorzędowym. Gлина tego poziomu ma niezbyt dużą

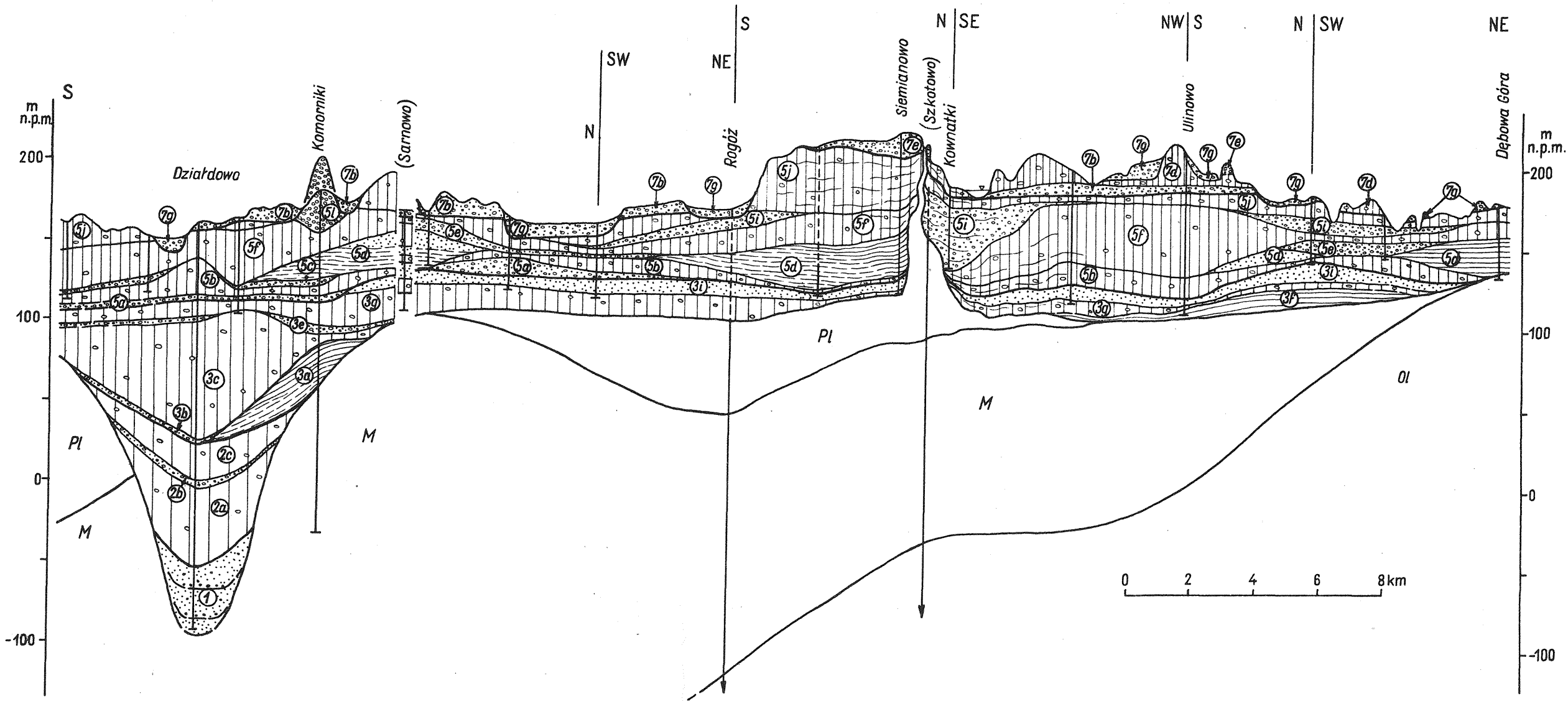


Fig. 4. Przekrój geologiczny przez wschodnią część opisywanego obszaru (por. fig. 1)

Geological section in the eastern part of the area (cf. Fig. 1)

Trzeciorzęd: Ol – piaski oligoceny; M – mioceno-pliocenowa formacja węgla brunatnego; Pl – górnoplioceny iły pstry; czwartorzęd – preplejstocen: 1 – piaski i żwiry (rzeczne?); zlodowacenie podlaskie: 2a – glina zwałowa dolna, 2b – żwiry fluwioglacjalne, 2c – glina zwałowa górna; zlodowacenie krakowskie, glaciastadiał starszy: 3a – piaski drobnoziarniste i mulki zastoiskowe, 3b – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 3c – glina zwałowa, 3d – piaski drobnoziarniste zastoiskowe; interglaciastadiał: 3e – piaski i żwiry rzeczne; glaciastadiał młodszy: 3f – piaski drobnoziarniste, mulki i ily zastoiskowe, 3g – glina zwałowa, 3h – żwiry i piaski fluwioglacjalne; 3i – piaski i mulki zastoiskowe; interglacja wielka: 4 – piaski i żwiry rzeczne; zlodowacenie środkowopolskie, glaciastadiał przedmaksymalny: 5a – piaski, żwiry i głazy fluwioglacjalne, 5b – glina zwałowa, 5c – piaski i żwiry fluwioglacjalne; glaciastadiał maksymalny (Radomki, Warty i Wkry): 5d – ily i mulki warwowe oraz piaski zastoiskowe, 5e – piaski, żwiry i głazy fluwioglacjalne, 5f – glina zwałowa, 5g – piaski i żwiry fluwioglacjalne, 5h – mulki i ily warwowe oraz piaski zastoiskowe; glaciastadiał Mława: 5i – piaski, żwiry i głazy fluwioglacjalne, 5j – glina zwałowa, 5k – piaski i żwiry moren czołowych, 5l – piaski i żwiry ozów, 5m – piaski i żwiry sandrowe; interglacja eemska: 6 – ily, piaski i torfy jeziorne; zlodowacenie bałtyckie: 7a – mulki i ily warwowe, piaski drobnoziarniste zastoiskowe, 7b – żwiry i piaski fluwioglacjalne, 7c – piaski drobnoziarniste i mulki oraz żwiry sedimentacji śródlądowej, 7d – glina zwałowa lub piaski gliniaste, 7e – piaski i żwiry moren czołowych, 7f – piaski kemów, 7g – piaski i żwiry sandrowe; holocen: 8a – piaski i mady rzeczne, 8b – torfy, ily, kreda i gytie jeziorne

Tertiary: Ol – Oligocene sands, M – Miocene-Pliocene brown coal formation, Pl – Upper Pliocene variegated clays; Quaternary – Pre-pleistocene: 1 – fluvial (?) sands and gravels; Podlasie (Günz) Glaciation: 2a – lower till horizon, 2b – fluvioglacjal gravel, 2c – upper till horizon; Cracovian (Mindel) Glaciation, older glaciastadial: 3a – fine-grained sands and proglacial silts, 3b – fluvioglacjal sands and gravels, 3c – till, 3d – proglacial fine-grained sands; interglaciastadial: 3e – fluvial sands and gravels; younger glaciastadial: 3f – proglacial fine-grained sands, silts and clays, 3g – till, 3h – fluvioglacjal gravels and sands; 3i – proglacial sands and silts; Great (Holstein) Interglacial: 4 – fluvial sands and gravels; Middle-Polish (Riss) Glaciation, pre-maximum glaciastadial: 5a – fluvioglacjal sands, gravels and boulders, 5b – till, 5c – fluvioglacjal sands and gravels; maximum glaciastadial (of Radomka, Warta, and Wkra): 5d – varved silts and clays and proglacial fine-grained sands, 5e – fluvioglacjal sands, gravels and boulders, 5f – till, 5g – fluvioglacjal sands and gravels, 5h – varved clays and silts and proglacial sands; Mława Glaciastadial: 5i – fluvioglacjal sands, gravels and boulders, 5j – till, 5k – end-morainic sands and gravels, 5l – esker sands and gravels, 5m – fluvioglacjal sands and gravels; Eemian Interglacial: 6 – lacustrine clays, sands and peat; Baltic (Würm) Glaciation: 7a – varved clays and silts and proglacial fine-grained sands, 7b – fluvioglacjal gravels and sands, 7c – fine-grained sands, silts and gravels of intralobal sedimentation, 7d – till or clayey sands, 7e – end-morainic sands and gravels, 7f – kame sands, 7g – fluvioglacjal sands and gravels; Holocene: 8a – fluvial sands and muds, 8b – lacustrine peat, clays, marl and gyttjas

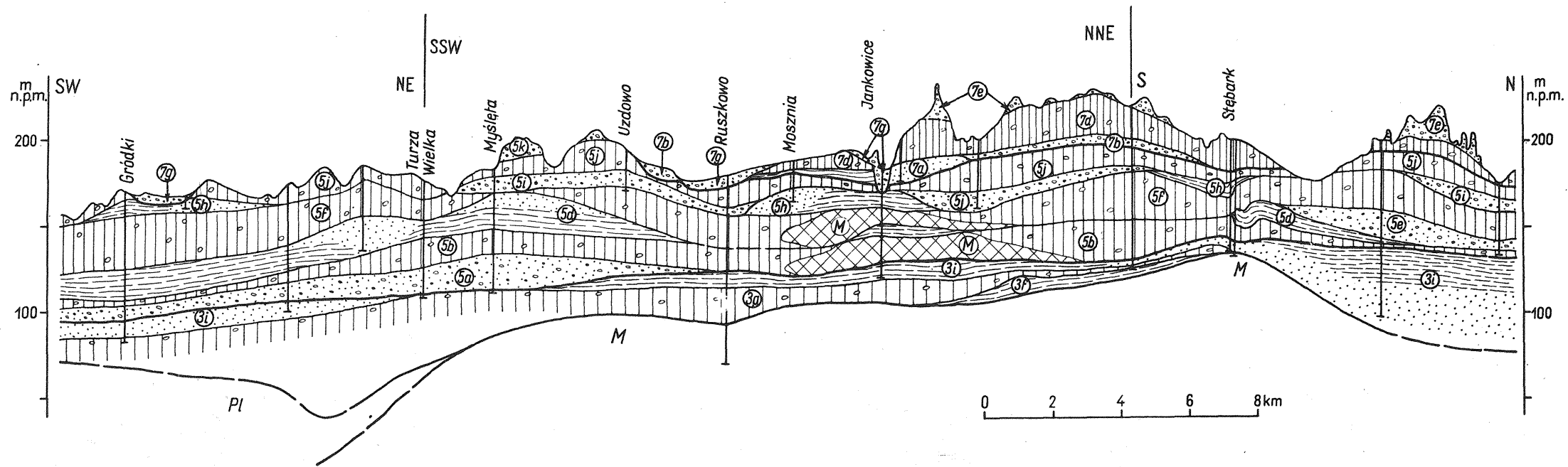


Fig. 5. Przekrój geologiczny przez środkową część opisywanego obszaru (por. fig. 1)
 Geological section in the central part of the area (cf. Fig. 1)
 objaśnienia jak na fig. 4
 Explanations as in Fig. 4

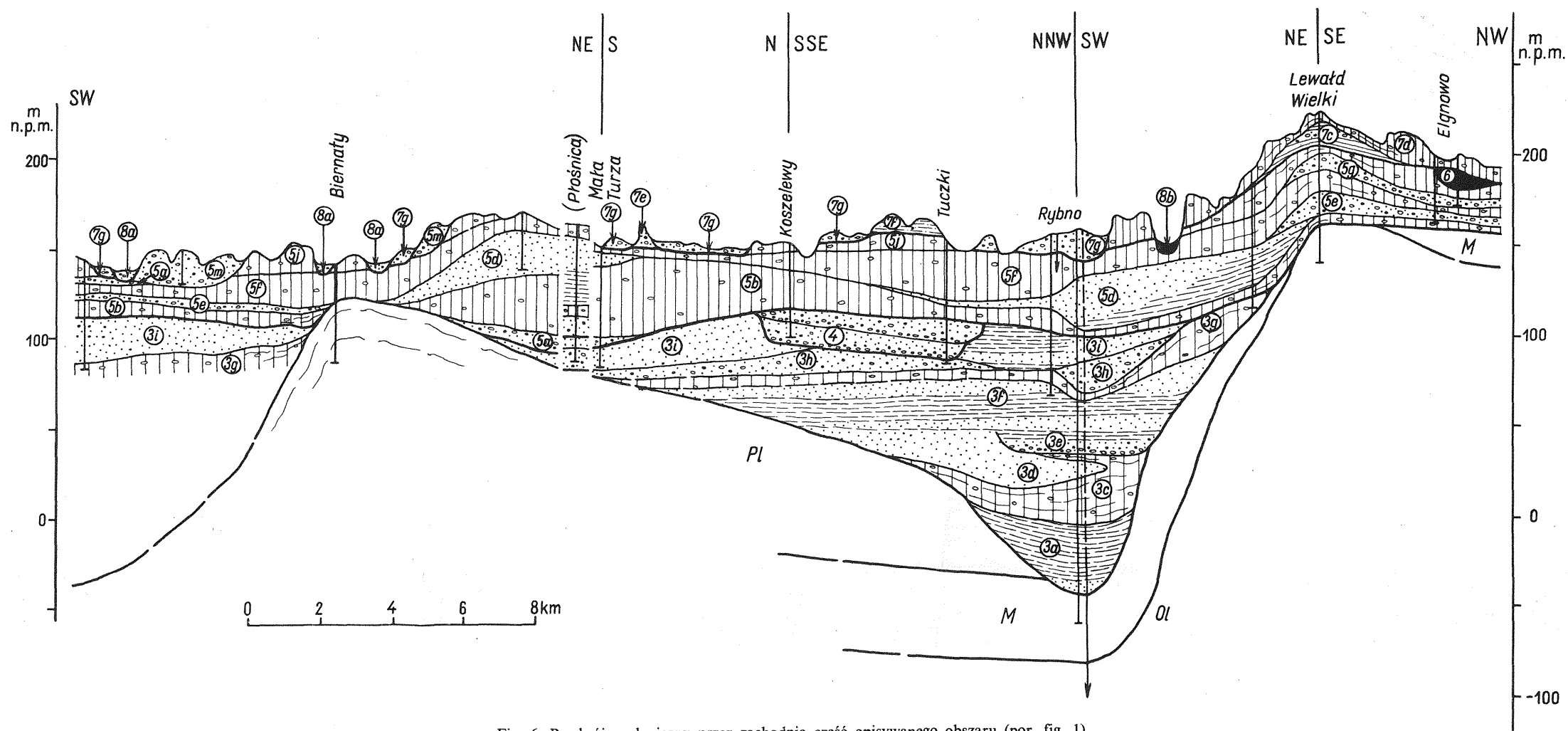


Fig. 6. Przekrój geologiczny przez zachodnią część opisywanego obszaru (por. fig. 1)
 Geological section in the western part of the area (cf. Fig. 1)
 objaśnienia jak na fig. 4
 Explanations as in Fig. 4

miąższość; poza depresjami leży ona bezpośrednio na trzeciorzędowym podłożu, tylko miejscami jest od niego oddzielona innymi osadami. Lokalne wkładki żwirów i otoczków skał krystalicznych przemieszanych z osadami trzeciorzędowego podłoża (m. in. w Lewaldzie Wielkim i w Siemianowie) stanowią przypuszczalnie residuum po tej glinie (fig. 4 i 6). Strop omawianej gliny leży na wysokości 84–122 m n.p.m. W strefach depresji oraz w rejonie cokołu lubawskiego (L. Marks, 1979) strop gliny leży na różnych wysokościach. W depresji mławsko-działdowskiej strop gliny leży na podobnej wysokości jak w obszarach sąsiednich i nie wykazuje zaburzeń mimo jej zwiększonej miąższości w osiowej partii obniżenia. Sądzić można, że po raz ostatni depresja ta ulegała deformacjom w czasie drugiego glaciostadia zlodowacenia krakowskiego. Podobny wiek zaburzeń przyjęła Z. Michalska (1967) dla północnego Mazowsza.

Górna glina zwałowa zlodowacenia krakowskiego ma barwę szarą, ciemnoszarą lub czarną; sporadycznie występują w niej przewarstwienia mułków. W czasie recesji lądolodu zlodowacenia krakowskiego glina ta została miejscami rozmyta przez wody sandrowe, które pozostawiły osady piaszczysto-żwirowe stwierdzone w Rybnie, Tuczkać i Płońnicy (fig. 6). Powyżej leży kompleks osadów zastoiskowych: mułków warwowych i piasków, przeważnie drobnoziarnistych, które tworzą ciągły, dobrze widoczny poziom w południowej i wschodniej części terenu.

W interglacjale wielkim w badanym obszarze rozwinęły się niewielkie doliny rzeczne, wypełniane następnie kopalnymi obecnie osadami aluwialnymi. Cykle rzeczne stwierdzono w tych osadach w obrębie depresji Rybna, a więc ich dzisiejsze położenie nie musi być pierwotnym (por. L. Marks, 1979). Przeprowadzone korelacje wskazują, że główna dolina rzeczna biegła od Kalborni przez Gralewo i Koszelewy, po czym skręcała ku N w kierunku Tuczek. Osadzone zostały w niej dwie serie utworów o drobniejszej ku stropowi frakcji materiału (tab. 1). Wyższe położenie spągu i stropu serii rzecznych w Rapatach w stosunku do innych miejscowości sugeruje, że są to osady bocznego dopływu rzeki głównej.

W świetle przeprowadzonej analizy wydaje się konieczne zweryfikowanie popularnego poglądu o przebiegu doliny pra-Wisły z rejonu Warszawy przez Mławę i Ostródę do okolic Elbląga w interglacjale przasnyskim (E. Rühle, 1965) lub w interglacjale wielkim (S.Z. Różycki, 1972b). Na badanym obszarze nie ma serii rzecznych, które można by było uznać za osady pra-Wisły z tych okresów. Być może dolina pra-Wisły przebiegała w interglacjale wielkim nieco dalej ku W. Odpowiadałoby to pogładowi M.D. Baranieckiej (1974), która wyznacza przebieg doliny interglacjalnej wzdłuż linii Raciąż–Gradzanowo, a jej obecny spadek ku kotlinie warszawskiej uważa za wtórny, spowodowany przez późniejsze ruchy tektoniczne w obrębie kotliny.

W miarę rozwoju transgresji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego powstawały szlaki sandrowe z akumulacją materiału żwirowo-głazowego. Lądolód tego zlodowacenia wkraczał na teren raczej wyrównany, położony 90–120 m n.p.m., jedynie w strefie cokołu lubawskiego nieco podniesiony. Kolejne nasunięcia lądolodu w tym zlodowaceniu pozostawiły trzy poziomy glin zwałowych; największą miąższość ma poziom środkowy.

Śladem po najstarszym lądolodzie zlodowacenia środkowopolskiego jest poziom gliny zwałowej szarej lub ciemnoszarej, miejscami piaszczystej. W Jankowicach w glinie tej występuje kra osadów miocenijskich (fig. 5). W czasie recesji lądolodu, przed jego czołem deponowane były sporadycznie cienkie fluwioglacjalne utwory piaszczysto-żwirowe. W okresie poprzedzającym następne nasunięcie lądolodu powierzchnia gliniastej wysoczyzny polodowcowej ulegała denudacji, czego świadectwem są lokalne pokrywy żwirowo-gliniaste o miąższości do 2 m.

Tabela 1

Charakterystyka osadów rzecznych z interglacjału wielkiego na podstawie opisów profili wiertniczych

Charakterystyka serii	KALBORNIA	RAPATY	GRALEWO	KOSZELEWY	TUCZKI	
C Y K L M Ł O D S Z Y						
Wysokość stropu serii (m n.p.m.)		125,0		121,5	119,6	117,0
Sekwencja osadów		ps ż + ot		ps + dom.ot p + ż	ps ps + dom.ż ot + ps ż + dom.p i ot	p + żd żd + ot żg + p + ot
Wysokość spągu serii (m n.p.m.)		117,0		112,5	108,6	104,0
Miąższość serii (m)		8,0		9,0	11,0	14,0
C Y K L S T A R S Z Y						
Wysokość stropu serii (m n.p.m.)	105,0	117,0	108,0	112,5	108,6	104,0
Sekwencja osadów	pg + żw + ż żw + ż	ps ż + p + ot	p + ż + ot ż + p + ot ot + p + ż	ps + dom.ż żd + ot	pd ps + ż + ot ż + dom.p i ot	ps pg + ż + ot
Wysokość spągu serii (m n.p.m.)	<101,0	104,0	97,7	<103,5	97,6	93,0
Miąższość serii (m)	>4,0	13,0	10,3	>9,0	11,0	11,0

Objaśnienia skrótów: p – piasek, żw – żwirek, ż – żwir, ot – otoczaki, d – drobnoziarnisty, s – średnioziarnisty, g – gruboziarnisty, dom. – domieszka

Druga transgresja lądolodu w okresie zlodowacenia środkowopolskiego spowodowała początkowo akumulację w zbiornikach zastoiskowych piasków średnioziarnistych i drobnoziarnistych oraz pylastych, a także ilów i mułków warwowych. Nieco później, już w bezpośrednim sąsiedztwie czoła lądolodu deponowane były w wyciętych łożyskach piaski i żwiru fluwioglacjalne.

Lądolód wkroczył na obszar stosunkowo wyrównany, leżący na wysokości 100–130 m n.p.m. i wznoszący się w kierunku cokołu lubawskiego do wysokości ponad 180 m n.p.m., natomiast w południowo-wschodniej części terenu do wysokości 150–160 m n.p.m.

W czasie deglacjacji utworzył się gruby pokład gliny zwałowej szarej lub brązowej. Miejscami glina zawiera domieszkę frakcji piaszczystej oraz przewarstwienia piasku gliniastego lub gliniastych osadów piaszczysto-żwirowych. Na południe od Koszelew glina zwałowa tego wieku występuje lokalnie na powierzchni terenu (fig. 6), co jest spowodowane przez późniejszą erozję wód sandrowych, m. in. w okresie zlodowacenia bałtyckiego.

W czasie omawianego nasunięcia lądolodu nastąpiły zaburzenia glacitektoniczne osadów plioceńskich w Biernatach (fig. 6), gdzie na kontakcie gliny zwałowej i ilów pstrych występuje półtorametrowa seria przemieszanego ilu plioceńskiego i gładów. Nie można jednak wykluczyć, że istniejące tu deformacje powstały już wcześniej, w czasie recesji lądolodu glaciostadiału przedmaksymalnego, w okresie zlodowacenia środkowopolskiego.

W czasie recesji lądolodu drugiego nasunięcia rozwinęła się na jego przedpolu sieć odpływu fluwioglacjalnego, a także powstały niewielkie zastoiska (Gródko, Mosznica – Jankowice, Grunwald – Strębark, północne obrzeże garbu lubawskiego) z grubymi seriami piasków drobnoziarnistych, ilów i mułków warwowych, miejscami także z cienkimi przewarstwieniami piaszczysto-żwirowymi (Grunwald).

W okresie wyraźnego odstąpienia lądolodu powierzchnia gliniastej wysoczyzny ulegała miejscami denudacji, której efektem jest lokalnie występująca cienka pokrywa gliniastych piasków ze żwirami. W Wierzbicy stwierdzono przypuszczalnie osady rzeczne jednego cyklu o parometrowej miąższości. W tym samym czasie w Januszkowie tworzyła się na serii piasków średnioziarnistych (jeziornych?), o miąższości 2,7 m, półmetrowa warstwa torfu (niestety dotąd nie zbadanego), przykryta 0,6 m serią piasków drobnoziarnistych.

W czasie kolejnej transgresji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego teren został pocięty szlakami sandrowymi, a w utworzonych łożyskach deponowane były serie piaszczysto-żwirowo-gładowe o parometrowej miąższości. Szlaki sandrowe biegły od okolic Stębarka oraz Dylewa ku S, łączyły się w Ruszkowie, po czym kierowały ku SSW – do Koszelew, gdzie dołączał do nich sandr z zachodniej strony garbu lubawskiego. Lądolód tego nasunięcia wkroczył na powierzchnię leżącą na N na wysokości 110–140 m n.p.m. i podnoszącą się ku S do ponad 220 m n.p.m. w garbie lubawskim, do około 200 m n.p.m. w Lewaldzie Wielkim i 170–180 m n.p.m. w Stębarku. Dalej ku S powierzchnia terenu obniżała się do 145–160 m n.p.m.

Glina zwałowa zdeponowana w trakcie zaniku tego lądolodu ma barwę szarą, miejscami brązową lub żółtą. Niejednokrotnie zawiera sporą domieszkę materiału piaszczystego. Występują w niej także przewarstwienia piasku gliniastego ze żwirem. Formy rzeźby związane z tym poziomem gliny zwałowej występują już na powierzchni w południowej części zbadanego obszaru (fig. 7). Po zlodowaceniu środkowopolskim opracowany teren był w dużej mierze wysoczyzną polodowcową ze słabo zaznaczonym, recesyjnym ciągiem czołowomorenowym pomiędzy Myśletami, Turzą Wielką i Uzdowem. Na SE od Uzdowa powstało skupisko kemów. W rejonie Komorników utworzyły się dwa ozy zbudowane z kilkudziesięciometrowej

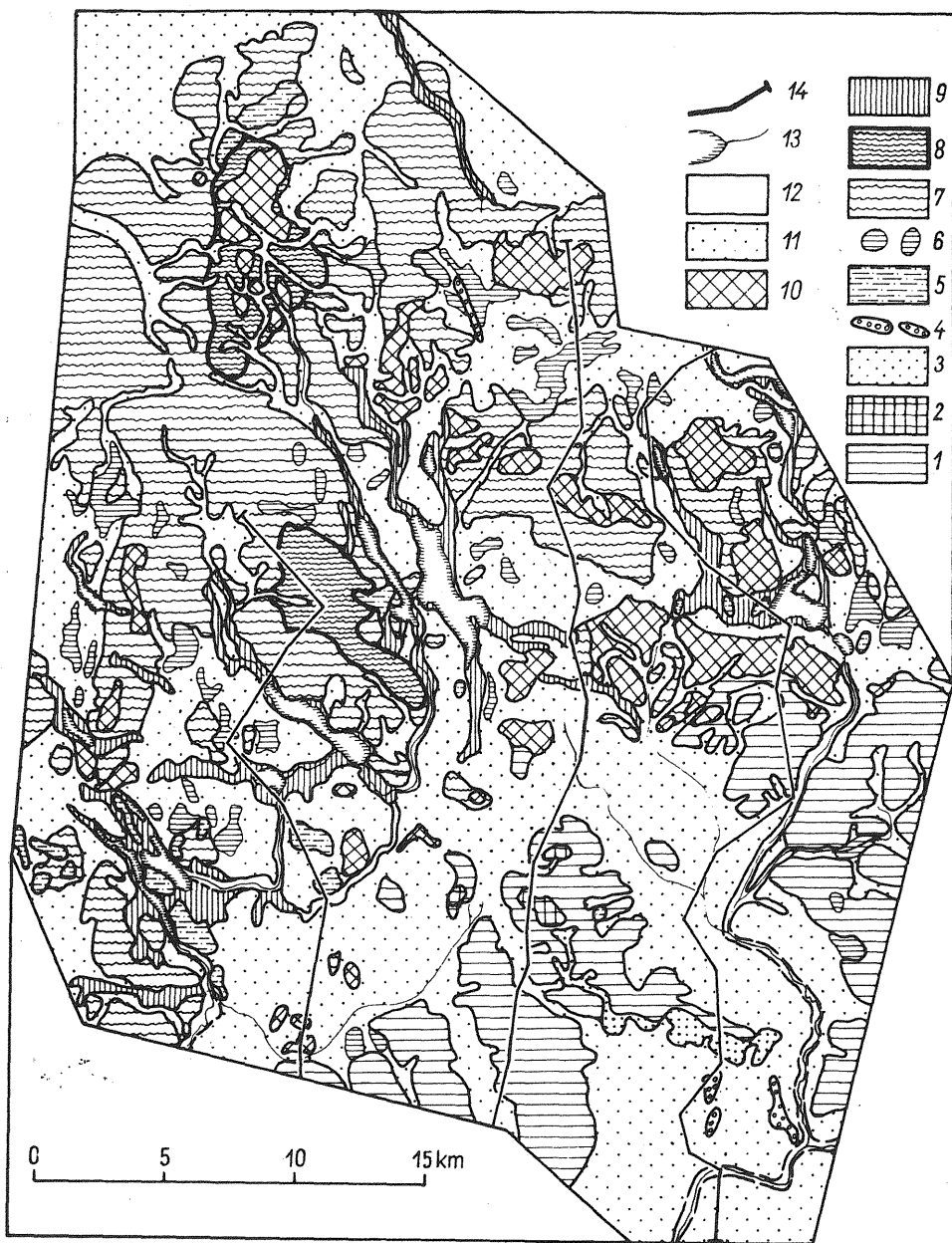


Fig. 7. Mapa geomorfologiczna obszaru między Ostródą a Działdowem
Geomorphologic map of Działdowo—Ostróda area

Zlodowacenie środkowopolskie: 1 – wysoczyzna polodowcowa płaska, 2 – moreny czołowe, 3 – strefa przepływu sandrowego; zlodowacenie środkowopolskie i bałtyckie: 4 – ozy, 5 – kemy i tarasy kemowe, 6 – zagłębienia bezodpływowe; zlodowacenie bałtyckie: 7 – wysoczyzna polodowcowa falista, 8 – wyniesienia w obrębie wysoczyzny polodowcowej falistej (garby lubawski i lewałdzki), 9 – rynny polodowcowe, 10 – moreny czołowe, 11 – poziomy sandrowe; holocen: 12 – doliny rzeczne, 13 – jeziora i rzeki; 14 – linia przekroju geologicznego (por. fig. 1)

Middle-Polish (Riss) Glaciation: 1 – flat morainic plateau, 2 – end moraines, 3 – zone of fluvio-glacial outwash; Middle-Polish (Riss) and Baltic (Würm) Glaciations: 4 – eskers, 5 – kames and kame terraces, 6 – drainage-less depressions; Baltic (Würm) Glaciation: 7 – rolling morainic plateau, 8 – elevations of rolling morainic plateau (Lewałd and Lubawa elevations), 9 – subglacial channels, 10 – end moraines, 11 – fluvio-glacial levels; Holocene: 12 – river valleys, 13 – lakes and rivers; 14 – geologic section (cf. Fig. 1)

serii piaszczysto-żwirowej i wznoszące się kilkanaście metrów ponad powierzchnię otaczającego terenu. Miejscami na wysoczyźnie polodowcowej zaznaczały się ślady przepływu fluwioglacjalnego ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego.

W rejonie Filic (fig. 1) przeprowadzono szczegółową analizę budowy geologicznej strefy krawędzi wysoczyzny polodowcowej w oparciu o dokumentację surowcową (H. Liwska, G. Strzelczyk, 1972). Powierzchnia opracowanego fragmentu wysoczyzny leży na wysokości 190–198 m n.p.m. i opada kilkunastometrową krawędzią ku SW do powierzchni poziomu sandrowego (fig. 8A). Na N odsłania się na powierzchni terenu glina zwałowa brązowa lub brązowo-szara (fig. 8C). Podłużne obniżenia w glinie wypełnione piaskami ze żwirami i piaskami pylastymi (fig. 8B, C) mogą być śladem przepływów inglacjalnych i supraglacjalnych w obrębie rozpadającej się pokrywy lodowej (por. G.S. Boulton, 1972). Przykrywające je cienkie płyty gliniaste (fig. 8C), tworzące nieznaczne wzniesienia, mogą pochodzić ze spływów z krawędzi lodowych ograniczających dawne łożysko przepływowe (*flow-till*, por. G.S. Boulton, 1971, 1972). Znajomość budowy geologicznej pozwala stwierdzić istnienie kopalnego zbocza gliniastego sąsiadującego z kilkunastometrową serią osadów piaszczysto-żwirowych tworzących poziom sandrowy powstały u schyłku zlodowacenia środkowopolskiego. We współczesnej rzeźbie tego fragmentu wysoczyzny kontakt utworów sandrowych i gliny zwałowej prawie się nie zaznacza.

Nieco zastanowienia wymaga zagadnienie wiekowego zaklasyfikowania poszczególnych poziomów glin zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego. Poziom najwyższy można dobrze skorelować z najwyższym poziomem gliny zwałowej w Mławie, a więc przez analogię (Z. Michalska, 1961a, b, 1967) można go uznać za odpowiednik glaciostadiału Mławy. Poziom drugi, o największej miąższości i oddzielony na zbadanym terenie osadami niewielkiej doliny rzecznej (Wierzbica) od poziomu najniższego, proponuję skorelować z trzema nie rozdzielonymi w tym rejonie Polski starszymi glaciostadiałami zlodowacenia środkowopolskiego (Radomki, Warty i Wkry). Mniej więcej dwukrotnie większa miąższość drugiego poziomu gliny zwałowej niż poziomu pierwszego bądź trzeciego sugeruje takie właśnie jego zaklasyfikowanie. Jest to zresztą zgodne z obserwacjami M.D. Baranieckiej (1974), która nie stwierdziła w rejonie doliny dolnej Wkry rozdzielności pomiędzy glinami zwałowymi glaciostadiału Radomki i Warty. W ten sposób najniższy poziom gliny zwałowej zlodowacenia środkowopolskiego można uznać za odpowiednik glaciostadiału przedmaksymalnego, być może tego samego nasunięcia, które wyróżniła K. Straszewska (1968) w rejonie Doliny Dolnego Bugu jako glaciostadiał przedmaksymalny G III-1, oddzielony od glaciostadiału Radomki (G III_{max}) interglaciostadiałem Witaszyna G III-1/max. Na południowym Podlasiu odpowiednikiem glaciostadiału przedmaksymalnego może być stadiał Krzny, oddzielony od stadiału maksymalnego interstadiałem łukowskim (por. E. Rühle, 1969).

W okresie interglacjalu eemskiego zbadany teren leżał na zapleczu moren czołowych glaciostadiału Mławy, rozciągających się pomiędzy Żurominem a Mławą (S. Rutowski, 1961; S.Z. Różycki, 1972a). Moreny te wznosiły się znacznie nad otoczeniem, stanowiąc wyraźny dział wodny. W interglacjale eemskim erozja rzeczna nie odegrała na badanym terenie istotnej roli, natomiast krajobraz miał charakter pojezierza (por. S.Z. Różycki, 1972b, Z. Michalska, 1975). W obniżeniach tworzyły się osady jeziorne (torfy, gytie i łupki ze szczątkami roślinnymi), dobrze poznane w okolicach Nidzicy oraz w Nowym Mieście Lubawskim. Ich wiek został określony na podstawie analizy palinologicznej (K. Bitner, 1956; K. Szczepanek, 1962), a wiek osadów z rejonu Nidzicy również w oparciu o analizę okrzemkową (Z. Michalska, B. Marciniak, 1974; B. Marciniak, W.W. Kowalski, 1978).

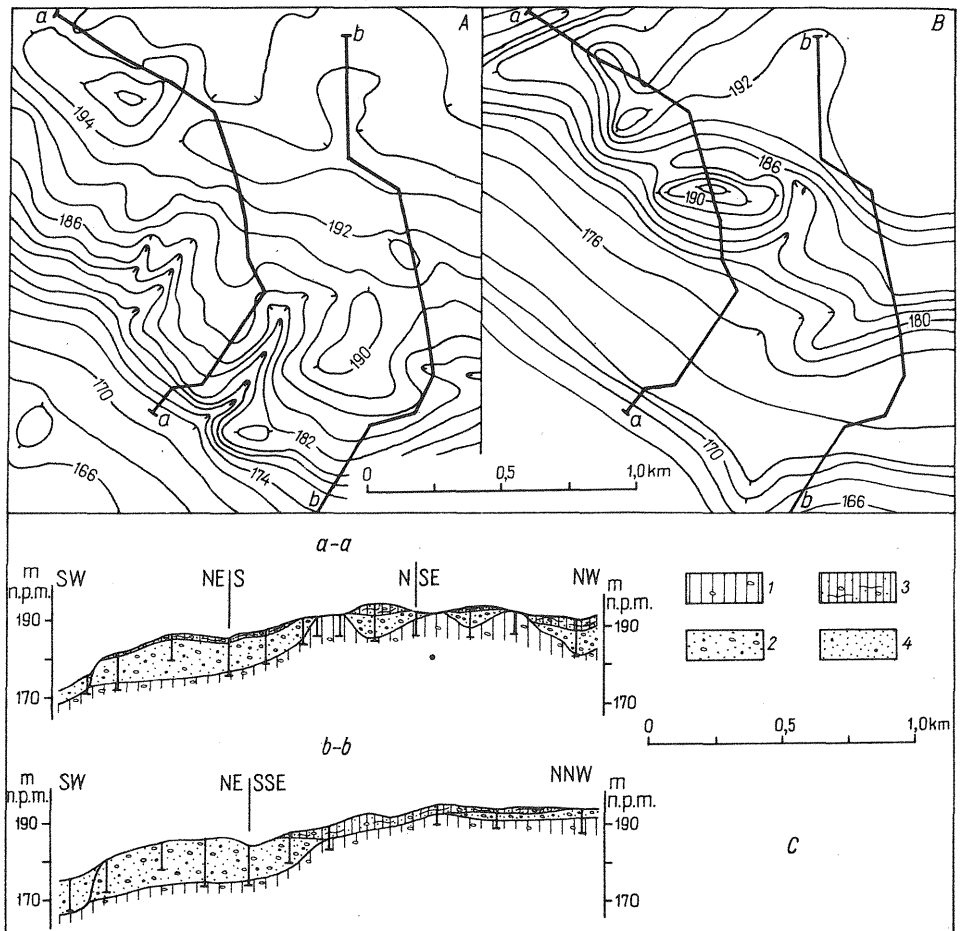


Fig. 8. Budowa geologiczna strefy krawędziowej wysoczyzny polodowcowej w Filicach

Geological structure of morainic plateau edge zone close to Filice

A – szkic morfologiczny współczesnej strefy krawędziowej; B – ukształtowanie kopalnej powierzchni gliny zwałowej, z zaznaczonymi liniami przekrojów geologicznych (izohipsy co 2 m); C – przekroje geologiczne przez strefę krawędziową; zlodowacenie środkowopolskie: 1 – glina, zwałowa, 2 – piaski i piaski ze żwirami, fluwio-glacialne, 3 – glina zwałowa i piaski gliniaste spanywe; zlodowacenie bałtyckie: 4 – piaski i piaski ze żwirami, sandrowe

A – morphologic sketch of present edge zone; B – topography of a palaeosurface of till, with marked geological sections (contour lines every 2 m); C – geological sections in the edge zone; Middle-Polish (Riss) Glaciation: 1 – till, 2 – fluvio-glacial sands and sands with gravels, 3 – flow-till and flow clayey sands; Baltic (Würm) Glaciation: 4 – fluvio-glacial sands and sands with gravels

Prawdopodobnie podobnego wieku jest dwumetrowa warstwa torfu piaszczystego występującego pod gliną zwałową we Frygnowie oraz 0,5 m seria torfu leżącego na 9 m warstwie iłu i przykryta przez 1,5 m kompleks piasków w Elgnowie (fig. 6). Niewykluczone, że niektóre zagłębienia bezodpływowe, słabo widoczne w obszarze nie przykrytym przez łądolód zlodowacenia bałtyckiego (szczególnie zagłębienia na SE od Uzdowa), zostały przynajmniej częściowo wypełnione osadami w okresie interglacjalu eemskiego. Wyjaśnienie wieku osadów wypełniających te obniżenia wymaga jednak dalszych badań.

Problematyka związana ze zlodowaceniem bałtyckim i holocenem została omówiona szczegółowo w innej publikacji (L. Marks, praca w druku). Łądolód zlodowacenia bałtyckiego dotarł do linii łączącej Lidzbark Welski, Małą Turzę, Rapaty, Ruszkowo, Kownatki, Szkotowo i Rączki. Stwierdzono generalną niezgodność usytuowania obecnych wyniosłości podłoża podczwartorzędowego i zasięgu zlodowacenia bałtyckiego, z wyjątkiem rejonu Kownatek (fig. 3). Tym samym trudno jest uznać, że istnieją ściślejsze zależności pomiędzy współczesną rzeźbą tej części Pojezierza Mazurskiego i zasięgiem łądolodu zlodowacenia bałtyckiego a jego podczwartorzędowym podłożem (co sugerował S. Majdanowski, 1950).

W czasie deglacjacji powstały cztery recesyjne ciągi marginalne (fig. 7) związane z jednym i tym samym poziomem gliny zwałowej piaszczystej lub piasków gliniastych o barwie brązowej lub szarobrązowej i o średniej miąższości od 2 do 8 m. Poziom ten możemy powiązać z fazą leszczyńsko-poznańską zlodowacenia bałtyckiego.

W późnym glacie dominowały początkowo w zbadanym obszarze procesy wytapiania zagrzebanych brył martwego lodu, lecz prawdopodobnie już u schyłku najstarszego dryasu rozpoczęła się akumulacja jeziorna iłów, gytii, kredy i torfów.

W holocenie rozwinęły się miejscami doliny rzeczne, przede wszystkim Szkotówki i Welu (fig. 7).

Instytut Geologii Podstawowej
Uniwersytetu Warszawskiego
ul. Żwirki i Wigury 93
Nadesłano dnia 2 marca 1979 r.

PIŚMIENNICTWO

- BARANIECKA M.D. (1974) – Plejstocen nad dolną Wkrą. *Biul. Inst. Geol.*, **268**, p. 5–90. Warszawa.
- BARANIECKA M.D. (1975) – Zależności wykształcenia osadów czwartorzędowych od struktur i dynamiki podłoża w środkowej części Niżu Polskiego. *Biul. Inst. Geol.*, **288**, p. 5–97. Warszawa.
- BITNER K. (1956) – Nowe stanowiska trzech plejstoceńskich flor kopalnych. *Biul. Inst. Geol.*, **100**, p. 247–262. Warszawa.
- BOULTON G.S. (1971) – Till Genesis and Fabric in Svalbard, Spitsbergen. *Till, A Symposium* (ed. R.P. Goldthwait), p. 41–72.
- BOULTON G.S. (1972) – Modern Arctic Glaciers as Depositional Models for Former Ice Sheets. *J. Geol. Soc., London*, **128**, p. 361–393. London.
- CIUK E. (1968) – Utwory trzeciorzędowe i czwartorzędowe w okolicy Orłowa na północ od Nidzicy (województwo olsztyńskie). *Biul. Inst., Geol.*, **208**, p. 67–93. Warszawa.
- GALON R. (1972) – Pojezierze Pomorskie i przyległe wysoczyzny jeziorne. W: *Geomorfologia Polski*, **2**, p. 129–146. PWN. Warszawa.
- KOCISZEWSKA-MUSIAŁ G., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B. (1973) – Nowe znalezisko młodotrzeciorzędowych żwirów i piasków kwarcowych koło Ostródy. *Prz. Geol.*, **21**, p. 641–643, nr 12. Warszawa.
- KONDRACKI J. (1952) – Uwagi o ewolucji morfologicznej Pojezierza Mazurskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **65**, p. 513–597. Warszawa.
- KONDRACKI J. (1967) – *Geografia fizyczna Polski*. PWN. Warszawa.
- KONDRACKI J. (1972) – Pojezierze Mazurskie. W: *Geomorfologia Polski*, **2**, p. 161–178. PWN. Warszawa.

- KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J. (1965) — Okres trzeciorzędowy w Polsce (z wyjątkiem Karpat i Podkarpacia). W: Zarys geologii Polski, p. 186–201. Wyd. Geol. Warszawa.
- LIWSKA H., STRZELCZYK G. (1972) — Filice, dokumentacja złoza kruszywa naturalnego w kategorii C₂. Arch. Komb. Geol. „Północ”. Warszawa.
- ŁYCZEWSKA J. (1958) — Stratygrafia paleogenu i neogenu Polski północnej. Kwart. Geol., 2, p. 127–160, nr 1. Warszawa.
- MAJDANOWSKI S. (1950) — Zagadnienie rynien jeziornych na Niziu Europejskim. Bad. Fizj. Pol. Zach., 2, p. 35–122, nr 1. Poznań.
- MARCINIAK B., KOWALSKI W.W. (1978) — Dominant Diatoms, Pollen, Chemistry and Mineralogy of the Eemian Lacustrine Sediments from Nidzica (Northern Poland): a preliminary report. Pol. Arch. Hydrobiol., 25, p. 269–281, nr 1/2. Warszawa.
- MARKS L. (1979) — Foreland Influence on Ice Sheet Movement During Vistulian (Würm) Glaciation; the Case of the Lubawa Elevation (Mazury Lakeland). Biul. Pol. Akad. Nauk, Ser. Sc. Terre, 26, nr 3–4. Warszawa.
- MARKS L. (praca w druku) — Zasięg lądolodu zlodowacenia bałtyckiego w rejonie Dąbrówna i Uzdowa (zachodnia część Pojezierza Mazurskiego). Biul. Geol. Uniw. Warsz., 28. Warszawa.
- MICHALSKA Z. (1961a) — O wieku moren czołowych w okolicach Mławy i Przasnysza w świetle badań stratygraficznych i paleomorfologicznych. Pr. Plejst. Pol. Środk., 1, p. 47–57. Warszawa.
- MICHALSKA Z. (1961b) — Stratygrafia plejstocenu i paleomorfologia północno-wschodniego Mazowsza. Studia Geol. Pol., 7. Warszawa.
- MICHALSKA Z. (1967) — Stratygrafia plejstocenu północnego Mazowsza w świetle nowych danych. Acta Geol. Pol., 17, p. 393–418, nr 3. Warszawa.
- MICHALSKA Z. (1975) — Ewolucja rzeźby okolic Nidzicy w młodszym plejstocenie. Sesja Nauk.-Sprawozd. Prac. Geol. Czwart. ZNG PAN (streszczenie referatów), p. 52–61. Warszawa.
- MICHALSKA Z., MARCINIAK B. (1974) — Kopalne jezioro z okresu interglacjalnego eemskiego w Nidzicy. I Kraj. Symp. Paleolimn., Włocławek n. Wisłą, czerwiec 1974 (streszczenia referatów i komunikatów).
- RÓŻYCKI S.Z. (1964) — Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. Acta Geol. Pol., 14, p. 321–339, nr 3. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972a) — Nizina Mazowiecka. W: Geomorfologia Polski, 2, p. 271–317. PWN. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1972b) — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. PWN. Warszawa.
- RUTOWSKI S. (1961) — Przebieg recesji lądolodu w okolicach Lipowca i Mławy w świetle budowy geologicznej i morfologii (praca magisterska). Arch. Inst. Geol. Podst. UW. Warszawa.
- RÜHLE E. (1965) — Czwartorzęd Polski. W: Zarys geologii Polski, p. 229–350. Wyd. Geol. Warszawa.
- RÜHLE E. (1969) — Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Łukowie na Podlasiu. Biul. Inst. Geol., 220, p. 81–103. Warszawa.
- RÜHLE E. (1973) — Ruchy neotektoniczne w Polsce. W: Metodyka badań osadów czwartorzędowych, p. 13–30. Wyd. Geol. Warszawa.
- RZECHOWSKI J. (1970) — Warunki sedymentacji dolnoplejstoceniowej w profilach Góra i Występ na Pojezierzu Mazurskim. Kwart. Geol., 14, p. 853–854, nr 4. Warszawa.
- SŁOWAŃSKI W. (1971) — Czwartorzęd i jego podłoże w nowych wierceniach między Szczynem a Orzyszem. Prz. Geol., 19, p. 70–73, nr 2. Warszawa.
- STRASZEWSKA K. (1968) — Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia rejonu dolnego Bugu. Studia Geol. Pol., 23. Warszawa.
- SZALECKA E. (1970) — Paleomorfologia okolic Szkotowa i Kownatek w okresie zlodowacenia bałtyckiego (praca magisterska). Arch. Inst. Geol. Podst. UW. Warszawa.
- SZCZEPANEK K. (1962) — Stanowisko flory interglacjalnej w Nidzicy (woj. olsztyńskie). Prz. Geol., 10, p. 609–611, nr 11. Warszawa.
- WIŚNIEWSKI E. (1971) — Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. Pr. Geogr. Inst. Geogr. PAN, 83. Warszawa.

Лешек МАРКС

ОСНОВАНИЕ И СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЮЗ ЧАСТИ МАЗУРСКОГО ОЗЁРНОГО КРАЯ

Резюме

Исследования проводились на юго-западе Мазурского озёрного края в бассейне верховий Вкры и Дрвенцы (фиг. 1).

Ввиду малого числа глубоких скважин возможна только приблизительная интерпретация формирования скального основания, образованного мергелями маастрихта и песчаниками нижнего палеоцена (фиг. 2). Основание представляет собой поверхность, наклонённую в восточном направлении, с элевациями в районе Журомина и Оструды и депрессией в Илаве.

Намного более детальную карту удалось составить по основанию четвертичных отложений (фиг. 3). Обращает на себя внимание ряд глубоких депрессий, тянущихся в направлении с северо-запада на юго-восток. По обеим сторонам этих депрессий рельеф основания весьма различен. На юго-западе также имеются глубокие впадины, а кроме них, непосредственно под четвертичными осадками залегают плиоценовые пёстрые глины. На северо-востоке впадины небольшие, мелкие, а на всей этой территории главным образом залегают формация бурого угля. Это приводит в печальное „затопление” в пёстрых песчаниках старшего по возрасту рельефа, составленного старшими третичными отложениями. Современное строение рельефа подчетвертичной поверхности является результатом денудации, о чём говорят, изолированные друг от друга пятна пёстрых глин на севере района. Олигоценные отложения видны в рельефе подчетвертичной поверхности только на дне депрессий.

Ввиду того, что на данной площади не были изучены межледниковые отложения, стратификация этого района выполнена по аналогии с прилегающими площадями, в первую очередь с районом Млавы.

На рассматриваемой территории мощность четвертичных осадков колеблется обычно в границах 70—100 м, а во впадинах достигает иногда 250 м. В сумме выделено восемь горизонтов валунных глин: по два — подлясского и краковского оледенений, три — среднепольского оледенения и один — балтийского оледенения (фиг. 4—6). Три старших серии валунных глин залегают только во впадинах основания, а остальные образуют на большой площади более менее чёткие горизонты.

Установлено наличие редких и в основном небольших рек, обусловленное, вероятно, тем, что эта территория в плейстоцене располагалась в зоне водораздела. Лучшее развитая двуциклическая речная серия на западе этого района относится к великому межледниковью (таб. 1), а моноциклическая в районе Рыбна — к краковскому интергляцисталаду (фиг. 6).

Третий, самый верхний горизонт валунной глины среднепольского оледенения относится к гляцисталаду Млавы. Он образует обширные поля послеледниковых возвышенностей на юге и юго-востоке района (фиг. 7). На возвышенности отмечено залегание частично сохранившихся зандровых горизонтов (фиг. 8) и денудированных холмов конечных морен и эсперов.

Горизонт валунной глины балтийского оледенения залегают только на севере и западе района. Во многих местах, особенно на юго-западе рассматриваемой территории, эта глина была снесена зандровой эрозией.

Leszek MARKS

SUBSTRATUM AND STRATIGRAPHY OF QUATERNARY DEPOSITS IN SOUTH-WESTERN MAZURY LAKELAND

S u m m a r y

The studies have been carried through in the south-western part of the Mazury Lakeland situated in the upper Wkra and Drwęca river drainage basins (Fig. 1).

A small number of deep boreholes enabled an approximative only interpretation of topography of the bedrock composed of Maestrichtian marls and Lower Palaeocene sandstones (Fig. 2). The bedrock is distinctly inclined eastwards, with considerable elevations close to Żuromin and Ostróda and with a depression in Hawa.

Map of Quaternary substratum could be prepared with a greater accuracy (Fig. 3). One can easily find a set of deep depressions running from north-west to south-east. At both sides of these depressions substratum topography is quite different. To the south-west there are also deep depressions and aside them, just under the Quaternary deposits, there are Pliocene variegated clays. To the north-east, depressions are generally small and shallow but the whole area is formed mainly of brown coal formation. It makes an impression of "flooding" the previous topography of earlier Tertiary deposits by variegated clays. The present relief of Quaternary substratum is after all an effect of denudation as it is suggested by isolated patches of variegated clays in the northern area. Oligocene deposits occur in the Quaternary substratum mainly in depression bottoms.

No examined interglacial sediments in the studied area made stratigraphy to be grounded on references to the surroundings, first of all to the Mława area.

In the described region the Quaternary deposits are usually 70–100 m thick and in the substratum depressions – even over 250 m. Generally, eight till horizons can be distinguished: two each of Cracovian (Mindel) and Podlasie (Günz) glaciations, three of Middle-Polish (Riss) Glaciation and one – of Baltic (Würm) Glaciation (Figs. 4–6). Three lowermost till horizons occur in substratum depressions only, the rest form already more or less continuous beds in a larger area.

Some deposits of small rivers were also found; lack of larger rivers is caused by localization of the area in a watershed zone for most of Pleistocene. A more distinct, two-cyclic alluvial series in the western part of the area, was connected with Great (Holstein) Interglacial (Tab. 1); one-cyclic one close to Rybno – with an interglaciestadial of Cracovian (Mindel) Glaciation (Fig. 6).

The third, uppermost till horizon of Middle-Polish (Riss) Glaciation was referred to Mława Glaciestadial. It forms vast morainic plateau in southern and south-eastern parts of the area (Fig. 7). On the plateau, there are fragments of fluvioglacial levels (Fig. 8) and denuded end moraines, kames and eskers.

Till horizon of Baltic (Würm) Glaciation can be found only in the northern and western part of the area. Locally but especially in the south-western part on the area, this till series was removed by fluvioglacial erosion.

Translated by the Author