

wać interglacjał mazowiecki i stadiał Sanu zlodowacenia południowopolskiego.

Prezentowany regionalny schemat stratygrafii czwartorzędu nawiązuje do najnowszych schematów czwartorzędu Polski (Różycki 1980; Mojski 1982; Lindner 1982; Lindner, Grzybowski, 1982).^{*} Dla celów porównawczych przyjęto ze schematów nazwy jednostek stratygraficznych legitymujące się dłuższą już historią i powszechnie akceptowane. Autor zrezygnował, z powodów podanych wyżej, z przywileju wprowadzania nowych nazw regionalnych do schematu stratygraficznego.

Wyjaśnienia wymaga jeszcze wprowadzenie do tablicy schematu stratygraficznego (ryc. 5) kolumny dotyczącej profilu litologicznego. Prezentowany profil litologiczny jest profilem zbiorczym syntetycznym, opartym na wielu (kilkudziesięciu) profilach rzeczywistych, a szczególnie na tych, które były profilami reperowymi lub charakterystycznymi dla poszczególnych jednostek stratygraficznych. Jako całość profil ten daje pewien pogląd na budowę pokrywy czwartorzędowej opracowywanego obszaru.

EOPLEJSTOCEN

Reprezentowany jest przez tzw. Formację Krasnystaw, jedną z dwu, młodszą, składających się na eoplejstocen w Polsce (Mojski 1982). Stratotypowy profil tej jednostki stratygraficznej stwierdzony został w przekroju przez dolinę Wieprza koło Krasnegostawu (Mojski 1964) — występuje więc na obszarze objętym niniejszym opracowaniem. Profil eoplejstocenu w Krasnymstawie (Stężycy) budują osady o maksymalnej miąższości 36,3 m, tworzące jeden cykl sedymentacyjny. W spągu występują piaski rzeczne ze żwirami kredowymi (93—99%) i trzeciorzędowymi (1—7%). Przechodzą one stopniowo w piaski pylaste, a następnie mułki — osad jeziorny. Zmiana osadów następowała wraz ze zmianami warunków klimatycznych, zmierzających w kierunku ochłodzenia.

Osady tej jednostki stwierdzono i w innych przekrojach doliny Wieprza, a także w innych dolinach północnej części Wyżyny Lubelskiej, w dolinie Bystrzycy w Lublinie (Lewiński 1928; Harasimiuk, Henkiel 1982) oraz w dolinie Stawka w Krępcu i Ciechankach (Harasimiuk, Henkiel 1980). Osady tego wieku stwierdzono na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej — na Polesiu Lubelskim w Kaznowie (Liszowski 1979). W piaskach rzecznych, odpowiadających dolnej części serii krasnostawskiej, nie stwierdzono materiału pochodzenia

^{*} Opracowanie niniejsze przedstawia stan wiedzy na koniec 1983 r., kiedy oddano pracę do druku.

skandynawskiego. Seria szarych, szarozielonkawych mułków, kończących cykl sedymentacyjny, wykazuje wzrastające wyraźnie ku górze zailenie. W jej obrębie występują pojedyncze laminy detrytusu roślinnego. Analiza minerałów ciężkich serii mułkowej w dolinie Stawka wykazała dominację łyszczyków, których udział w skrajnym przypadku dochodzi do 96%; na drugim miejscu znajduje się granat.

Na uwagę, co najmniej z dwu powodów, zasługuje profil w Kaznowie, obejmujący górną część serii krasnostawskiej. Stwierdzono w nim na głębokości 26,5—31,0 m mułki brunatne z humusem i detrytusem roślinnym. Mułki te zawierają nieliczne ziarna żwirów karpackich oraz liczne, szczególnie w spągu, ostrokrawędziste żwirki kredowe. Pierwszy ważny powód znaczenia profilu Kaznów — to występowanie w górnej części profilu deformacji peryglacialnych typu inwolucji (L i s z k o w s k i 1979), co jednoznacznie określa warunki klimatyczne. Drugi powód — to analiza palinologiczna tego profilu (J a n c z y k - K o p i k o w a 1981). Wykazała ona przewagę w całym profilu sosny (*Pinus*) i brzozy (*Betula*) nad innymi drzewami oraz duży udział roślinności zielnej (NAP). Palinologicznie profil podzielić można na dwie części: dolną z nieco większym udziałem olszy (*Alnus*) i drzew ciepłolubnych (*Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corycus*, *Carpinus*) — klimat cieplejszy i górną część z lasem parkowym — klimat umiarkowany chłodny lub północny. W profilu stwierdzono także udział roślin właściwych trzeciorzędowi, takich jak: *Ostrya*, *Platocarya*, *Carya*, *Celtis*, *Castanea*, *Eucommia*. Profil porównywany był z osadami Ponurzyca i datowany na eburonian — glacjał otwocki według B a r a n i e c k i e j (1975). W tej sytuacji serię rzeczną żwirowo-piaszczystą serii krasnostawskiej należy wiązać, zgodnie z pierwotną interpretacją M o j s k i e g o (1964), z cieplejszym klimatem i odnieść do interglacjału Ponurzyca.

Seria krasnostawska zalega w głębokich rynnach dolinnych. Facjalną odmianą, typu wierzchowinowego, serii krasnostawskiej może być kilkumetrowa seria glin piaszczystych, piasków eluwalno-deluwalnych, na ogół bezwęglanowych, ze żwirami, barwy seledynowej lub zielonkawo-brunatnej, stwierdzonych we wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego (H a r a s i m i u k, H e n k i e l 1982). Leżą one na utworach kredy, paleocenu i oligocenu. Wśród żwirów tej serii dominują kwarcy i ciemne skały krzemionkowe („fasolka”) oraz materiał kredowo-paleoceński, przy nieznaczonej domieszce w stropie skał krystalicznych i piaskowców. Być może z okresem tym wiążą się rezidualne poziomy tak zwanych żwirów „preglacialnych” (J a h n, T u r n a u - M o r a w s k a 1952).

Odpowiednikiem Formacji Krasnostaw na sąsiedniej Białorusi może być „horyzont dobruski” (G ó r s k i 1973). Tworzą go osady rzeczne i jeziorne, piaszczyste i ilaste o szarym lub niebieskoszarym odcieniu —

o miąższości do 30 m. Profil palinologiczny osadów jeziornych w Ocze-so—Rudnia wykazał przewagę pyłku drzew (do 55%): sosny, brzozy, olchy z pojedynczymi ziarnami liściastych: dębu, lipy, wiązu, a także obecność egzotyków: *Nyssa*, *Rhus*, *Platycarpa*, *Carya*, *Myrica*.

Dotychczasowy stan rozpoznania i stopień opracowania czwartorzędu na obszarze LZW nie daje podstaw do wydzielenia interglacjału Celestynowa (Waalian), występującego pomiędzy glacjałami Otwock i Narew (Baraniecka 1975). Stąd w tablicy stratygraficznej (ryc. 5) jest pewna niezgodność, polegająca na występowaniu po sobie dwu wymienionych wyżej glacjałów. Można tymczasem przyjąć, że występuje pomiędzy nimi luka sedimentacyjna — powierzchnia erozyjna. Uzupełnienia tej luki należy szukać w osadach wypełniających głębokie rynny dolinne, w dolinie Wieprza i w kopalnych rynnach dolinnych na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej.

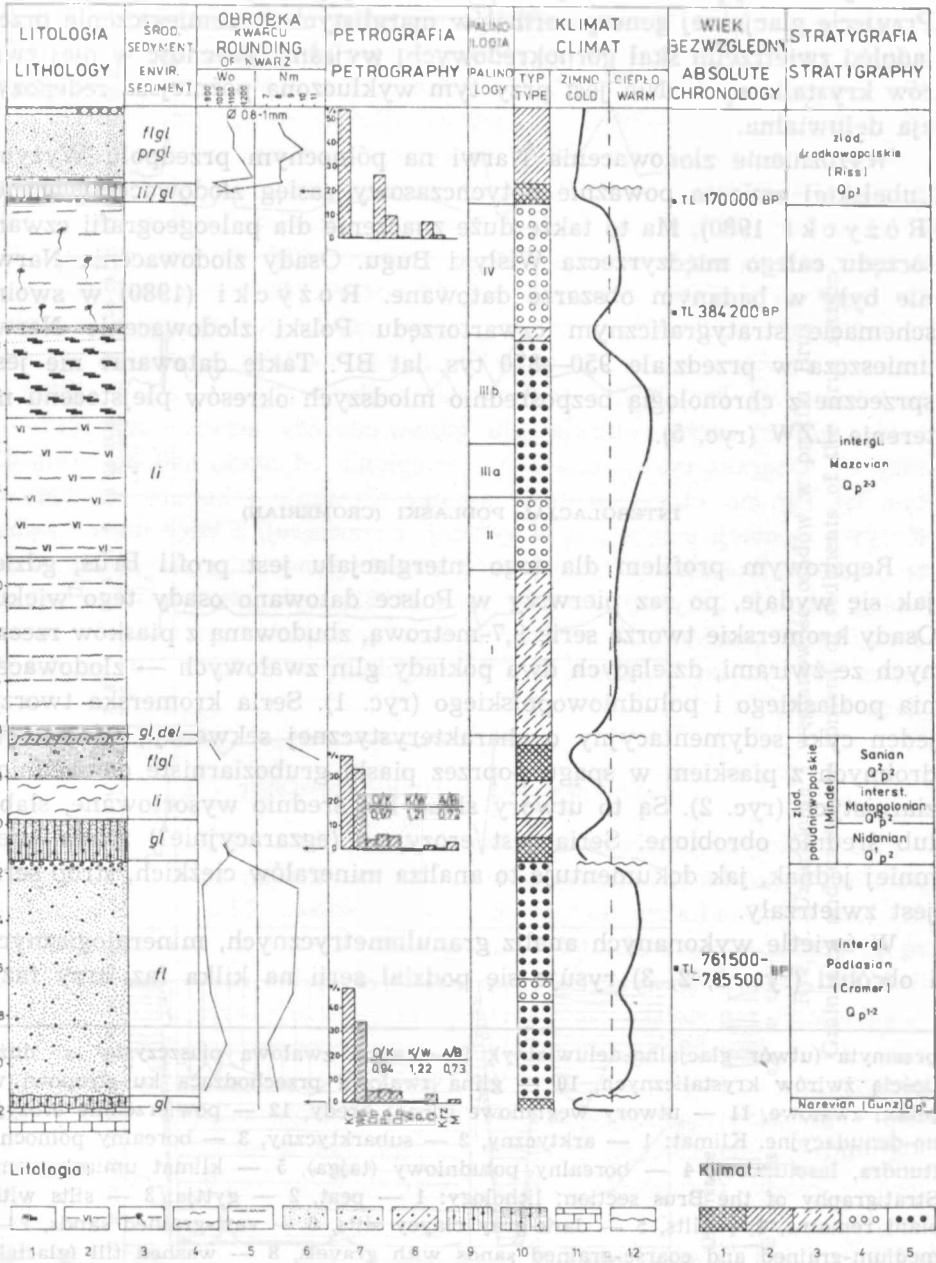
MEZOPLEJSTOCEN

ZŁODOWACENIE NARWI (GÜNZ, ELSTERIAN)

Podstawę do wydzielenia tego zlodowacenia daje profil Brus (ryc. 1), położony na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim, w którym pod datowaną bezwzględnie (TL) serią kromerską jako najstarszy w profilu osad stwierdzono (Buraczyński, Wojtanowicz 1982) półmetrową warstwę gliny zwałowej szarej, słabowęglanowej ze znaczną ilością skał krystalicznych (42,9%) i wapieni paleozoicznych (34,1%). Gлина ta w porównaniu z gliną zwałową zlodowacenia południowopolskiego charakteryzuje się większą frekwencją skał lokalnych trzeciorzędowych. W niektórych innych profilach Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego za synchroniczne z gliną w Brusie uznano cienkie (0,6—0,8 m) spągowe poziomy bruków zwirowych, złożone ze skał krystalicznych o średnicy 2—10 mm.

Stwierdzenie gliny zwałowej najstarszego zlodowacenia w profilu Brus wywołuje szerokie implikacje. Konsekwencją tego faktu jest zweryfikowanie genezy i wieku iłów marglistych ze żwirami krystalicznymi, które dość powszechnie występują w spągu czwartorzędu na Pojezierzu Łęczyńsko-Włodawskim; interpretowane są one jako ily deluwialne preplejstoceńskie. Wydaje się obecnie, że istnieją podstawy do przyjęcia drugiej, zaproponowanej przez autorów Szczegółowej Mapy Geologicznej, ark. Orzechów Nowy (Buraczyński, Wojtanowicz 1981), możliwej genezy, mianowicie moreny lokalnej i odniesienie ich do zlodowacenia Narwi. Byłaby to starsza faza tego zlodowacenia, podczas gdy glina w profilu Brus reprezentowałaby fazę młodszą. Należy zauważyć, że w pro-

BRUS



Ryc. 1. Stratigrafia profilu Brus; Litológia: 1 — torf, 2 — gytia, 3 — mułki pylaste ze szczątkami roślin, 4 — mułki, 5 — mułki ilaste ciemnoszare, 6 — piaski różnoziarniste, 7 — piaski średnio- i gruboziarniste ze żwirami, 8 — glina zwąkowa

filach stratotypowych zlodowacenia Narwi stwierdza się dwudzielność moreny i na tej podstawie wydziela się dwie jego fazy (R ó ż y c k i 1980). Przyjęcie glacialnej genezy serii ilów marglistych (przemieszczenie przez ładolód zwietrzelin skał górnokredowych) wyjaśnia obecność w niej żwirów krystalicznych. Nie jest przy tym wykluczona późniejsza redepozycja deluwialna.

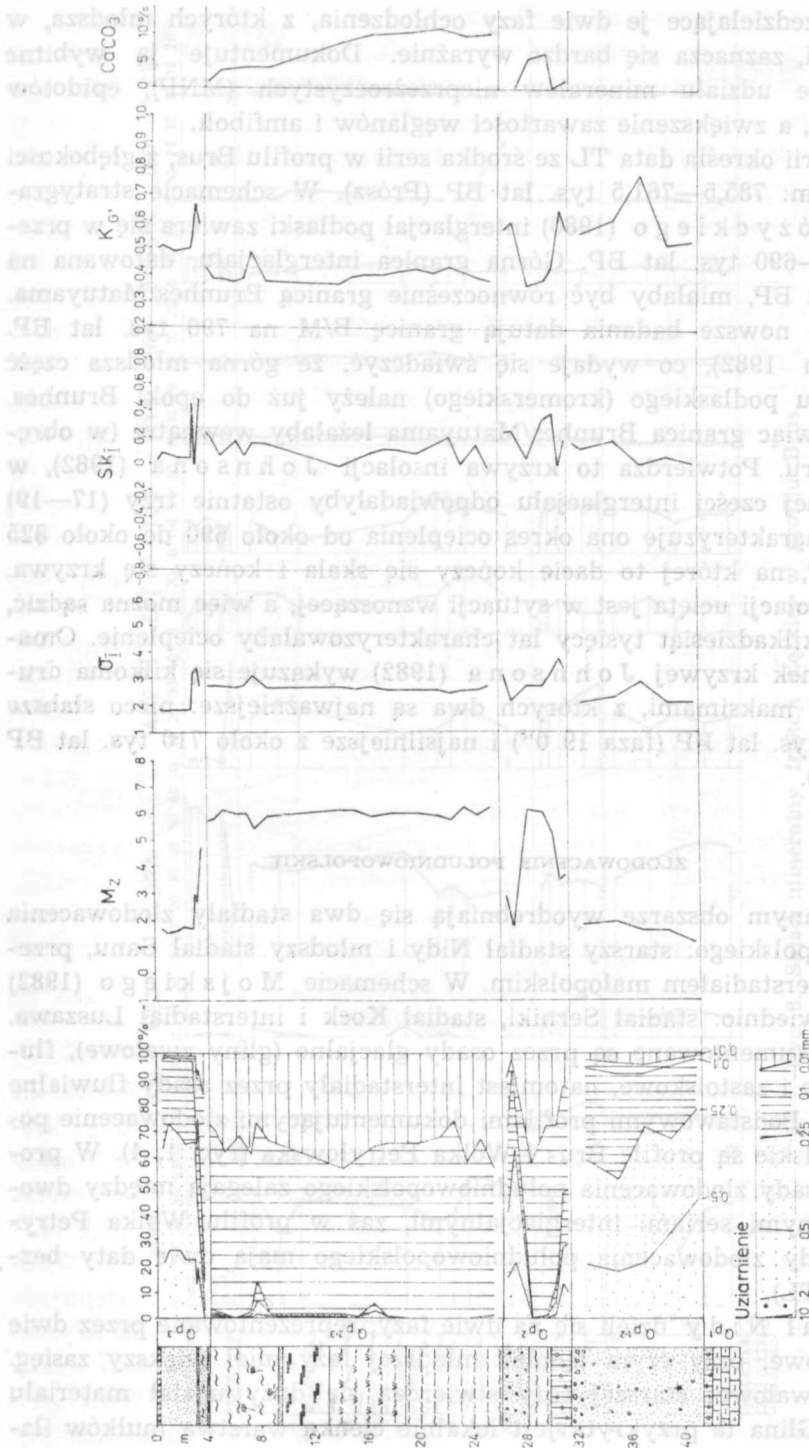
Wyróżnienie zlodowacenia Narwi na północnym przedpolu Wyżyny Lubelskiej zmienia poważnie dotychczasowy zasięg zlodowacenia Narwi (R ó ż y c k i 1980). Ma to także duże znaczenie dla paleogeografii czwartorzędu całego międzyrzecza Wisły i Bugu. Osady zlodowacenia Narwi nie były w badanym obszarze datowane. R ó ż y c k i (1980) w swoim schemacie stratygraficznym czwartorzędu Polski zlodowacenie Narwi umieszcza w przedziale 950—870 tys. lat BP. Takie datowanie nie jest sprzeczne z chronologią bezpośrednio młodszych okresów plejstocenu na terenie LZW (ryc. 5).

INTERGLACJAŁ PODLASKI (CROMERIAN)

Reperowym profilem dla tego interglacjału jest profil Brus, gdzie, jak się wydaje, po raz pierwszy w Polsce datowano osady tego wieku. Osady kromerskie tworzą serię 9,7-metrową, zbudowaną z piasków rzecznych ze żwirami, dzielących dwa pokłady glin zwałowych — zlodowacenia podlaskiego i południowopolskiego (ryc. 1). Seria kromerska tworzy jeden cykl sedimentacyjny o charakterystycznej sekwencji, od żwirów drobnych z piaskiem w spągu poprzez piaski gruboziarniste do średnioziarnistych (ryc. 2). Są to utwory słabo lub średnio wysortowane, słabo lub średnio obrobione. Seria jest erozyjnie (egzaracyjnie?) ścięta, niemniej jednak, jak dokumentuje to analiza minerałów ciężkich, strop serii jest zwietrzały.

W świetle wykonanych analiz granulometrycznych, mineralogicznych i obróbki (ryc. 1, 2, 3) rysuje się podział serii na kilka faz: trzy fazy

przemyta (utwór glacialno-deluwialny), 9 — glina zwałowa piaszczysta z dużą ilością żwirów krystalicznych, 10 — glina zwałowa przechodząca ku stropowi w piaski zwałowe, 11 — utwory węglanowe górnej kredy, 12 — powierzchnie erozyjno-denudacyjne. Klimat: 1 — arktyczny, 2 — subarktyczny, 3 — borealny północny (tundra, lasotundra), 4 — borealny południowy (tajga), 5 — klimat umiarkowany
Stratigraphy of the Brus section; lithology: 1 — peat, 2 — gyttja, 3 — silts with plant remains, 4 — silts, 5 — dark-gray clayey silts, 6 — vari-grained sands, 7 — medium-grained and coarse-grained sands with gravels, 8 — washed till (glacial-deluvial deposit), 9 — sandy till with a great content of crystalline gravels, 10 — till, passing topwards into glacial sands, 11 — carbonaceous rocks of Upper Cretaceous, 12 — erosive-denudational surfaces. Climate: 1 — arctic, 2 — subarctic, 3 — northern boreal (tundra, forest-tundra), 4 — southern boreal (taiga), 5 — temperate



Ryc. 2. Uziarnienie i węglanowość osadów w profilu Brus
Grain size and carbonate content of sediments of the Brus section

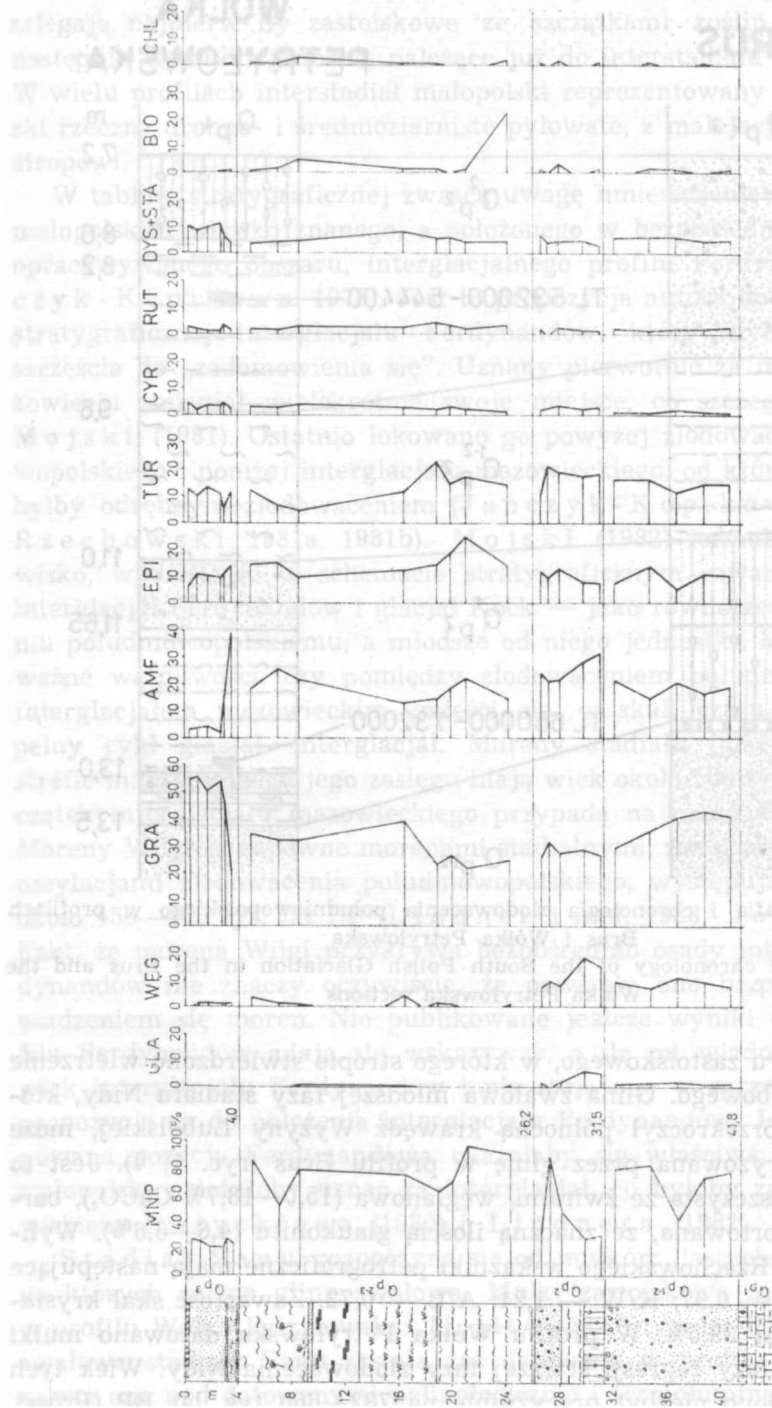
cieple i przedzielające je dwie fazy ochłodzenia, z których młodsza, w środku serii, zaznacza się bardzo wyraźnie. Dokumentuje ją wybitne zmniejszenie udziału minerałów nieprzeźroczystych (MNP), epidotów i turmalinu, a zwiększenie zawartości węglanów i amfiboli.

Wiek serii określa data TL ze środka serii w profilu Brus, z głębokości 35,8—36,0 m: 785,5—761,5 tys. lat BP (Prósz). W schemacie stratygraficznym Różyckiego (1980) interglacjał podlaski zawiera się w przedziale 870—690 tys. lat BP. Górna granica interglacjału, datowana na 690 tys. lat BP, miałyby być równocześnie granicą Brunhes/Matuyama. Tymczasem nowsze badania datują granicę B/M na 790 tys. lat BP. (Johnson 1982), co wydaje się świadczyć, że górna młodsza część interglacjału podlaskiego (kromerskiego) należy już do epoki Brunhes. Inaczej mówiąc granica Brunhes/Matuyama leżałaby wewnątrz (w obrębie) kromeru. Potwierdza to krzywa insolacji Johnsona (1982), w której górnej części interglacjału odpowiadałyby ostatnie trzy (17—19) fazy 0¹⁸. Charakteryzuje ona okres ocieplenia od około 690 do około 825 tys. lat BP, na której to dacie kończy się skala i kończy się krzywa. Krzywa insolacji ucięta jest w sytuacji wznoszącej, a więc można sądzić, że jeszcze kilkadziesiąt tysięcy lat charakteryzowałaby ocieplenie. Omawiany odcinek krzywej Johnsona (1982) wykazuje się kilkoma drugorzędnymi maksimumami, z których dwa są najważniejsze: nieco słabsze maks. 788 tys. lat BP (faza 19 0¹⁸) i najsilniejsze z około 710 tys. lat BP (faza 17 0¹⁸).

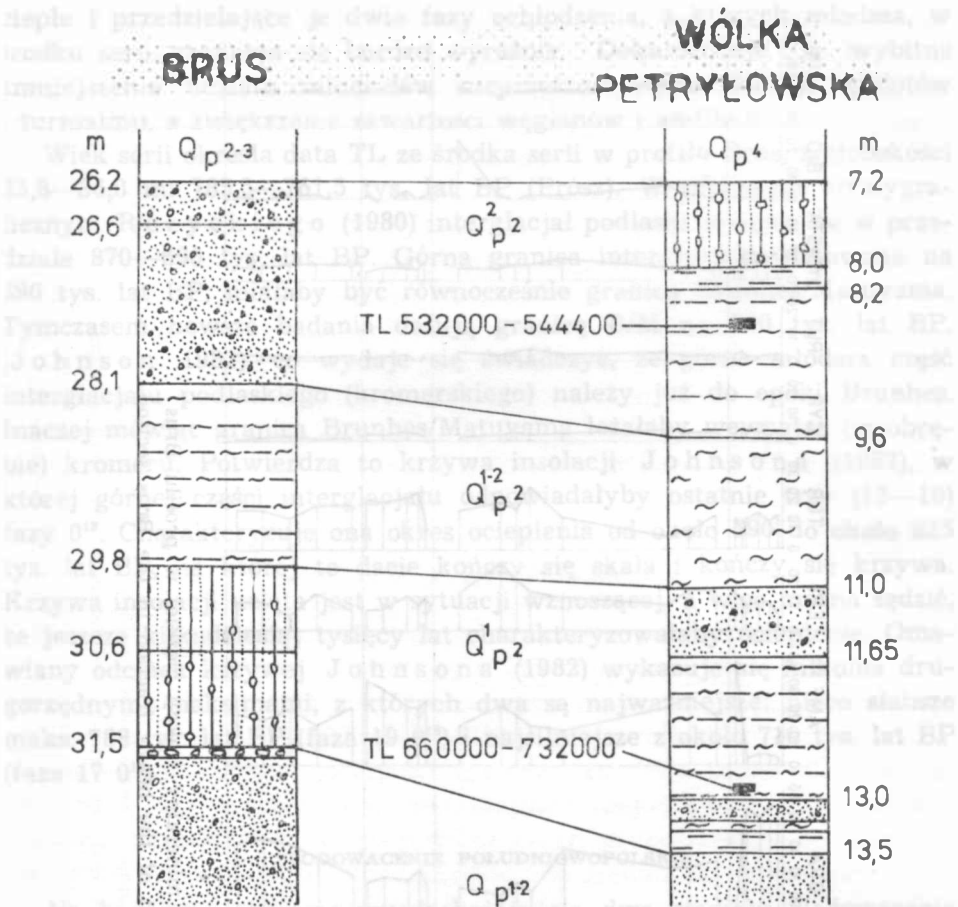
ZŁODOWACENIE POŁUDNIOWOPOLSKIE

Na badanym obszarze wyodrębniają się dwa stadiały zlodowacenia południowopolskiego: starszy stadiał Nidy i młodszy stadiał Sanu, przedzielone interstadiąłem małopolskim. W schemacie Mojskiego (1982) są to odpowiednio: stadiał Serniki, stadiał Kock i interstadiał Luszawa. Stadiały dokumentowane są przez osady glacialne (gliny zwałowe), fluwioglacjalne i zastoiskowe, natomiast interstadiały przez osady fluwialne i limniczne. Podstawowymi profilami dokumentującymi zlodowacenie południowopolskie są profile Brus i Wólka Petryłowska (ryc. 1, 4). W profilu Brus osady zlodowacenia południowopolskiego zalegają między dwoma datowanymi seriami interglacialnymi, zaś w profilu Wólka Petryłowska osady zlodowacenia południowopolskiego mają dwie daty bezwzględne (TL).

Stadiał Nidy dzieli się na dwie fazy, reprezentowane przez dwie gliny zwałowe, przy czym ładolód młodszej fazy miał większy zasięg. W glinie zwałowej starszej fazy stwierdza się duży udział materiału lokalnego. Gлина ta przykryta jest lokalnie cienką warstwą mulków ila-



Ryc. 3. Skład mineralny frakcji ciężkiej w profilu Brus
Mineral content of the heavy fraction in the Brus section



Ryc. 4. Stratygrafia i chronologia zlodowacenia południowopolskiego w profilach Brus i Wólka Petryłowska

Stratigraphy and chronology of the South Polish Glaciation in the Brus and the Wólka Petryłowska sections

stych — utworu zastoisowego, w którego stropie stwierdzono wietrzenie charakteru glebowego. Gлина zwałowa młodszej fazy stadiału Nidy, którego ładolód przekroczył północną krawędź Wyżyny Lubelskiej, może być scharakteryzowana przez glinę w profilu Brus (ryc. 1, 4). Jest to szara glina piaszczysta ze żwirami, węglanowa (15,0—18,7% CaCO₃), bardzo słabo wysortowana, ze znaczną ilością glaukonitu (4,6—6,6%). Wyliczone przez J. Rzechowskiego wskaźniki petrograficzne mają następujące wartości: O/K — 0,97; K/W — 1,21; A/B — 0,72. Zawartość skał krystalicznych wynosi 39,5%. W profilu Wólka Petryłowska datowano mułki zastoisowe z fazy regresji starszej fazy zlodowacenia Nidy. Wiek tych mułków określono niezbyt precyzyjnie na 732—660 tys. lat BP (Prósz).

Interstadiał małopolski. Na glinie zwałowej stadiału Nidy zalegają najpierw ily zastoiskowe ze szczątkami roślin, przechodzące następnie w mułki jeziorne, należące już do interstadiału małopolskiego. W wielu profilach interstadiał małopolski reprezentowany jest przez piaski rzeczne drobno- i średnioziarniste pyłowate, z malejącym ziarnem ku stropowi.

W tablicy stratygraficznej zwraca uwagę umieszczenie w interstadiale małopolskim szeroko znanego, a położonego w bezpośrednim sąsiedztwie opracowywanego obszaru, interglacialnego profilu Ferdynandów (Janczyk-Kopikowa 1975). Jest to propozycja autora dotycząca pozycji stratygraficznej interglacjału Ferdynandów, który wyraźnie nie ma szczęścia do „zadomowienia się”. Uznany pierwotnie za interglacjał mazowiecki zmieniał wielokrotnie swoje miejsce, co szczegółowo omawia Mojski (1981). Ostatnio lokowano go powyżej zlodowacenia południowopolskiego i poniżej interglacjału mazowieckiego, od którego oddzielony byłby odrębnym zlodowaceniem (Janczyk-Kopikowa, Mojski, Rzechowski 1981a, 1981b). Mojski (1982) formalizuje to stanowisko, wydzielając w schemacie stratygraficznym czwartorzędu Polski interglacjał Ferdynandów i glacjał Kock — jako równorzędne zlodowaceniom południowopolskiemu, a młodsze od niego jednostki. Można mieć poważne wątpliwości, czy pomiędzy zlodowaceniem południowopolskim a interglacjałem mazowieckim zmieści się, w skali czasu, jeszcze jeden pełny cykl glacjał—interglacjał. Moreny stadiału (glacjału?) Sanu w strefie maksymalnego jego zasięgu mają wiek około 500 tys. lat BP, a początek interglacjału mazowieckiego przypada na około 430 tys. lat BP. Moreny Wilgi są zapewne morenami stadialnymi, związanymi z ostatnimi oscylacjami zlodowacenia południowopolskiego, występującymi w czasie około 450—460 tys. lat BP (Lindner i inni, 1983; Johnson 1982). Fakt, że morena Wilgi przykrywa bezpośrednio osady interglacjału Ferdynandów nie znaczy oczywiście, że powstały one bezpośrednio przed osadzeniem się moren. Nie publikowane jeszcze wyniki datowania profilu Ferdynandów zdają się wskazywać, o ile mi wiadomo, na starszy wiek interglacjału Ferdynandów i nie stoją one w sprzeczności z moją propozycją co do położenia interglacjału Ferdynandów. Jeśli ta zaproponowana pozycja Ferdynandowa okazałaby się właściwa, to interstadiał małopolski należałoby uznać za interglacjał, co byłoby zgodne ze stanowiskiem Rózyckiego (1980) i Lindnera (1982).

Stadiał Sanu rozpoczyna się od mułków ilastych zastoiskowych, na których zalega glina zwałowa. Mułki zastoiskowe zostały datowane w profilu Wólka Petryłowska: TL 544,4—532,0 tys. lat BP (Prószyński). Glina zwałowa stadiału Sanu została zaś datowana w profilu Krępiec, gdzie zalega ona pod datowanymi palinologicznie i termoluminescencyjnie osadami.

dami interglacjału mazowieckiego. Daty dla gliny z Krępeca są następujące: z głęb. 51,55—51,70 m — 511 tys. lat BP (Lub 372) i z głęb. 50,20—51,55 m — 502 tys. lat BP (Lub 371). Przynależność gliny z Krępeca do zlodowacenia południowopolskiego potwierdza pośrednio wiek gliny zwałowej z Kotliny Sandomierskiej. Otóż typowa glina zwałowa w profilu Giedlarowa koło Leżajska ma datę TL 508 tys. lat BP (Lub 59). Warto też dodać, że zalegająca pod gliną seria mułków uzyskała (Wojtanowicz 1982) ze stropu datę TL 539 tys. lat BP (Lub 60).

Gliny zwałowe stadiału Sanu na terenie LZW, gdzie występują jako najbardziej rozpowszechniony utwór zlodowacenia południowopolskiego, są wykształcone najczęściej jako gliny ilasto-piaszczyste ze żwirami skał północnych i lokalnie ze żwirami kredowymi. Stadiał Sanu jest stadiem maksymalnym zlodowacenia południowopolskiego. Zlodowacenie południowopolskie, według zakreślonych wyżej ram czasowych, trwało bardzo długo (około 250 tys. lat). Nie jest to czasokres — cykl typowy dla jednego glacjału. Jest on ponad 2-krotnie dłuższy, jeśli przyjęlibyśmy za podstawę cykl około 100 tys. lat.

Z tego punktu widzenia uzasadnione wydają się poglądy o istnieniu w czasie zlodowacenia południowopolskiego dwu odrębnych glacjałów przedzielonych interglacjałem (Różycki 1980; Lindner 1982).

INTERGLACJAŁ MAZOWIECKI

Jest to interglacjał typu Krępiec (Harasimiuk, Henkiel 1980; Marciniak 1980; Janczyk-Kopikowa 1981) i Brus (Buračzyński, Wojtanowicz 1982). Występuje on między zlodowaceniem południowopolskim a środkowopolskim, jako jeden pełny okres interglacjalny.

W obrębie interglacjału mazowieckiego zaznacza się bardzo wyraźne ochłodzenie, na granicy wyróżnionych przez Z. Janczyk-Kopikową faz IIIb i IV rozwoju roślinności (ryc. 1). Ochłodzenie to reprezentowane jest przez utwory i struktury peryglacjalne. Jest to warstwa piasków różnoziarnistych ze żwirami, z przewarstwieniami piasków gliniastych i mułków oraz wkładkami torfów, które wskazywałyby na klimat subarktyczny typu tundry parkowej. Ochłodzenie to, a także przebieg krzywej klimatycznej w całym okresie interglacjału (ryc. 1) dzieli interglacjał mazowiecki na dwie części — starszą i młodszą. Tym samym jest to pełne nawiązanie do ustaleń Lindnera i Grzybowskiego (1982) dotyczących interglacjału mazowieckiego w południowej części Polski centralnej.

W starszej części interglacjału w jeziornych osadach mineralno-organicznych (w ilach, mułkach ilastych, gytiach i torfach), zalegających na

piaskach rzecznych, wyróżniono w wyniku badań palinologicznych trzy fazy klimatyczno-roślinne. Pierwsza faza (I) to faza tajgi z brzozą (*Betula*) i sosną (*Pinus*) oraz roślinnością zielną (NAP). W fazie tej panował klimat borealny z pewnymi cechami klimatu arktycznego. Druga faza (II) ze świerkiem (*Picea*) i olszą (*Alnus*) — klimat borealny, ale już bez cech klimatu arktycznego. Trzecia faza (III) to optimum klimatyczne interglacjału — klimat umiarkowany z cisem (*Taxus*), grabem (*Carpinus*), jodłą (*Abies*) i olszą (*Alnus*) oraz pewnym udziałem drzew ciepłolubnych (analiza Z. Janczyk-Kopikowa; patrz Buraczyński, Wojtanowicz 1982). Wiek starszej części interglacjału w profilu Krępiec określają dwie daty: 400 tys. lat BP (Lub 370) dla próbki mułków bardzo wyraźnie laminowanych z głębokości 40,8—41,0 m oraz 350 tys. lat BP (Lub 369) dla profili mułków laminowanych organicznych z domieszką torfu z głęb. 18,3 m (M. Harasimiuk, A. Henkiel, informacja ustna).

Starsza data interglacjału mazowieckiego z Kręcica nie określa początku interglacjału w ogóle. Nie były datowane najstarsze osady interglacjalne — piaski rzeczne występujące na przykład w profilu Brus. Lindner i inni (1983) wykazują datę 413 tys. lat BP (Lub 230) dla odpowiadającego mazowieckiemu interglacjału Torellkjegla w południowym Spitsbergenie.

Młodsza część interglacjału reprezentowana jest przez mułki pylaste jeziorne ze szczątkami roślinnymi i smugami torfiastymi. Różnią się wyraźnie w swej charakterystyce od utworów starszej części serii interglacjalnej. Są zdecydowanie najslabiej wysortowane, mineralogicznie wyróżniają się wielokrotnie wyższym udziałem minerałów przezroczystych, wyższym udziałem granatów, cyrkonu, amfiboli i piroksenu. Utwory te rozwijały się w klimacie borealnym z przejściem ku stropowi do klimatu subarktycznego, z luźną pokrywą leśną, w której dominowała sosna. Dla górnej części interglacjału mazowieckiego mamy dwie daty: z profilu Krępiec (z głęb. 8,00—8,45 m) z mułków ilastych ciemnoszaro-brunatnych 334 tys. lat BP (Lub 368) i z profilu Brus (ryc. 1) ze spągu serii 384,2 tys. lat BP (Prósz).

Odpowiednikiem interglacjału mazowieckiego na Białorusi byłoby interglacjał aleksandryjski (od wsi Mała Aleksandria) w rejonie szkłowski. Reprezentowany jest przez osady jeziorno-błotne i jeziorno-aluwialne, rozpoznane w około 180 punktach i wszechstronnie opracowane (Górski 1973).

NEOPLEJSTOCEN

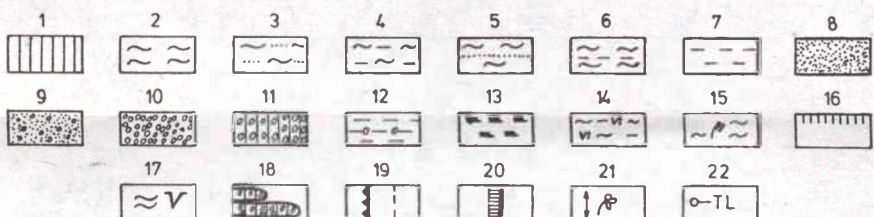
ZŁODOWACENIE ŚRODKOWOPOLSKIE

Omawiany obszar leży w strefie zasięgu stadiału maksymalnego na południe od linii moren stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego. Łądolód środkowopolski wkroczył co najmniej trzykrotnie. Pierwszy raz miało to miejsce w stadiale przedmaksymalnym — stadiale Krzny. Łądolód objął wtedy, jak się wydaje, tylko północną część omawianego obszaru. Jego obecność dokumentują utwory fluwioglacjalne — piaski ze żwirami i głazikami skał północnych o średnicy do 5 cm. Osady stadiału Krzny przykryte są osadami interstadialnymi — mułkami dryasowymi, piaszczystymi, rzeczno-jeziornymi z makroszczątkami roślinnymi i przewarstwieniem sprasowanego torfu. Jak wykazała ekspertyza palinologiczna torfu w profilu Kol. Zawieprzycka mułki powstały w warunkach klimatu peryglacjalnego (tundry) z *Pinus*, *Picea*, *Betula* (Liszko wski 1979). Do interstadialu tego zaliczony został także profil Suszno, uznany pierwotnie za interglacjal mazowiecki (Mojski, Trembaczowski 1961; Stachurska 1961). Występująca tu kopalna seria organiczna jeziorno-błotna akumulowała się w warunkach chłodnego klimatu subarktycznego, z lasem sosnowo-brzozowym, przechodzącego w tundrę. Nie jest jednak wykluczone, że profil Suszno jest jeszcze młodszymi, na co zwracają uwagę w nowszej pracy odkrywcy profilu Mojski i Trembaczowski (1977). Taką możliwość dopuszcza budowa geologiczna profilu; uznane za glacialne utwory przykrywające serię organiczną są prawdopodobnie osadami redeponowanymi, deluwialnymi.

Stadiał maksymalny zlodowacenia środkowopolskiego odegrał bardzo dużą rolę w rzeźbie obszaru (Buraczyński, Wojtanowicz 1980/81). Z jego głównej II fazy pochodzą ciągi moren czołowych i innych wzgórz z akumulacją glacialną — znaczących oscylacje łądolodu. Znane są liczne kemy i ozy, np. na północnym przedpolu Wału Uhruskiego, w okolicy Kulczyna i Wojciechowa czy w okolicy Pniówna. Często występują moreny spiętrzone ze zgarniętymi krami utworów trzeciorzędowych i południowopolskich. Na przedpolu głównych ciągów morenowych, np. na południowym przedpolu Garbu Włodawskiego i Wału Uhruskiego, występują równiny sandrowe. Znaczącą rolę w rzeźbie odgrywają także liczne formy obniżzeń, związane ze zlodowaceniem środkowopolskim. Są to rynny dolinne z odpływem wód lodowcowych oraz misy wytopiskowe, w których rozwinęły się jeziora.

W stadiale maksymalnym wyróżniono dwie fazy i kulka oscylacji. Datowano glinę zwałową z fazy II (młodszej) stadiału maksymalnego; otrzymano wynik TL 273 tys. lat BP (Lub 72). W profilu Marianka

Jednostki stratygraficzne <i>Stratigraphical units</i>		Profil litologiczny <i>Lithology</i>	Typy genetyczne i litologiczne osadów <i>Genetic and lithological types of the sediments</i>	Chronologia i zmienność niektórych elementów paleogeograficznych <i>Chronology. Variability of some paleogeographical elements</i>			
				Polesie Lubelskie	Wyżyna Lubelska		
CZWARTEJ ER J S T O C E N	Holocen		li t gt	↕ Łukcze Krowie Bagno			
		Pleni-glacjał	eol l				
	Zlodowacenie północnopolskie Vistulian (Würm)	Brörup		fl, li pm li	↕ Podgłębokie	↕ Łańcuchów	
		Interglacjał eemski		li, fl mp	↕ Karczunek		
	QUATERNARY	Stadiął Warty		eol l fl, prgl, li pm	○ TL 170 tys BP (Prósz); Brus		
			Interstadiął lubelski		li del, rezid zast	○ TL 204 tys BP (Lub 69); Marianka ○ TL 237 tys BP (Lub 70); Marianka	
		Stadiął maksymalny (Odry)	Faza II		zast zast fgl pż	○ TL 250 tys BP (Lub 71); Marianka	
			-I/II		gl pż	○ TL 273 tys BP (Lub 72); Marianka	
			Faza I		zast fgl pż gl		
			Interstadiął łukowski		li, fl mpt fgl (gl?)	↑ ↕ Kol. Zawieprzycka, Suszno?	
Stadiął Krzyny			fl p				
Interglacjał mazowiecki		Młodszy Ochłodzenie Glacjał?		li m prgl/de li t	○ TL 334 tys BP (Lub 368); Krępiec ○ TL 384,2 tys BP (Prósz); Brus ≈ Brus		
		Starszy		li gt mi	○ TL 350 tys BP (Lub 369); Krępiec ↕ Brus ↕ Krępiec ○ TL 400 tys BP (Lub 370); Krępiec		
		Stadiął Sanu		fgl pż gl g zast. mi	○ TL 502 tys BP (Lub 371); Krępiec ○ TL 511 tys BP (Lub 372); Krępiec ○ TL 544,4-532,0 tys BP (Prósz); Wólka Petr.		
	Interstadiął małopolski		fl pż li m zast. lm	↕ Wólka Petryłowska ↑ ↕ Ferdynandów?			
Stadiął Nidy		fgl zast mi g	○ TL 732-660 tys BP (Prósz); Wólka Petryłow.				
	Interglacjał podlaski (Cromerian)		fl pż	○ TL 785,5-761,5 tys BP (Prósz); Brus Brus			
EOPLEJSTOCEN	Zlodowacenie Narwi (Günz)		gl gż del/gl iz	≈ V Kaznów			
	Formacja Krasnystaw	Glacjał Otwock	li mpi	↕ Kaznów			
		Interglacjał Ponurzyca		fl pż z		↕ Krasnystaw	



Ryc. 5. Tabela stratygraficzna czwartorzędu Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Objaśnienia sygnatur i znaków: 1 — less, 2 — mulki, 3 — mulki piaszczyste, 4 — mulki ilaste, 5 — utwór ór warstwowany — na przemian mulki i piaski, 6 — utwór warstwowany — na przemian mulki i ily, 7 — ily, 8 — piaski, 9 — piaski ze żwirami, 10 — żwiry, 11 — glina zwalowa, 12 — glina ilasta marglista ze żwirami, 13 — torf, 14 — gytja, 15 — detrytus roślinny w osadach, 16 — poziomy wietrzeńowie, gleby kopalne, 17 — zjawiska peryglacjałne, 18 — lądolód, 19 — północna kraweź Wyżyny Lubelskiej i granica między Wyżyną Lubelską a Polesiem, 20 — profile litologiczno-stratygraficzne reperowe, 21 — profile palinologiczne, 22 — datowanie metodą termoluminescencji (TL). Objaśnienia symboli literowych (w kolumnie: Typy genetyczne i litologiczne osadów): eol — eoliczne, li — jeziorne (limniczne), fl — fluwialne, fgl — fluwiogłacjałne, zast — zastoiskowe (limnoglacjałne), gl — glacjałne, prgl — peryglacjałne, del — deluwialne, rezid — rezidualne, l — lessy, m — mulki, i — ily, p — piaski, z — żwiry, g — gliny, t — torfy, gt — gytja

Stratigraphic table of the Quaternary of the Lublin Coal Basin. Explanations of signatures and symbols: 1 — loess, 2 — silts, 3 — sandy silts, 4 — clayey silts, 5 — silt and sand interbeddings, 6 — silt and clay interbeddings, 7 — clays, 8 — sands, 9 — sands with gravels, 10 — tills, 11 — till, 12 — detrytus plant in sediments, 16 — weathering horizons, palae osols, 17 — periglacial phenomena, 18 — ice sheet, 19 — northern edge of the Lublin Upland and the border of the Lublin Upland and the Polesie, 20 — lithologic-stratigraphic type sections, 21 — palynologic sections, 22 — thermoluminescence datings (TL). Explanations of letter symbols (in a column: lithologic and genetic types of sediments): eol — aeolian, li — lake (limnic), fl — fluvial, fgl — glaci-fluvial, zast — ice-dam (limnoglacial), gl — glacial, prgl — periglacial, del — deluvial, rezid — residual, l — loess, m — silts, i — clays, p — sands, z — gravels, g — tills, t — peat, gt — gyttjas

na Garbie Włodawskim (Buraczyński, Butrym, Wojtanowicz 1984) przeprowadzono datowanie kopalnego jeziora, które rozwijało się od czasów deglacjacji lodolodu stadiału maksymalnego jako jezioro śródlądowe do pierwszych faz stadiału Warty (ryc. 5).

Badania w Marianne dokumentują i datują tzw. interglacjał lubelski (Śrondź 1969), który jako interstadiał lubelski uzyskał ostatnio potwierdzenie poprzez materiały geochronologiczne w profilu Polichna, w zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (Buraczyński i inni 1982). W Marianne interstadiał lubelski ma datę TL 237 tys. lat BP (Lub 51), natomiast w Polichnie — TL 239,6 tys. lat BP (Lub 51). Stadiał Warty, na który przypadają osady fluwialne, peryglacialne, limniczne oraz eoliczne (lessy), ma w Marianne datę TL 204 tys. lat BP (Lub 69), natomiast w Erusie datę TL 170 tys. lat BP (Prósz).

Najpowszechniej występują osady jeziorne dokumentujące krajobraz pojeziorny. Miąższość osadów jeziornych, datowanych na ten okres, dochodzi w Łańcuchowie do 30 m (Skompski 1975). Ważną rolę odgrywają także osady eoliczne, bardzo często występujące w facji subakwalnej. Zapewniają one misy jeziorne.

INTERGLACJAŁ EEMSKI

Osady interglacjału eemskiego nie występują powszechnie, mają niewielką miąższość. Są to głównie mułki pyłowate i piaski jeziorno-rzeczne. Spotyka się też osady jeziorne organiczne — gytie i torfy. Jedno z takich stanowisk, w Karczunku na Wysoczyźnie Lubartowskiej, kopalne jezioro o genezie wytopiskowej z okresu zlodowacenia środkowopolskiego, wypełnione m.in. osadami organicznymi (gytią, torfem), wykazało typowe spektrum eemskie (Krupiński i inni 1982). Częstość występowania takich kopalnych jezior na Polesiu Lubelskim dowodzi, że w okresie interglacjału eemskiego było ono pojezierzem. Zwracali na to uwagę Mojski i Trembaczowski (1975). Podobnie było na Białorusi (Wozniaczuk 1973). W rozcięciach dolinnych mogły osadzać się, jak np. w Łańcuchowie, piaski głównie pylaste i drobnoziarniste oraz żwiry rzeczne (Skompski 1975).

W obszarze lessowym stwierdzono dobrze rozwiniętą glebę eemską — przewodni poziom stratygrafii lessowej. Jest to gleba pseudobielicowa o miąższości do 1,2 m, z pięknie rozwiniętym poziomem iluwialnym. Gleba ta rozwinięta jest zarówno w obrębie lessów, jak i występujących pod lessami piaskach lodowcowych oraz na glinach zwałowych zlodowacenia środkowopolskiego.

W opracowywanym regionie nie ustalono dat bezwzględnych dla eemu. Uwzględniając jednak nowsze światowe badania, określające wiek

interglacjału eemskiego na 130 (125)—115 (110) tys. lat. PP, należy zauważyć, że okres ten trwał bardzo krótko (około 15 tys. lat) i to prawdopodobnie wielokrotnie krócej niż niektóre wyróżnione w schemacie starsze interstadiały. Uświadomienie sobie tego dość zaskakującego faktu pozwala zrozumieć, dlaczego rola interglacjału eemskiego jest stosunkowo niewielka w rozwoju rzeźby i to nie tylko w omawianym regionie. Równocześnie nasuwa się następująca refleksja: jak daleko jesteśmy jeszcze od ustalenia rzeczywistej rangi stratygraficznej i wymowy paleogeograficznej poszczególnych jednostek czwartorzędu.

ZŁODOWACENIE PÓŁNOCNOPSLSKIE

Osady zlodowacenia północnopolskiego (jeśli pominąć lessy), mimo że różnorodne genetycznie oraz litologicznie i występują powszechnie, są słabo rozpoziomowane stratygraficznie. Niemniej jednak zostały rozpoznane osady wczesnego Vistulianu, a przede wszystkim osady pleniglacjału. Znanne są też utwory organiczne (torfy, gytie) z interstadiału Brörup, dokumentowane palinologicznie w profilach Podgłębokie i Łańcuchów (Janiczek-Kopikowa 1969, 1979). W optimum tego okresu klimat miał charakter klimatu umiarkowanego chłodnego, z lasami iglastymi, sosnowo-świerkowymi. Na interstadiał Brörup datuje się także gleby kopalne, które wraz z glebą interglacjału tworzą często jeden kompleks glebowy. Występują w lessach i w spągu pylasto-piaszczystych utworów eluwalno-deluwalnych, a także na dnie niektórych zagłębień torfowych. Charakteryzują się dobrze rozwiniętym poziomem akumulacyjnym genezy prawdopodobnie darniowej.

Wczesny Vistulian (stadiał kaszubski wg Mojskiego 1982) reprezentują piaski rzeczne o miąższości około 2 m. Są to piaski średnioziarniste, średnio- i słabo wysortowane, o bardzo dobrej obróbce.

Na pleniglacjał przypadają piaski rzeczne drobnoziarniste budujące terasy oraz piaski drobnoziarniste, muły i łył jeziorne. Często trudno odróżnić utwory rzeczne od jeziornych, ponieważ pod względem litologicznym są one mało zróżnicowane. Zwracają na to uwagę Mojski i Trembacowski (1975). Miąższość serii rzeczno-jeziornej wynosi łącznie około 2—5 m. Na pleniglacjał datuje się także lessy, a na schyłek glacjału piaski wydymowe.

HOLOCEN

Traktowany jest jako najmłodsze ogniwo neoplejstocenu, jako interglacjał. Takie podejście nie jest czymś nowym czy odosobnionym. Biorąc pod uwagę czas trwania, charakter klimatyczny tego okresu i porównując

to z całym czwartorzędem należy stwierdzić, że jest to być może jedyne słuszne stanowisko. Holocen reprezentowany jest przez piaski, mułki i ły rzeczne i rzeczno-rozlewiskowe, związane z holocenijskimi, w tym i współczesnymi przepływami rzek. Wśród tych osadów dolinnych występują zarówno piaski facji korytowej, jak i piaski oraz gliny aluwialne facji powodziowej (mady). Oprócz osadów mineralnych występują także namuły torfowe i torfy, rozwijające się w zagłębieniach starorzecznych rzek meandrowych. Badania palinologiczne osadów organicznych den dolinnych w obrębie Wyżyny Lubelskiej, w dolinie Wieprza w Kotlinie Dorohuczycy i w dolinie Bystrzycy w Zemborzycach koło Lublina wykazały, że seria organogeniczna występująca w dolinach zaczęła rozwijać się w najstarszym holocenie, w fazie preborealnej (H a r a s i m i u k, H e n k i e l 1980; B a ł a g a, M a r u s z c z a k 1981).

W obrębie Polesia Lubelskiego osady organiczne (torfy, gytie) i namuły mineralno-organiczne powszechnie występują w bezodpływowych zagłębieniach pojeziernych lub wypełniają misy współczesnych jezior. Badania wykazały, że początek rozwoju najstarszych osadów organicznych pojezierza przypada na Pölling, ale główny ich rozwój związany jest z holocenem. Analizy palinologiczne tych osadów, nad jeziorem Łukcze i torfowiska Krowie Bagno, pozwoliły na zarysowanie rozwoju form i sukcesji roślinności w holocenie (B a ł a g a 1982; B a ł a g a i i n n i 1980/81).

UWAGI KOŃCOWE

Przedstawiony regionalny schemat stratygrafii czwartorzędu wydaje się być oparty na dostatecznie mocnych podstawach faktograficznych: geologicznych, palinologicznych i geochronologicznych. Zgromadzono nowe i bogate materiały, szczególnie jeśli chodzi o mezoplejstocen.

Schemat przynosi pewne nowe ujęcia ważne nie tylko w skali regionalnej. Należy tu na pierwszym miejscu wymienić obecność na terenie LZW najstarszego (?) na ziemiach polskich zlodowacenia kontynentalnego w czwartorzędzie — zlodowacenia Narwi (Günz). Sięgałby on po północną krawędź Wyżyny Lubelskiej, co bardzo poważnie koryguje przyjmowany dotąd jego zasięg. Równocześnie fakt ten można przyjąć jako kolejny impuls do dyskusji nad ilością i zasięgami zlodowaceń czwartorzędowych w Polsce. Jeśli chodzi o zlodowacenia, to należy także zwrócić uwagę na wyraźny podział zlodowacenia południowopolskiego na co najmniej dwa odrębne stadiały (glacjały?), przy czym stadiał Sanu byłby zlodowaceniem maksymalnym. W zlodowaceniu środkowopolskim zaznacza się w północnej części opracowywanego obszaru obecność lądolodu

w stadiale tzw. przedmaksymalnym — w stadiale Krzyny. Stadiał maksymalny zaś dzieli się na wyraźne dwie fazy i kilka oscylacji.

Z interglacjałów najlepiej udokumentowany jest interglacjał mazowiecki, dzięki profilom Krępiec i Brus, mającym analizę palinologiczną i datowania TL. Jeśli chodzi o interglacjał Ferdynandów, o którym wiadomo, że jest interglacjałem starszym od mazowieckiego (Janczyk-Kopikowa i inni 1981a, 1981b; Mojski 1982), zaproponowano nową jego pozycję stratygraficzną: w obrębie zlodowacenia południowopolskiego pomiędzy stadiałami (glacjałami?) Nidy i Sanu. Zdaje się za tym przemawiać także wiek bezwzględny serii ferdynandowskiej.

LITERATURA

- Bałaga K. 1982, Vegetational history of the Lake Łukcze environment (Lublin Polesie, E Poland) during the Late-glacial and Holocene. *Acta Paleobot.*, XXIII, z. 1; 7—22.
- Bałaga K., Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980/81, Budowa geologiczna i rozwój torfowiska Krowie Bagno — Polesie Lubelskie (sum. Geological structure and development of the Krowie Bagno Peatland — Polesie Lubelskie). *Ann. Univ. Mariae-Curie Skłodowska, sect. B*, XXXV/XXXVI; 37—62.
- Bałaga K., Maruszczak H. 1981, Rozwój współczesnego dna doliny Bystrzycy w świetle badań torfów w Zemborzycach koło Lublina (sum. The development of the contemporary bottom of the Bystrzyca valley in the light of the investigation of peats in Zemborzycze near Lublin). *Folia Soc. Sc. Lub., Geogr.*, XXIII, z. 1—2; 61—66.
- Baraniecka M. D., 1975, Znaczenie profilu w Ponurzyca dla badań genezy i wieku preglacjału Mazowsza (sum. The Ponurzyca sequence and its implications for the origin and age of the Mazovia Preglacial). *Kwart. Geol.*, 19, 3; 651—663.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. 1982, „Interglacjał lubelski” w Polichnie na Wyżynie Lubelskiej (sum. "Lublinian Interglacial" in the Polichna — Wyżyna Lubelska). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, XXXVII, ss. 43—60.
- Buraczyński J., Butrym J., Wojtanowicz J. 1984, Datowanie kopalnego jeziora lodowcowego w Mariance na Garbie Włodawskim (sum. Dating of the fossil glacial lake in Marianka on the Włodawa Range). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, XXXIX.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Orzechów Nowy. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Kołacze. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1980/81, Wpływ zlodowacenia środkowopolskiego na rzeźbę południowej części Polesia Lubelskiego (sum. The effect of the Middle-Polish Glaciation on the relief of southern part of Polesie Lubelskie). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sect. B*, XXXV/XXXVI; 63—79.
- Górski B. N. 1973, Stratigraficzeskije kompleksy i osnovnyje czerty paleo-

- grafii niżniego i średniego antropogiena Białorusii. Problemy paleogeografii antropogiena Białorusii, Mińsk; 7—44.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980a, The influence of neotectonics upon valley floor development: a case study from the Wieprz valley, Lublin Upland. *Questiones Geographicae*, 6, Poznań; 35—53.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980b, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Łączna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski; ark. Lublin. Wyd. Geol., Warszawa.
- Jahn A. 1946, Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu. *Rocznik PTGeol.*, T. XVI; 126—136.
- Jahn A., Turnau-Morawska M. 1952, Preglacial i najstarsze utwory plejstoceńskie Wyżyny Lubelskiej (sum. Preglacial and the oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland). *Biul. PIG 65; Z badań czwart. w Polsce*, 1; 269—311.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1969, Plejstoceńska flora w Podgłębkiem na Lubelszczyźnie (sum. The Pleistocene flora of Podgłębokie in the Lublin region). *Biul. Inst. Geol.* 220; *Z badań czwart. w Polsce*, 12; 51—72.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1975, Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie (sum. Flora of the Mazovian Interglacial at Ferdynandów). *Biul. Inst. Geol.* 290; *Z badań czwart. w Polsce*, 17;
- Janczyk-Kopikowa Z. 1979, Flora kopalna z Łączuchowa (sum. Fossil flora from Łączuchów). *Biul. Geol. Uniw. Warsz.*, XXIII, Warszawa; 117—129.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1981, Analiza pyłkowa plejstoceńskich osadów z Kaznowa i Krępcy (sum. Pollen analysis of the Pleistocene deposits at Kaznowa and Krępcy, Eastern Poland). *Biul. Inst. Geol.* 321; *Z badań czwart. w Polsce*, 23; 249—258.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J. E., Rzechowski J. 1981a, Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the North European Plain. *Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere. Report No 6, Prague*, 146—162.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J. E., Rzechowski J. 1981b, Position of the Ferdynandów Interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the European Plain. *Biul. Inst. Geol.* 335; *Geology of Poland*, IV; 65—79.
- Johnson R. G. 1982, Brunhes-Matuyama Magnetic Reversal Dated at 790,000 yr B.P. by Marine — Astronomical Correlations. *Quaternary Res.*, 17; 135—147.
- Krupiński K. M., Rytel A., Saliński P. 1982, Stanowisko eemskich osadów jeziornych w Karczunku na Wysoczyźnie Lubartowskiej (sum. The locality of eemian lacustrine deposits at Karczunek, Lubartów Upland). *Kwart. Geol.*, 26. 1; 147—182.
- Lewiński J. 1928, Preglacial w dolinie Bystrzycy pod Lublinem. *Sprawozd. Tow. Nauk. Warsz.*, XXI, 3—4; 111—119.
- Lindner L. 1982, South-Polish glaciations (Nidanian, Sanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Polon.*, XXXII, 3—4; 163—177.
- Lindner L., Grzybowski K. 1982, Middle Polish glaciations (Odranian, Wartanian) in southern Central Poland. *Acta Geol. Polon.*, XXXII, 3—4; 191—206.
- Lindner L., Marks L., Pękala K. 1983, Quaternary glaciations of South

- Spitsbergen and their correlation with Scandinavian glaciations of Poland. *Acta Geol. Polon.*, 33, 1—4; 169—182.
- Liszkowski J. 1979, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*; ark. Ostrów Lubelski. Wyd. Geol., Warszawa.
- Marciniak B. 1980, Okrzemki środkowego plejstocenu w osadach jeziornych z Krępeca — Wyżyna Lubelska (sum. Middle Pleistocene diatoms from lacustrine deposits from Krępiec — Lublin Upland). *Kwart. Geol.*, 24, 2; 349—356+4 tabl.
- Mojski J. E. 1964, Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu (sum. Oldest Pleistocene deposits in the Wieprz river valley near Krasnystaw). *Kwart. Geol.*, VIII, 2; 328—341.
- Mojski J. E. 1981, O stratygrafii dolnego czwartorzędu w Europie (sum. On the stratigraphy of the lower Quaternary in Europe). *Biul. Inst. Geol.*, 327; Z badań czwart. w Polsce, T. XXV; 83—104.
- Mojski J. E. 1982, Outline of the Pleistocene stratigraphy in Poland. *Biul. Inst. Geol.*, 343; *Geology of Poland*, V; 9—29.
- Mojski J. E., Rzechowski J. 1969, Plejstocen okolic Podgłębokiego na Polesiu Lubelskim (sum. The Pleistocene from the vicinity of Podgłębokie in the Lublin Polesie). *Biul. Inst. Geol.*, 220; Z badań czwart. w Polsce, 12; 13—50.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1961, Przekrój geologiczny utworów czwartorzędowych w Susznie koło Włodawy nad Bugiem (sum. Geologic cross-section of Quaternary deposits at Suszno near Włodawa on the Bug river). *Biul. Inst. Geol.*, 169; Z badań czwart. w Polsce, 10; 131—154.
- Mojski J. E., Trembaczowski J. 1975, Osady kenozoiczne Polesia Lubelskiego (sum. Cenozoic sediments of Polesie Lubelskie). *Biul. Inst. Geol.* 290; Z badań czwart. w Polsce, 17; 97—139.
- Różycka S. Z. 1980, Principles of stratigraphic subdivision of Quaternary of Poland. *Quaternary Studies in Poland*, II; 99—106.
- Skompski S. 1975, Czwartorzędowe osady i procesy geologiczne u północnego podnóża Wyżyny Lubelskiej (sum. Quaternary sediments and geological processes in the northern forefield of the Lublin Uplands). *Biul. Inst. Geol.*; Z badań czwart. w Polsce, 17; 141—166.
- Stachurska A. 1961, Schyłek interglacjału mazowieckiego w Susznie koło Włodawy nad Bugiem w świetle analizy botanicznej (sum. Decline of the Mazovian Interglacial at Suszno near Włodawa on the Bug river in the light of botanical analysis). *Biul. Inst. Geol.* 169; Z badań czwart. w Polsce, 10; 155—174.
- Stochlak J. 1979, *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski*; ark. Parczew. Wyd. Geol., Warszawa.
- Srodoń A. 1969, Pozycja stratygraficzna flor kopalnych Lubelszczyzny zaliczanych do interglacjału mazowieckiego (sum. Stratigraphic position of fossil flores in the Lublin region referable of the Mazovian Interglacial). *Biul. Inst. Geol.* 220; Z badań czwart. w Polsce, 12; 5—12.
- Wojtanowicz J. 1982, Zagadnienie zlodowacenia południowopolskiego w Kotlinie Sandomierskiej w świetle datowanego profilu w Giedlarowej (sum. South Polish glaciation in the Sandomierz Basin on the basis of the dated Giedlarowa profile). *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, sectio B*, XXXVII.
- Wojtanowicz J. 1983, *Stratygrafia czwartorzędu. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego*. Lublin; 73—91.
- Woźniaczuk L. N. 1973, K stratygrafii i paleogeografii nieoplejstocena Białorusii i smieźnych terytoriij. *Problemy paleogeografii antropogiena Białorusii*, Minsk; 45—75.

РЕЗЮМЕ

Район исследований обнимает северно-восточную территорию Люблинской возвышенности и ее северное предполье — Люблинское Полесье.

Представленная региональная схема стратиграфии четвертичного периода (рис. 5) основанная на геологических, палинологических и геохронологических исследованиях, которые проводились по случаю картирования в связи с детальной геологической картой Польши. Хронология основывается на датировках методом термолюминисценции (TL). Авторы датировок: доц. М. Прушински — TL (Prósz) из Варшавы и др., Е. Бутрым — TL (Lub) из Кафедры физической географии УМСК Люблин.

Предлагаемая схема стратиграфии четвертичного периода дает некоторые новые оценки, важные не только в региональном масштабе. Следует здесь примерно вспомнить наличие в районе ЛУБ следов оледенения Нарви (Гюнц), что вносит значительную корректуру относительно его пределов. Эта корректура касается продвижения к югу пределов оледенения.

Датировалось южнопольское оледенение (ол. Ока). Оказалось, что оно продолжалось около 250 тыс. лет (690—440 тыс. лет ВР). Оно разделяется на два стадиала (гляциалы?) и разделяющий их межстадиал (межгляциал?).

Предлагается новую стратиграфическую позицию для межледниковия Фердинандов (З. Янчик-Копикова, 1975; Ю. Э. Мойски, 1982), помещая его между стадиалами (гляциалами?) Ниды и Сана южнопольского оледенения. На такую позицию указывает также абсолютный возраст фердинандовской серии.

Очень хорошо удокументированы мазовецкий интергляциал, благодаря профилям. Кремнец и Брус для которых проводились палинологический анализ и датировка TL.

Во время среднепольского оледенения констатировано наличие лишь в Полесье материкового льда предмаксимального стадиала Кшны. Стадиал максимальный разделяется резко на две фазы и несколько осцилляций. Датирован (TL 237 тыс. лет ВР) люблинский интерстадиал — „люблинский интергляциал” А. Сьродона (1969), отделяющий максимальный стадиал от стадиала Варты.

Констатировано небольшую роль в развитии очень короткого эмского межледниковия, продолжавшегося (ок. 15 тыс. лет) многократно короче, чем некоторые более древние межстадиалы.

Голоцен хорошо определен благодаря исследованиям органогенных осадков озер и болот на Ленчинско-Влодавском поозерье. Многочисленные озера имеющие здесь начало развивались уже во время Bölling как озера термокарстового генезиса, а не карстового, как это принималось до настоящего времени.

SUMMARY

The study area occupies the north-eastern peripheries of the Lublin Upland and the Lublin Polesie i.e. its northern foreland.

The presented regional scheme of the stratigraphy of the Quaternary (Fig. 5) is based on geologic, palynologic and geochronologic data, collected during the work over the Detailed Geological Map of Poland. The chronology is based on thermoluminescence datings (TL) of Docent M. Prószyński — TL (Prósz), Warsaw, and Dr. J. Butrym — TL (Lub), Laboratory of Physical Geography, M. Curie-Skłodowska University of Lublin.

The stratigraphic scheme of the Quaternary brings some new data, significant not only for the region. Among them there is the evidence on the Narew (Günz) Glaciation in the Lublin Coal Basin, what seriously changes the previously accepted maximum extent of the ice sheet at that time.

The South Polish Glaciation was dated and found to be a very long interval, lasting for about 250,000 years (from 690,000 to 440,000 years BP). This glaciation is subdivided into two stadials (glaciations?) and the separating interstadial (interglacial?).

A new stratigraphic position of the Ferdynandów Interglacial (Janczyk-Kopikowa 1975; Mojski 1932) was proposed, with its location between the stadials (glaciations?), Nida and San ones, of the South Polish Glaciation. Such position seems to be also supported by the absolute age (TL datings) of the Ferdynandów series.

The Mazovian Interglacial is well documented by the Krępiec and Brus sections, with their palynologic analyses and TL datings.

In the Polesie only the premaximum, Krzna Stadial of the Middle Polish Glaciation occurred. On the other hand, the maximum stadial can be subdivided into two phases and several oscillations. The Lublin Interstadial ("Lublin Interglacial" of Srodoń 1969) was TL dated for 237,000 years BP; it separates the maximum (Odra) stadial from the Warta Stadial.

The Eemian Interglacial was found to have played the insignificant role in the development of the area as it lasted about 15,000 years only, that is for a much shorter time than some earlier interstadials.

The Holocene is well known in this area due to studies of organogenic sediments of lakes and bogs in the Łęczna—Włodawa Lakeland. Numerous lakes there, were already formed in the Bölling in result of thermokarst (but not karst, as previously accepted) processes.