

Znaczenie Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000 dla rozpoznania problemów kenozoiku północnego Mazowsza i zachodniego Podlasia

Alicja Bałuk*

Na przełomie lat 60. i 70. północno-wschodnie regiony Niziny Polskiej były szczególnie słabo rozpoznane pod względem przypowierzchniowej budowy geologicznej. Niziny Północnomazowiecka i Podlaska to tereny tradycyjnie rolnicze, gdzie wierceń było niewiele i tylko niektóre z nich osiągały podłoże czwartorzędu, nieliczne zaś przebiegały trzeciorzęd. W tej sytuacji wiercenia kartograficzne dla *Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000*, głębiej przeważnie aż do stropu kredy i w pełni rdzeniowane, miały wówczas (i nają do dziś), znaczenie reperowe.

Prace zdjęciowe dla mapy geologicznej powierzchniowej (wyd. A) były prowadzone przy użyciu map topograficznych w skali 1 : 25 000, co pozwoliło miejscami na szczegółowość tych prac większą, niż tego wymagał przeglądowy charakter edycji. Sprzyjało też bardziej wnikliwej analizie geomorfologicznej. W rezultacie, na mapie powierzchniowej wyróżniono wiele nieznanymi wcześniej elementów rzeźby, a genezę niektórych form już znanych określono inaczej niż dotychczas.

Mapę geologiczną odkrytą w skali 1 : 200 000 (wyd. B) opracowano w oparciu o materiał wiertniczy różnej wartości, ubogi zwłaszcza w zachodniej części Podlasia (np. ark. Łomża — 16 wierceń do podłoża czwartorzędu), nieco liczniejszy dla terenów północnego Mazowsza (ark. Ostrołęka — 21, ark. Mława — ok. 60 takich wierceń). Mimo nieregularnego rozmieszczenia, ogólnikowych opisów i niepewnej lokalizacji wierceń archiwalnych, na mapie odkrytej przedstawiono obraz podłoża czwartorzędu urozmaicony i całkowicie różny od analogicznego ujęcia na *Przeglądowej mapie geologicznej Polski w skali 1 : 300 000*.

Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 200 000 wzbogaciła wiedzę o kenozoiku na tych terenach Polski niżowej, gdzie była ona przedtem znikoma. Uzyskano nowe dane dotyczące stratygrafii trzeciorzędowej i czwartorzędowej, podłoża podczwartorzędowego oraz geomorfologii. Zagadnienia te były przedmiotem późniejszych badań bądź są analizowane obecnie w ramach prac nad *Szczegółową mapą geologiczną Polski w skali 1 : 50 000*. Niektóre z nich omówiono poniżej.

Zagadnienia stratygrafii trzeciorzędu

Profile wierceń kartograficznych dla mapy geologicznej 1 : 200 000 były na omawianych terenach Mazowsza i Podlasia jednymi z pierwszych, w których rozpoznano charakter litofacjalny utworów trzeciorzędowych, prześledzono ich zmienność, wzajemne kontakty, i określono wiek na podstawie badań paleontologicznych. Profile te umożliwiły też bardziej poprawną interpretację opisów wierceń archiwalnych, osiagających osady trzeciorzędu.

Osady paleocenu napotkano tylko w niektórych profilach kartograficznych. Przeważnie bowiem, wprost na utworach górnokredowych stwierdzano młodsze ogniwa

paleogenu. Profil z Nowej Wsi k. Knyszyna (ryc. 1, 2) obejmuje serię piaskowców glaukonitowych, których niższa część należy do górnego mastrychtu, wyższa zaś do dolnego paleocenu (Witwicka, 1971). W Borutach k. Różana, na marglach z mikrofauną otwornicową charakterystyczną dla wyższej części górnego mastrychtu, leżą margle i piaski glaukonitowe z okruchami skał kredowych z twardego dna, należące do montu (Witwicka, 1975). Utwory montu, datowane mikropaleontologicznie przez Gawor-Biedową (1974), rozpoznano też w Zwierzyńcu na Kurpiach. Określić je można jako gruby, ostrokrawędzisty rumosz szarego, wapniste-go piaskowca spojony związłym szarym mułkiem.

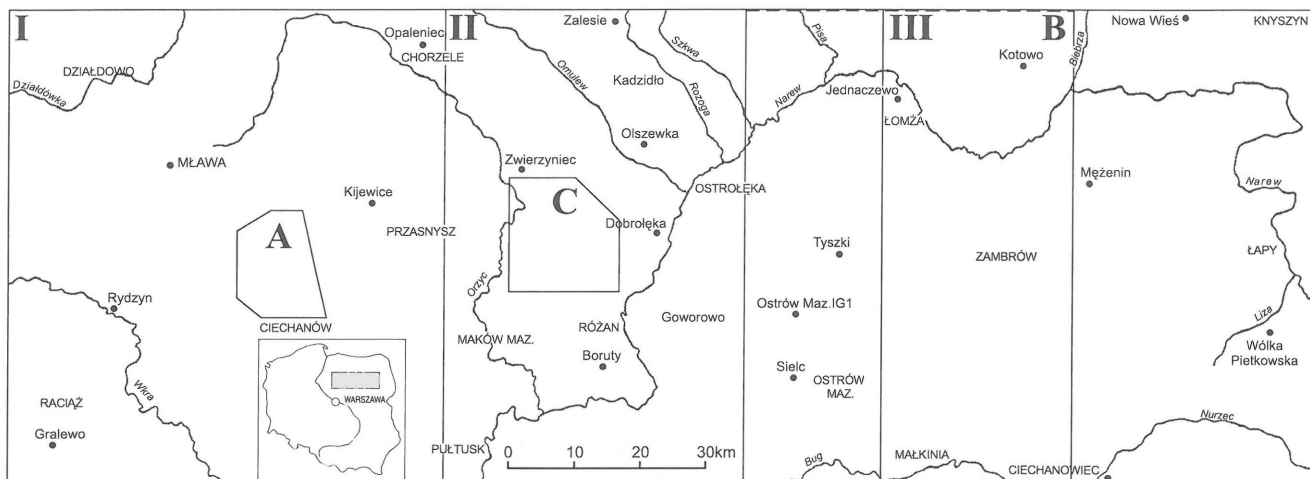
Przytoczone profile mają istotne znaczenie dla rozważań nad pograniczem kreda-trzeciorzęd. Rozpoznane w nich utwory dolnego paleocenu reprezentują tę samą fację morza regredującego i płytkiego, co leżące niżej utwory górnego mastrychtu. Na ciągłość sedimentacyjną między obu piętrami wskazuje zwłaszcza profil z Nowej Wsi, toteż nie można tam wykluczyć obecności danu. Szczególny charakter utworów montu, zawierających rumosz z twardego dna, świadczy o intensywnych procesach niszczenia, które mogły mieć miejsce na pograniczu danu i montu i spowodować zniszczenie osadów danu.

Osady eocenu nie zostały wyróżnione na mapie geologicznej odkrytej 1 : 200 000 ze względu na brak jakiegokolwiek dokumentacji paleontologicznej. W piaskach glaukonitowych leżących wprost na utworach kredowo-paleoceńskich nie stwierdzono bowiem mikrofauny, a jedynie nieliczne zęby ryb lub igły gąbek (Witwicka, 1971; Odrzywolska-Bieńkowska, 1975). Natomiast wyniki badań paleobotanicznych osadów węglistych paleogenu z Nowej Wsi i Borut, pozwoliły Grabowskiej (1971, 1975) datować je na środkowy oligocen. Na tej podstawie można było wówczas przypuszczać, że między utworami paleocenu i środkowooligocenijskimi występują też osady eocenu i dolnego oligocenu. Jednak dopiero późniejsze badania nad trzeciorzędem Polski niżowej rzuciły nowe światło na wiek okazałe rozwiniętych serii paleogenu, rozpoznanych wierceniami dla „dwusetki”.

W nawiązaniu do prac Ciuka (1972, 1974) i do syntetycznych opracowań nt. stratygrafii trzeciorzędu (Odrzywolska-Bieńkowska i in., 1979; Piwocki, 1993), w profilach tych wierceń można obecnie wyróżnić dobrze wyrażone ogniwa, odpowiadające znanym jednostkom litostratygraficznym eocenu i oligocenu: warstwom pomorskim, mosińskim dolnym, czempińskim i mosińskim górnym (ryc. 2; Bałuk, 1995).

Osady neogenu, zachowane częściowo bądź całkiem zniszczone w niektórych rejonach Mazowsza i Podlasia, uzyskały w toku prac nad „dwusetką” słabszą dokumentację niż osady paleogenu. Najbardziej pełne profile młodszego trzeciorzędu odwiercono w Zalesiu i Olszewce na Kurpiach (ryc. 1), gdzie występują zarówno osady miocenijskie jak i pstry ły serii poznańskiej, wiązane wówczas z pliocenem. Piaszczysto-mułkowe utwory starszego neogenu z nielicznymi, cienkimi wkładkami węgla brunatnego mają w obu profilach podobną miąższość (45–50 m), a górne ich warstwy zostały wydatowane palinologicznie na środkowy mio-

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Lokalizacja wierceń badawczo-kartograficznych na arkuszach Mława (I), Ostrołęka (II) i Łomża (III) *Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000*. Położenie obszarów przedstawionych na ryc. 5 (A), 6 (B), 7 (C)

cen (Grabowska, 1975). Możliwe zatem, że występują tam również utwory miocenu dolnego, odpowiadające np. formacjom rawickiej bądź ścinawskiej (Ciuk, 1970; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1995). W obu tych profilach utwory miocenijskie są ostro odgraniczone tak od serii paleogenu jak i od nadległych ilów pstrych formacji poznańskiej. Iły i mułki pstre leżą tam ok. 10–35 m p.p.m., zawierają nikle przerosty piasku pylastego, a w ich zmiennym zabarwieniu dominują odcienie jasnoszare i szarooliwkowe.

Poza obszarem „spokojnego” na ogół położenia ilów pstrych na Kurpiach, wystąpienia ich na północnym Mazowszu cechuje bardzo duża zmienność hipsometryczna. Zróżnicowanie górnej powierzchni i podobne, 100–200 m deniwelacje spągu między pobliskimi profilami, nie sprzyjają próbom podziału serii poznańskiej na podrzędne ogniwa litostratygraficzne.

Zaburzenia i nieprawidłowości w budowie trzeciorzędu

Zagadnienie strukturalnych powierzchni śródrzeciorzędowych było wstępnie rozważane w toku prac nad mapą geologiczną odkrytą 1 : 200 000 (wyd. B). Zwrócono wówczas uwagę na urozmaiconą konfigurację i pochylenie tych powierzchni w kierunku zachodnim lub południowo-zachodnim, tj. na ogół zgodnie z ukształtowaniem powierzchni górnokredowej (Bałuk, 1973, 1978a, 1979). Spostrzeżenia te znalazły potwierdzenie w wynikach późniejszej, bardziej szczegółowej analizy, opartej już na wielu nowych wierceniach dla szczegółowej mapy geologicznej w skali 1 : 50 000. Okazało się przy tym, że powierzchnie śródrzeciorzędowe mają charakter erozyjny, lecz główne elementy ich rzeźby są uwarunkowane założeniami tektonicznymi (Bałuk, 1995).

W stropowej powierzchni osadów paleogenu dominuje np. nieckowate obniżenie o kierunku NW–SE i przebiegu zgodnym ze znaną depresją w powierzchni górnokredowej między Działdowem, Ciechanowem i Radzyminem (Uberna, 1974). Niecka ta jest równie dobrze wyrażona w stropowej powierzchni utworów starszego neogenu, tj. w podłożu serii poznańskiej. Iły pstre zapełniły i wyrównały nieckę, osiągając w strefie jej osi (rejon Ciechanowa) miąższość ponad 160 m.

Niektóre lokalne nieprawidłowości w budowie trzeciorzędu sugerują istnienie dyslokacji. Przykładem może być Łomża, gdzie deniwelacja w stropie oligocenu wynosi ok.

50 m. Podobna różnica w położeniu utworów miocenijskich występuje w Mławie, a w Działdowie osiąga nawet 75 m. Bliższe rozpoznanie charakteru tych nieprawidłowości wymaga jednak dalszych badań.

Innego rodzaju deformacje utworów trzeciorzędowych obserwowano w rdzeniu wiertniczym otworu kartograficznego w Gralewie k. Raciąża (ryc. 1). Silnie spękane i zlustrowane iły pstre powtarzają się tam wielokrotnie na przemian z piaskami kwarcowymi i węglistymi miocenu. Zaburzenia sięgają do głębokości ok. 200 m, a warstewki piasków miocenijskich na wielu odcinkach profilu są ustawione pionowo.

Rejon Raciąża leży w strefie tzw. tektoniki plakantyklinnej (Marek & Raczyńska, 1974). Występujące tam struktury fałdowe kształtowały się od górnej kredy poprzez kenozoik, aż po współczesność (Motyl-Rakowska & Schoeneich, 1970). Do procesów tych nawiązuje Baraniecka (1992), rozważając przyczyny znacznych zaburzeń utworów trzeciorzędu i starszego czwartorzędu w okolicach Raciąża. Autorka wskazuje na możliwość potomnych ruchów tektonicznych w czwartorzędzie, którym mogły też towarzyszyć różnorodnie przejawy działalności łądolodów.

Zaburzenia glacitektoniczne są znane przede wszystkim z obszarów wysokiego położenia ilów pstrych. Zróżnicowanie stropu tych utworów w okolicach Makowa Mazowieckiego i Pułtuska, z deniwelacjami sięgającymi 150 m, jest zapewne rezultatem glacitektoniki. Różnego rodzaju deformacje o podobnej genezie (m.in. złuszkowania) obserwowano w odstąpieniu ilów pstrych w cegielni Niskie Wielkie k. Chorzeli. Można też do nich zaliczyć ukośne spękania o zlustrowanych powierzchniach, obecne w całym prawie 24-metrowym profilu pstrych ilów w Zalesiu. Częstym przejawem glacitektoniki jest wzajemne przefaldowanie i przemieszanie utworów trzecio- i czwartorzędowych na ich kontakcie w spągu czwartorzędu.

Z glacitektoniką nie można jednak wiązać silnych deformacji osadów trzeciorzędowych na ok. 80-metrowym odcinku profilu kartograficznego z Opaleńca k. Chorzeli. Wprost na tych osadach leżą bowiem utwory preglacjalne bez śladu jakichkolwiek zaburzeń (Stuchlik, 1975b; Bałuk, 1979, 1987). Nieprawidłowości w budowie trzeciorzędu, znane też z kilku innych, sąsiednich stanowisk w okolicach Wielbarka i Nidzicy (Ciuk, 1968, 1971), wskazują na istnienie tam strefy deformacji trudnych do wyjaśnienia, które tylko częściowo tłumaczyć można procesami glacitektonicznymi.

Ukształtowanie powierzchni podczwartorzędowej

Wysoko położone elementy podłoża czwartorzędu znane były na ogół wcześniej i lepiej niż jego obniżenia. Tam, gdzie na dużych obszarach północnego Mazowsza i zachodniego Podlasia brak było danych o podłożu czwartorzędu, na przeglądowej mapie geologicznej 1 : 300 000 (wyd. B) przedstawiono je jako mało urozmaicone, położone ok. 25 m p.p.m. – 25 m n.p.m. Nim jednak rozpoczęto prace nad mapą geologiczną 1 : 200 000, w okolicach Ostrowi Mazowieckiej zostały odwiercone przez Państwowy Instytut Geologiczny 3 otwory badawcze (ryc. 1 — Ostrów Mazowiecka IG 1, Tyski, Sielc), z których 2 wykazały utwory górnokredowe wprost pod czwartorzędowymi (Mojski, 1965). Miąższość tych ostatnich okazała się tam wyjątkowo duża, ok. 220 m, a położenie ich spągu zaskakująco niskie — 122 m p.p.m. W interpretacji Rühlego (1965), profile te wyznaczały w podłożu czwartorzędu wąskie obniżenie typu dolinnego, biegnące z południa ku północy.

Prace nad „dwusetką” rzuciły nowe światło na to zagadnienie. Dzięki wykonanym wówczas wierceniom kartograficznym, w dorzeczu dolnej Narwi rozpoznano rozległą depresję podczwartorzędową, w zasięgu której utwory trzeciorzędowe zostały zniszczone w znacznej części bądź całkowicie (Bałuk, 1977, 1978a). Wspomniane 3 wiercenia z okolic Ostrowi Mazowieckiej dokumentują wschodnią część tej depresji. Ciągnie się ona w kierunku zachodnim aż po Maków Mazowiecki i Chorzele, a jej dno kształtuje się przeważnie 60–100 m p.p.m. Północne i wschodnie zbocza depresji są łagodne i sięgają do ok. 0–20 m p.p.m., zachodnie zaś i południowo-zachodnie odpowiadają wzniesieniom utworów trzeciorzędowych do 100–120 m n.p.m.

Tę wyraźnie zarysowaną jednostkę strukturalną w podłożu czwartorzędowym nazwano depresją Goworowa (Bałuk, 1991). Nie jest ona formą zamkniętą, lecz posiada również głębokie boczne odgałęzienia. Dwa z nich, w okolicach Małkinii (98 m p.p.m.) i Wyszkowa (50 m p.p.m.) „otwierają” depresję ku południowi. Na północo-wschód jest skierowane obniżenie w Łomży (103 m p.p.m.), dotąd słabo rozpoznane. Obniżenie k. Przasnysza (129 m p.p.m.) łączy depresję Goworowa z systemem obniżeń podczwartorzędowych na sąsiednim obszarze położonym od zachodu (Bałuk, 1978b, 1979). Zaznacza się tam głęboka niecka między Ciechanowem i Raciążem, sięgająca w dnie 140 m p.p.m. (ryc. 1, 3: Rydzyn), i wąska forma między Mławą i Działdowem, przechodząca w ciąg obniżeń na lini Rybno–Lubawa–Iława, opisanych przez Marksa (1980). Poza zasięgiem tych obniżeń, powierzchnia podczwartorzędowa kształtuje się w tej części północnego Mazowsza ok. 60–80 m n.p.m. a na kulminacjach wznosi do 100–120 m n.p.m.

Geneza obniżeń w podłożu czwartorzędu

Prace nad mapą geologiczną 1 : 200 000 nie tylko ujawniły nieznanne przedtem, głębokie formy w powierzchni podczwartorzędowej, ale dostarczyły też danych do rozważań nad ich genezą. Wnioski szczególnie istotne wynikają z faktu występowania na tym obszarze osadów eoplejstocenijskich. Ich obecność w profilu z Opaleńca k. Chorzele (ryc. 1), stwierdzona na podstawie badań palinologicznych (Stuchlik, 1975b; Bałuk, 1978b, 1987), rzuca światło zwłaszcza na genezę depresji Goworowa. Mimo usytowania tego stanowiska w peryferycznej części depresji, pozwala ono wiązać wczesny etap jej rozwoju z okresem eoplejstocenu. Dowodzi istnienia tu staroczwartorzędowej doliny rzecznej, wciętej ponad 100 m (63 m

p.p.m.) w utwory trzeciorzędu i częściowo zasypanej aluwiami. Świadczy ponadto o zaawansowanym rozwoju sieci rzecznej na tych terenach w eoplejstocenie, lecz jako stanowisko pojedyncze, nie daje podstaw do jej odtworzenia.

O wieku głębokich obniżeń podczwartorzędowych można obecnie powiedzieć tylko, iż są one młodsze od pstrych iłów serii poznańskiej, a starsze od pierwszego zlodowacenia. Nie można więc wykluczyć, że dały im początek intensywne procesy erozji już podczas pliocenu. Istotną rolę odegrało też zapewne obniżanie się bazy erozyjnej w okresie poprzedzającym najstarsze zlodowacenie (Bałuk, 1989b).

Do rozważań nad genezą obniżeń podczwartorzędowych znaczący wydaje się być związek niektórych z nich z pewnymi nieprawidłowościami w budowie trzeciorzędu. W Łomży np. zagłębienie podczwartorzędowe znajduje się w miejscu kilkudziesięciometrowej deniwelacji stropu paleogenu, a prawdopodobnie i stropu kredy. Zbieżność tych elementów wskazuje na tektoniczną predyspozycję obniżenia podczwartorzędowego w tym rejonie. Także w Przasnyszu głęboka niecka podczwartorzędowa odpowiada obniżeniu w powierzchni starszego neogenu, podobnie jak w Mławie i Działdowie, gdzie znaczne deniwelacje tej powierzchni sugerują istnienie uskoku. Ciąg obniżeń podplejstocenijskich między Mławą, Działdowem i Iławą nosi wyraźne piętno założeń tektonicznych, wyrażone konsekwentnym, prawie liniowym przebiegiem na wielu dziesiątkach kilometrów.

Łądolód najstarszego zlodowacenia wykorzystał zastany system dolin i obniżeń, zapoczątkowując kolejny etap w ich rozwoju. Są one w swym obecnym kształcie dziełem procesów egzaracji lodowcowej i erozji fluwioglacjalnej i rzecznej, powtarzających się cyklicznie podczas glacjałów i interglacjałów. Akumulowane wówczas osady zapełniały stopniowo te obniżenia, powodując ich wyrównanie już w początkach zlodowaceń południowopolskich. Głębokie formy w podłożu czwartorzędowym można więc określić jako poli-genetyczne, uwarunkowane założeniami tektonicznymi, zainicjowane procesami silnej erozji w eoplejstocenie (lub wcześniej), a następnie kształtowane w zmiennych warunkach i ostatecznie wypełnione osadami podczas mezoplejstocenu.

Procesy glacitektoniki miały raczej drugorzędne znaczenie w ich formowaniu i zaznaczyły się np. na zachodnich i południowo-zachodnich obrzeżeniach depresji Goworowa — na ogół przeciwstawnych ruchowi łądolodów. Poza tym, ani charakter osadów plejstocenijskich wewnątrz głębokich obniżeń, ani też budowa ich trzeciorzędowego podłoża nie wskazują na analogię z formami typu glacidepresji w ujęciu Ruszczyńskiej-Szenajch (1976) i Lamparskiego (1983).

Wybrane zagadnienia stratygrafii plejstocenu

Głębokie obniżenia podczwartorzędowe okazały się szczególnie predestynowane do badań nad stratygrafią plejstocenu, ze względu na dobrze wyrażone następstwo okazałe rozwiniętych serii glacialnych i międzymorenowych. Wyróżnione tam ogniwa litostratygraficzne składają się na prawie pełny profil czwartorzędu, włącznie z utworami eoplejstocenijskimi.

Odkrycie osadów eoplejstocenu w Opaleńcu (Równina Kurpiowska) wiąże się z pracami nad arkuszem Mława mapy geologicznej 1 : 200 000. Jest to jedno z najdalej ku północy wysuniętych stanowisk eoplejstocenu w Polsce. Nigdzie też utworów tych nie napotkano tak nisko, jak w tym profilu, tj. 26–63 m p.p.m. W Opaleńcu leżą one na iłach pstrych

(zaburzonych) a pod gliną zwałową najstarszego zlodowacenia. Są to osady rzeczno-jeziorne z wtrąceniami utworów typu deluwialnego, niezaburzone, poziomo warstwowane. Stuchlik (1975b) zwrócił uwagę na podobieństwo diagramu pyłkowego z Opaleńca do profilu z Ponurzyca k. Otwocka (Baraniecka, 1975; Stuchlik, 1975a), co pozwala odnieść omawiane osady eoplejstoczeńskie do okresu chłodnego, nazywanego przez Baraniecką glaciałem otwockim (eburonian). Dolny ich odcinek może reprezentować okres ciepły, tj. interglacjał ponurzycki (tiglian).

Mimo wyrównania w mezoplejstocenie depresji i obniżen podzwartorzędowych, obszary te zachowały charakter nizinny poprzez cały plejstocen. Kolejne interglacjały były tam okresami rozwoju sieci rzecznej, organizowanej na ogół według podobnego planu. Różnowiekowe doliny odnawiały się bowiem w tych samych strefach głębokich obniżen podłoża. Tendencja taka zaznaczyła się np. w rejonie Przasnysza. Wykonany tam dla arkusza Mława otwór kartograficzny w Kijewicach, wykazał serię fluwiolimniczną najstarszego interglacjału położoną bardzo nisko, 71–129 m p.p.m., wprost na utworach miocenijskich, i przykrytą gliną zwałową zlodowacenia nidy (Bałuk, 1978b, 1991). Rzeczne osady korytowe dolnej części tej serii, datowane metodą TL na ok. 898 i 843 ka (Lub 997, 996), przechodzą wyżej w utwory jeziorne wydатовane na ok. 822 ka (Lub 995), te zaś — w ily zastoi-skowe, kończące cykl sedymentacji rzeczno-jeziornej.

O szczególnej intensywności procesów fluwialnych w najstarszym interglacjale dobitnie świadczy profil z Mężenina k. Zambrowa (ryc. 1), odwiercony dla arkusza Łomża mapy geologicznej 1 : 200 000. Obejmuje on utwory rzeczne o wyjątkowo dużej, 170 m miąższości, leżące na podłożu kredowym (91 m p.p.m.) i rozdzielone brukiem morenowym ok. 13 m n.p.m. Dolna ich część (poniżej bruku), wiązana z najstarszym interglacjalem, składa się z kilkunastu frakcjonowanych sekwencji sedymentacyjnych o łącznej miąższości ponad 100 m (Bałuk, 1971, 1991).

Rozpoznanie staroplejstoczeńskiej serii fluwiolimnicznej w Kijewicach k. Przasnysza postawiło pod znakiem zapytania słusność ówczesnego poglądu na wiek tzw. interglacjału przasnyskiego. Osady interglacjalne z Przasnysza opisał i zbadał palinologicznie Selle (1960), datując je na interglacjał Mindel/Riss, tj. mazowiecki. Różycki (1967) uznał je natomiast za reperowe dla najstarszego, kromerskiego interglacjału. Interpretacja taka stała się nieprzekonywująca po odwierceniu serii z pobliskich Kijewic leżącej przeszło 100 m niżej i niewątpliwie starszej od serii przasnyskiej.

Pozycję stratygraficzną osadów interglacjalnych z Przasnysza określono dopiero w wyniku prac nad szczegółową mapą geologiczną 1 : 50 000 (Bałuk, 1982a; Mamakowa, 1983; Bałuk & Mamakowa, 1991). Na podstawie pięciu wierceń kartograficznych, szczegółowo opracowanych, ustalono stratyografię osadów plejstoczeńskich w tym rejonie. Położenie serii interglacjalnej między utworami glacialnymi zlodowaceń nidy i sanu, odpowiada interglacjałowi małopolskiemu. Datowania TL określają wiek tej serii na ok. 686–615 ka (Lu 136–138).

W podziale stratygraficznym plejstocenu, stosowanym dla mapy geologicznej 1 : 200 000, zlodowacenie południowopolskie obejmowało tylko dwa stadiały rozdzielone interstadiatem. Ten uproszczony podział utrudniał, wbrew pozorom, rozpozniowanie miąższych i o złożonej budowie serii mezoplejstocenu w obrębie głębokich obniżen podłoża. W wyniku późniejszych badań wyróżniono na tych terenach utwory trzech zlodowaceń południowopolskich i dzielących je interglacjałów małopolskiego i ferdynandowskiego.

Interglacjał mazowiecki, podobnie jak i starsze od niego interglacjały, jest reprezentowany przez okazałe wielocykliczne serie rzeczne znane z wielu profilów. W Kijewicach k. Przasnysza osady fluwialne w pozycji tego piętra, złożone w 5–6 cyklach sedymentacyjnych, osiągają miąższość ponad 40 m. Stary szlak przepływu w tym rejonie odnowił się wówczas już po raz czwarty w historii plejstocenu. W Mężeninie z tym samym okresem wiązany jest górny (powyżej bruku), 65-metrowy odcinek wspomnianej już serii rzecznej. W okolicach Wyszkowa, skąd także są znane różnowiekowe kopalne serie aluwialne (Nowak, 1969), interglacjałowi mazowieckiemu odpowiadają 1–4 cykli rzecznych o łącznej miąższości 30–47 m.

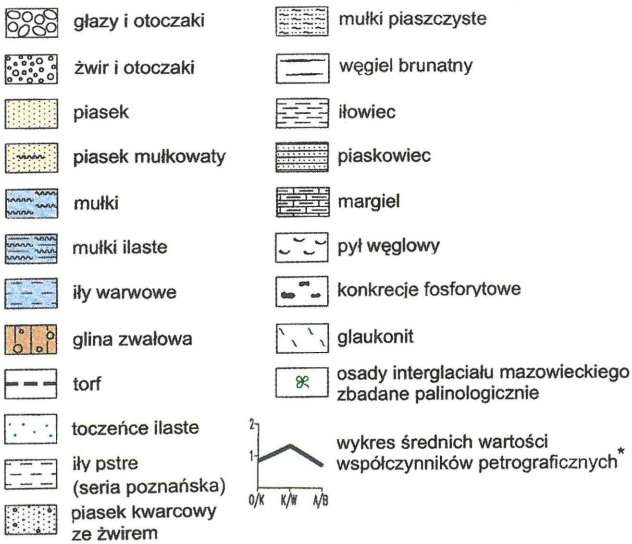
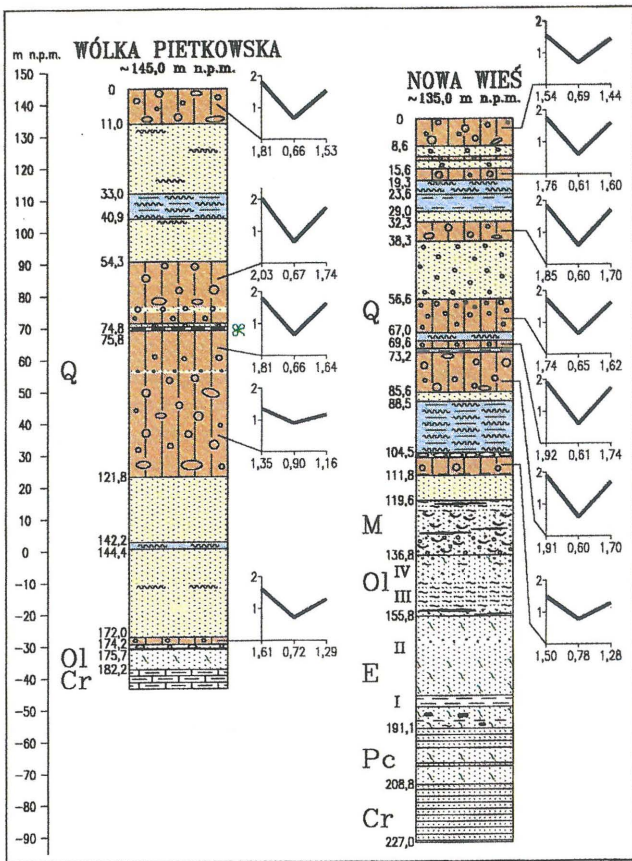
Korelacja rzecznych serii interglacjału mazowieckiego ma istotne znaczenie dla ustaleń stratygraficznych, jednak rangę reperów mają przede wszystkim stanowiska jeziornobagiennych osadów tego piętra, ze szczątkami kopalnej flory i fauny mięczków. Napotkano je w profilach kartograficznych z Wólki Pietkowskiej k. Łap (ok. 70 m n.p.m.; ryc. 1, 2) i ze Zwierzyńca k. Przasnysza (80–92 m n.p.m.). Przynależność obu stanowisk do interglacjału mazowieckiego została określona na podstawie badań palinologicznych, a w przypadku drugiego z nich, także w oparciu o badania malakologiczne (Borówko-Dłużakowa, 1971; Bałuk & Borówko-Dłużakowa & Skompski, 1991).

Wśród utworów międzymorenowych, dzielących serie glacialne zlodowaceń południowopolskich i środkowopolskiego, duży udział mają osady zastoi-skowe, tworzące ciągi poziome na znacznej części Równiny Kurpiowskiej i Międzyrzecza Łomżyńskiego. Pierwsze obserwacje tych osadów w rdzeniach otworów kartograficznych dla arkusza Ostrołęka mapy geologicznej 1 : 200 000 (ryc. 1; Zalesie, Olszewka, Dobrołęka) wykazały serię zastoi-skową o miąższości 20–30 m, złożoną z mułków i iltów częściowo warwowych. W wyniku późniejszych prac serię tę rozpoznano bliżej i nazwano „ostrołęcką”, gdyż najlepiej ją charakteryzują liczne profile z okolic Ostrołęki (Bałuk, 1989a, 1991). Strop jej leży przeważnie 70–75 m n.p.m., pod przykryciem utworów glacialnych zlodowacenia środkowopolskiego. W podłożu zaś, na zmiennej wysokości ok. 30–50 m n.p.m., występują osady piaszczysto-żwirowe ze schyłku zlodowaceń południowopolskich.

Seria ostrołęcka, dzięki dużej, kilkudziesięciometrowej miąższości i ciągłemu rozprzestrzenieniu na obszarze ponad 2000 km² (ryc. 4), jest ważną jednostką litostratygraficzną w młodszym plejstocenie północnego Mazowsza. Kształtuje też warunki hydrogeologiczne w tym regionie, tworząc nieprzepuszczalne przykrycie wydajnego i intensywnie eksploatowanego poziomu wodonośnego w podścielających ją utworach piaszczysto-żwirowych.

Niektóre problemy geomorfologii i morfogenezy

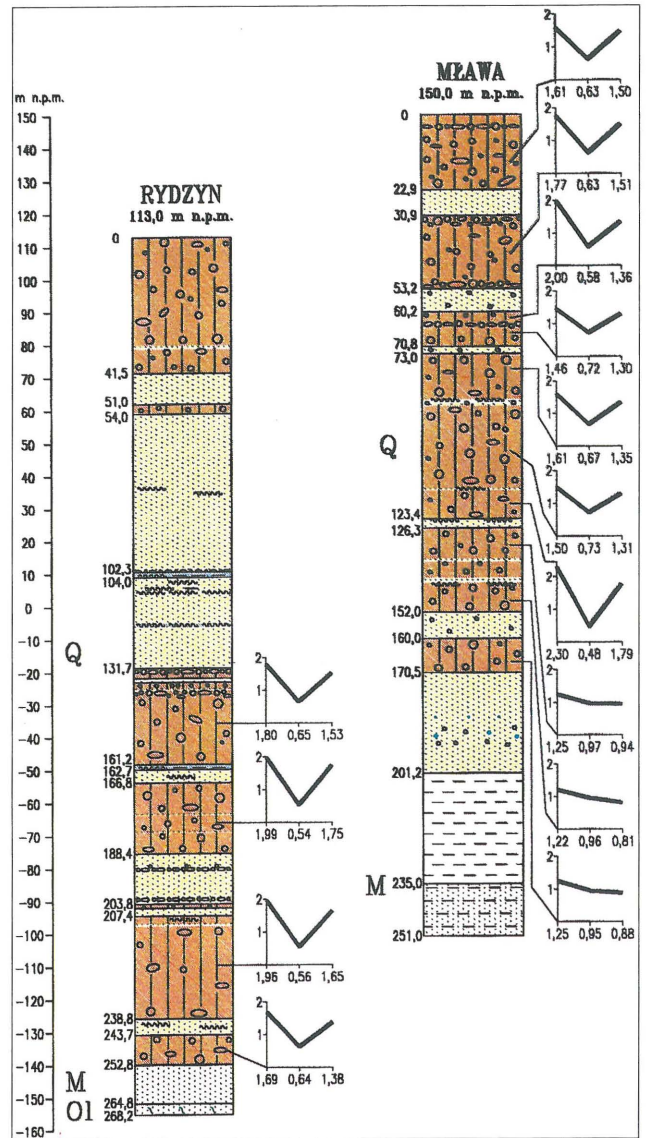
Zlodowacenie środkowopolskie było na omawianych terenach zlodowaceniem ostatnim. Wtedy to, u schyłku stadiału północnomazowieckiego (wkra lub warta 2), ukształtowała się w głównych zarysach rzeźba dzisiejszej powierzchni. Maksymalny zasięg pokrywy lodowej podczas tego stadiału jest wyznaczany w północnej części Kotliny Warszawskiej (Różycki, 1967; Straszewska, 1968; Nowak, 1969). W toku prac nad mapą geologiczną 1 : 200 000 prześledzono dalszy możliwy zasięg tego lądolodu w kierunku wschodnim. O zasięgu tym świadczy m.in. szlak sandrowy o cechach pradoliny, wyraźnie zarysowany w południowej części Wysozczyzny Zambrowskiej, między dolnym Bugiem i środkową



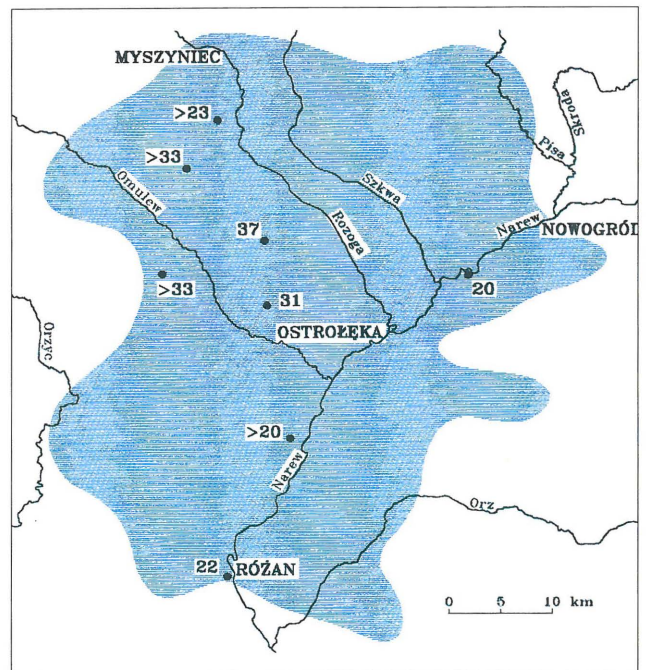
Ryc. 2. Profile osadów kenozoicznych w zachodniej części Niziny Podlaskiej: Cr — kreda, Pc — paleocen, E — eocen (I warstwy pomorskie, II warstwy mosińskie dolne), Ol — oligocen (III warstwy czempieńskie, IV warstwy mosińskie górne), M — miocen, Q — czwartorzęd

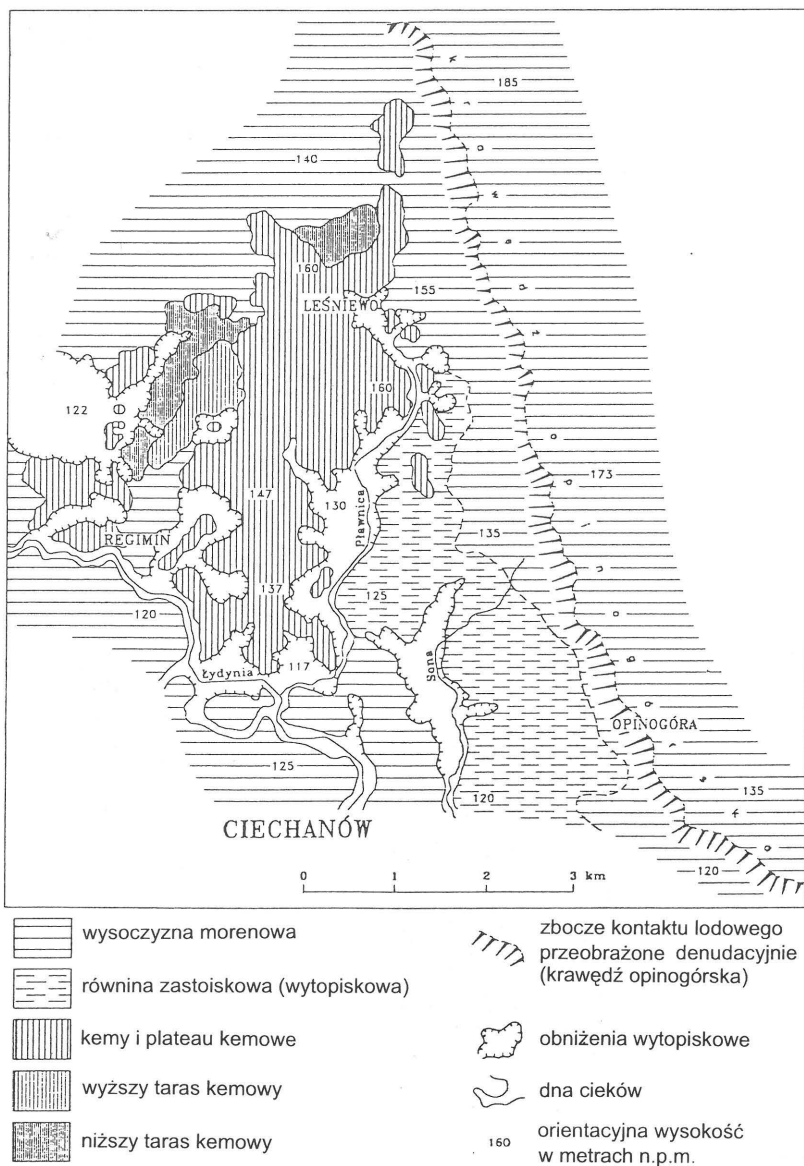
*Współczynniki petrograficzne O/K–K/W–A/B charakteryzują zależność między udziałem różnych grup skał skandynawskich w żwirach glin zwalowych, gdzie: O — skały osadowe, K — skały krystaliczne i kwarc, W — skały węglanowe, A — skały nieodporne na niszczenia, B — skały odporne

Ryc. 4. Zasięg osadów zastoiskowych z początków zlodowacenia środkowopolskiego (zastoisko ostrołęckie). Cyframi oznaczono miąższość osadów zastoiskowych w wybranych otworach wiertniczych



Ryc. 3. Profile osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych na Wysoczyźnie Ciechanowskiej (objaśnienia jak dla ryc. 2)





Ryc. 5. Szkic geomorfologiczny okolic Ciechanowa

Narwią (Bałuk, 1971). Został on uformowany w początkach stadiału północnomazowieckiego, i jako dolina marginalna funkcjonował przez cały okres recesji lądolodu, odprowadzając wody roztopowe ku Kotlinie Warszawskiej. Szlak ten wykorzystują dzisiejsze rzeki Liza i Mień, a częściowo też Nurzec i Bug w swych dolnych odcinkach.

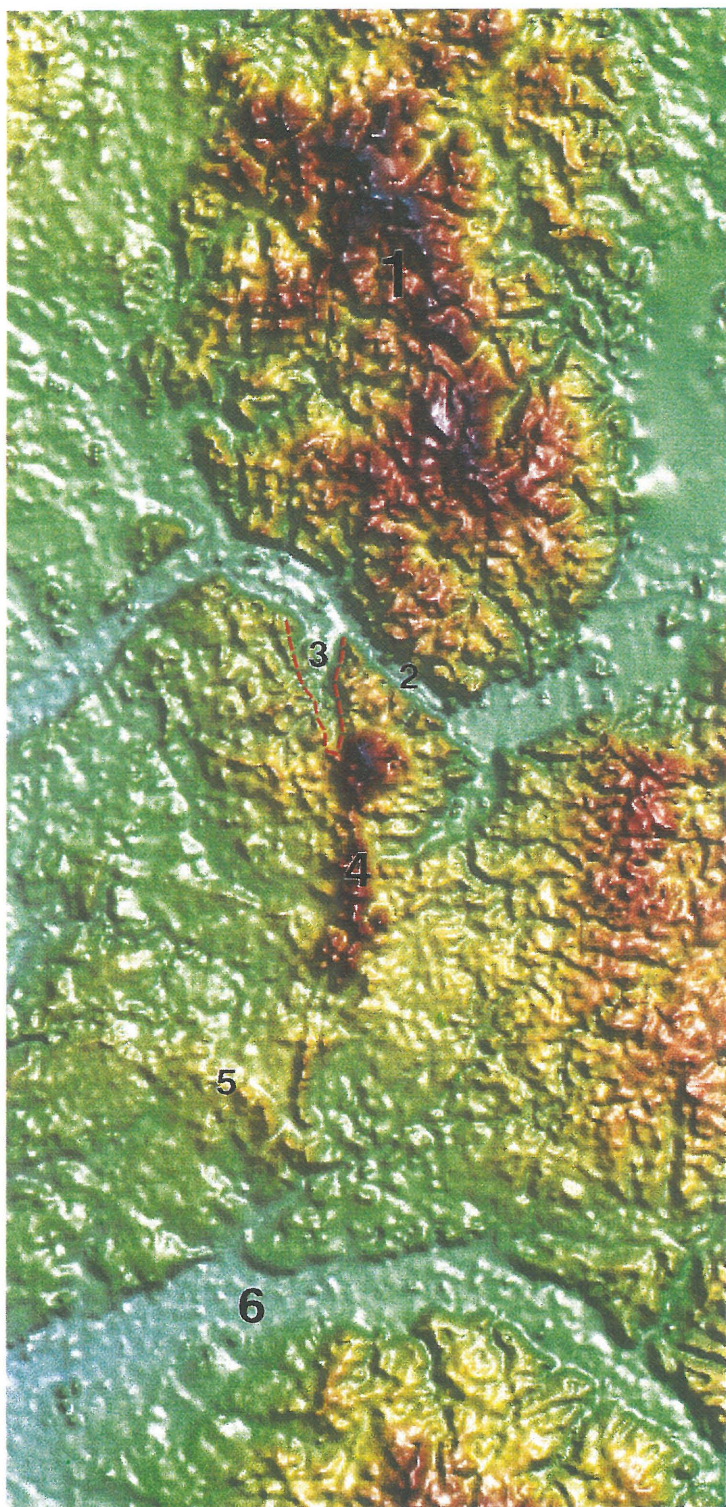
Recesyjnym fazom postępu lądolodu odpowiada kilka stref czołowomorenowych, szczególnie okazałych na Wysoczyźnie Ciechanowskiej (Michalska, 1961; Baraniecka, 1974; Nowak, 1974). Ciągną się one dalej na wschód i mogą być korelowane z podobnymi strefami na Podlasiu, wyróżnionymi przez Mojskiego (1969, 1972). Co najmniej dwie fazy recesyjne wyraziły się intensywnym i długotrwałym odpływem wód roztopowych, czego efektem są szerokie równiny sandrowe towarzyszące dolinom dolnej Narwi i dolnego Bugu. Podczas postępu lodowca na linii Różan-Ostrów Mazowiecka uformował się sandr Puszczy Białej. W późniejszej fazie recesji powstała inna rozległa równina sandrowa, której pozostałością jest powierzchnia erozyjno-akumulacyjna w zachodniej części Międzyrzecza Łomżyńskiego i fragment sandru kurpiowskiego między Kadzidłem i Różanem. Podczas deglacjacji wody roztopowe spływały

z otaczających wysoczyzn ku równinom sandrowym, kierując się na południe. Był to najwcześniejszy etap tworzenia się współczesnej sieci rzecznej na tych terenach (Bałuk, 1977, 1978a, 1982b, 1991).

Procesy zaniku pokrywy lodowej zapoczątkował jej rozpad wzdłuż wielkich rozłamów i szczelin, co sprzyjało przechodzeniu lodu stagnującego w lód martwy, a tym samym rozwojowi deglacjacji arealnej. Dezintegracja lądolodu była też ważnym czynnikiem morfotwórczym, czego dowodem jest znaczny udział form akumulacji szczelinowej w rzeźbie wysoczyzn. Jednak szczególnie wyraźne piętno procesu dezintegracji noszą zbocza kontaktu lodowego, tzw. krawędzie, zachowały bowiem do dziś kształt i kierunek rozłamów w pokrywie lodowej. Dwie takie formy, o długości kilkunastu kilometrów, są znane z obszaru Mazowsza pod nazwą krawędzi opinogórskiej i ostrowskiej (ryc. 5, 6). Genezę pierwszej z nich, dominującej w rzeźbie okolic Ciechanowa, wiążano z tektoniką (Lencewicz, 1927), tłumaczono też akumulacją materiału morenowego u czoła lodu i działaniem erozji (Michalska, 1959, 1961). Powstanie drugiej, biegnącej przez Ostrów Mazowiecką, wyjaśniano naporem nasuwającego się lądolodu, zaliczono ją przy tym (wraz z krawędzią opinogórską) do specjalnego typu moren czołowych, tzw. festonów gliniastych (Straszewska, 1968, 1969, 1980). Prace nad mapą geologiczną 1 : 200 000 były okazją do przeanalizowania tych poglądów. Uznano wówczas, że obie formy krawędziowe powstały na liniach nieciągłości pokrywy lodowej, a ich rozwój wiąże się wyłącznie z długotrwałym wytapianiem lodu stagnującego i martwego (Bałuk, 1977, 1978a, 1978b, 1979).

U podnóża obydwu krawędzi rozciągają się obniżenia wytopiskowe i występują rozmaite formy deglacjacji, których geneza była różnie interpretowana. Z krawędzią opinogórską sąsiaduje np. rozległe plateau kemowe (ryc. 5), zbudowane z osadów limnoglacialnych, miejscami przykrytych materiałem zwałowym lub gliną spływową. Osady te zostały opisane przez Michalską (1961) jako jeziorne, tzw. interstadiału regimińskiego, a płyty spływowej gliny zwałowej na powierzchni kemu (nazwanego wyżyną leśniewską), jako pozostałość po nasunięciu się lądolodu stadiału mławskiego. Tak więc, w wyniku niewłaściwej interpretacji morfogenezy obszaru w rejonie krawędzi opinogórskiej, wyróżniono dwie jednostki stratygraficzne, a konsekwencją uznania jednej z nich za interstadialną było nadanie drugiej rangi stadiału. Jednak osady plateau kemowego nie mogą być stratotypowymi dla interstadiału, glina spływowa zaś nie ma znaczenia stratygraficznego.

Mimo oczywistej pomyłki interpretacyjnej, pojęcie „interstadiału regimińskiego” od 35 lat jest stosowane w stratygrafii zlodowacenia środkowopolskiego i zapewne nadal tak pozostanie. Odnosi się ono bowiem do osadów międzymorenowych, dzielących serię glacialną stadiału północnomazowieckiego na dwa ogniwa, z których młodsze reprezentuje jednostkę mławską. Osady międzymorenowe w tej pozycji, to w wielu przypadkach tylko kilkumetrowe



Ryc. 6. Rzeźba terenu otoczenia wzgórz Czerwonego Boru — oświetlenie z północnego-wschodu (opracował S. Wybraniec): 1 — Wysoczyzna Kolneńska, 2 — przełomowy odcinek doliny Narwi pod Łomżą, 3 — obniżenie Łomżyckiej, 4 — wzgórze Czerwonego Boru, 5 — krawędź ostrowska, 6 — dolina Bugu

się dopływem świeżych mas lodowych, można więc mówić o jej recesyjno-transgresywnym charakterze. Zasięg tej fazy w północnej części Mazowsza i na Wysoczyźnie Kolneńskiej wyznacza strefa o urozmaiconej i żywej rzeźbie, którą od dawna próbowano wyjaśnić odrębną oscylacją lub nawet odrębnym zlodowaczeniem (Wołosowicz, 1924; Halicki, 1950). Z fazą mławską wiąże się ponadto wspomniany już intensywny odpływ wód roztopowych poprzez Równinę Kurpiowską i zachodnią część Międzyrzecza Łomżyńskiego. Na terenach tych znajdowały się wtedy liczne płyty martwego lodu, po których w dzisiejszej rzeźbie pozostało wiele zagłębień wytopiskowych. Resztki pokrywy lodowej na przedpolu ówczesnej strefy marginalnej świadczą o ciągłości procesów recesji tego samego lądolodu, a zatem o fazowej a nie stadialnej randze jednostki mławskiej.

Równinę sandrową uformowaną w tym okresie, wyodrębniło w południowej części sandru kurpiowskiego, dzięki analizie geomorfologicznej obszaru przylegającego doń od południa (Bałuk, 1977, 1978a). Występuje tam zespół okazałych form polodowcowych (ryc. 7), na który składa się równoleżnikowy ciąg moren krzyżewskich i prostopadły do nich wał Rawskich Gór o genezie szczelinowej. Wokół wału rozciągają się obniżenia wytopiskowe, zamknięte od północy-wschodu wyżej położonym sandrem kurpiowskim. Sytuacja taka jednoznacznie datuje południową część sandru kurpiowskiego na schyłek stadiału północnomazowieckiego, gdy w obniżeniach wokół Rawskich Gór znajdował się jeszcze martwy lód. Gdyby go tam nie było, obniżenia zostałyby zasypane materiałem sandrowym.

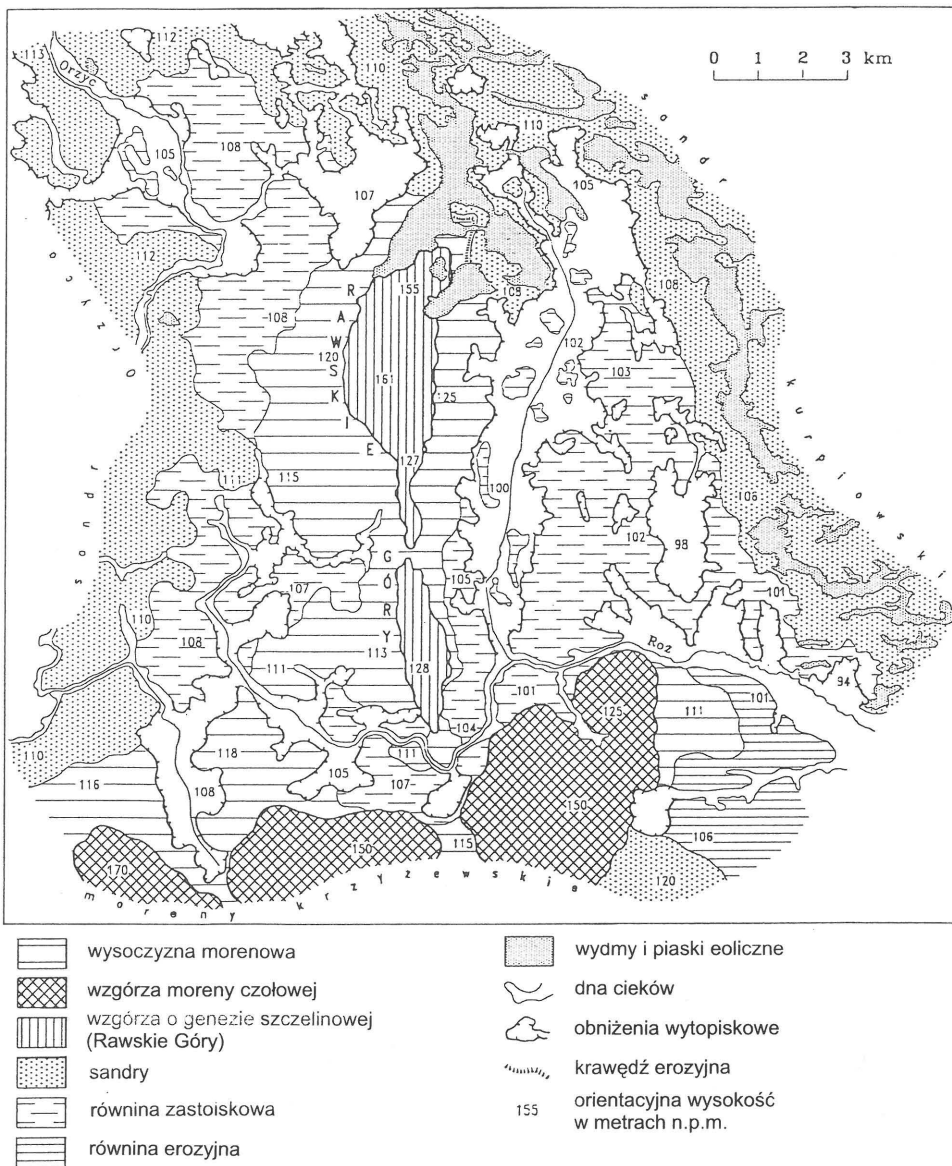
Sandr kurpiowski w swym obecnym kształcie jest dziełem wód glacyfluwialnych z końcowych faz zlodowaczenia północnopolskiego. Zrównały one i prze-modelowały starą równinę sandrową z poprzedniego zlodowaczenia, która sięga jednak nieznacznie wyżej niż powierzchnia młodszego sandru i wyróżnia się szczególnym bogactwem form wydmych.

Z dezintegracją pokrywy lodowej podczas stadiału północnomazowieckiego wiąże się geneza Czerwonego Boru — południkowego pasma wzgórz o długości ok. 40 km, dominującego w rzeźbie pogranicza północnego Mazowsza i zachodniego Podlasia. Sąsiaduje ono ze wspomnianą już krawędzią ostrowską (ryc. 6). Na mapie geologicznej 1 : 200 000 (ark. Łomża) przedstawiono Czerwony Bór jako morenę czołową, zgodnie z ówczesnym poglądem Straszevskiej (1968), iż jest to morena międzylobowa, powstała na styku dwu lobów lodowcowych. W późniejszych pracach Straszevska (1975, 1980) określiła te wzgórza jako zespół form związanych z deglacjacją arealną a za morenę czołową uznała tylko ich część południową.

Rozważania nad morfogenezą Czerwonego Boru, kontynuowane po ukończeniu „dwusetki”, wskazują na złożoność tego pasma z kilku odcinków różniących się wysokością,

warstwy utworów zastoiskowych bądź grubego materiału piaszczysto-żwirowego, miejscami o cechach bruku morenowego. Charakter tych osadów wskazuje więc raczej na krótkotrwały okres międzylodowcowy typu interfazy, niż na interstadia, a co za tym idzie — na rangę jednostki mławskiej nie wyższą niż faza.

Na tle ogólnej recesji lądolodu, faza mławska wyróżnia



Ryc. 7. Szkic geomorfologiczny okolicy Rawskich Gór

Obniżenie, którym obecnie płynie Łomżyczka — niewielki dopływ Narwi, jest pozostałością (południową częścią) jeziora rynnowego ze schyłku zlodowacenia środkowopolskiego, wtedy też wypełnione go osadami o dużej, ok. 100-metrowej miąższości. W interglacjale eemskim istniały tam nadal niewielkie reliktove zbiorniki, w których trwała akumulacja osadów jeziornobagiennych.

W ramach prac nad arkuszem Łomża mapy geologicznej 1 : 200 000, w obniżeniu Łomżyczki nawiercono osady organiczne interglacjalu eemskiego o dużej, 22 m miąższości. Podobne osady napotkano też na tarasie erozyjno-akumulacyjnym Narwi na północ od obniżenia Łomżyczki (Jednaczewo), tj. na obszarze odpowiadającym północnej, nieistniejącej już części dawnego jeziora rynnowego (Bałuk, 1971, 1973). Eemski wiek osadów organicznych z obniżenia

Łomżyczki stwierdził już w końcu lat 60. na podstawie analizy pyłkowej J. Niklewski (materiały nie publikowane). Tak samo wydatowała Borówko-Dłużakowa (1975) osady z Jednaczewa.

Sytuacja geomorfologiczna stanowisk eemu k. Łomży rzuca światło na rozwój doliny Narwi i wskazuje na poeemski wiek przełomu łomżyńskiego. Interglacialne osady jeziorne mogły bowiem być akumulowane tylko wtedy, gdy nie było jeszcze doliny, a więc przed powstaniem przełomowego jej odcinka. Nastąpiło to zapewne podczas fazy pomorskiej ostatniego zlodowacenia, pod naporem wód płynących od Niemna pradoliną Biebrzy. Północna część obniżenia pojeziornego Łomżyczki została wtedy zniszczona, a dolina Narwi osiągnęła tam szerokość ponad dwukrotnie większą niż w przełomie. Południowa część obniżenia stała się wówczas bocznym rozlewiskiem rzeki (Bałuk, 1975, 1991).

Wystąpienia osadów eemskich w obniżeniu Łomżyczki, zwanym też Kotliną Łomżycy, były przedmiotem szczegółowych badań geologicznych i paleobotanicznych (Straszewska, 1975, 1992; Straszewska & Goździk, 1978; Krupiński, 1992; Niklewski & Krupiński, 1992). Wyniki tych ostatnich wskazują, że akumulacja organicznych osadów jeziornobagiennych trwała tam nieprzerwanie przez interglacjal eem-

szerokością, charakterem zboczy i rzeźbą powierzchni. Odcinki te odpowiadają kolejnym etapom recesji i kilku strefom deglacjacji. Wzniesienia Czerwonego Boru składają się więc z elementów różnoczasowych o nieco odmiennej genezie, lecz posiadających wspólne założenia strukturalne. Zapoczątkowane zostały systemem spekań i szczelin w lodzie aktywnym lub stagnującym a rozwijały się przez długi okres trwania recesji w środowisku martwego lodu. Charakterystyczną cechą całego pasma jest asymetria, wyrażona lekkim przesunięciem osi morfologicznej ku wschodowi, co świadczy o dłuższym utrzymywaniu się pokrywy lodowej od wschodu niż od strony zachodniej (Bałuk, 1982b).

Przy opracowywaniu mapy geologicznej 1 : 200 000 wiele uwagi poświęcono wzajemnym związkom między różnymi formami ukształtowania powierzchni. Zaowocowało to wspomnianym wyżej, wyodrębnieniem najstarszej części sandru kurpiowskiego. Innym przykładem jest rozpoznanie sytuacji geomorfologicznej okolic Łomży, co pozwoliło określić wiek przełomowego odcinka doliny Narwi. Poniżej przełomu dolina ta zbiega się z południkowym obniżeniem długości ok. 7 km, które „uchodzi” do niej całą swą szerokością (ok. 2,5 km), a ku południowi zwęża się i stopniowo zanika u podnóża Czerwonego Boru (ryc. 6).

ski i wczesny vistulian, co potwierdza późnovistuliański wiek przełomu łomżyńskiego.

Literatura

- BAŁUK A. 1971 — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Łomża. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1973 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, 1 : 200 000, ark. Łomża: 4–46, Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1975 — Kwart. Geol., 19: 349–369.
- BAŁUK A. 1977 — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Ostrołęka. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1978a — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, 1 : 200 000, ark. Ostrołęka: 5–45. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1978b — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Mława. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1979 — Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski, 1 : 200 000 ark. Mława: 5–48. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1982a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000 ark. Przasnysz. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1982b — Biul. Inst. Geol., 343: 91–109.
- BAŁUK A. 1987 — [W:] Problemy młodszego neogenu i eoplejstocenu w Polsce. Ossolineum, Wrocław: 67–76.
- BAŁUK A. 1989a — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Ostrołęka. Inst. Geol.
- BAŁUK A. 1989b — Kwart. Geol., 33: 447–462.
- BAŁUK A. 1991 — Pr. Państw. Inst. Geol., 130: 5–73.
- BAŁUK A. 1995 — Litostratygrafia trzeciorzędu na obszarze północno-wschodniego Mazowsza. CAG, 3640/96.
- BAŁUK A. & MAMAKOWA K. 1991 — Kwart. Geol., 35: 1–26.
- BAŁUK A., BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. & SKOMPSKI S. 1991 — Pr. Geol., 39: 271–280.
- BARANIECKA M.D. 1974 — Biul. Inst. Geol., 268: 5–89
- BARANIECKA M.D. 1975 — Kwart. Geol., 19: 651–665.
- BARANIECKA M.D. 1992 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski, 1 : 50 000, ark. Raciąż, z objaśnieniami. Państw. Inst. Geol. Warszawa (w druku).
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. 1971 — Opracowanie palinologiczne dla ark. Łomża Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- BORÓWKO-DŁUŻAKOWA Z. 1975 — Opracowanie palinologiczne dla ark. Ostrołęka Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- CIUK E. 1968 — Biul. Inst. Geol., 208: 67–93.
- CIUK E. 1970 — Kwart. Geol., 14: 754–771.
- CIUK E. 1972 — Ibidem, 16: 1029–1031.
- CIUK E. 1974 — Biul. Inst. Geol., 281: 7–48.
- GAWOR-BIEDOWA E. 1974 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla ark. Ostrołęka Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- GRABOWSKA I. 1971 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla ark. Łomża Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- GRABOWSKA I. 1975 — Opracowanie palinologiczne dla ark. Ostrołęka i Mława Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- HALICKI B. 1950 — Acta Geol. Pol., 1: 106–142.
- KRUPIŃSKI K.M. 1992 — Stud. Geol. Pol., 99: 61–91.
- LAMPARSKI Z. 1983 — Ibidem, 76: 1–82.
- LENCEWICZ S. 1927 — Pr. Państw. Inst. Geol., 2: 66–194.
- MAMAKOWA K. 1983 — Kwart. Geol., 27: 415–416.
- MAREK S. & RACZYŃSKA A. 1974 — [W:] Bud. geol. Polski, 4, cz. 1. Tektonika. Niż Polski: 304–314.
- MARKS L. 1980 — Kwart. Geol., 24: 361–376.
- MICHALSKA Z. 1959 — Acta Geol. Pol., 9: 393–417.
- MICHALSKA Z. 1961 — Stud. Geol. Pol., 7: 7–105.
- MOJSKI J.E. 1965 — Pr. Geol., 14: 453–457.
- MOJSKI J.E. 1969 — Folia Quater., 30: 45–47.
- MOJSKI J.E. 1972 — [W:] Geomorfologia Polski, cz. 2, Nizina Podlaska: 318–362. PWN.
- MOTYL-RAKOWSKA J. & SCHOENEICH K. 1970 — Acta Geol. Pol., 20: 771–794.
- NIKLEWSKI J. & KRUPIŃSKI K.M. 1992 — Stud. Geol. Pol., 99: 43–59.
- NOWAK J. 1969 — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Warszawa–Wschód. Inst. Geol.
- NOWAK J. 1974 — Biul. Inst. Geol., 268: 91–164.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E. 1975 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla ark. Ostrołęka Mapy geol. Polski, 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., KOSMOWSKA-CERANOWICZ B., CIUKE E., GIEL M.D., GRABOWSKA I., PIWOCKI M., POŻARYSKA K., WAŻYŃSKA H. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1979 — Pr. Geol., 27: 481–489.
- PIWOCKI M. 1993 — [W:] Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych. Trzeciorząd: Korelacyjny schemat wydzieleni litostratygraficznych paleogenu Polski niżowej i krajów sąsiednich (w druku).
- PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1995 — Pr. Geol., 43: 916–927.
- RÓŻYCKI S.Z. 1967 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie: 1–251. PWN.
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1976 — Stud. Geol. Pol., 50: 1–106.
- RÜHLE E. 1965 — [W:] Atlas geologiczny Polski 1 : 3 000 000. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne, z. 12. Czwartorzęd. Mapa ukształtowania podłoża czwartorzędu w Polsce. Inst. Geol.
- SELLE W. 1960 — J. Geol., 77: 319–328.
- STRASZEWSKA K. 1968 — Stud. Geol. Pol., 23: 1–149.
- STRASZEWSKA K. 1969 — Geogr. Pol., 17: 161–172.
- STRASZEWSKA K. 1975 — Bull. Acad. Pol. Sci., geol., geogr., 23: 111–118.
- STRASZEWSKA K. 1980 — Acta Geogr. Univ. Lodz., Ser. 2, 28: 187–194.
- STRASZEWSKA K. 1992 — Stud. Geol. Pol., 99: 7–41.
- STRASZEWSKA K. & GOŹDZIK J. 1978 — Pol. Arch. Hydrobiol., 25: 403–412.
- STUCHLIK L. 1975a — Kwart. Geol., 19: 667–678.
- STUCHLIK L. 1975b — Opracowanie palinologiczne dla arkuszy Mława i Ostrołęka Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- UBERNA T. 1974 — Biul. Inst. Geol., 281: 93–103.
- WITWICKA E. 1971 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla ark. Łomża Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- WITWICKA E. 1975 — Opracowanie mikropaleontologiczne dla ark. Ostrołęka Mapy geologicznej Polski 1 : 200 000. CAG, 1587/97.
- WOŁOSOWICZ S. 1924 — Spraw. Państw. Inst. Geol., 2: 403–418.