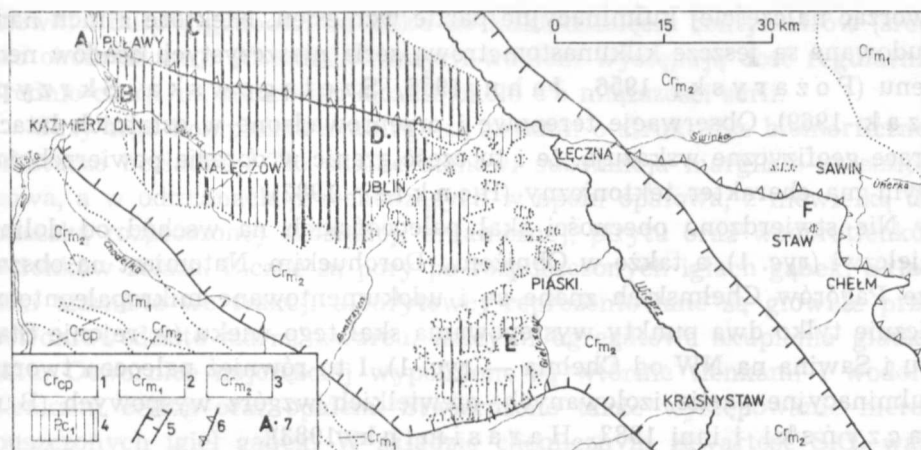


ciowo także Kurówki. Związane jest to oczywiście z licznymi w tym obszarze kamieniołomami, w których eksploatowano tak zwaną serię siwaka. Ołbrzymia większość prac dotychczas opublikowanych poruszała głównie zagadnienia stratygraficzne, w mniejszym stopniu petrograficzne i sedymentologiczne. Pierwszym pełnym studium sedymentologicznym była praca Pożaryskiej (1952). Dzięki pracom wiertniczym prowadzonym również w rejonie puławskim autorka mogła przedstawić pełną, opartą także na szerokim materiale porównawczym, stratyfografię pogranicza kredy i trzeciorzędu, wyróżniając warstwy żyrzyńskie będące najwyższym ogniwem mastrychtu górnego oraz warstwy sochaczewskie datowane mikrofaunistycznie na dan i warstwy puławskie należące do montu (Pożaryska 1967). Liszkowski (1970) przyjmuje występowanie w przelomie Wisły jeszcze młodszych ogniw paleocenu (to znaczy tanetu i sparnaku), ale pogląd ten jest ostatnio kwestionowany (Kraich 1974, 1981).

W całej dotychczasowej literaturze geologicznej brak jest bardziej szczegółowych prac na temat najstarszego trzeciorzędu centralnych i wschodnich części Wyżyny Lubelskiej, mimo iż od wielu lat na przeglądowych mapach geologicznych tego regionu są rysowane znaczne obszary ich występowania, zwłaszcza w obszarze Wyniosłości Giełczewskiej (Pożaryski 1956). Nieco danych na temat skał paleocenu z obszaru Równiny Bełzyckiej i Płaskowyżu Nałęczowskiego dostarczyła ostatnio Wyrwicka (1977, 1980). Są to jednak tylko fragmentaryczne obserwacje, dokonane na marginesie badań nad mastrychtem zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Krótką informację na temat występowania paleocenu w rejonie chełmskim podał Popiel (1977). Dopiero szczegółowe prace geologiczne prowadzone od r. 1973 w ramach zdjęcia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1 : 50 000 pozwoliły na dokładne wyznaczenie granic występowania paleocenu w rejonie Lublina, Łęcznej, Piask oraz Chełma. Wykonanie w ramach tych prac kilku rdzeniowanych otworów ukierunkowanych na rozpoznanie paleocenu pozwoliło na pełne opróbowanie serii i dokonanie analiz petrograficznych i mikropaleontologicznych. Jak dotychczas brak jest nadal nowych, szczegółowych materiałów dotyczących paleocenu centralnej części Wyniosłości Giełczewskiej.

ROZMIESZCZENIE WYCHODNI PALEOCENU

Na obszarze objętym badaniami (ryc. 1) osady paleocenu występują zwartą pokrywą między doliną Wisły na zachodzie a doliną Bystrzycy na wschodzie. Południowa granica występowania paleocenu na tym ob-



Ryc. 1. Szkic geologiczny odkryty (bez utworów młodszych od paleocenu) północnej części Wyżyny Lubelskiej; Kreda górna: 1 — kampan, 2 — mastrycht dolny, 3 — mastrycht górny; trzeciorzęd: 4 — paleocen (nie rozdzielony), 5 — dyslokacje brzeżne paleozoicznego rowu mazowiecko-lubelskiego, 6 — północna krawędź Wyżyny Lubelskiej, 7 — lokalizacja podstawowych profili paleocenu: A — Góra Puławska, B — Bochothnica, C — Żyrzyn, D — Jakubowice, E — Żuków, F — Czubatka
 Geologic sketch of the surface beneath the Palaeocene series of the northern Lublin Upland; Upper Cretaceous: 1 — Campanian, 2 — Lower Maestrichtian, 3 — Upper Maestrichtian; Tertiary: 4 — Palaeocene (non-subdivided), 5 — marginal dislocations of the Palaeozoic Mazowsze-Lublin graben, 6 — northern edge of the Lublin Upland, 7 — location of basic Palaeocene sections: A — Góra Puławska, B — Bochothnica, C — Żyrzyn, D — Jakubowice, E — Żuków, F — Czubatka

szarze wyznaczona została orientacyjnie w oparciu o pojedyncze wiercenia i nieliczne odsłonięcia (Wyrwicka 1977). Paleocen jest tu pokryty osadami czwartorzędowymi głównie lessami o znacznej miąższości, dlatego też wychodnie skał tego wieku są sporadyczne i związane przede wszystkim z głęboko wciętą doliną Wisły i jej prawobocznego dopływu Bystrej oraz z doliną Bystrzycy i dolinami jej lewobocznych dopływów (Czechówka i Ciemięga). Na wschód od doliny Bystrzycy paleocen występuje bezpośrednio pod cienkimi, pylastymi pokrywami genezy eluwialno-deluwialnej, najczęściej budując kulminacyjne partie wzniesień. Przebieg intersekcyjnych granic między kredą a paleocenem najczęściej wynika z ich następstwa stratygraficznego, niektóre jednak odcinki granic mają niewątpliwie charakter tektoniczny. Obserwowano też w rejonie Lublina niezgodności kątowe między osadami kredy i paleocenu (Harasimiuk, Henkiel 1981).

Najbardziej południowy obszar występowania paleocenu, to znaczy na SW od Piask (centralna część Wyniosłości Giełczewskiej), rozpoznany jest jak dotychczas najslabiej. Paleocen występuje tu również płatowo,

tworząc najczęściej kulminacyjne partie wzniesień. Niektóre z nich nadbudowane są jeszcze kilkunastometrową serią piaszczystych osadów neogenu (P o z a r y s k i 1956, J a h n 1956, S z e ł a g o w s k a - S k r z y p c z a k 1969). Obserwacje terenowe i przeprowadzone w ostatnich latach prace geofizyczne wskazują, że i tu część granic w obrazie powierzchniowym ma charakter tektoniczny (H e n k i e l 1983).

Nie stwierdzono obecności skał paleoceńskich na wschód od doliny Giełczwi (ryc. 1), a także w Obniżeniu Dorohuckim. Natomiast na obszarze Pagórów Chełmskich znane są i udokumentowane mikropaleontologicznie tylko dwa punkty występowania skał tego wieku (w rejonie Stawu i Sawina na NW od Chełma — ryc. 1). I tu również paleocen tworzy kulminacyjne partie izolowanych, niewielkich wzgórz wyspowych (B u r a c z y ń s k i i i n n i 1983, H a r a s i m i u k 1983).

Analiza rozmieszczenia przestrzennego osadów paleocenu w badanym obszarze i relacji ich występowania do głównych jednostek tektonicznych podłoża paleozoicznego pozwala na stwierdzenie, że paleocen występuje właściwie tylko w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego. Na SW od strefy dyslokacyjnej obrzeżającej od zachodu rów wychodni paleocenu nie stwierdzono. Natomiast w obszarze podniesionej części platformy wschodnioeuropejskiej, jak to wspomniano powyżej, znane są tylko dwa punkty ich występowania.

LITOLOGIA

Charakterystykę litologiczną osadów paleoceńskich Wyżyny Lubelskiej oparto na wynikach analiz prób pochodzących z pełnordzeniowych otworów wiertniczych. Najpełniej (w oparciu o rdzenie z 7 otworów) zbadano osady tego wieku na północ od Lublina — w północno-wschodniej części Płaskowyżu Nałęczowskiego (H a r a s i m i u k, H e n k i e l 1982, 1983). Jeden otwór przebił paleocen w centralnej części Wyżnosłości Giełczewskiej (H a r a s i m i u k 1983) i jeden na obszarze Pagórów Chełmskich (B u r a c z y ń s k i i i n n i 1983). Wszystkie te otwory mają obecnie pełną dokumentację petrograficzną i mikropaleontologiczną.

Utwory paleocenu NE części Płaskowyżu Nałęczowskiego osiągają maksymalną miąższość 42,4 m i dzielą się pod względem litologicznym na dwie wyraźnie różniące się części. W części dolnej o miąższości około 30 m można dodatkowo wyróżnić dwa podzespoły. Część dolna jest reprezentowana przez jasnoszare i żółtawozielonkawe gezy, lokalnie z przejściami do opok oraz z przewarstwieniami twardych wapieni marglistych. Wapienie te tworzą wśród gez wyraźnie wyodrębniające się so-

czewki i buły o grubości od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (średnio około 20 cm). Wkładki twardych wapieni występują dość regularnie, średnio co 2,1 m, stanowiąc łącznie około 8% miąższości serii.

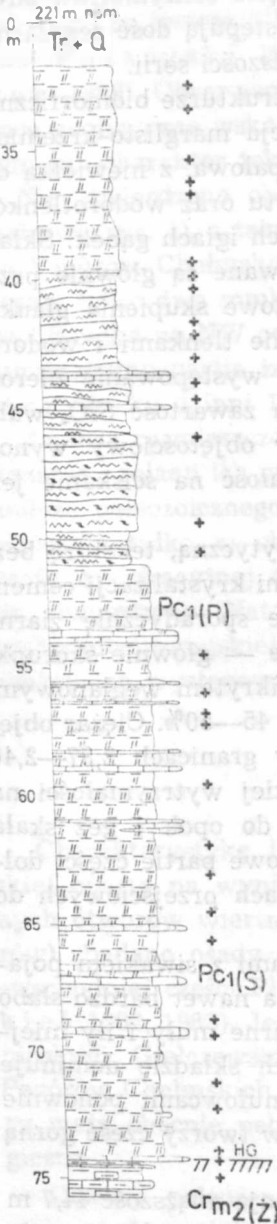
Gezy tego kompleksu skalnego są skałami o strukturze biomorficznej, teksturze bezładnej. Tło skalne stanowi substancja marglisto-krzemionkowa, a w odmianach przechodzących w opoki opalowa, z niewielką domieszką rozproszonej substancji organicznej, pirytu oraz wodorotlenków i tlenków żelaza. Liczne są pory po rozpuszczonych igłach gąbek. Składniki ziarniste we frakcji aleurytowej reprezentowane są głównie przez ostrokrawędziste ziarna kwarcu, kalcytu i agregatowe skupienia glaukonitu. Otwornice najczęściej wypełnione są wtórnie tlenkami i wodorotlenkami żelaza oraz opalem. Stwierdzono także występowanie nierozpuszczonych igieł gąbek. W składzie chemicznym zawartość SiO_2 waha się od 35 do 40%, CaO od 25 do 30%. Ciężar objętościowy wynosi 1,2—1,4 G/cm^3 , porowatość 40—50%, a wytrzymałość na ściskanie jest rzędu 10 Mpa.

Wapienie margliste mają strukturę organodetrytyczną, teksturę bezładną. Mikrytowa masa węglanowo-ilasta ze śladami krystalizacji cementuje liczne szczątki organiczne oraz występujące sporadycznie ziarna kwarcu i agregaty glaukonitu. Szczątki organiczne — głównie skorupki otwornic, rzadziej igły gąbek — wypełnione są mikrytem węglanowym. Zawartość SiO_2 waha się w granicach 8—12%, CaO 45—50%. Ciężar objętościowy jest dużo wyższy niż gez i waha się w granicach 2,37—2,46 G/cm^3 przy niskiej porowatości (7—12%) i wysokiej wytrzymałości na ściskanie rzędu 37—65 Mpa. W przeciwieństwie do opok i gez skała trawiona w 10% HCl rozpada się całkowicie. Stropowe partie części dolnej charakteryzują się występowaniem gez o cechach przejściowych do opok, a także przewarstwieniami marglistymi.

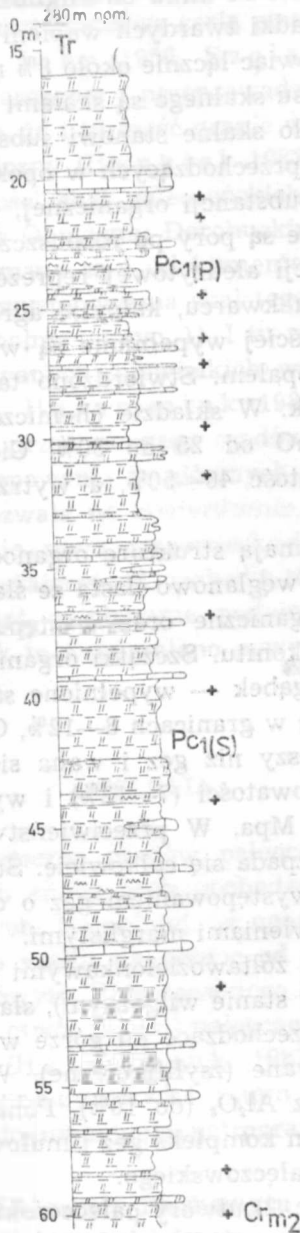
Ponad jasnoszarymi i żółtawozielonkawymi gezami z siwakiem pojawiają się ciemnoszare (w stanie wilgotnym), słabo, a nawet bardzo słabo zdiagenezowane gezy, przechodzące ku górze w czarne muły i iły miejscami tylko zdiagenezowane (zsylikowane). W ich składzie dominuje SiO_2 (do około 75%) oraz Al_2O_3 (do 10%). Ponad mułowcami ponownie zalegają typowe gezy. Ten kompleks gez i mułowców tworzy część górną paleocenu Płaskowyżu Nałęczowskiego.

W otworze Żuków (ryc. 2) utwory paleoceńskie mają miąższość 44,7 m i występują pod nadkładem 14,8 m piasków glaukonitowych, neogeńskich. Jest to kompleks gez przechodzących w opoki o bardzo różnym stopniu diagenety, z licznymi przeławiczeniami wapieni typu siwaka. Część stropowa o miąższości około 8 m jest silnie zwietrzała — odwapniona. Gezy odwapnione są skałą barwy szarozółtawej do rdzawozółtawej z dość licznymi (do 7,5%) rozproszonymi ziarnami wietrzącego

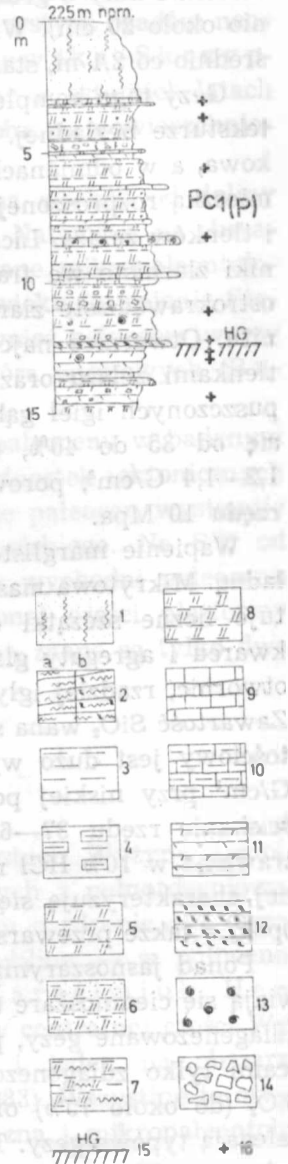
JAKUBOWICE



ŻUKÓW



CZUBATKA



Ryc. 2. Profile litologiczne paleocenu; 1 — pył lekko zdiagenizowany, żółtawy, 2 — mułowce szarozielonkawe i szare, a — bez glaukonitu, b — z ziarnami i skupieniami glaukonitu, 3 — iły szare, 4 — margle ilaste, 5 — gezy odwapnione, silnie spękane, 6 — gezy o podwyższonej zawartości glaukonitu, 7 — gezy ilaste, 8 — gezy, 9 — wapienie typu siwaka, 10 — margle, 11 — opoki, 12 — piaskowiec glaukonitowy, 13 — poziomy bogate w faunę, 14 — gruz gez, 15 — poziom twardego dna, 16 — miejsce pobrania prób mikropaleontologicznych

glaukonitu. W płycie cienkiej widoczne są liczne przejawy wypierania przez krzemionkę minerałów ilastych i zastępowania ich izotropowym opalem. Zawartość minerałów węglanowych nie przekracza 1,2%. Również niewielki jest udział kwarcu ziarnistego (do 4%) z wyraźną przewagą (48%) ziarn we frakcji drobnopiaszczystej (0,1—0,05 mm).

Gezy występujące poniżej poziomu wietrzeniowego zawierają do 23% węglanów, a głównym ich składnikiem są opal i chalcedon, których zawartość dochodzi w niektórych próbach do około 80%, średnio jednak waha się w granicach 30—60%. Charakterystyczny jest w próbkach o niższej zawartości opalu i chalcedonu podwyższony udział minerałów ilastych (do 38%). Dla prób tych wykonano analizy rentgenograficzne i derywatograficzne. Głównym minerałem ilastym jest montmorillonit, któremu towarzyszą przerosty illitowo-montmorillonitowe. W gezach górnej części profilu (do głębokości około 28 m) stwierdzono wyraźną domieszkę substancji organicznej (do 0,8%), która koncentruje się w uwodnionych minerałach krzemionkowych (głównie w opalu) bądź też występuje w formie związków z żelazem i minerałami ilastymi. Zawartość substancji organicznej w dolnej części profilu jest znikoma i nie przekracza 0,1%.

Próbka ze spągowej części profilu (56 m) wyróżnia się podwyższoną zawartością kwarcu ziarnistego (12%) z dominacją frakcji powyżej 0,05 mm (46%), w tym aż 15% ziarn ma średnicę większą od 0,1 mm. Równocześnie jednak w próbce tej wysoka jest zawartość minerałów ilastych (38%), głównie jest to montmorillonit, ale stwierdzono też obecność hydrohaloizytu, który w próbkach z wyższych partii rdzenia nie występuje. Oprócz tego w próbce z głębokości 56 m stwierdzono występowanie koncentracji getytowych, występują też w niewielkich ilościach piryt i syderyt.

Kolejnym punktem, gdzie przewiercono skały paleocenu, jest Góra Czubatka koło Stawu na NW od Chełma (ryc. 1). Do głębokości 12,5 m występują tu gezy z przewarstwieniami wapieni oraz opok (ryc. 2). Udział tych ostatnich jest wyraźnie wyższy niż w pozostałych profilach paleocenu. Skały paleocenijskie z Czubłatki charakteryzują się wyraźnie niższą zawartością minerałów ilastych niż w profilu Żuków (Żuków do 38% — Czubatka do 16%). Wyraźnie niższa też jest domieszka ziarn kwarcu, którego udział w partii spągowej dochodzi do 8%, ale powyżej

Lithologic sections of the Palaeocene; 1 — slightly diagenetic silt, yellowish, 2 — gray-greenish and gray siltstones, a — without glauconite, b — with grains and concentrations of glauconite, 3 — gray clays, 4 — clayey marls, 5 — decalcified gaizes, strongly fissured, 6 — gaizes with increased glauconite content, 7 — clayey gaizes, 8 — gaizes, 9 — limestones, 10 — marls, 11 — gaizes, 12 — glauconite sandstone, 13 — layers enriched with fossil fauna, 14 — gaize debris, 15 — hard ground, 16 — places of micropalaeontologic sampling

waha się w granicach 1—2%. Stropowa część profilu z Czubatki, o miąższości 3,1 m, ma charakter słabo zdiagenezowanego i odwapnionego pyłowca.

STRATYGRAFIA

Pozycję stratygraficzną opisywanych osadów ustalono w oparciu o analizy mikropaleontologiczne wykonane dla profilu Jakubowice przez Odrzywolską-Bieniek (1979), a dla profili Żuków i Czubatka przez Gawor-Biedową (1983). Odrzywolska-Bieniek (1979) w oparciu o mikrofaunę spąg części dolnej profilu w Jakubowicach zaliczyła do danu. Wskazują na to: *Gavelinella danica* (Brotzen), *Gavelinella ekblomi* (Brotzen), *Cibicidoides hemicompressus* (Morozowa) i *Alabama midwayensis* (Brotzen). W stropie części dolnej występuje natomiast fauna charakterystyczna dla montu. Wskazują na taki wiek otwornice gatunków *Loxostomoides applinae* (Plummer) i *Lenticulina disco* (Brotzen).

W otworze Żuków Gawor-Biedowa (1983) stwierdziła występowanie głównie otwornic typowych dla montu, a próbki ze stropowej części profilu (do głębokości 24,6 m) wobec występowania *Cibicides lectus* (Wasilenko) nawet do wyższej części montu. W otworze Czubatka w profilu do głębokości 12,5 m występuje powszechnie *Cibicides lectus* (Wasilenko), co datuje te utwory na górną część montu. Należy podkreślić, że stropowe części badanych profili — częściowo lub całkowicie odwapnione — wobec bardzo słabego zachowania otwornic nie mają datowania mikropaleontologicznego. Być może należałoby je już zaliczyć do tanetu zgodnie z sugestią Kracha i Morozowa (1967).

UWAGI O PALEOGEOGRAFII

W świetle dotychczasowych publikacji (Pożaryska 1952, 1967a, 1967b, Pożaryska, Szczehura 1968, Krach 1974a, 1981, Liszkowski 1970, Harasimiuk, Henkiel 1983) i materiałów przedstawionych powyżej można pokusić się o dokonanie próby określenia warunków paleogeograficznych paleoceńskiego basenu sedymentacyjnego północnej części Wyżyny Lubelskiej.

Zbiornik paleoceński Lubelszczyzny jest powszechnie uważany za końcową fazę ewolucji rozległego basenu górnokredowego (Pożaryski 1960, Ciuk 1974, Uberta 1974). Już u schyłku mastrychtu górnego rozpoczęły się ruchy wypiętrzające związane z fazą laramijską (Pożaryski 1960, 1974, Krassowska 1977, 1982, Wyrwicka 1977,

1980). Doprowadziły one do spłylenia zbiornika i zmian w charakterze osadów. Znacznie intensywniej wypiętrzana była zapewne zachodnia część obszaru wchodząca w skład podniesienia radomsko-kraśnickiego (Żelichowski 1972, 1979). Tu wypiętrzenie musiało nastąpić najszybciej, a kenozoiczna denudacja osiągnęła największe rozmiary doprowadzając do usunięcia prawie w całości osadów mastrychtu górnego. Najprawdopodobniej w paleocenie obszar ten był już lądem. Najdłużej trwała sedymentacja w obrębie rowu mazowiecko-lubelskiego, gdzie u schyłku kredy przebiegała oś maksymalnej subsydencji (Kraśowska 1982). Tereny wchodzące w skład podniesionej części platformy wschodnioeuropejskiej również były wcześniej wypiętrzone od obszaru rowu, o czym świadczy redukcja miąższości najwyższego ogniwa mastrychtu górnego — odpowiednika warstw żyrzyńskich (Harasimiuk 1983).

Tak więc najogólniej można stwierdzić, że morze paleoceńskie w pierwszej fazie miało zasięg ograniczony do obszaru rowu mazowiecko-lubelskiego i tylko w niewielkim zakresie wkraczało na brzeżne obszary podniesionej części platformy wschodnioeuropejskiej. Problemem otwartym nadal pozostaje łączność zatoki czy cieśniny lubelskiej z basenem Zagłębia Donieckiego (Pożaryska, Szczehura 1968, Pożaryska, Kreutzer 1978). Szczegółowe badania nie wykazały osadów paleoceńskich w osiowej części rowu między Piaskami a Krasnymstawem (ryc. 1). Jest to obszar występowania struktur zrębowych w podłożu paleozoicznym, które przejawiały swą ruchliwość także u schyłku kredy (Żelichowski 1984), a nawet w czwartorzędzie (Harasimiuk 1980). Być może struktury te zamykały od południa paleoceńską zatokę lubelską. Nie można jednak wykluczyć przy obecnym stanie badań, że osady paleoceńskie zostały z tego obszaru usunięte przez późniejszą erozję.

W obrębie basenu paleoceńskiego występowało również wyraźnie zaznaczone w osadach lokalne zróżnicowanie warunków sedymentacyjnych. Ta zmienność uwarunkowana była głównie nierównomiernymi ruchami tektonicznymi dna morskiego (Harasimiuk, Henkiel 1983). Generalnie można stwierdzić, zgodnie z dotychczasowymi wynikami badań, że paleocen lubelski osadził się w warunkach płytkowodnych — w strefie sublitoralnej lub litoralnej (Pożaryska 1952, Ciuk 1974, Krach 1974b, 1981). W zachodniej części basenu (okolice Puław) charakterystyczna jest obecność w spągowej części kongrecji fosforytowych oraz podwyższona zawartość kwarcu terrygenicznego przy stosunkowo niewielkiej ilości glaukonitu (Pożaryska 1952, 1967a). W części centralnej (w rejonie Lublina) miała miejsce, zwłaszcza w moncie, pewna izolacja basenu bądź też jego niewielkich części. W osadach zaznaczyło się to głównie w postaci zasiarczenia osadów i zaniku wkładek wapiennych (Ha-

Harasimiuk, Henkiel 1983). Izolacja niewielkich części basenu wpływała zapewne na lokalne niedobory tlenu. Rejon południowy (okolice Piasek) to przede wszystkim zwiększenie ilości substancji ilastej, co można interpretować jako lokalne pogłębienie zbiornika morskiego (głębszy litoral). Natomiast w obszarze chełmskim (platformowym) występuje największe zróżnicowanie litologiczne w profilu i generalnie największy udział glaukonitu w osadzie. Pozostaje to zapewne w związku z największą ruchliwością dna morskiego, co miało już miejsce także i u schyłku mastrychtu (Buraczyński i inni 1983).

Przy obecnym stanie badań trudno jest jeszcze udzielić odpowiedzi na pytanie, czy brak danu w niektórych profilach wynika z lokalnych przerw w sedymentacji, czy też z procesów erozji, jakie mogły mieć miejsce w związku z tektonicznymi ruchami dna morskiego.

LITERATURA

- Buraczyński J., Harasimiuk M., Wojtanowicz J. 1983, Profil utworów górnokredowych i paleocenijskich na Górze Czubatka. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Lublin.
- Ciuk E. 1974, Schematy litostratygraficzne paleogenu Polski poza Karpatami i zapadliskiem przedkarpackim. Biul. I.G. 281, Warszawa.
- Gawor-Bieda E. 1983, Opracowanie mikropaleontologiczne 73 prób kredy i paleocenu rejonu lubelsko-chełmskiego. Maszynopis. Archiwum IG Warszawa.
- Harasimiuk M. 1980, Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. Lublin.
- Harasimiuk M. 1993, Osady paleocenu rejonu lubelsko-chełmskiego. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Lublin.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 arkusz Lublin, Warszawa.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1983, Utwory pogranicza kredy i trzeciorzędu w okolicy Lublina, Ann. Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, sectio B, vol. XXXV/XXXVI, Lublin.
- Henkiel A. 1983, Tektonika. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego, Lublin.
- Jahn A. 1956, Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Prace Geogr. IG PAN, 7, Warszawa.
- Jurkiewicz K. 1872, Mielowaja formacja w lublińskiej gubernii. Warszawa.
- Krach W. 1974a, Biostratygrafia paleogenu nadwiślańskiego na podstawie mięczaków. Biul. I.G. 281, Warszawa.
- Krach W. 1974b, Paleoeekologiczne warunki w basenie paleocenijskim w Karpatach i nad Wisłą. Biul. I.G. 281, Warszawa.
- Krach W. 1931, Fauna i stratygrafia paleocenu środkowej Wisły, Studia Geol. Polonica, LXXI, Warszawa.
- Krassowska A. 1977, Kreda w okolicy Kraśnika — Zakrzewa. Przegl. Geol. t. XXV, z. 2, Warszawa.
- Krassowska A. 1982, Charakterystyka osadów kredowych na obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Kwart. Geol. t. XXV, z. 4, Warszawa.

- Kristafowicz N. 1899, Litologiczeskij charakter, fauna i stratigrafija i wzrast mielowych otłożeń na terytorii lublińskiej i radomskiej gubernii. Materiały dla geologii Russi, XIX, Moskwa.
- Liszkowski J. 1970, Biostratygrafia danu i paleocenu z Nasitowa i Bochoćnicy w świetle analizy ichtiofauny. Przegl. Geol., t. XVIII, z. 8—9, Warszawa.
- Odrzywolska-Bieniek E. 1979, Badania mikropaleontologiczne próbek z podłoża paleoceńskiego w okolicy Lublina (maszynopis). Arch. Inst. Geol. Warszawa.
- Pożaryska K. 1952, Zagadnienia sedimentologiczne górnego mastrychtu i danu okolic Puław. PiG, Biul. 81, Warszawa.
- Pożaryska K. 1967a, Badania warstw pogranicznych kredy i trzeciorzędu w Polsce pozakarpackiej. Kwart. Geol. t. XI z. 3, Warszawa.
- Pożaryska K. 1967b, The Upper Cretaceous and the Lower Palaeogene in Central Poland. Biul. I.G. 211, Warszawa.
- Pożaryska K., Szczechura J. 1968, Stratygrafia dolnego paleocenu w Polsce pozakarpackiej. Kwart. Geol. t. XII, z. 4, Warszawa.
- Pożaryska K., Kreutzer H. 1978, Biostratygrafia i wiek izotopowy pogranicza kredy i trzeciorzędu w otworze wiertniczym Boryszew. Kwart. Geol. t. XXII, z. 3, Warszawa.
- Pożaryski W. 1956, Kreda. Regionalna Geologia Polski t. II, Region Lubelski, Kraków.
- Pożaryski W. 1960, Zarys stratygrafii i paleogeografii kredy na Niżu Polskim, IG, Prace nr 30 cz. II, Warszawa.
- Pożaryski W. 1974, Obszar świętokrzysko-lubelski. Budowa Geologiczna Polski, IV, Tektonika cz. I, Warszawa.
- Popiel J. S. 1977, Litologia i stratygrafia osadów najwyższego mastrychtu w okolicy Lublina i Chełma. Kwart. Geol. t. XXI, z. 3, Warszawa.
- Pusch J. B. 1836, Geognostische Beschreibung von Polen II Teil. Stuttgart.
- Uberna T. 1974, Sytuacja utworów paleogeńskich w północnej części Niżu Polskiego na tle ukształtowania powierzchni podłoża utworów kenozoicznych. Biul. IG, 291, Warszawa.
- Wyrwicka K. 1977, Wyształcenie litologiczne i węglanowe surowce skalne mastrychtu lubelskiego, Biul. IG 299, Warszawa.
- Wyrwicka K. 1980, Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Kwart. Geol. t. XXIV, z. 4, Warszawa.
- Zelichowski A. M. 1972, Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. IG 263, Warszawa.
- Zelichowski A. M. 1979, Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim. Kwart. Geol. t. XXIII, z. 2, Warszawa.
- Zelichowski A. M. 1984, Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego, Przewodnik LIV Zjazdu PTGeol., Warszawa.

РЕЗЮМЕ

В северной части Люблинской возвышенности на верхнемеловых отложениях залегают еще морские карбонатно-кремнистые отложения самого нижнего третичного периода (рис. 1). Водоем, в котором отложения аккумуляровались, был тесно связан с конечным этапом эволюции верхнемелового бассейна, обнима-

шего всю возвышенность и ее северное предполье. Нижнетретичный бассейн в основном ограничивался до границ палеозойского мазовецко-люблинского грабена. В пределах приподнятой части восточноевропейской платформы известны лишь два небольшие района залегания палеоцена (рис. 1). Сплошной район залегания этих отложений расположен между долиной Вислы и долиной Бистшицы. Это зона шириной около 15—20 км, растягивающаяся к северу на предполье возвышенности. Между долинами Бытшицы и Гелчви палеоцен залегает пластами разных размеров венчающих обычно кульминации района.

В результате бурений сконстатировано, что мощность отложений палеоцена достигает в пределах грабена 45 м, а в районе платформы не превышает 15 м.

Палеоценовые горные породы довольно дифференцированы литологически. Залегают гезы, иловатые отложения, опоки, мергелистые известняки и глауконитовые песчаники. Решительно преобладают однако гезы. Это горные породы, главным образом составлены из опала и галцедона (80%) и карбоната кальция (до 23%). Характерно присутствие зернистого кварца, содержание которого достигает 12%, а также наличие зерен глауконита (до 40%). Некоторые пробы имеют повышенное содержание вторичных минералов — главным образом монтмориллонита.

Отчетливо обособляющимся типом пород в комплексе палеоценовых отложений являются мергелистые известняки характеризующиеся 3—6 кратно большей стойкостью против раздавливания по сравнению с гезами. Эти известняки органодетритичной структуры залегают обычно тонкими прослоями (до 0,8 м) в комплексе гезов, а их суммарное участие не превышает 10% мощности полных профилей. Главной составляющей является микритовая масса корбонатно-илистая со следами кристаллизации.

Кровлевые слои палеоценовых отложений мощностью до 8 м эпигенетически выщелочены. Некоторые различия литологических черт палеоценовых отложений в отдельных буровых скважинах связаны с изменчивостью черт седиментационного бассейна обусловленной тектоническими движениями дна водоема.

Стратиграфия отложений определялась по микропалеонтологическим анализам. Эти отложения представляют дан залегающий лишь в пределах мазовецко-люблинского грабена, а также монт, который залегает тоже на платформе. Мощность отложений монт колеблется от 13 м до 40 м.

SUMMARY

In the northern part of the Lublin Upland the Upper Cretaceous rocks are still overlain by marine carbonaceous-siliceous sediments of the Lowermost Tertiary (Fig. 1). Their sedimentary basin represented the final evolutionary stage of the Upper Cretaceous basin; the latter comprised the whole upland and its northern foreland. The Lower Tertiary basin was in general delimited to the area within the Palaeozoic Mazowsze—Lublin graben. In the uplifted part of the East European Platform there are only two small areas occupied by the Palaeocene deposits (Fig. 1). Their compact occurrence is noted between the Vistula and the Bystrzyca river valleys. This zone is 15—20 km wide and runs to the north at the upland foreland. On the other hand, in the area located between the Bystrzyca and the Giełczew river valleys, the Palaeocene sediments form usually patches of varying sizes at culminating parts of elevations.

Borehole works proved that the Palaeocene sediments are up to about 45 m thick within the graben but they are only to 15 m thick at the platform.

The Palaeocene rocks are lithologically quite varied. They include gaizes, marly gaizes, siltstones, limestones and glauconite sandstones but the gaizes predominate. Such rocks are mainly composed of opal and chalcedony (to 80%), and calcium carbonate (to 23%). Typically, there are also quartz grains (to 12%) and glauconite (to 4%). Some samples contain also more clay minerals, mainly montmorillonite.

Among the Palaeocene rocks, the marly limestones are the outstanding ones. They are 3 to 6 times more resistant to a compression than the gaizes. These limestones have an organodetritic texture and form in general thin interbeddings (to 0.8 m) within a gaize complex; their total thickness does not project beyond 10% of the whole section thickness. The limestones are mainly composed of a micrite carbonaceous-clayey mass with crystallization traces.

The top series of the Palaeocene sediments, to 8 m thick, are epigenetically decalcified.

A certain differentiation of lithologic features of the Palaeocene rocks at individual boreholes is connected with a changeability of the sedimentary basin environment, dependent on tectonic movements of the basin bottom.

A stratigraphy of the sediments was based on micropalaeontologic analyses. These sediments represent the Danian (noted only within the Mazowsze—Lublin graben) and the Montian (that occurs also in the platform area). The Montian sediments are from 13 to 40 m thick.

