

Halina Klatkova

**ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWE W POLSCE ŚRODKOWEJ
I PRZYDATNOŚĆ ANALIZY ICH WYPEŁNIEŃ
DO INTERPRETACJI PALEOGEOGRAFICZNYCH**

**CLOSED DEPRESSIONS IN CENTRAL POLAND
AND A SIGNIFICANCE OF THEIR FILLINGS
TO THE PALAEOGEOGRAPHICAL INTERPRETATION**

Omówiono genetyczne typy zagłębień bezodpływowych najczęściej występujących w środkowej Polsce. Podkreślono dużą, ale zróżnicowaną rolę rodzaju ich wypełnień dla rekonstrukcji paleogeograficznych. Za najważniejsze uznano kopalne dziś zagłębienia wieku plejstoceniowego. Wybrane spośród nich przykłady pochodzące z własnych badań, z dobrze udokumentowanymi osadami wypełniającymi, poddano dokładnej analizie, zwracając szczególną uwagę na sedymentologiczne cechy osadów mineralnych, paleobotaniczną charakterystykę serii organicznych oraz korelacje z wynikami pomiaru wieku bezwzględnego, uzyskanymi metodami ^{14}C i TL. Na podstawie tych danych podjęto próbę rekonstrukcji paleogeograficznej zmieniających się warunków przyrodniczych w środkowej Polsce. Interpretację przedstawiono w porządku stratygraficznym, poczynając od schyłku zlodowacenia warciańskiego, poprzez interglacjał eemski, wczesny vistulian, plenivistulian i późny vistulian, do czasów współczesnych.

Wyniki, jako oparte na danych z denudacyjnych systemów zamkniętych, z natury swej nie uwzględniają udziału procesów erozyjnych, a eksponują jedynie tendencje agradacyjne lub fazy stabilizacji.

TYPY ZAGŁĘBIEŃ BEZODPŁYWOWYCH W ŚRODKOWEJ POLSCE

Krajobraz środkowej Polski, mimo braku wielu cech rzeźby młodoglacjalnej, odznacza się występowaniem licznych zagłębień bezodpływowych, nie włączonych dotychczas do otwartych systemów fluwialnych. A przecież początki tych systemów sięgają schyłku zlodowacenia warciańskiego, czasem interglacjału eemskiego, a okres powszechnego kształtowania funkcjonujących dziś dolin jest związany z peryglacjalnymi warunkami vistulianu. Liczba tych zagłębień znacznie wzrasta, jeśli dołączymy do nich formy kopalne, całkowicie lub prawie całkowicie pogrzebane pod młodszymi osadami i dziś niewidoczne na powierzchni.

Zagłębienia bezodpływowe spotykane w środkowej Polsce poza zasięgiem ostatniego zlodowacenia nie są genetycznie jednorodne. Mogą one mieć charakter naturalny – przyrodniczy – lub antropogeniczny i być wynikiem współczesnej ludzkiej działalności, głównie gospodarczej. Obecność tych ostatnich w naszym regionie wiąże się najczęściej z występowaniem kopalin użytecznych. Są to żwirownie, piaskownie, glinianki i kamieniołomy oraz – największe w tej grupie – wyrobiska po odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego, jak w zagłębiu turecko-konińskim lub bełchatowskim.

Inną – naturalną grupą zagłębień zamkniętych są, łagodne z reguły, niecki deflacyjne towarzyszące pojedynczym wydmom lub ich większym zespołom. Występują najczęściej po proksymalnej – dowietrznej stronie wałów, a w przypadku form parabolicznych – między ramionami, we wklęsłej części łuku. Można także, choć rzadziej, spotkać zagłębienia po stronie dystalnej, u podnóża wydmy. Konsekwencją aktywności eolicznej bywa również oddzielenie wałem wydмовym górnych odcinków małych dolin.

W obrębie dolin, na różnych poziomach terasowych można spotkać wiele nieckowatych obniżen, które w swej końcowej postaci są jeziorkami lub tylko zabagnionymi, a nawet suchymi zagłębieniami, a pierwotnie były elementami otwartych systemów odpływu rzecznoego. Do tej grupy o genezie fluwialnej należą współczesne i kopalne starorzecza oraz inne drobne formy wklęsłe na równinach zalewowych i powierzchniach teras.

Mała miąższość kompleksu czwartorzędowego i płytko występujące węglanowe podłoże sprzyjały rozwojowi próżni krasowych, pierwotnie podziemnych, nad którymi późniejsze zawalenie się stropu prowadziło do powstania małych, ale głębokich i stromościennych obniżen na dzisiejszej powierzchni terenu. Formy takie znane z Opoczyńskiego, zwłaszcza z okolic Paradyża, wiele lat temu stwierdzone i opisane przez S. Z. R ó ż y c k i e g o (1946), nawet w miejscowych nazwach ludowych, takich jak „Zapadły” lub „Zapadnięty Dół” zawierają sugestie genetyczne.

W centralnej części Gór Świętokrzyskich, w rejonach o większej miąższości pokrywy czwartorzędowej, szczególnie wypełniającej nierówności dawnej rzeźby, formy krasowe są dziś na ogół pogrzebane, jednak ładunek informacji zawarty w wypełniających je osadach przesądza o ich dużej przydatności do paleogeograficznych interpretacji (K l a t k a 1976).

Znaczny stopień pokrewieństwa ze zjawiskami krasowymi wykazują procesy sufozyjne. Wiadomo, że najlepiej i najefektywniej rozwijają się one w lessach i w pyłowych utworach lessopodobnych. Ich rezultatem mogą być dwa rodzaje zagłębień bezodpływowych: płytke, o łagodnych stokach, owalne wymoki, ale również stromościenne kotły sufozyjne i fragmenty tuneli, w których zapadł się cienki strop. Ten drugi typ na ogół niedługo utrzymuje swoją odrębność i młody, ostro zarysowany kształt, albo szybko ulega procesom łagodzącym strome stoki i zmniejszającym pierwotną głębokość, albo zostaje włączony do rozwijających się parowów tracąc swój

zamknięty charakter (Klatkowska 1958). Jakkolwiek najlepsze warunki dla rozwoju sufozji zapewniają obszary lessowe, to zjawiska te zachodzą również, choć mniej efektywnie, na podłożu glacialnych i peryglacialnych osadów pylasto-piaszczystych i gliniastych. Ich rezultaty odnotowano także w bliskim sąsiedztwie Łodzi (Twardy 1995).

Już z wymienionych dotychczas typów widać, że mamy w Polsce środkowej zagłębienia bezodpływowe nie tylko dość licznie występujące, ale i różnorodne pod względem genezy. Jednak nie omówiono jeszcze grupy bodaj największej i najczęściej reprezentowanej, to jest grupy form wieku plejstoceniowego związanych z obecnością lądolodu i/lub wieloletniej zmarzliny, a więc uwarunkowanych klimatycznie. Pierwszą próbę typologii takich form przedstawiła A. Kalniet (1952), podkreślając w rozważaniach genetycznych znaczącą rolę krasu termicznego, zwłaszcza na obszarach leżących na południe od zlodowacenia bałtyckiego.

Grupa zagłębień plejstoceniowych jest wewnętrźnie zróżnicowana, a przyczyn różnic mogło być kilka.

1. Jedną z nich była **nierównomierna akumulacja glacialna**. Jako przykład może tu służyć obecnie sucha dolina ślądkowicka, wcześniej już opisywana (Klatkowska 1989 a, Klatkowska, Jastrzębska-Mamełka 1990), w której stwierdzono szereg przegłębień związanych z osadzaniem gliny morenowej. Nie wykluczone, że nałożyły się na to dodatkowo procesy degradacji zmarzliny.

2. Inną przyczyną były **nierówności powierzchni postglacitektonicznej**. Dobrym przykładem może być tu stanowisko w Rudunkach pod Zgierzem, znajdujące się w strefie intensywnych spiętrzeń glacitektonicznych. Uznano, że reprezentuje ono typ złożony, wynikający z urozmaiconej rzeźby na zdeformowanym podłożu i z dodatkowo pogrzebanych brył martwego lodu (Klatkowska 1989 a, b).

3. Dobre warunki powstawania izolowanych zagłębień tworzyły **pogrzebane w glinie moreny dennej bryły martwego lodu**, dające początek wytopiskom. Znane są one dobrze z obszaru ostatniego zlodowacenia jako tzw. oczka polodowcowe. W środkowej Polsce zachowały się liczne ich kopalne ślady ze zlodowacenia warciańskiego. Są one obecnie suche, słabo lub w ogóle nie rysują się w topografii terenu, a odtworzyć je można jedynie na podstawie wypełniających je osadów. Przykładów na ten typ form jest wiele, a wśród nich zagłębienie w Ostrowie koło Grabicy (30 km na S od Łodzi), o owalnym zarysie, średnicy 30–100 m, kilkunastometrowej głębokości i stosunkowo stromych stokach (Klatkowska, Winter 1990). Podobna geneza jest przypisywana kopalnym zbiornikom w Modlnej na N od Łodzi (Klatkowska, Balwierz 1990), w Raczkowie koło Warty (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 a) oraz w Ustkowie i Emilianowie, na wysoczyźnie morenowej po zachodniej stronie zbiornika Jeziorsko (Klatkowska, Załoba 1991).

4. Początek zagłębiom bezodpływowym mogła dawać postępująca **degradacja lodu gruntowego** (Klatkova 1989 b). Wydaje się, że ten typ można zrekonstruować w suchej dolinie o kierunku S-N, która zaczyna się w okolicy wsi Jezioro i uchodzi do Mrogi koło Rogowa.

5. Wreszcie ostatni rozpatrywany tu przykład oparty jest na założeniu **degradacji lodu iniekcyjnego**, prowadzącej do inwersji morfologicznej, czyli na degradacji rdzenia lodowego w pagórkach znanych jako hydrolakolity lub kriolakolity, a noszących również regionalne nazwy pingo lub bułguniachy. Taka geneza została przyjęta i udokumentowana dla zamkniętego zagłębienia w Józefowie koło Rogowa (Dylik 1963 a, b).

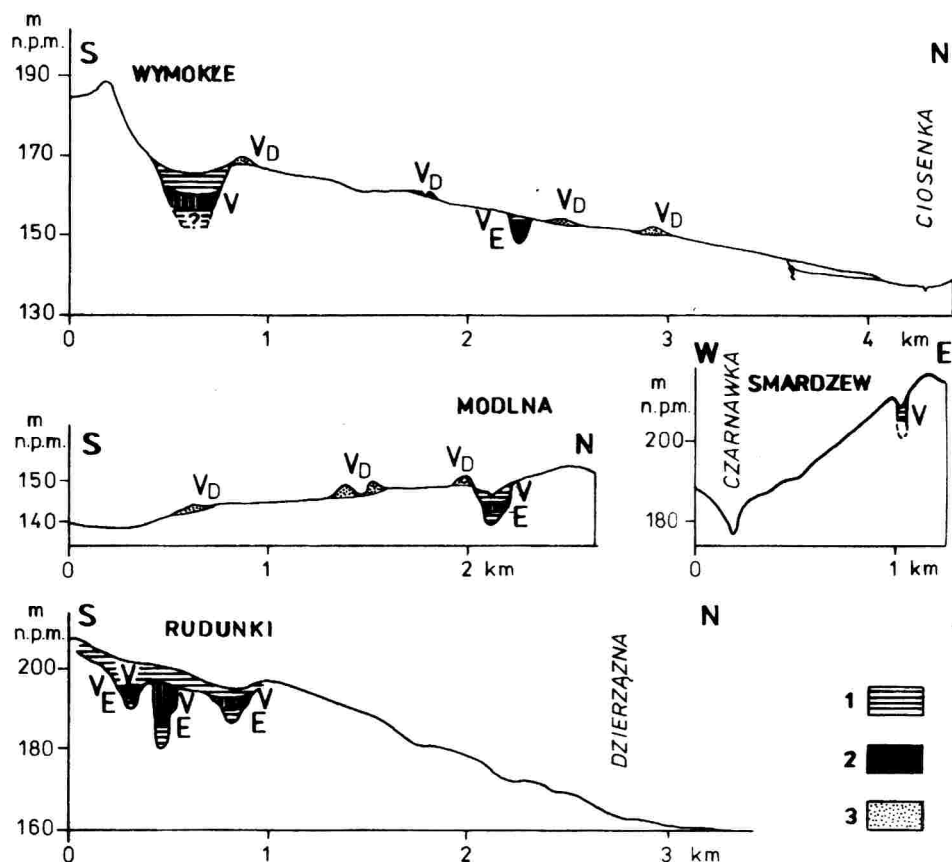
Znaczenie grupy zagłębiń wieku plejstocénskiego polega nie tylko na ich powszechności w naszym regionie, ale także, a może przede wszystkim, na potencjalnych walorach wypełniających je osadów. Jak już wykazano, początki wielu z tych zagłębiń datują się od schyłku warty. Jeżeli przez cały ten czas funkcjonowały one w systemach zamkniętych, to, przy stałej w takich warunkach tendencji aggradacyjnej, można się spodziewać stosunkowo kompletnych serii osadowych od schyłku warty przez eem i vistulian aż do chwili obecnej. Z tego powodu to one właśnie były przedmiotem szczegółowej analizy i będą tematem dalszych rozważań.

MIEJSCA NAJCZĘSTSZEGO WYSTĘPOWANIA

Obecność drobnych zagłębiń bezodpływowych jest związana z niektórymi elementami mezoreliefu. Często można je spotkać na gliniastych równinach moreny dennej w miejscach nie wskazujących na związek – także w przeszłości – z jakimkolwiek systemem fluwalnym. Taka jest sytuacja kopalnych zbiorników w Ostrowie, Raczkowie, Ustkowie i Emilianowie (Klatkova, Winter 1990, Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 a, Klatkova, Załoba 1991). Jest ona z reguły związana z wytopiskową genezą zagłębiń.

Drobne formy bezodpływowych kociołków lub ich wypełnień w postaci osadów organicznych i mineralno-organicznych są spotykane na stokach pagórków kemowych (Wasiak 1977, Klatkova 1990 a). Wyjątkowo duże ich nagromadzenie udokumentowała J. Wieczorkowska (1975, 1976) w zespole moren martwego lodu w Pagórkach Romanowskich. Są one, podobnie jak poprzednie, wytopiskami po bryłach martwego lodu.

Szczególnie uprzywilejowanym miejscem występowania zbiorników, zarówno tych widocznych w morfologii, jak i kopalnych, wyrażonych jedynie odpowiednimi osadami, są najwyższe odcinki dolin, przeważnie suchych, lub nawet ich przedłużenia w górę stoku. W tych przypadkach bezodpływowe zagłębienie oddzielone jest od doliny rygłem utworów podłoża. Taką sytuację z kilku miejsc z okolic Łodzi ilustruje rys. 1.



Rys. 1. Przykłady występowania zagłębień bezodpływowych w okolicach Łodzi
 1 – osady mineralne lub mineralno-organiczne wypełnienia zagłębień; 2 – osady organiczne wypełnienia zagłębień; 3 – piaski eoliczne, E – eem, V – vistulian, V_D – wydmy wieku vistuliańskiego

Fig. 1. Examples of the occurrence of closed depressions in the vicinity of Łódź
 1 – mineral or mineral-organic sediments filling depressions; 2 – organic sediments filling depressions; 3 – aeolin sands, E – Eem, V – Vistulian, V_D – Vistulian dunes

O ile w dwóch pierwszych przykładach reprezentujące je drobne formy nie odegrały późniejszej roli morfotwórczej, stanowiąc jedynie relikտ post-warciańskiego krajobrazu zakonserwowany przez młodsze osady, to przypadek ostatni obejmuje te zagłębienia, które znalazły się, jako pierwotne, lokalne bazy denudacyjne w osiach stref predysponowanych do wytworzenia wzdłuż nich rozwiniętych systemów otwartych (Klatkowska 1989 a, b). Systemy te włączyły w swą sieć część basenów zamkniętych, jednak nie zdołały wchłonąć wszystkich. Dobrą tego ilustracją może być podłużny przekrój przez suchą dolinę między wsią Wymokłe a rzeczką Ciosenką, na N od

Zgierza (rys. 1 a), na którym widać zarówno bezodpływowe zagłębienie z wypełnieniem mineralno-organicznym powyżej rygla zamykającego od góry suchą dolinę, jak i fragmenty zagłębień z późnoeemskim wypełnieniem organicznym włączonych w system otwarty. Podobne sytuacje w okolicach Łodzi są bardzo częste. Ogromnym walorem tego typu zagłębień, o czym już wyżej wspomniano, są osady wypełniające. Teoretycznie mogą one dostarczyć danych do odtworzenia środowiska przyrodniczego poczynając od schyłku warty aż do chwili obecnej. W praktyce rzadko można liczyć na kompletność profilu, stąd pojawia się konieczność konstruowania profili syntetycznych.

KRZYWE KLIMATYCZNE VISTULIANU

Wzrastająca stale ilość informacji o warunkach przyrodniczych podczas młodszego plejstocenu pozwala na coraz szczegółowsze i bardziej kompletne rekonstrukcje paleogeografii tego okresu. Dotyczą one przede wszystkim zmian klimatycznych odtwarzanych dzięki drobiazgowym analizom serii osadowych, tak mineralnych, jak i organicznych. Sporządzane na ich podstawie krzywe klimatyczne, a właściwie krzywe termiczne najcieplejszego miesiąca, przedstawiają przebieg coraz bardziej skomplikowany.

W Polsce najszczegółowiej opracowane krzywe przedstawił S. Kozarski (1980, 1981) dla Niziny Wielkopolskiej. Następnie autor ten, biorąc pod uwagę stanowiska z innych regionów, zaproponował krzywą dla całej Polski (Kozarski 1991). Jako podstawa posłużył mu schemat przyjmowany ostatnio dla NW Europy (Behre, Lade 1986), w którym większości wyróżnionych interstadiałów przypisywał odpowiednie stanowiska polskie. Nie znalazły jednak polskiego odpowiednika niedawno wyróżnione zachodniemieckie interstadiały oerel i glinde; utrzymany też został interstadiał moershoofd, którego ewentualny odpowiednik w stanowisku Konin-Maliniec I sam autor opatruje znakiem zapytania. Zgodnie z rozpowszechnionym obecnie poglądem amersfoort został połączony z brørupem i uznany za pierwszy interstadiał vistulianu – brørup *sensu lato*.

W obu nowszych krzywych klimatycznych, i tej dla NW-Niemiec (Behre, Lade 1986) i tej dla Polski (Kozarski 1991), uderza asymetria ich przebiegu. Z dolnym odcinkiem, tj. wczesnym glaciałem reprezentowanym przez krzywą o małej częstotliwości zmian, kontrastuje odcinek pełni i późnoglacialny z licznymi krótkotrwałymi wahaniami termicznymi o amplitudach mieszczących się w granicach od $+5^{\circ}\text{C}$ do $+12\text{--}13^{\circ}\text{C}$ średnich lipca, co może oznaczać zmiany w szacie roślinnej od tundry na granicy z pustynią polarną do lasu borealnego. Granica między tymi odcinkami jest zbieżna z zasięgiem chronometrycznej metody radiowęglowej. Fakt ten wydaje się godny odnotowania.

MATERIAŁ DOKUMENTACYJNY

Zgromadzone własne dane z środkowej Polski skłoniły do próby porównania ich zgodności z krzywą S. Kozarskiego (1991). Wybrano do tego celu kilka profilów z zagłębień bezodpływowych lub początkowych odcinków dolin denudacyjnych obecnie suchych, a w vistulianie okresowo przepływowych.

Analizowane profile zestawiono uzupełniając dodatkowymi danymi (rys. 2). W pierwszej kolumnie podano skalę wieku w ka BP, w drugiej – ostatnio stosowany schemat stratygraficzny z uzupełnieniami dla Niziny Wielkopolskiej. W trzeciej kolumnie zaznaczono daty uzyskane dla wszystkich prezentowanych profilów na drodze oznaczeń geochronometrycznych, w tym zarówno metodą ^{14}C , jak i TL. Czwarta kolumna przedstawia zrekonstruowany przebieg temperatur, czyli tzw. krzywą termiczną najcieplejszego miesiąca według S. Kozarskiego (1991). W paru miejscach zaznaczono linią przerywaną wariant, który autorce wydał się bardziej zgodny z materiałami z Polski środkowej.

Dalsze kolumny zawierają dane o poszczególnych profilach, dla których autorka posiada wielostronną dokumentację zebraną podczas badań. Są to terenowe obserwacje i sedymentologiczne analizy laboratoryjne, określające cechy osadów, badania paleobotaniczne (niektóre jeszcze w toku), oznaczenia wieku osadów, a także wyniki rekonstrukcji paleomorfologicznych, które pozwalały określić rodzaj zbiornika sedymentacyjnego. Charakterystyka każdego profilu została zawarta w czterech powtarzających się kolumnach informujących o: a. rodzaju osadu i propozycji jego podporządkowania poszczególnym przedziałom vistulianu, b. typie basenu sedymentacyjnego i jego miejscu w systemie zamkniętym, otwartym lub częściowo/okresowo przepływowym, c. środowisku lub subśrodowisku sedymentacyjnym, oraz d. wykonanych analizach i oznaczeniach, takich jak analizy paleobotaniczne i oznaczenia wieku bezwzględnego metodami radiowęglową i termoluminescencyjną.

Zestawienie profilów pochodzących z różnych stanowisk i obejmujących przedział czasu od schyłku warty (saalianu) do holocenu skłania do szukania podobieństw i różnic między tymi stanowiskami, a w konsekwencji – znalezienia prawidłowości i ich związku z ogólniejszymi zmianami w środowisku przyrodniczym.

INTERPRETACJA PALEOGEOGRAFICZNA SCHYLEK WARTY

Początki badanych zagłębień są związane z zstępującą fazą warty i z odkładaną w tym czasie gliną morenową lub serią piasków i żwirów glacyfluwialnych, pochodzących z etapów recesyjnych. Z profilów wynika że koniec osadzania glin określono na ca 140–150 tys. lat BP. Są to wielkości

zgodne z najczęściej ostatnio przyjmowanym wiekiem poszczególnych pięter neoplejstocenu, a także z licznymi datami uzyskanymi metodą termoluminescencyjną. Oczywiście należy je traktować jako szacunkowe.

Zarówno akumulacja utworów morenowych, jak i glacyfluwialnych odbywała się na rozległych przestrzeniach, a więc przebiegała w systemach otwartych. Mimo to już w tym czasie powstawały zaczątki późniejszych, bezodpływowych zagłębień. Tak więc pierwszy etap w rozwoju większości zagłębień bezodpływowych i początków ich wypełniania wiąże się ze schyłkiem warty, kiedy bardzo niewyrównana postglacialna powierzchnia obfitowała w liczne obniżenia, pogrzebane bryły lodowe, odsłonięte, nie utrwalone powierzchnie stokowe, mobilne osady przesycone wodą utrzymującą się na płatach zmarzliny. Kongeliflukcyjne spływy błotne i procesy spłukiwania niwelowały tylko częściowo te nierówności. Charakterystyczną cechą krajobrazu schyłkowej warty było występowanie izolowanych basenów stanowiących lokalne bazy denudacyjne, w których składane były mineralne, później mineralno-organiczne osady. Zorganizowana sieć rzeczna jeszcze nie funkcjonowała.

Zapis florystyczny przedeemskiej części późnego glaciału jest w Polsce rzadko spotykany. W Polsce środkowej do stanowisk ze stosunkowo dobrze rozpoznanyim późnym glaciałem należą: Warszawa-Wola (Borówko-Dłużakowa 1960), Żyrardów (Krupiński 1978), Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamełka 1979, 1985) oraz Besiekierz (Janczyk-Kopikowa 1991). Dwa z tych stanowisk (Rudunki i Besiekierz) leżą w bliskich okolicach Łodzi. Został w nich uchwycony koniec zimnego piętra warty. W Rudunkach jest to schyłek panowania zbiorowisk bezleśnej tundry krzewiastej (z: *Juniperus*, *Hippophaë*, *Betula nana*, *Salix*) oraz pojawienia się tundry parkowej z płatami lasów sosnowo-brzozowych. W Besiekierzu ten odcinek profilu jest reprezentowany przez trzy poziomy lokalne: B1 – NA-*Juniperus*, B2 – *Hippophaë*, B3 – NAP-*Betula*, a więc także przez zbiorowiska tundrowe.

EEM

Kolejny etap to eem. Jest on dobrze wyrażony w profilach z środkowej Polski dzięki pełnej na ogół, interglacialnej sukcesji roślinnej, która często zaczyna się fazą c/d lub c. W badanych profilach na serię eemską składają się niemal wyłącznie osady organiczne. Tylko niekiedy fazy c i d są reprezentowane przez osad mineralno-organiczny. Miąższość kompletnych serii eemskich jest nieduża, 1–4 m. Są to głównie torfy, miejscami silnie sprasowane do postaci łupków. Spągową część wypełnienia zagłębień stanowią osady odkładane w zbiornikach wodnych, o czym świadczy zarówno charakter osadu (piaski i mułki przewarstwiane materiałem organicznym oraz gytie), jak i skład roślinności (*Myriophyllum*, *Nuphar*, *Polygonum amphibium*,

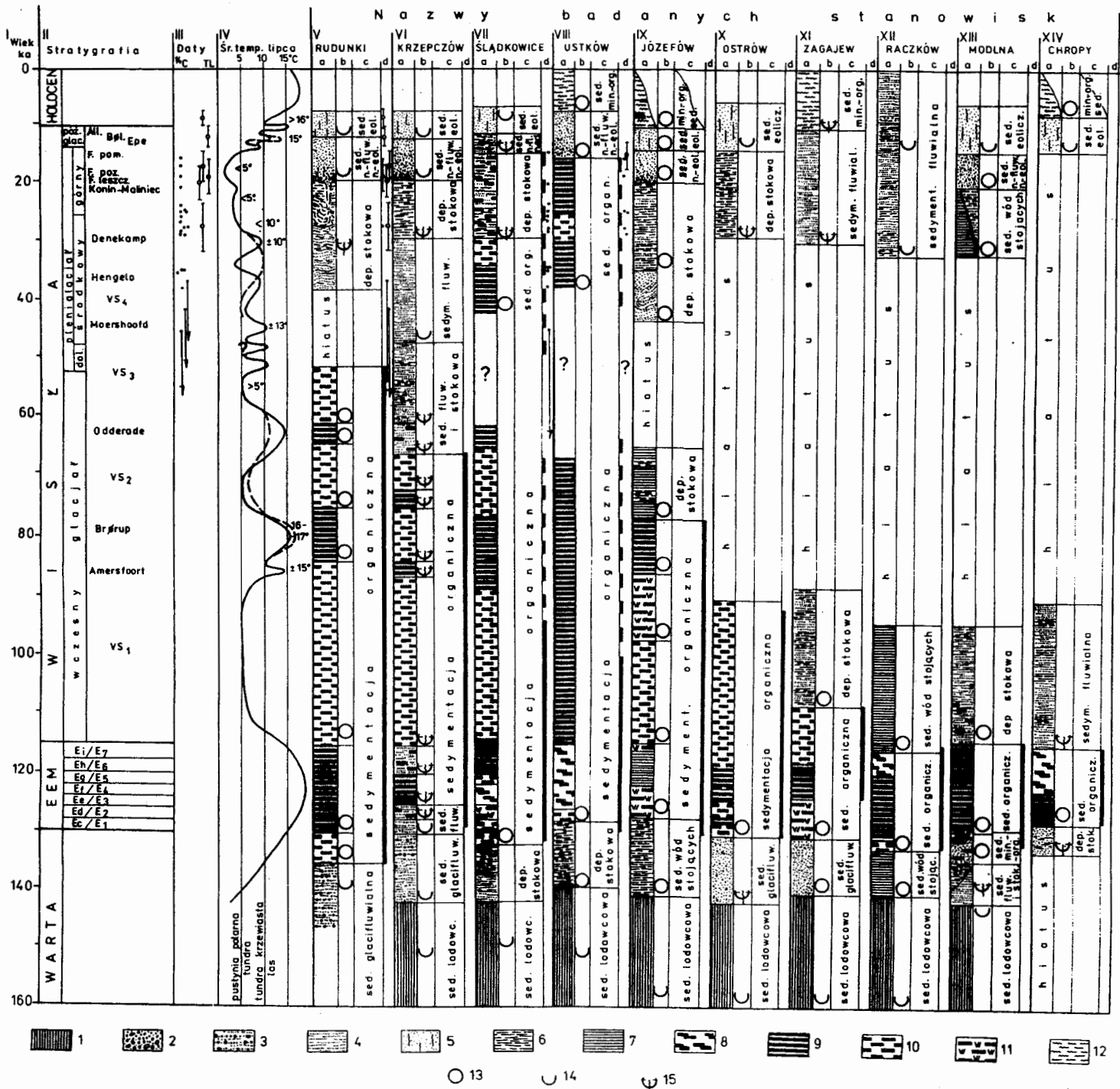
Botryococcus). Później najczęściej następuje wypływanie zbiornika, na co wskazuje obecność roślin błotnych, jak *Typha*. Pojawiają się paprotkowate (*Polypodiaceae*) uważane za wskaźniki stopniowego zanikania zbiornika (Krupiński 1978); pod koniec zbiornik opanowuje torfowisko wysokie z powszechnie występującymi: *Sphagnum*, *Calluna*, *Ledum*. Takie zmiany poziomu wody bywają zakłócone zwłaszcza przez podtopienie, gdy zbiornik jest okresowo przepływowy.

Interglacjał eemski jest okresem, który pozostawił wyjątkowo liczne ślady w środkowej Polsce. Aby to potwierdzić wystarczy spojrzeć na prezentowane w różnych pracach mapki rozmieszczenia stanowisk eemskich w Polsce (np. M a m a k o w a 1986, 1989, K l a t k o w a 1990 a, K o z a r s k i 1991). Z takiego obrazu rozmieszczenia kopalnych zbiorników oraz ich genetycznego zróżnicowania wynikają następujące wnioski paleogeograficzne: 1) krajobraz eemu odznaczał się obfitością zagłębień, na ogół bezodpływowych, ale także ustronnych zatok w rozleglejszych formach dolinnych, gdzie możliwy był okresowy przepływ; 2) zagłębienia te były szczególnie liczne na równinach morenowych, powleczonych gliną warciańską, ale znane są także ze stref rzeźby postglacitektonicznej oraz ze stoków pagórków kemowych i moren martwego lodu; 3) w pierwszej części eemu były one najczęściej wypełnione wodą, w której odkładały się gytie i muły organiczno-mineralne; 4) w środkowym i górnym eemie funkcjonowały już jako torfowiska wysokie, nie zawsze znajdujące odbicie w morfologii obszaru.

WCZESNY VISTULIAN

Koniec eemu nie wszędzie oznaczał przerwę w sedymentacji organicznej. Z zebranych przykładów (rys. 2) wynika, że w wielu zagłębieniach odkładanie osadów organicznych trwało nadal. Jednak we wszystkich stanowiskach wyznaczona paleobotanicznie granica między eemem a vistulianem wyraziła się zmianą osadu. Zazwyczaj miejsce torfu lub łupku torfowego górnej części eemu, w pierwszym stadiale vistulianu (VS 1), zajmuje muł organiczny, w którym większy jest udział części mineralnych. Widać to w większości profilów zbadanych palinologicznie. Prawidłowość rysująca się w zmianie osadów zbieżnej z granicą stratygraficzną pozwala spodziewać się podobnej zgodności w profilach, lub w ich częściach jeszcze nie w pełni rozpoznanych.

Cztery z analizowanych profilów wkraczają wysoko w vistulian, a najbardziej kompletny z nich i najlepiej udokumentowany (Rudunki) obejmuje cały wczesny glacjał, tj. 65–70 tysięcy lat. Nieco mniejszy zasięg (ale zawierający brørup *sensu lato*) ma profil z Krzeczowa i prawdopodobnie ze Ślądkowic. W świetle danych z tych stanowisk, w pierwszym pocemskim stadiale panowała tundra krzewista z grupami brzoź. Taka jest wymowa



Rys. 2. Stratygrafia osadów wypełniających zagłębienia bezodpływowe

Kolumny: I – wiek w ka, II – stratygrafia, III – daty ^{14}C i TL, IV – średnie temperatury lipca, V–XIV – nazwy badanych stanowisk: a – osad, b – warunki sedymentacji, c – czynnik depozycyjny, d – wykorzystane analizy i oznaczenia: kropki – daty ^{14}C , kółka – daty TL, grube kreski pionowe – wykonane analizy palinologiczne, grube kreski przerywane – analizy palinologiczne w toku; stanowiska: IX – Józefów (wg: Dylik 1963 b), XI – Zagajew (wg: Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 b), XII – Raczków (wg: Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 a)

1 – glina morenowa, 2 – poziomy żwirowo-kamieniste, 3 – żwiry, 4 – piaski, 5 – piaski pylaste, 6 – mulki, 7 – ły, 8 – łupki torfowe, 9 – torfy, 10 – muły organiczne, 11 – gytie, 12 – namuły mineralno-organiczne, 13 – sedymentacja w systemie zamkniętym, 14 – sedymentacja w systemie otwartym, 15 – sedymentacja w systemie okresowo przepływowym

Fig. 2. Stratigraphy of sediments filling closed depressions

Columns: I – age in ka, II – stratigraphy, III – ^{14}C and TL dates, IV – mean temperature of July, V–XIV – names of studied sites: a – deposit, b – depositional environment, c – depositional factor, d – performed analyses: dots – ^{14}C dates, circles – TL dates, vertical thick lines – palinologic analyses, thick broken lines – palinologic analyses under way; sites: IX – Józefów (after Dylik 1963 b), XI – Zagajew (after Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 b), XII – Raczków (after Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 a)

1 – till, 2 – gravel-stone horizons, 3 – gravels, 4 – sands, 5 – dusty sands, 6 – silts, 7 – clays, 8 – peat shales, 9 – peats, 10 – organic silts, 11 – gyttja, 12 – mineral-organic clays, 13 – sedimentation of closed system, 14 – sedimentation of open system, 15 – sedimentation of periodic discharge system

paleobotaniki. Natomiast zmiana charakteru osadu na mineralny wskazuje bądź na włączanie zbiornika w organizujący się odpływ, czego przykładem są piaski fluwialne w stanowisku Chropy (Klatkova 1990 c), bądź na wyraźne ożywienie procesów spłukiwania na stokach, jak w przypadku Modlnej (Klatkova, Bławierz 1990) i Zagajewa (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 b), lub też na pogłębienie, a nawet odnowienie zbiornika, jak w Raczkowie (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990 a). Wszystko to każe zakładać znaczną wilgotność i obfitość wód powierzchniowych.

Zwiększona wilgotność klimatu towarzysząca wyraźnemu spadkowi temperatury w pierwszym vistuliańskim stadiale jest wielokrotnie podkreślana, przy czym akcentowane są różnice między Europą środkowo-północną a południową, a także między zachodem i wschodem Europy (Mojski 1993). Stanowiska z środkowej Polski wydają się dobrze egzemplifikować opinie o wzroście wilgotności przy wyraźnym spadku temperatury powietrza i znacznym zubożeniu pokrywy roślinnej.

W miarę zbliżania się interstadiałów amersfoort i brørup poprawa warunków sprawiała, że kępy brzoź zmieniały się w las brzozowy z modrzewiem; w drugiej części tego interstadiału zapanował las sosnowy z modrzewiem, brzozą i świerkiem. Średnie temperatury lipca utrzymywały się na poziomie 15–17°C, z wyjątkiem krótkotrwałego ochłodzenia między amersfoortem i brørupem *sensu stricto*. W osadach stadiał ten wyraził się narastaniem torfu zamiast poprzednio osadzanego mułu organicznego (rys. 2). Trwanie ocieplenia ocenia się na około 10 tys. lat. W następnym stadiale VS 2 średnie temperatury lipca były tylko nieco wyższe od 5°C, co spowodowało ponowne rozprzestrzenienie się tundry, najpierw parkowej, później bezleśnej, znów na około 9–10 tys. lat. Drugie wczesnovistuliańskie ocieplenie, nazwane przez H. Jastrzębską-Mamełkę (1985) interstadiałem rudunki, jest ostatnio przeważnie korelowane z interstadiałem odderade (Mamakowa 1986, 1989, Tobolski 1986). Warunki termiczne, nieco gorsze niż w poprzednim interstadiale, pozwoliły jednak na zasiedlenie się w środkowej Polsce lasu sosnowo-brzozowego, który po kilku tysiącach lat został wyparty przez bezleśną tundrę. Surowe warunki polarne z ubogą szatą roślinną zakończyły trwający ponad 60 tys. lat okres wczesnego glacjału. W Rudunkach i Krzeczowie zakończył się proces akumulacji organicznej.

PLENIVISTULIAN

Dolny i środkowy plenivistulian, w którym wyróżniane są trzy interstadiały, nie znajduje zadowalającego odbicia w omawianych profilach. W większości przypadków temu okresowi aż po denekamp nie udało się dotychczas przyporządkować żadnych osadów – ani organicznych, ani mineralnych. Jedyne stanowisko w Krzeczowie powiązane z rozległą doliną mogło

znaleźć się okresowo pod wpływem wzmożonego przepływu i podniesienia poziomu wód (Klatkowska 1972). Potwierdza to opinię o uruchomieniu intensywnych procesów stokowych i związaną z nimi agredację w strefach dolinnych. Są jeszcze dwa stanowiska (Ślądkowice i Ustków), których dokładne zbadanie, a właściwie zakończenie prowadzonych badań, może dostarczyć nowych danych na temat starszego plenivistulianu. Domniemania są oparte na kilkumetrowych, ciągłych profilach osadów organicznych z udokumentowanym paleobotanicznie cechem w spągu i z licznymi datami ^{14}C z przedziału między 20 a 38 ka BP w częściach górnych. Jest oczywiście możliwe istnienie hiatusów w obrębie serii organicznej, niedostrzegalnych przy zastosowanej metodzie badania (wiercenia). Wyjaśnienie może przynieść systematycznie przeprowadzona, szczegółowa analiza paleobotaniczna. W pozostałych stanowiskach brak osadów zaznacza się już od końca pierwszego stadiału vistulianu (VS 1). Tak więc hiatus obejmuje wszystkie intraglacjalne ocieplenia – z wyjątkiem denekampu i młodszych od niego interstadiałów. Jest zastanawiające, dlaczego po najcieplejszych częściach ostatniego piętra zimnego tak nielicznie zachowały się osady organiczne, również w miejscach, w których dla ich tworzenia istniały wszelkie warunki, zarówno klimatyczne, jak topograficzno-siedliskowe. Co więcej, nie jest to zjawisko lokalne, gdyż informacje o braku osadów z tego czasu można znaleźć w odniesieniu do innych krajów Europy. Należy uznać, że w środkowym pleniglacie nastąpiła stagnacja lub przynajmniej znaczne ograniczenie wydajności sedymentacyjnych procesów transportowych i depozycyjnych na rzecz procesów wietrzeniowych (Maruszczak 1986, Pecsli 1986). Warunki te związane są z przedziałem czasu 45–40 ka BP.

Inaczej przedstawia się sytuacja poczynając od denekampu. Dla tego odcinka istnieje wiele danych, zarówno w postaci zmieniających się w pionie, charakterystycznych serii osadowych, jak i licznych dat radiowęglowych i termoluminescencyjnych. Wiarygodnego obrazu dostarcza stanowisko w Rudunkach (rys. 3). Jego zaletą jest możliwość obserwowania w odkrywcę sekwencji osadów poczynając od pochodzących z denekampu, a może i wcześniejszych, aż do współczesnych. Opisywany profil znajduje się na stoku niecki denudacyjnej, około metra powyżej jej osi podłużnej. Seria vistuliańska rozpoczyna się tu mułkami piaszczystymi i drobnymi piaskami, w których zaznacza się słabo rozwinięta gleba bagienna, przechodząca ku osi dolinki w muł z dużą zawartością humusu (0,4–0,6% C org.) Muł ten musiał być akumulowany w podmokłym zagłębieniu przynajmniej okresowo wypełnionym wodą. Osad analizowany metodą radiowęglową uzyskał datę $28\,100 \pm 600$ BP, natomiast odpowiadający mu poziom inicjalnej gleby bagiennej na stoku – datę TL $28\,000 \pm 4000$ BP. Występująca powyżej wydатовanego poziomu gleby seria piaszczysto-mułkowa wykazuje liczne zaburzenia o charakterze krioturbacji i drobnych syngenetycznych szczelin mrozowych. Jest ona ograniczona datami TL: od dołu

20 300 $\pm$ 3000, od góry 19 600 $\pm$ 2900 BP. Poziom krioturbacji od góry przykrywa drobny piasek i mułek o drobnej laminacji i zmiennej barwie lamin od szaro-niebieskawo-zielonkawej do żółto-rdzawo-pomarańczowej, co wskazuje na wielokrotnie zmieniające się warunki sedymentacji z tlenowych na glejowe i odwrotnie (rys. 3). Seria ta, od dawna określona jako akumulacyjny odpowiednik spłukiwania w środowisku peryglacialnym vistulianu (Klatkova 1965), nie była jednoznacznie lokowana w czasie.

Podobne następstwo osadów mineralnych zaznacza się w innych stanowiskach, z tym, że jeśli zbiornik był już włączony w system przepływowy, to większy jest wówczas udział utworów fluwialnych, głównie piasków o różnej granulacji. Jeśli natomiast zagłębienie znajdowało się w sytuacji wysoczyznowej i było nadal izolowane od rozbudowującego się systemu otwartego, mogło, ulegając pogłębieniu, stać się miejscem odkładania mułów i ilów jeziornych.

Na serii mułkowej i mułkowo-piaszczystej spoczywa zazwyczaj poziom żwirowo-kamienisty. Nagromadzenie ziarn żwiru i drobnych otoczków w masie piaszczystej silnie przesyconej związkami żelaza stanowi bardzo charakterystyczny horyzont przewodni, którego elementy składowe – graniaki i inne eologliptolity – od dawna są uznawane za ślad surowych warunków górnego pleniglacjału (Dylik 1961 a, 1967, Klatkova 1961, 1965, Manikowska 1966, Goździk 1967, 1973). Obecność tego horyzontu w różnych sytuacjach topograficznych i morfologicznych każe zakładać jego poligenetyczny charakter. Faktem pozostaje jednak, że wyznacza on suchy i mroźny okres, w którym powstawały powszechnie duże, epigenetyczne struktury kontrakcji termicznej, a który przypada na fazę leszczyńską i poznańską ostatniego piętra zimnego. Wiek osadu leżącego bezpośrednio poniżej poziomu żwirowo-kamienistego został określony metodą TL na 17 000 $\pm$ 2600 BP, natomiast nadległe piaski na 12 800 $\pm$ 1900 BP. Daty te, podobnie jak inne uzyskane metodą TL dla tego profilu, wydają się odmłodzone, jednak przy uwzględnieniu odchylenia standardowego *in plus* stają się porównywalne z wiekiem szacowanym na podstawie innych kryteriów.

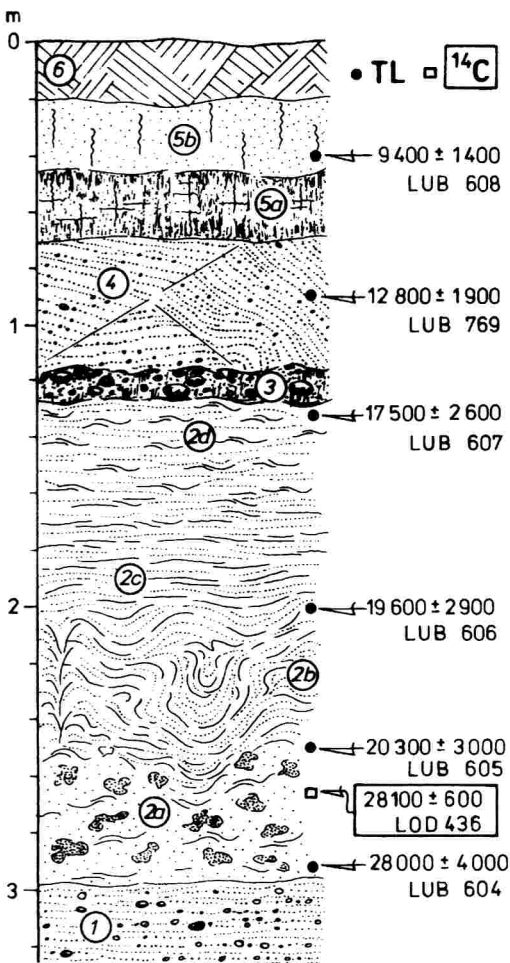
Środkowopolski poziom żwirowo-kamienisty z górnego plenivistulianu nie jest zjawiskiem lokalnym, ani nawet regionalnym. Jest on od dawna znany w zachodniej Europie jako „Beuningen Steinsohle/Frostkeile” z Holandii, „Steinsohle 3 mit grossen Frostkeilen” z Belgii (Zagwijn, Paeppe 1968), a także później opisany jako „deflation surface” z północnej Jutlandii (Jørgensen 1988). Duński horyzont kamienisty w stanowisku Hobro został dokładnie przeanalizowany. Pozwoliło to autorowi stwierdzić nie tylko jego deflacyjną genezę, ale określić kierunek wiatru jako wschodni, a dzięki chronometrycznej analizie TL eolicznych osadów nadległych – oznaczyć ich wiek na 17 700 $\pm$ 2000 BP i 18 000 $\pm$ 2000 BP (Jørgensen 1988). Wyniki te dobrze korespondują z datami uzyskanymi w stanowisku Rudunki (rys. 3).

Rys. 3. Rudunki. Profil osadów młodszego vistulianu

1 – piaski i żwiry glacioluwialne, wartiańskie;
 2 – seria piaszczysto-mułkowa: a – gleba tundrowa z denekampu, b – strefa deformacji syngenetycznych – struktury szczelinowe i inwolucyjne, środkowy i górny plenivistulian, c – strefa o wyraźnej laminacji, d – strefa słabo widocznego warstwowania; 3 – poziom kamienisto-żwirowy, górny plenivistulian – faza leszczyńska; 4 – drobno laminowane piaski depozycji naśnieżnej, przejście do fazy poznańskiej i pomorskiej; 5 – pokrywa piaszczysto-pyłasta: a – warstwa silnie zorsztynizowana, początek późnego glaciału, b – warstwa bezstrukturalna, allerød/holocen; 6 – poziom akumulacyjny gleby współczesnej

Fig. 3. Rudunki. Profile of the Younger Vistulian deposits

1 – glaciofluvial sands and gravels, Wartian;
 2 – sandy-silty series: a – tundra soils, Denekamp, b – zone of syngenetic deformations – crack and involution structures, Middle and Upper Plenivistulian, c – zone of distinct lamination, d – zone of poor bedding; 3 – gravel-stone horizon, Upper Plenivistulian – Leszno Phase; 4 – thinly-laminated sands of oversnow facies, transition to Poznań and Pomeranian Phases; 5 – sandy-dusty cover: a – layer of strong ferricretation, beginning of Late Glacial, b – structureless layer, Allerød/Holocene; 6 – accumulation horizon of present-day soil



Zdarzają się sytuacje, jak np. w profilach ze Ślądkowic i Ustkowa (rys. 2), w których na omawiany przedział czasu (od denekampu w górę) przypadają osady organiczne lub mineralno-organiczne. Uzyskano dla nich kilkanaście dat radiowęglowych. W Ślądkowicach jest to muł mineralny z przewarstwieniami mułu organicznego, coraz rzadszymi i cieńszymi ku górze. Wiek tego osadu w stropie określono na $17\,800 \pm 400$ BP (Lod 309). W Ustku jest to torf mszysty, wyżej muł torfowy i torf ziemisty. Strop osadu organicznego uzyskał datę ^{14}C $16\,100 \pm 200$ BP, a leżące tuż nad nim piaski – datę TL $16\,200 \pm 2440$ BP.

Generalizując obserwacje z analizowanych stanowisk można odnotować:

1) wyraźne ożywienie procesów sedymentacyjnych, które nastąpiło po martwym okresie między odderade a denekampem; we wszystkich badanych

stanowiskach na ten czas przypadają serie osadowe o stosunkowo znacznej miąższości;

2) niejednolity typ tych osadów mimo istnienia pewnych horyzontów przewodnich, a zróżnicowanie zależne od zmiennych warunków lokalnych; można więc wydzielić kilka odmian facjalnych;

3) na stokach i w obrębie kształtujących się dolin denudacyjnych, do których w tym czasie były włączane zagłębienia bezodpływowe, występowanie osadów odpowiednich spłukiwania na podłożu zmarzliny, nazwanych serią piaszczysto-mułkową (Klatkova 1965);

4) w strefach dolinnych, wobec zwiększenia wilgotności, w dotychczasowych zagłębieniach bezodpływowych włączanych w system otwarty – odkładanie osadów fluwialnych;

5) w sytuacjach wysoczyznowych, w nadal izolowanych zagłębieniach, przy wyższym poziomie wody – sedymentację zbiornikową: łyły i muły ilaste;

6) w sprzyjających warunkach lokalnych rozwój nieciągłej pokrywy roślinnej, przetrwałej w postaci torfu mszystego lub drobnych soczewek materiału organicznego wśród stokowych osadów mineralnych.

Wszystkie przytoczone sytuacje pozwalają sądzić o zwiększonej wilgotności i wzmoczonych procesach sedymentacyjnych na przemarzniętym podłożu w czasie odpowiadającym denekampowi, a następnie o stopniowej i systematycznie narastającej suchości wraz z obniżaniem się temperatury. Najczęściej przytaczane wartości średnie temperatur najcieplejszego miesiąca to $\pm 10^{\circ}\text{C}$ dla denekampu i znacznie poniżej 5°C dla faz leszczyńskiej i poznańskiej (Kozarski 1991). Warunki klimatyczne podczas interstadiałów plenivistuliańskich były więc stosunkowo surowe, znacznie gorsze niż podczas amersfoortu z brørupem i odderade, a temperatury lipca zbliżone do tych, które panują dzisiaj w wąskiej strefie na północy Skandynawii koło Przylądka Północnego, w okolicy Murmańska i w pasie wybrzeża Morza Barentsa, między kołem podbiegunowym a 70° szerokości N. Był to klimat subpolarny o słabo zaznaczonych cechach interstadialnych, z panującą roślinnością tundrową. Chłodny, a nawet surowy klimat jest także zapisany w profilach zachodnioeuropejskich i na Wyspach Brytyjskich (Mojski 1993).

W Polsce paleobotanicznie opracowane stanowiska z florą denekampu są stosunkowo liczne w części południowej, zwłaszcza w Karpatach (Mamakowa, Środoń 1977). Z Polski niżowej znany jest jedynie profil z Kępna (Rotnicki, Tobolski 1969). Zarówno w Kępnie, jak i w Nowej Hucie (Mamakowa, Środoń 1977), a także w innych stanowiskach południowopolskich panowała w tym czasie tundra bezleśna z: *Betula nana*, *Salix*, *Juniperus*.

Kompleks osadowy z okresu od denekampu do połowy górnego plenivistulianu (do fazy leszczyńskiej i poznańskiej) odznacza się występowaniem

licznych struktur peryglacialnych, zarówno epigenetycznych, jak i synchronicznych z narastaniem osadu. Epigenetycznymi strukturami są powszechnie spotykane, rozwinięte od poziomu żwirowo-kamienistego, szczeliny kontrakcji termicznej. Ich pseudomorfozy w górnych częściach zawierają pogrążone fragmenty płaszcza kamienistego (Klatkowska 1965, Dylik 1966, Goździk 1973), co wskazuje, że degradacja lodu szczelinowego dokonywała się po wytworzeniu tego płaszcza. Niekiedy wypełnienie górnej części dawnej szczeliny stanowi glina morenowa przemieszczona kongeliflukcyjnie po stoku (np. Klatkowska 1965, fot. 33, rys. 46). Istnienie epigenetycznych wieloboków kontrakcji termicznej wypełnionych lodem szczelinowym, co jednoznacznie dokumentują obserwowane obecnie pseudomorfozy, wystarczająco wskazuje na obecność wieloletniej zmarzliny podczas ich tworzenia. Ich związek z plenivistulianem i z poziomem żwirowo-kamienistym uznawany jest od dawna nie tylko w środkowej Polsce, ale również na zachodzie Europy, zwłaszcza w Belgii i Holandii. Prócz niewątpliwych świadectw obecności wieloletniej zmarzliny istnieją także ślady wskazujące na duże prawdopodobieństwo jej istnienia. Są to syngenetyczne struktury mrozowe w serii piaszczysto-mułkowej leżącej poniżej poziomu kamienistego i mają postać inwolucji i drobnych szczelin mrozowych o pierwotnym wypełnieniu mineralnym. Świadczą one o narastaniu surowych warunków wraz z trwającą depozycją osadów odpowiednich splukiwania. Zazwyczaj odznaczają się występowaniem w osadach górnych pleniglacjału. Syngenetyczne zaburzenia mrozowe obserwowano w wielu stanowiskach środkowej Polski (rys. 3).

W świetle danych z zagłębień bezodpływowych początek plenivistulianu nie jest przekonująco zaznaczony w osadach je wypełniających. Nie znaleziono dotychczas odpowiedników, wyróżnianych ostatnio i zbadanych w NW Niemczech, takich interstadiałów jak oerel i glinde, czy nawet wcześniej znanego interstadiału moershoofd. S. Kozarski (1991) uwzględnia je na swej krzywej, nie przytacza jednak dla nich odpowiednich stanowisk w Polsce. Dlatego, opierając wnioski na materiałach środkowopolskich, wolno stwierdzić brak paleobotanicznego udokumentowania tego przedziału vistulianu. Dopiero ewentualnie hengelo sygnalizowane obecnie jedynie poprzez daty serii organicznej w Ślądkowicach ($35\,200 \pm 1200$ Gd 5206, $35\,200 \pm 1300$ Gd 5213, $35\,700 \pm 1500$ Gd 5212, $38\,100 \pm 1400$ Gd 3150), może znaleźć potwierdzenie paleobotaniczne w analizie będącej w toku. Z większą pewnością można odtwarzać warunki na podstawie osadów poczynając od denekampu aż do maksimum zimna w górnym plenivistulianie. Ułatwia to analiza sedymentologiczna możliwa do przeprowadzenia dzięki dostępności tej serii w odkrywkach.

PÓŹNY VISTULIAN

W górnym pleniglacjale, poczynając od faz leszczyńskiej i poznańskiej, zaczyna się systematyczne uwalnianie północnej Polski od pokrywy lodowej. Temu okresowi w środkowej Polsce odpowiada kompleks osadowy spoczywający ponad płaszczem żwirowo-kamienistym. W wielu stanowiskach osady tej serii były deponowane już nie w ściśle rozumianym systemie zamkniętym zagłębień bezodpływowych, ale w kształtującym się systemie otwartym, do którego te zagłębienia były sukcesywnie włączane.

Pierwszą serią leżącą bezpośrednio ponad poziomem żwirowo-kamienistym jest osad opisywany jako górne piaski o drobnej laminacji (Klatkova 1965). Jest to materiał zazwyczaj średnioziarnisty i drobnoziarnisty, często z domieszką pyłów, ale także z udziałem ziarn grubych, również żwirowych, tworzących soczewkowate wkładki w osadzie. Warstwowanie jest przeważnie równoległe, naśladujące konfigurację stropu podścielającego płaszcz żwirowo-kamienistego. Szczególną odmianą tej serii są osady depozycji naśnieżnej, odznaczające się większą rozpiętością średnicy ziarn, ale przede wszystkim zaburzonym układem warstw, z obecnością licznych uskoków, drobnych fałdów i ugięć świadczących o kolapsyjnej genezie. Osad ten był wcześniej szczegółowo analizowany i opisany (Klatkova 1984) jako efekt odkładania spływów błotnych, materiału splukiwanego ze stoków, a także nawiewanego na przetrwałych płatach śniegu. Tajanie pogrzebanego śniegu wywoływało procesy kolapsyjne i w konsekwencji charakterystyczne drobne struktury deformacyjne.

Na opisanych wyżej osadach, w większości analizowanych stanowisk, leży piaszczysto-pylasta warstwa kilkudziesięciocentymetrowej miąższości. Zazwyczaj zawiera ona obfite nagromadzenie związków żelaza występujące bądź w postaci cienkich, równoległych smug orszynowych, bądź też w formie grubszej warstwy kilkunastu centymetrów grubości, w spągu osadu piaszczysto-pylastego (rys. 3). Występowanie tego lessopodobnego utworu nie jest ograniczone do określonych form rzeźby terenu, ale tworzy szeroko rozprzestrzenioną pokrywę na różnych elementach morfologicznych. Zawarta w nim frakcja piaszczysta o ϕ 0,5–0,8 mm wykazuje znaczny stopień eolizacji ziarn kwarcu. W stanowiskach, które nie zostały włączone do systemów otwartych, a do końca zachowały swój bezodpływowy charakter, jak np. w Ustkowie, przy samej powierzchni występuje namul mineralno-organiczny, którego narastanie ma miejsce i obecnie podczas wysokiego poziomu wód gruntowych.

Górna sekwencja osadowa, powyżej płaszczu żwirowo-kamienistego, odpowiada warunkom i procesom schyłku glacjału, a także holocenu. Nie przeczą temu daty uzyskane metodą TL: dla piasków depozycji naśnieżnej – $12\,800 \pm 1900$ lat BP (lub 769) oraz dla pokrywy pylasto-piaszczystej

– 9400 ± 1400 lat BP (lub 608), zwłaszcza jeśli uznać, przez porównywanie z reperową datą ^{14}C , że 15-procentowe odchylenie standardowe działa na rzecz postarzenia osadów. Przy takim założeniu istnieje duży stopień zgodności między cechami osadów i warunkami klimatycznymi w okresach ich odkładania.

Posiłkując się schematem wieku głównych linii przebiegu czoła ostatniego lądolodu (Kozarski 1986 a) należy uznać następującą kolejność zdarzeń.

1. Formowanie płaszcza kamienistego i powstawanie sieci dużych, epi-genetycznych struktur szczelinowych, przy obecności ciągłej wieloletniej zmarzliny, podczas fazy leszczyńskiej i poznańskiej, tj. w czasie 20 000–18 000 lat BP.

Odpowiada to „Beuningen Steinshole” Zagwijn z odsłonięcia De Liendert koło Amersfoortu oraz „Steinshole 3” ze stanowiska Zelzate w Belgii analizowanego przez Paepé’go. Wiek obydwu tych poziomów wzajemnie ze sobą korelowanych określany jest zgodnie przez obu autorów na górny pleniglacjał (Zagwijn, Paepé 1968). Również jeden z 4 poziomów kamienistych północnych Niemiec, wyróżniony dla vistulianu przez H.-H. Meyera (1986) lokowany jest w górnym pleniglacjał, a jego wiek oceniany na 20 000 lat BP. Późniejsze badania M. Jørgensena (1988), na podstawie wydatkowania metodą TL nadległej warstwy eolicznej na $17\,700 \pm 2000$ lat BP i $18\,000 \pm 2000$ lat BP, pozwoliły pośrednio określić wiek poziomu kamienistego, uznanego za powierzchnię deflacyjną.

2. W miejscach szczególnie sprzyjających kontynuacji akumulacji mineralno-organicznej.

W okolicach Łodzi stwierdzono i częściowo udokumentowano dwa takie stanowiska: Ustków, gdzie stropowa część miększej serii organicznej reprezentowana przez torf ziemisty uzyskała daty ^{14}C – $19\,400 \pm 250$ lat BP i $16\,100 \pm 200$ lat BP (Klatkova, Załoba 1991) oraz Ślądkowice, gdzie dla mułów mineralnych z przewarstwieniami organicznymi otrzymano daty $21\,350 \pm 450$ lat BP (Klatkova 1989 a) i $17\,800 \pm 400$ lat BP. Nie w pełni potwierdzają się więc opinie, w myśl których z przedziału 20 000–15 000 lat BP brak jest dat ^{14}C , ponieważ był to okres całkowicie pozbawiony pokrywy roślinnej (Manikowska 1992 a). Natomiast faktem jest, że znane, choć rzadkie osady tego wieku nie są dotychczas udokumentowane paleobotanicznie. Zestawienie 52 datowanych radiowęglem stanowisk z Polski zawiera tylko jedną datę z omawianego okresu, z Brzeźnicy w dolinie Wiśłoki – 17 750 (Balwierz, Nalepka 1992). M. Ralska-Jasiewiczowa (1992) wymienia też tylko jedno, ale inne stanowisko – Smerek w Bieszczadach ($16\,925 \pm 325$ lat BP), ale i to określa jako dyskusyjne. W tej sytuacji dużego znaczenia nabierają takie profile osadów organicznych, które posiadają daty radiowęglowe mieszczące się w omawianym

przedziale i w których serie organiczne rokują nadzieje na uzyskanie znaczących informacji paleobotanicznych, a więc i paleoklimatycznych.

3. Podczas wycofywania się lądolodu na linię moren pomorskich odkładanie się piasków górnych o drobnej laminacji wraz z ich facją osadów depozycji naśnieżnej.

Wzrost temperatury średniej najcieplejszego miesiąca o kilka stopni Celsjusza powodował w porze letniej ożywioną powierzchnią działalność wód na podłożu zmarzliny. Ograniczona do minimum infiltracja sprawiała, że wzmogły się procesy spłukiwania, ale również spływy błotne o charakterze kongeliflukcji. W niektórych miejscach jezory błotne osadzały się na przetrwałych płatach śniegu lub śnieżników. Równocześnie intensywnie zaznaczyła się aktywność eoliczna z przeważającymi wiatrami z kierunków wschodnich. Takie warunki sprzyjały tworzeniu się zróżnicowanych genetycznie osadów. W słabo nachylonych wysoczyznowych miejscach otwartych lub w niszach stanowiących pułapki dla piasków transportowanych przez wiatr narastały serie o przeważających cechach eolizacji. Na stokach silniej nachylonych, wzdłuż których odbywał się grawitacyjny transport materiału, mogły być deponowane, także na śniegu, nieciągłe serie korelatów spłukiwania lub spływy błotne. U wylotów niecek, suchych dolin i innych stref nasilonej denudacji tworzyły się stożki, które ostatnio stały się przedmiotem ożywionego zainteresowania. A więc mógł to być materiał bardzo różny pod względem uziarnienia, stopnia segregacji, a także pod względem typu obróbki ziarn, ponieważ w różnych miejscach był alimentowany z różnych genetycznie osadów: raz pochodził bezpośrednio z serii glacyfluwialnych o niezbyt wysokim z reguły stopniu obróbki ziarn, kiedy indziej zawierał znaczną domieszkę materiału eolicznego z przewiewanej powierzchni. Można więc wyrazić opinię, że takie właściwości jak skład granulometryczny, stopień segregacji oraz typ i stopień obróbki ziarn nie powinny stanowić wyłącznych cech diagnostycznych dla stratygraficznego zakwalifikowania tej serii osadów.

4. W czasie recesji lądolodu do fazy gardzieńskiej – początek ożywionej działalności eolicznej, znajdującej również odbicie w stropie kompleksu osadowego niektórych zagłębień.

Na ogół ostatnim ogniwem wypełnienia zarówno izolowanych zagłębień bezodpływowych, jak i tych, które zostały włączone w system otwarty dolin denudacyjnych, jest cienka, około 1 m miąższości warstwa piasku drobnego i pylastego, o znacznym stopniu obróbki eolicznej ziarn kwarcowych. Warstwa ta albo stanowi fragment rozległej pokrywy z otoczenia zagłębień, albo też wiąże się bezpośrednio z pobliskimi pagórkami wydmowymi. Przykładem pierwszego przypadku jest stanowisko w Ostrowie i Rudunkach, drugiego – w Modlnej i Ślądkowicach.

Wiek bezwzględny eolicznego członu wypełnienia zagłębień jest trudny do jednoznacznego określenia, zwłaszcza, że muszą być brane pod uwagę

ewentualne różnice między czasem osadzania pokryw a fazami sypania i przemodelowania wyd. Generalnie warstwy tych piasków trzeba wiązać z późnovistuliańską aktywnością eoliczną, której trzy główne fazy dawno już zostały udokumentowane dla środkowej Polski (Dylikowa 1964) i do dziś są powszechnie uznawane (Manikowska 1992 b). Starszodryasowy wiek tych piasków jest bardzo prawdopodobny, zwłaszcza w miejscach bezpośrednio sąsiadujących z zespołami wydmowymi (np. Modlna). Nie można jednak wykluczyć, że mogą one być produktem późniejszego, nawet wczesnoholocenińskiego przewiewania i redepozycji osadów starszych.

Opinie innych autorów także nie dostarczają jednoznacznej oceny wieku pokrywy eolicznej. Manikowska (1992 b) stwierdza dwie fazy jej tworzenia: najstarszy dryas (14 000–12 500 BP) i starszy dryas (12 000–11 700 BP), ale równocześnie uznaje lokalną aktywność jeszcze w preboreale. Tak więc dla powstawania tej pokrywy trzeba przyjąć dość szeroki przedział czasu, przy czym dla poszczególnych stanowisk rolę modyfikującą mogły odegrać warunki lokalne.

W wielu przypadkach pokrywa pylasto-piaszczysta zamyka sekwencję osadową, kończąc wypełnianie zagłębień wraz z końcem vistulianu. W holocen na jej podłożu rozwijają się procesy glebotwórcze. Taki schemat charakteryzuje zagłębienia znajdujące się w położeniu pozadolinnym w sytuacjach głębszego występowania wody gruntowej. Natomiast w miejscach podmokłych lub okresowo zalewanych sedymентация może się kontynuować poprzez narastanie szczątków roślinności szuwarowej albo przez gromadzenie namulów mineralno-organicznych. Również przy stałym lub okresowym przepływie tworzenie osadów trwa nadal.

LITERATURA

- Balwierz Z., Nalepka D., 1992, *Stanowiska opracowane palinologicznie i datowane metodą ¹⁴C z okresu 20 000–8000 lat BP w Polsce*. Przegl. Geol., 10 (474): 581–587.
- Behre K., Lade U., 1986, *Eine Folge von Eem und 4 Weichsel-Interstadialen in Oerel/Niedersachsen und ihr Vegetationsablauf*. Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 11–36.
- Borówko-Dłużakowa Z., 1960, *Dwa nowe profile interglacjalne z Warszawy w świetle badań paleobotanicznych*. Inst. Geol., Biul., 150: 105–130.
- Dylik J. (ed.), 1961, *The Łódź region. Guide-book of Excursion C. VIth INQUA Congress, Poland – Warszawa*. PWN, Łódź: 1–83.
- Dylik J., 1963 a, *Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej*. Acta Geogr. Lodz., 17: 1–93.
- Dylik J., 1963 b, *Traces of thermokarst in the Pleistocene sediments in Poland*. Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, 14 (2): 1–16.
- Dylik J., 1966, *Problems of ice-wedges structures and frost-fissure polygons*. Biul. Perygl., 15: 241–291.

- Dylik J., 1967, *Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski środkowej*. [W:] *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 311–352.
- Dylikowa A., 1964, *Les dunes de la Pologne Centrale et leur importance pour la stratigraphie du Pléistocène tardif. Report of the VIth International Congress on Quaternary, Warsaw 1961*. IV, Łódź: 67–80.
- Goździk J., 1967, *Fauchage des fentes en coin dû aux mouvements de masses sur des pentes douces*. Biul. Perygl., 16: 133–146.
- Goździk J., 1973, *Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacjalnych w środkowej Polsce*. Acta Geogr. Lodz., 31: 5–117.
- Janczyk-Kopikowa Z., 1991, *Palynostratigraphy of the Pleistocene in Poland and the problem of the age of deposits from Besiekierz (Central Poland)*. Ann. UMCS, Sect. B, 46, 6: 111–128.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1979, *Eemian and Early Vistulian organic sediments at Zgierz-Rudunki near Łódź*. Bull. Soc. Sci. Lettr. Łódź, 29, 3: 1–6.
- Jastrzębska-Mamełka M., 1985, *Interglacial eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej*. Acta Geogr. Lodz., 53: 5–75.
- Jørgensen M., 1988, *TL-dated Weichselian deflation surfaces from Northern Jutland, Denmark*. Norsk Geogr. Tidsskr., 42, 4: 225–229.
- Kalniet A., 1952, *Zagadnienie genezy i wieku tzw. oczek lodowcowych*. Wiadomości Muzeum Ziemi, 6, 2: 339–355.
- Klatka T., 1976, *Niektóre problemy czwartorzędowego rozwoju dolin centralnej części Gór Świętokrzyskich*. Acta Geogr. Lodz., 37: 73–92.
- Klatkova H., 1958, *Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich*. Acta Geogr. Lodz., 8: 99–164.
- Klatkova H., 1961, *Smardzew*, [W:] Dylik J. (ed.) *The Łódź region. Guide-book of Excursion C. VIth INQUA Congress Poland – Warszawa*. PWN, Łódź: 48–52.
- Klatkova H., 1965, *Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 19: 1–142.
- Klatkova H., 1972, *Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego*. Acta Geogr. Lodz., 28: 1–220.
- Klatkova H., 1984, *Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu*. Acta Geogr. Lodz., 50: 51–72.
- Klatkova H., 1989 a, *Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej*. Acta Geogr. Lodz., 59: 61–74.
- Klatkova H., 1989 b, *The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian*. Quaest. Geogr., Special Issue, 2: 83–91.
- Klatkova H., 1990 a, *Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu*. Acta Geogr. Lodz., 61: 7–17.
- Klatkova H., 1990 b, *Eemski i vistuliański rozwój zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic*. Acta Geogr. Lodz., 61: 19–38.
- Klatkova H., Balwierz Z., 1990, *Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modłej koło Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 61: 39–49.
- Klatkova H., Jastrzębska-Mamełka M., 1990, *Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 61: 51–57.
- Klatkova H., Winter H., 1990, *Interglacial eemski w ostrowie koło Grabicy*. Acta Geogr. Lodz., 61: 59–68.
- Klatkova H., Załoba M., 1991, *Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego*. [W:] W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Inst. Bad. Czwart. UAM, Poznań: 33–44.

- Kozarski S., 1980, *An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland*. Quater. Stud. Pol., 2: 21–35.
- Kozarski S., 1981, *Stratygrafia i chronologia Vistulianu Niziny Wielkopolskiej*. PAN, Oddz. Poznań, Ser. geogr., t. VI, 1–44.
- Kozarski S., 1986, *Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu na Niżu Polskim*. Czasop. Geogr., 57, 2: 247–270.
- Kozarski S., 1991, *Paleogeografia Polski w vistulianie*. [W:] L. Starkel (red.), *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. PWN, Warszawa: 80–105.
- Krupiński M. K., 1978, *Historia, dynamika rozwoju i zaniku zbiornika interglacjalnego w Żyrardowie*. Inst. Geol., Biul., 300: 153–178.
- Mamakowa K., 1986, *Lower boundary of the Vistulian and the Early Vistulian pollen stratigraphy in continous Eemian Early Vistulian pollen sequences in Poland*. Quater. Stud. Pol., 7: 51–63.
- Mamakowa K., 1989, *Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland*. Acta Paleobot., 29: 11–176.
- Mamakowa K., Śrdoń A., 1977, *O pleniglacialnej florze z Nowej Huty i osadach czwartorzędu doliny Wisły pod Krakowem*. Roczn. Pol. Tow. Geol., 47, 4: 485–511.
- Manikowska B., 1966, *Gleby młodszego plejstocenu w okolicach Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 22: 1–166.
- Manikowska B., 1992 a, *Gleby kopalne w osadach z okresu 20 000–8000 lat BP w Polsce*. Przegl. Geolog., 10 (474): 598–600.
- Manikowska B., 1992 b, *Procesy eoliczne w okresie 20 000–8000 lat BP na obszarach piasków pokrywowych i wydym w Polsce*. Przegl. Geolog., 10 (474): 595–596.
- Maruszczak H., 1986, *Loesses in Poland, their stratigraphy and palaeogeographical interpretation*. Ann. UMCS, Sect. B, 41, 2: 15–54.
- Meyer H.-H., 1986, *Steinsohlen – ihre Genese und Altersstellung nach neueren Forschungsbefunden*. Eiszeitalter u. Gegenwart, 36: 61–73.
- Mojski J. E., 1993, *Europa w plejstocenie, ewolucja środowiska przyrodniczego*. Wyd. PAE, Warszawa: 1–333.
- Pécsi M., 1986, *Stratigraphical subdivision of Hungarian young and old loess*. Ann. UMCS, Sect. B, 41, 4: 67–86.
- Ralska-Jasiewiczowa M., 1992, *Osady jeziorne i biogeniczne oraz zapis zmian roślinności okresu 18 000–8000 lat BP w Polsce*. Przegl. Geolog., 10 (474): 587–589.
- Rotnicki K., Tobolski K., 1969, *Stanowisko interstadialu Paudorf w Kępnie – SE Wielkopolska*. Bad. Fizjogr. Pol. Zach., 23: 119–127.
- Różycki S. Z., 1946, *Przyczynki do znajomości krasu Polski. I kras opoczyński*. Przegl. Geogr., 20: 107–127.
- Tobolski K., 1986, *Paleobotanical studies of the Eemian interglacial and Early Vistulian, Władysławów in the vicinity of Turek*. Quater. Stud. Pol., 7: 91–101.
- Twardy J., 1995, *Dynamika denudacji holoceniowej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej*. Acta Geogr. Lodz., 69: 1–213.
- Wasiak G., 1977, *Kształtowanie północno-zachodniego przedpola Wyżyny Łódzkiej podczas zanikania lodowca warciańskiego*. Maszynopis pracy doktorskiej, Uniwersytet Łódzki.
- Wieczorkowska J., 1975, *Rozwój stoków Pagórków Romanowskich na tle paleogeografii obszaru*. Acta Geogr. Lodz., 35: 5–118.
- Wieczorkowska J., 1976, *Rola zagłębień bezodpływowych w rozwoju rzeźby okolic Łodzi*. Acta Geogr. Lodz., 37: 183–190.

- Zagwijn W., Paape R., 1968, *Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens*. Eiszeitalter u. Gegenwart, 19: 129–146.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamełka M., 1990 a, *Kopalny zbiornik eemski w Raczkowie koło Warty*. Acta Geogr. Lodz., 61: 69–74.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamełka M., 1990 b, *Stanowisko interglacjalne eemskiego w Zagajewie koło Warty*. Acta Geogr. Lodz., 61: 75–82.

Instytut Geografii Fizycznej
i Kształtowania Środowiska
Uniwersytetu Łódzkiego

Artykuł złożono do druku w 1993 r.

SUMMARY

Closed depressions in Central Poland are different origin. Two main groups are anthropogenic and natural forms. Many genetic types of the latter can be indentified, e.g.: 1. blow-outs accompanying dunes and their complexes; 2. fluvial depressions, e.g. cut-off oxbow lakes at a various stage of decay; 3. karst collapse depressions, both young and largely buried by younger sediments; 4. suffosion steep-walled kettles and gentle hollows; 5. a significant and extensive group of Pleistocene forms in origin of which ice-sheet and permafrost are involved, thus depressions conditioned by: a. irregular glacial accumulation, b. uneven postglaciotectionic surface, c. dead ice melting out, and also from d. degradation of ground ice, e. progressive melting of intrusive ice.

The Pleistocene in age depressions commonly occur on till plains and also in the upper sections of dry valleys (Fig. 1). Their significance consists, first of all, in the usefulness of their fillings to palaeogeographical reconstructions. It is the reason for which they were a subject of detailed analyses. Also, an attempt to correlate the results with the existing climatic curves of the Vistulian for Europe and Poland has been made. The interpretation has been based on the studied profiles from closed depressions, supported by palinologic documentation and radiocarbon dates. They are shown in Fig. 2, while the conclusions are presented below.

During the Warta ice-sheet recession (150–140 ka BP) the relief of newly deposited tills and of fresh postglaciotectionic surfaces created local base levels in which deposits of wash and solifluction and afterwards mineral-organic sediments accumulated. There processes were retarded somewhat by very poor communities of treeless tundra that changed gradually to a park tundra and a boreal forest corresponding already to the interglacial succession. The Eemian landscape in Central Poland was abundant in closed depressions. The primary lakes (gyttja, mineral-organic silts) were in the middle and upper Eem transformed into the raised bogs (peats, peat shales).

At some places the process of organic sedimentation went on during the Vistulian (Fig. 2 – Rudunki, Krzepczów). The type of sediments as well as the type of plant cover of the first stadial of Vistulian (VS1) confirm the opinion on an increase of humidity and a fall in temperature. The Amersfoort/Brørup warming, about 10 000 years, with the mean temperature of July 15–17°C and pine forest with larch, birch and spruce was followed by the second Vistulian stadial (VS2) with the mean values for July slightly above 5°C. The succeeding interstadial, which in the vicinity of Łódź is called „Rudunki Interstadial” and is correlated with the Odderade, is the final forest episode of the early glacial that lasted for about 60 000 years. Simultaneously, the organic accumulation in Rudunki and Krzepczów finished (Fig. 2).

For the Plenivistulian, until the Denekamp, no correlative deposits (neither organic nor mineral) have been found. Only the Krzepczów profile displays the probable fluvial sedimentation. In the other profiles the hiatus comprises all Plenivistulian warmings.

From the Denekamp on, a lot of data on deposits and numerous ^{14}C and TL dates are available. The climatic deterioration enabled silts and fine-grained sediments with numerous syngenetic frost deformations to form on slopes and in depressions. The maximum of cold and aridity, with continuous permafrost, occurring in the Leszno and Poznań Phases corresponds with the gravel-stone horizon. It is correlated with the „Beuningen Steinsohle” and dated at 20 000–18 000 years BP. During the ice-sheet recession up to the line of Pomeranian moraines thinly-laminated sands and their oversnow facies deposited. With the ice-sheet withdrawal up to the Gardno Phase, there was renewal of aeolian activity, which has an equivalent at the top of deposits of some depressions. The succession observed at the Rudunki site (Fig. 3) is a case in point. However, other facies, e.g. on interfluvies or in river valleys, can exist.