

Uwagi o nowych stanowiskach osadów interglacjalnych na tle stratygrafii młodszego czwartorzędu południowego Podlasia

Andrzej Albrycht*, Krzysztof Bińka**, Roman Brzezina*, Kazimierz Dyjor*,
Jerzy Nitychoruk**, Irena Pawłowska***

Prowadzone w latach osiemdziesiątych i na początku lat dziewięćdziesiątych badania geologiczne w ramach opracowania arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski koordynowanej przez Instytut Geologiczny oraz w ramach projektów Badań Własnych na Uniwersytecie Warszawskim w południowej części Podlasia, między dolinami Krzny i Bugu od Terespoła do Siedlec, przyniosły wiele odkryć nowych stanowisk kopalnych osadów jeziornych. Powstanie większości osadów interglacjalnych występujących na południu tego terenu, można przypisać do okresu interglacjalnego mazowieckiego.

Wykonane ostatnio, na północy omawianego obszaru, prace geologiczne pozwoliły odkryć nowe stanowiska kopalnych osadów jeziornych, z interglacjalnego eemskiego. Mając na uwadze, obserwowane w północnej Polsce pokrywanie się południowej granicy pojezierza o genezie polodowcowej z linią zasięgu zlodowacenia Wisły (por. Majdanowski, 1950), podjęto próbę wyznaczenia zasięgu lądolodu stadiału Warty, zgodnego z południową granicą pojezierza eemskiego oraz pojezierza z interglacjalnego mazowieckiego.

Na omawianym obszarze, oraz na obszarze całej Polski, jak dotychczas nie stwierdzono kopalnych pojezierzy z interglacjalnych zbójna i lubelskiego (lubawskiego). Skłoniło to autorów do przyjęcia lokalnego podziału stratygraficznego, opartego na licznych stanowiskach osadów jeziornych z interglacjalnych mazowieckiego i eemskiego oraz ich pozycji geologicznej, w obrębie osadów glacialnych czwartorzędu akumulowanych po interglacjalne mazowieckim.

Interglacjal mazowiecki

Interglacjal mazowiecki na południowym Podlasiu jest dobrze udokumentowany geologicznie, paleobotanicznie dzięki stanowiskom w Białej Podlaskiej (Krupiński, 1984–1985; Krupiński i in., 1986, 1988), Komarnie (Lindner i in., 1988; Krupiński & Lindner, 1991), Ossówce (Lindner i in., 1990), Mokranach Nowych (Krupiński & Nitychoruk, 1991), Hrudzie (Lindner i in., 1991), Borsukach (Nitychoruk & Bińka, 1994), Woskrzenicach (Bińka & Nitychoruk, 1995), Małaszewiczach (Nitychoruk, 1994), Pawłowie Nowym (Nitychoruk, 1994), Wilczynie (Bińka i in., 1995), Lipnicy (Nitychoruk & Bińka, 1995), Ortelu Królewskim i Rossoszy (Albrycht i in., 1995) oraz w Kalińowie (Bińka & Nitychoruk, 1996), a także stwierdzonym niedawno przez J. Nitychoruka w Zalesiu i Lachówce, Maciejowicach (Brzezina, 1996), Zasiadkach (Dyjor, 1996). Klasyczny profil osadów z interglacjalnego mazowieckiego, według Nitychoruka (1994), rozpoczyna się w spągu łąkami i mułkami leżącymi na glinach zwałowych i piaskach fluwioglacjalnych zlodowacenia południowopolskiego. Wyżej w profilu występują w nim gytie, kreda jeziorna i mułki węglanowe lub łupki bitumiczne, torfy i torfy złupkowaone. Osady węglanowe, wykazujące spokojną sedimentację mają dużą miąższość — do 36 m, zarówno w stanowiskach w Polsce jak i na Białorusi. Zbiorniki, w których powstawały łupki bitumiczne, były mniej stabilne, tu ciągała i spokojna sedimentacja ograniczała się do optimum interglacjalnego, po którym dochodziło do licznych przerw sedimentacyjnych i akumulacji mułków oraz torfów. Prawie wszystkie większe zbiorniki jeziorne z tego okresu, na południu oma-

wianego terenu, charakteryzują się obecnością w górnej partii profilu warstwy mułków, piasków i łąłłów związanych z ochłodzeniem i zbliżaniem się lądolodu bezpośrednio młodszego od interglacjalnego mazowieckiego. Osady te mają niewielką miąższość — średnio 2 m, występują często fragmentarycznie i można je wiązać tylko z jednym epizodem glacialnym. Przykrywa je cienka (1–2 m miąższości) pokrywa holocenijskich piasków, torfów czy namułów organicznych. W innej pozycji stratygraficznej występują osady interglacjalnego mazowieckiego na północy omawianego terenu. W stanowisku Zakrze k. Łosic (Albrycht, 1996) dla którego wykonano ekspertyzę palinologiczną (Bińka, 1995), osady węglanowe tego interglacjalnego występują na głębokości od 61 do 43 m. Leżą one na osadach fluwioglacjalnych zlodowacenia południowopolskiego, a przykrywa je warstwa bruku skał północnych, która zapoczątkowuje sedimentację piasku różnoziarnistego i drobnoziarnistego 7-metrowej miąższości, przechodzącego w piasek z mułkiem i mułek, a następnie łąłł warwowy, leżący bezpośrednio pod warstwą gliny zwałowej półtorametrowej miąższości. Bezpośrednio na tych osadach poprzedzone warstwą piasków różnoziarnistych leżą dwie gliny zwałowe, dolna metrowej miąższości i górna dwumetrowej miąższości, rozdzielone trzymetrową warstwą mułków łąłłstych i piasków. Na górnej glinie zwałowej występują czterometrowej miąższości piaski zailone ze żwirami. W podobnej sytuacji geologicznej znajdują się osady interglacjalnego mazowieckiego (aleksandryjskiego) na Białorusi (ryc. 1). W stanowisku Dołbniewo (Gurskij, 1974), dwudziestometrowej miąższości kompleks osadów jeziornych leży na osadach glacialnych zlodowacenia berezyńskiego na głębokości od 109,1 do 88,6 m i przykryty jest moreną ze zlodowacenia dnipru oraz piaskami drobnoziarnistymi i gliną zwałową zlodowacenia sońskiego. W położonym bardziej na południe stanowisku Stawy (Krutous, 1989), kopalne osady jeziora rynnowego z interglacjalnego mazowieckiego (aleksandryjskiego) występują na głębokości 59,0–32,5 m, pod osadami glacialnymi i glacialnymi zlodowacenia późniejszego.

Z podanej wyżej sytuacji geologicznej wynika, że kopalne osady jeziorne interglacjalnego mazowieckiego na północy omawianego terenu oraz w zachodniej części Białorusi, bezpośrednio sąsiadujące z omawianym rejonem Podlasia, przykryte są osadami glacialnymi w postaci 2–3 pokładów glin zwałowych. Przy czym nie ma tu żadnych argumentów za tym, aby owym osadom przypisać rangę odrębnych zlodowaceń.

Zlodowacenie środkowopolskie

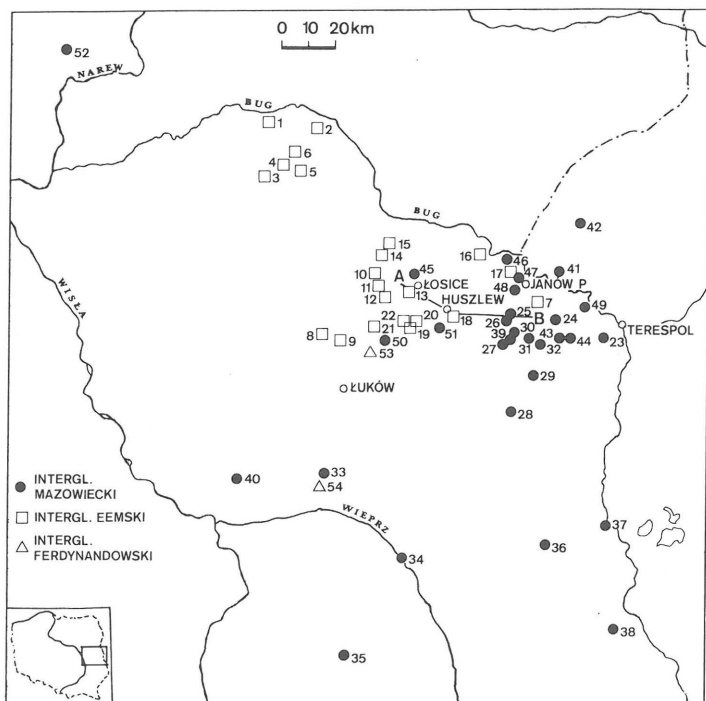
Stadiał odry. Na omawianym obszarze, do osadów glacialnych, występujących jako pierwszy poziom po interglacjalne mazowieckim i reprezentujących tym samym zlodowacenie środkowopolskie — stadiał odry, można zaliczyć: piaski fluwioglacjalne i glinę zwałową. Jest to glina piaszczysta, zawierająca porwaki skał starszych, kredowych i plejstoceńskich. Na południu badanego terenu osady tego wieku występują na powierzchni, a na północy, na głębokości kilkanastu-kilkudziesięciu metrów. Lądolód stadiału odry przykrył piaski i łąłł akumulowane bezpośrednio przed jego czołem (Nitychoruk, 1994). Gлина zwałowa powstała po wytopieniu lądolodu odry, spotykana w okolicach Łomaz, sugeruje jego dalszy zasięg na południe, niewątpliwie poza omawiany obszar, aż do Wyżyny Lubelskiej (por. Harasimiuk i in., 1988).

Interstadiał lubelski (= lubawski). Ranga ocieplenia

*Przedsiębiorstwo Geologiczne, POLGEOL, Zakład w Lublinie, ul. Budowlana 26, 20-469 Lublin

**Instytut Geologii Podstawowej, Wydział Geologii, UW, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa,

***Instytut Nauk Geologicznych, Białoruska Akademia Nauk, ul. Zodinska 7, 220141 Mińsk, Białoruś



Ryc. 1. Lokalizacja ważniejszych stanowisk osadów z interglacjałów mazowieckiego, eemskiego i ferdynandowskiego na terenie południowego Podlasia. Interglacjał eemski 1 — Treblinka (Wrotek, 1993), 2 — Pustelnik (Wrotek, 1993), 3 — Błonie 1 (Wrotek, 1993), 4 — Wrotnów (Wrotek, 1993), 5 — Buczyn (Wrotek, 1993), 6 — Trzciniac Mały (Wrotek, 1993), 7 — Hołodnica (Bińka & Nitychoruk 1996), 8 — Wiśniew (Pidek & Terpiłowski, 1993), 9 — Dziewule (Bińka & Nitychoruk, w druku), 10 — Głuchówek (Albrycht, 1996), 11 — Mordy (Albrycht, 1996), 12 — Radzików (Bińka & Nitychoruk, w druku), 13 — Rudnik (Bińka & Nitychoruk, w druku), 14 — Łęczycy (Albrycht, 1996), 15 — Kamianki (Albrycht, 1996), 16 — Horoszki Duże (Bitner, 1954), 17 — Granna (Bińka & Nitychoruk, w druku), 18 — Huszlew (Bińka & Nitychoruk, w druku; Dyjor, 1996), 19 — Łuniew (Brzezina, 1996), 20 — Kozuski (Brzezina, 1996), 21 — Tchórzew-Plewki (Brzezina, 1996), 22 — Sobiczce (Brzezina, 1996). Interglacjał mazowiecki: 23 — Małaszewicze Małe (Nitychoruk, 1994), 24 — Lipnica (Nitychoruk & Bińka, 1995), 25 — Ossówka (Lindner i in., 1990), 26 — Hrud (Lindner i in., 1991), 27 — Biała Podlaska (Krupińskiego & Lindner 1986), 28 — Rossosz (Albrycht i in., 1995), 29 — Ortel Królewski (Albrycht i in., 1995), 30 — Wilczyn (Bińka in., 1996), 31 — Kalińów (Bińka & Nitychoruk, 1996), 32 — Woskrzenice (Bińka & Nitychoruk, 1995), 33 — Poznań (Winter, 1991), 34 — Serniki (Sobolewska, 1956), 35 — Krepiec (Janczyk-Kopikowa, 1981), 36 — Brus (Wojtanowicz, 1994), 37 — Włodawa (Stachurska, 1957), 38 — Ruda (Janczyk-Kopikowa, 1985), 39 — Grabanów (Krupiński, 1995), 40 — Wylezin (Dyakowska, 1956), 41 — Stawy, 42 — Dołbniewo, 43 — Zalesie (Bińka & Nitychoruk, w druku), 44 — Lachówka Mała (Bińka & Nitychoruk, w druku), 45 — Zakrze (Albrycht, 1996), 46 — Borsuki (Nitychoruk & Bińka, 1994), 47 — Pawłów Nowy (Nitychoruk, 1994; Krupiński, 1996), 48 — Romanów (Bińka & Nitychoruk, w druku), 49 — Mokranie Nowe (Krupiński & Nitychoruk, 1991), 50 — Maciejowice (Brzezina, 1996), 51 — Zasiadki (Dyjor, 1996), 52 — Maków Mazowiecki (Gołębowa, 1957). Interglacjał ferdynandowski: 53 — Gołowierzchy (Brzezina, 1996), 54 — Ferdynandów (Janczyk-Kopikowa, 1973)

rozdzielającego stadiały (złodowacenia) odry i warty była i jest przedmiotem dyskusji. Według Nowak (1973, 1974), Rühlego (1973), Ruszczyńskiej-Szenajch (1976), Rzechowskiego (1986), Krzyszkowskiego (1991), Bałuk (1991, 1995)

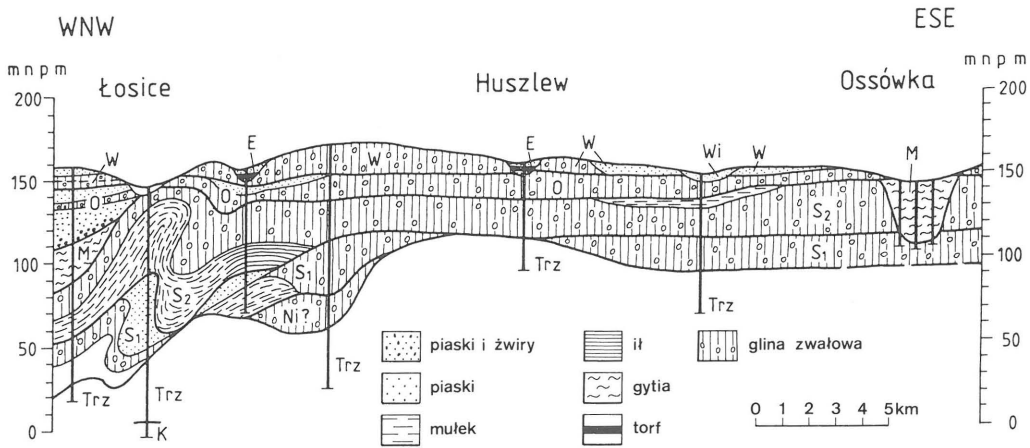
i Nitychoruka (1994) jest to ocieplenie interstadialne, natomiast według Lindnera (1988, 1991), Harasimiuka i in. (1988), Krupińskiego i Marksa (1986), Krzyszkowskiego (1992) ocieplenie to można traktować jako interglacjał. Pełny przegląd problematyki tej jednostki stratygraficznej został przedstawiony w pracy Baranieckiej (1993). Celem tej publikacji nie było definitywne rozstrzygnięcie kwestii rangi tej jednostki stratygraficznej. Jak dotychczas na Podlasiu nie znaleziono osadów jeziornych z interglacjału lubelskiego, co w porównaniu z licznymi występującymi tu i dobrze wykształconymi kopalnymi osadami z interglacjałów mazowieckiego i eemskiego, może być kolejnym argumentem wskazującym na interstadialną rangę tego okresu.

Stadiał warty. Z okresem stadiału warty, należy wiązać drugi kompleks glacialny występujący w północnej części badanego obszaru, m.in. w Zakrzu (ryc. 1, 2) nad osadami z interglacjału mazowieckiego. Wśród osadów tego wieku można wyróżnić piaski różnoziarniste, mułki, ility warwowe i bardzo piaszczystą glinę zwałową oraz piaski ze żwirami, zailone. Od czasu stwierdzenia wielu stadiałów, a nawet 2 złodowaceń, w miejscu dawnego złodowacenia środkowopolskiego, powstało wiele prac prezentujących zasięgi łądolodu skandynawskiego w czasie stadiału maksymalnego = Radomki = złodowacenia odry = stadiału odry oraz stadiału mazowiecko-podlaskiego = złodowacenia warty = stadiału warty. O ile teren południowego Podlasia, zgodnie według wszystkich autorów (Nowak, 1971, 1973, 1977; Baraniecka, 1984; Falkowski i in., 1988; Harasimiuk i in., 1988; Lindner, 1988, 1991), był przykryty łądolodem stadiału (złodowacenia) odry, o tyle zasięg łądolodu warty jest przedstawiony na wiele sposobów (ryc. 3).

Zasięg łądolodu stadiału warty według Galona i Roszkówny (1961) przebiega w Polsce wschodniej po Garwolin — Stoczek Łukowski-Łosice, skręcając dalej na NNE do Siemiatycz, Milejczyc i Dubicz, gdzie biegnie równoleżnikowo do granicy Polski, przecinając ją i łącząc się z granicą maksymalnego zasięgu złodowacenia sońskiego na Białorusi (Matwiejew, 1987). Wyznaczony przez Różyckiego (1972) maksymalny zasięg stadiału warty pokrywa się z wyżej cytowanym zasięgiem między dolinami Wisły i Bugu, a dalej ku wschodowi przybiera położenie prawie równoleżnikowe. Według Lindnera (1988) maksymalny zasięg łądolodu złodowacenia warty wyznacza linia Łosice-Kornica (ryc. 3). Falkowski i in. (1984–1985) prowadzą granicę złodowacenia warty od Łosic wzdłuż doliny Bugu, aż do Terespoła. Najdalszy zasięg stadiału mazowiecko-podlaskiego (warty) wyznaczają Nowak (1973, 1977) i Baraniecka (1984). Przy czym Nowak (1973, 1977) prowadzi go doliną Krzny, od Międzyrzecza Podlaskiego przez Białą Podlaską i następnie dalej równoleżnikowo do Terespoła, a Baraniecka (1984) na całym odcinku doliny Krzny, od Łukowa po dolinę Bugu. Z takim przebiegiem stadiału (złodowacenia) Warty, na Białorusi pokrywa się zasięg złodowacenia sońskiego, wyznaczonego przez Gurskiego (1974), od Brześcia na wschód. Zasięg złodowacenia warty według autorów przedstawiono na ryc. 3.

Interglacjał eemski

Do niedawna jedynymi, udokumentowanymi paleobotanicznie stanowiskami kopalnych osadów jeziornych interglacjału eemskiego na tym terenie były Horoszki Duże oraz Wiśniew (ryc. 1). W profilu występujących tam osadów ich dolna część reprezentuje ocieplenie interglacialne, a część górną okres wstę-



Ryc. 2. Schematyczny przekrój geologiczny przez osady czwartorzędowe południowego Podlasia

pujący zlodowacenia wisty (Bitner, 1954; Mamakowa, 1989; Granoszewski, 1995). Prowadzone ostatnio badania w rejonie Siedlec, Łosice i bezpośrednio na południe od doliny Bugu między Drohiczyzną a Terespołem, przyniosły wiele odkryć kopalnych osadów interglacjalnych (ryc. 1). Są to głównie torfy, mułki humusowe i węglanowe, łupki bitumiczne, osiągające niewielkie miąższości — ok. 1m, jedynie w stanowiskach Dziewule i Granna, ich miąższość dochodzi do kilku metrów. Analiza palinologiczna osadów z nowoodkrytych stanowisk wykazała, że powstały one w interglacjale eemskim. Najbardziej obiecującym jest profil w Dziewulach k. Siedlec (ryc. 4), zawierający ok. 9 m sekwencji osadów jeziornych od późnego glacjału zlodowacenia warty do schyłku interglacjalu eemskiego, z długim i dobrze zachowanym zapisem palinologicznym. Profil ten jest obecnie przedmiotem szczegółowej analizy (Bińska & Nitychoruk, w druku). W wielu profilach (np. Mordy, Głuchówek — 2 stanowiska w odległości ok. 1 km, Granna) zarejestrowano obecność osadów z początku zlodowacenia wisty. Część stanowisk znajdująca się na południe od linii Łosice–Mordy (Głuchów 1, Wólka 4), a także leżący bardziej na północ od wspomnianej linii Tarków Mały, reprezentuje wiek vistuliański, a w spągu zawiera zapewne osady interglacjalne. Podczas badań terenowych nie przewiercono ich jednak powtórnie i nie poddawano analizie palinologicznej. W badanych profilach zarejestrowano różne fazy rozwojowe flor

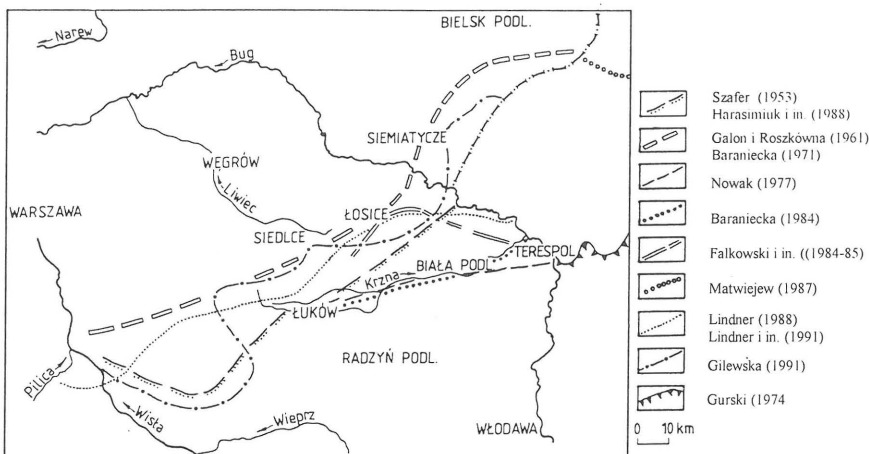
interglacjalu eemskiego — poziom z dominacją leszczyny (Radzików), poziom grabowy (Mordy, Łuniew), dębowy Głuchówek), schyłkowy interglacjalu (Granna, Rudniki Sobicze, Tchorzew Plewki, Kozuszki), lipowo-olchowy (Łęczycycki). W profilu z Kamianek, na który składają się silnie rozłożone torfy z fragmentami drewna, frekwencją lipy, jesionu, dębu i leszczyny jest niska na skutek selektywnego rozpadu, jak dowodzi częściowa korozja tych ziarn pyłku. Przykrycie osadów interglacjalnych stanowią

piaski i mułki piaszczyste, rzeczne i deluwialne o miąższości 2–3 m.

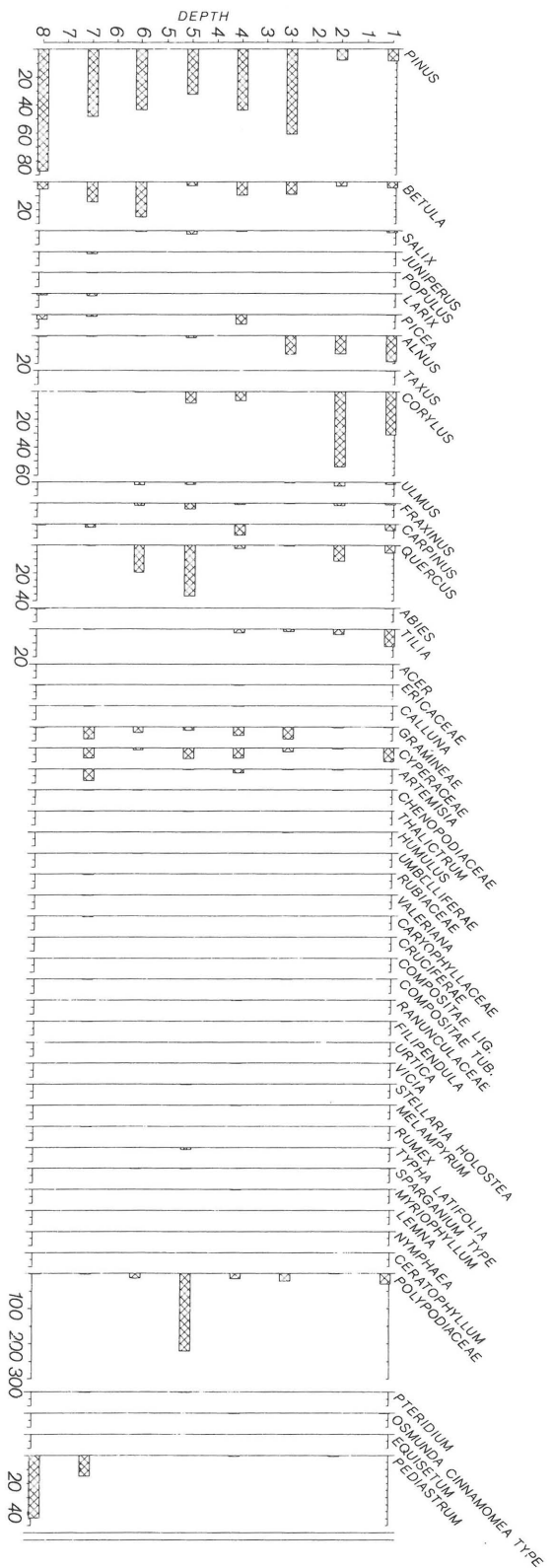
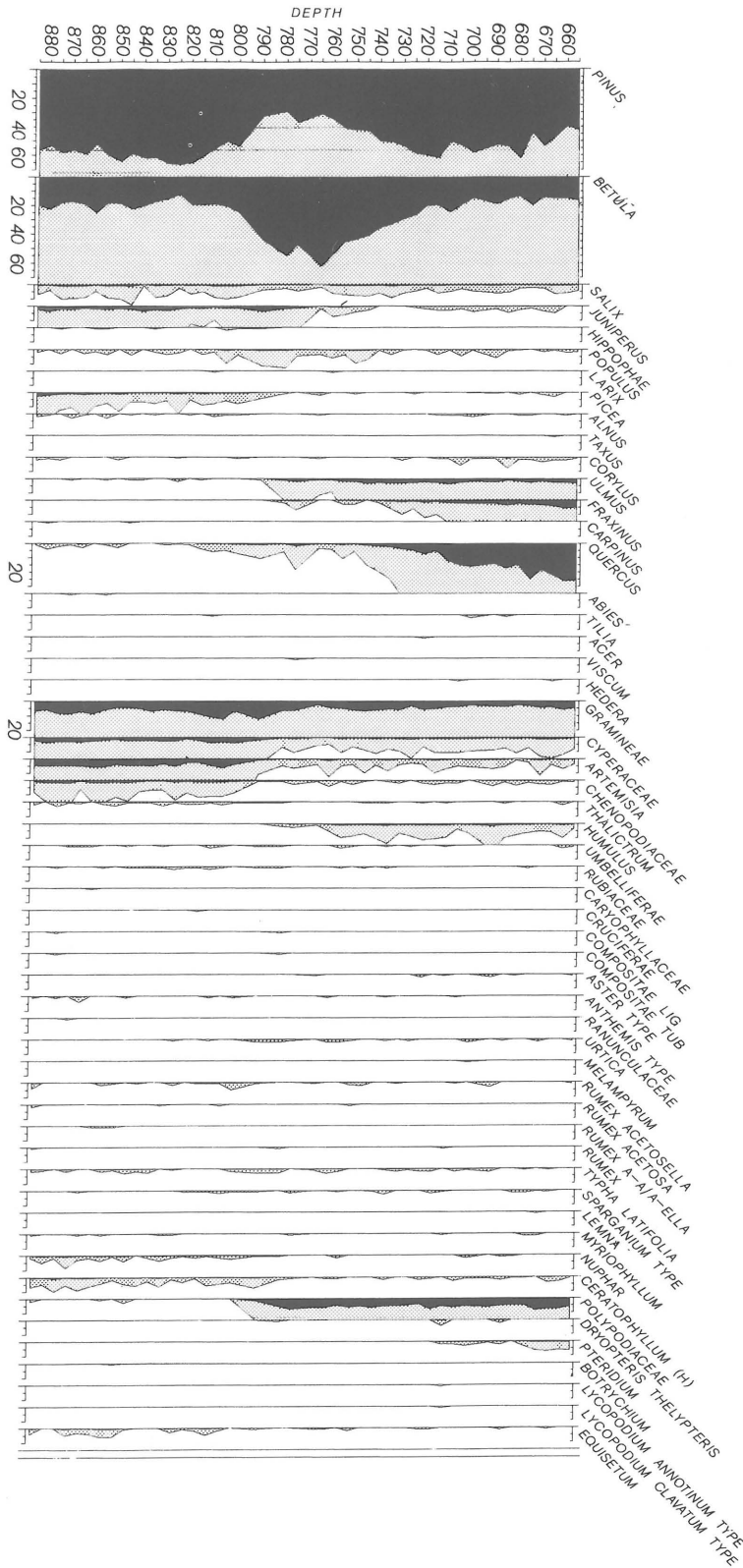
Uwagi końcowe

Z dotychczasowych badań wynika, że na południu omawianego terenu, na niewielkiej głębokości — paru metrów, stwierdzono wyłącznie kopalne osady interglacjalne, których powstanie można wydatować metodą paleobotaniczną na interglacjal mazowiecki, natomiast na północy, na podobnej głębokości, stwierdzono kopalne osady organiczne z interglacjalu eemskiego. Kopalne serie jeziorne interglacjalu mazowieckiego występujące na południu, posiadają fragmentaryczne przykrycie osadami reprezentującymi jeden cykl glacialny, natomiast na północy oraz w przygranicznych terenach Białorusi, te same osady położone są na większej głębokości (kilkudziesięciu metrów), pod przykryciem miąższych kompleksów glacialnych, wśród których występują warstwy dwóch a niekiedy trzech glin zwałowych, jak to wynika z analizy profilu w Zakrzcu. Interesujące jest z stratygraficznego punktu widzenia stwierdzenie w pobliżu występujących na powierzchni osadów interglacjalu mazowieckiego w Maciejowicach, osadów interglacjalu ferdynandowskiego w pobliskich Gołowierzach na gł. 27–30 m pod przykryciem miąższego pakietu glin zwałowych, jak to wynika z badań Brzeziny (1996). To kopalne jezioro jest zapewne śladem kolejnego, starszego pojezierza leżącego pod kompleksem glacialnym, który jest przykryty z kolei osadami jeziornymi pojezierza z okresu interglacjalu mazowieckiego. Takie położenie stratygraficzne potwierdza pogląd, że interglacjal ferdynandowski jest interglacjalem starszym niż interglacjal mazowiecki co jest zgodne z propozycjami podziału stratygraficznego dla obszaru Podlasia (Lindner, 1988).

Omawiany obszar był miejscem sedymentacji kopalnych osadów jeziornych w trakcie interglacjalu mazowieckiego i eemskiego, kiedy to istniały na tym terenie pojezierza porównywalne, np. z obecnym Pojezierzem Wielkopolskim. Przyczyną powstania pojezierza w interglacjale



Ryc. 3. Proponowane dotychczas zasięgi zlodowacenia warty we wschodniej Polsce według różnych autorów



Ryc. 4. Ekspertyzy palinologiczne nowoodkrytych osadów interglacjału eemskiego na południowym Podlasiu — spagowy odcinek profilu Dziewule k. Siedlec

Ryc. 5. Ekspertyzy palinologiczne z wybranych stanowisk, 1—Łęczycy, 2 — Radzików, 3 —Kamianki, 4 — Mordy, 5–6 — Głuchówek, 7 — Rudnik, 8 — Granna

mazowieckim i eemskim było niewątpliwie aeralne wytąpienie lądolodu zlodowacenia południowopolskiego i środkowopolskiego, warunkujące powstanie urozmaiconej rzeźby postglacjalnej. Ponieważ zasięg zlodowacenia wisty wyznaczają współczesne pojezierza (Majdanowski, 1950), można przyjąć, że zasięg zlodowaceń wcześniejszych pokry-

wał się również z zasięgiem kopalnych pojezierzy. Na podstawie zasięgu występowania kopalnych osadów jeziornych z interglacjału eemskiego można (w przybliżeniu) wyznaczyć zasięg poprzedzającego go zlodowacenia — stadiału warty.

Nowy proponowany przez autorów zasięg stadiału warty oparto na badaniach geologicznych, paleogeomorfologicz-

nych oraz paleobotanicznych. Przebieg strefy zasięgu lądolodu stadiału warty, w pasie od Siedlec do Terespoła, można przedstawić (zaczynając od zachodu) następująco: na północ od Łukowa w okolicy wsi Krynka, dalej na ENE przez okolice Krzeska powyżej Maciejowic i na północ od Międzyrzecza Podlaskiego przez Łukowiska poniżej Łuniewa, poprzez Huszlew (gdzie stwierdzono osady organiczne prawdopodobnie ze schyłku interglacjału eemskiego i vistulianu), Kobyłany, następnie dochodzi do zmiany kierunku na E, na południe od Kornicy, Konstynantowa poprzez Kłownnicę, Cieleśnicę do Bohukał, gdzie pokrywa się z przebiegiem lewej krawędzi doliny Bugu na odcinku do Nepli i dalej do Brześcia gdzie następuje kontynuacja zasięgu stadiału warty zgodnie z tym jaki wyznacza Gurskij (1974) dla maksimum zlodowacenia sożskiego. Powyższy uściślony zasięg jest w przybliżeniu zgodny z zaproponowanym dla tego obszaru przez Lindnera (1988).

Dotychczas, na omawianym terenie, oraz na północ od niego — w dorzeczu Narwi (Bałuk 1995), nie znaleziono kopalnych pojezierzy z interglacjałów zbójna i lubawskiego, choć obszar ten, według Lindnera (1991) mógł znajdować się w zasięgu zlodowacenia liwca i był przykryty lądolodem zlodowacenia odry. Nie znane są również kopalne pojezierza z owych interglacjałów w całej Polsce. Ten fakt może skłaniać do poważnego zastanowienia, czy słuszne jest sytuowanie między interglacjałami mazowieckim i eemskim ocieplenia rangi interglacjału.

L i t e r a t u r a

- ALBRYCHT A. 1996 — Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Łosice. PAE.
- ALBRYCHT A., PIDEK I. A. & SKOMPSKI S. 1995 — *Prz. Geol.*, 43: 321–330.
- ALEXANDROWICZ S. W. & RADWAN D. 1992 — *Ibidem*, 40: 296–301.
- BAŁUK A. 1991 — *Pr. Inst. Geol.*, 130, 1–73.
- BAŁUK A. 1995 — *Acta Geogr. Lodz.*, 68: 11–28.
- BARANIECKA M. D. 1971 — *Biul. Inst. Geol.*, 254: 11–36.
- BARANIECKA M. D. 1984 — [W:] *Budowa Geologiczna Polski, I, Stratygrafia cz. 3b, Kenozoik, Czwartrząd:* 154–191. *Wyd. Geol.*
- BARANIECKA M. D. 1993 — *Kwart. Geol.*, 37: 593–608.
- BIŃKA K., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1996 — [W:] *Mat. II Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Grabanów:* 29–38.
- BIŃKA K. & NITYCHORUK J. 1995 — *Kwart. Geol.*, 39: 29–38.
- BIŃKA K. & NITYCHORUK J. 1996 — *Ibidem*, 40: 269–282.
- BIŃKA K., & NITYCHORUK J. (w druku) — *Interglacjał eemski w Dziewulach k. Siedlec na tle osadów interglacialnych południowego Podlasia. Ibidem.*
- BITNER K. 1954 — *Biul. Inst. Geol.*, 69: 79–92.
- BITNER K. 1956 — *Ibidem*, 100: 61–142.
- BRZEZINA R. (w druku) — *Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Krzesk. PAE.*
- BUTRYM J., HARASIMIUK M., JANCZYK-KOPIKOWA Z. & MARUSZCZAK H. 1991 — *Ann. UMCS, Sec. B*, 46: 21–52.
- DYAKOWSKA J. 1956 — *Biul. Inst. Geol.*, 67: 115–181.
- DYJOR K. (w druku) — *Objasnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Swory. PAE.*
- FALKOWSKI E., FALKOWSKI T., GRANACKI W., KARBON J. & KRAUŻLIS K. 1988 — *Prz. Geol.*, 38: 619–630.
- HARASIMIUK M., MARUSZCZAK H. & WOJTANOWICZ J. 1988 — *Quater. Stud. Poland*, 8: 15–25.
- GALON R. & ROSZKÓWNA L. 1961 — *Prz. Geogr.*, 33: 347–363.
- GOŁĄBOWA M. 1957 — *Biul. Inst. Geol.*, 118: 91–107.
- GRANOSZEWSKI W. 1995 — [W:] *Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Grabanów:* 1–11.
- GURSKIJ B. N. 1974 — *Niznij i sriednij antropogien Bielorusii. Minsk.*
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1975 — *Biul. Inst. Geol.*, 290: 5–94.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1981 — *Ibidem*, 321: 249–258.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. 1985 — *Analiza pyłkowa osadów interglacjału mazowieckiego z wiercenia Ruda, ark. Świerze. CAG Państw. Inst. Geol.*
- KRUPIŃSKI K. M. 1984–1985 — *Rocz. Międzyrzeczki*, 16–17: 144–171.
- KRUPIŃSKI K. M. & LINDNER L. 1991 — [W:] *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, A. Kostrzewski (red.). *Wyd. Nauk. Uniw. im. A. Mickiewicza, Geografia*, 50: 511–518.
- KRUPIŃSKI K. M., LINDNER L. & TUROWSKI W. 1986 — *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 34: 365–373.
- KRUPIŃSKI K. M., LINDNER L. & TUROWSKI W. 1988 — *Acta Palaeobot.*, 28: 29–47.
- KRUPIŃSKI K. M. & MARKS L. 1986 — *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 34: 376–386.
- KRUPIŃSKI K. M. & NITYCHORUK J. 1991 — *Acta Palaeobot.*, 31: 227–234.
- KRUPIŃSKI K. M. 1995 — *II Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Grabanów:* 16–17.
- KRUPIŃSKI K. M. 1996 — *Prz. Geol.*, 44: 168–172.
- KRUTOUS E. A. 1989 — *Aleksandrijskije oziornyje wodjomy na jugo-zapadie Bielorusii. Paleogeografija oziornych i morskich basseinow siewiero-zapada SSSR w plejstocenie. Leningrad:* 36–43.
- KRZYSZKOWSKI D. 1991 — *Folia Quater.*, 61–62: 5–58.
- KRZYSZKOWSKI D. 1992 — *Stud. Geogr.*, 54: 1–158.
- LINDNER L. 1988 — *Prz. Geol.*, 36: 637–647.
- LINDNER L. 1991 — *Ibidem*, 39: 249–253.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K. M., MARCINIAK B. & NITYCHORUK J. 1990 — *Ibidem*, 38: 476–483.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K. M., MARCINIAK B., NITYCHORUK J. & SKOMPSKI S. 1991 — *Kwart. Geol.*, 35: 337–362.
- LINDNER L., KRUPIŃSKI K. M., SEMIL J. & ZALEWSKI A. 1988 — *Bull. Pol. Ac. Earth Sc.*, 36: 49–57.
- MAJDANOWSKI S. 1950 — *Bad. Fizjogr. nad Polską Zach.*, t.2, z.1: 32–135.
- MAMAKOWA K. 1989 — *Acta Palaeobot.*, 29: 11–176.
- NITYCHORUK J. 1994 — *Rocz. Międzyrzeczki*, 26: 23–107.
- NITYCHORUK J. & BIŃKA K. 1994 — *Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Bocheniec.*
- NITYCHORUK J. & BIŃKA K. 1995 — *Interglacjał mazowiecki w Lipnicy. II Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski, Grabanów:* 24–25.
- NOWAK J. 1971 — *Objasnienia do przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, ark. Siedlce. Wyd. Geol.*
- NOWAK J. 1973 — *Przeglądowa mapa geologiczna Polski (A) w skali 1 : 200 000, ark. Biała Podlaska. Wyd. Geol.*
- NOWAK J. 1974 — *Objasnienia do przeglądowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000, ark. Biała Podlaska. Ibidem.*
- NOWAK J. 1977 — *Stud. Geol. Pol.*, 52: 347–360.
- PIDEK I. A. & TERPIŁOWSKI S. 1993 — *Ann. UMCS, B 48*, 229–238.
- RÓŻYCKI S. Z. 1972 — *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie: 1–316, Wyd. II, PWN.*
- RUSZCZYŃSKA-SZENAJCH H. 1976 — *Stud. Geol. Pol.*, 50: 1–126.
- RÜHLE E. 1973 — [W:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, E. Rühle (red.): 31–78. *Wyd. Geol.*
- RZECHOWSKI J. 1986 — *Quater. Sc. Rev.*, 5: 365–372.
- STACHURSKA A. 1957 — *Biul. Inst. Geol.*, 118: 63–89.
- WINTER H. 1991 — *Kwart. Geol.*, 35: 133–140.
- WOJTANOWICZ J. 1994 — *Mat. z I Konf. Stratygrafia plejstocenu Polski:* 33.
- WROTEK K. 1993 — *Prz. Geol.*, 41: 427–432.