

# Drobne jednostki stratygraficzne piętra wisły w obszarze perybałtyckim

Józef Edward Mojski\*

*W stratygrafii zlodowacenia wisły wyróżnia się obecnie ponad 40 jednostek wiekowych (tab. 1) i ich liczba wciąż wzrasta. Większość z tych jednostek jest definiowana za pomocą analizy pyłkowej. Niezależnie od tego najmłodsza część piętra wisły jest dzielona również za pomocą kryteriów morfostratygraficznych, głównie dzięki licznym strefom moren czołowych. Sekwencje litostratygraficzne są mniej ważne, mimo że obecność osadów glacialogenicznych ma znaczenie jednoznaczne i rozstrzygające. Datowanie piętra wisły dokonywane jest za pomocą różnych metod. Dla jego młodszej części przeważa metoda radiowęglowa. Całe piętro wisły jest możliwe do datowania za pomocą termoluminescencji. Dla datowania jego najmłodszej części jest stosowana metoda warwowa. Całe piętro ma swój zapis w stratygrafii tlenowej osadów dna oceanu.*

*Przegląd stanu poznania stratygrafii wisły świadczy, że występują w niej różne niekonsekwencje w jego podziale wiekowym. Nazwa interstadiału jest stosowana dla jednostek trwających od ponad 5 ka do zaledwie kilkuset lat. Trwanie jednostek zimnych stadiałów jest kilkakrotnie dłuższe, osiągające ponad 10 ka. Korelacje czynione w kierunkach równoleżnikowych Nizy Północnoeuropejskiego dla krótkich ociepleń, zdefiniowanych tylko za pomocą ewolucji szaty roślinnej mogą być obciążone błędem. Należy pogłębiać definicje takich jednostek jak stadiał, faza, interstadiał i interfaza na podstawie rozpoznania florystycznego. Obecne rozpoznanie dna Morza Bałtyckiego stwarza wzrastające wątpliwości dotyczące słuszności stosowanych korelacji stref moren czołowych południowej Szwecji i innych bałtyckich krajów. Powodem tego mogą być możliwości rozwoju w obszarze bałtyckim sprzyjających warunków dla deglacjacji arealnej. Artykuł jest przyczynkiem do dyskusji nad podziałem zlodowacenia wisły, stosowanym przy kartowaniu przez Państwowy Instytut Geologiczny.*

**Słowa kluczowe:** stadiał, interstadiał, faza, interfaza, geochronologia, korelacja

---

Józef Edward Mojski — **Small stratigraphic units of Vistulian in the Peribaltic area.** Prz. Geol., 47:247–254.

*S u m m a r y.* At present over 40 age units are distinguished in Vistulian stratigraphy (Tab. 1), and their number is still growing. Most of these units are defined by pollen analysis. Apart of that, the youngest part of the Vistulian is also divided using morphostratigraphic criterions, mainly thanks to the numerous zones of end-moraines. As a rule, lithostratigraphic sequences are less important, though the presence of deposits of glacial origin is of unequivocal and decisive significance. Datings of the Vistulian are made using various methods. In the younger part the radiocarbon method predominates. Within the whole Vistulian dating by the TL is possible. For dating its youngest part, varved chronology is also used. The whole Vistulian finds reference in oxygen stratigraphy of ocean bottom deposits. A review of the state of Vistulian stratigraphy knowledge shows that there are many inconsequences in the age division of this stage. The name of an interstadial is given to units ranging from over 5 ka to only several hundred years. The duration of cold units (stadials) is several times longer, reaching over a dozen ka. Correlations made in the latitudinal direction on the North European Lowland for

---

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Geologii Morza, ul. Kościarska 5, 80-328 Gdańsk

*short periods of warming and based only on the evolution of plant cover, may be error-loaded. A clear, based on floristic recognition, of such units as stadial, phase, interstadial and interphase must be developed. Obtained knowledge about the Baltic Sea bottom gives rise to doubts on the hitherto developed correlations of end-moraine zones of Southern Sweden with such zones on other Baltic countries. This is because, especially at the beginning of deglaciation, in this area probably were advantageous conditions for areal deglaciation. The proposals are given for the Vistulian subdivision used by Polish Geological Institute in geological mapping.*

**Key words:** *stadial, interstadial, phase, interphase, geochronology, correlation*

Podstawowa problematyka stratygraficzna czwartorzędu dotyczy kryteriów jego podziału na piętra, czyli na glaciały (zlodowacenia) i interglaciały. Dotyczy to obszarów zlodowaconych w plejstocenie, a także obszarów peryglacialnych. Mnogość stanowisk w tej mierze można ująć w dwie grupy. Do pierwszej należą poglądy mające swe źródło w dawnych, klasycznych podziałach czwartorzędu alpejskiego (zlodowacenia gūnz, mindel, riss i wūrm) z odpowiednimi interglacjami, a także czwartorzędu niżowego, czyli obszaru zlodowaceń skandynawskich (w Polsce zlodowacenie południowopolskie, środkowopolskie, północnopolskie i ich nowsze, inne nazwy oraz odpowiednio w Niemczech i w Rosji). Naturalny rozwój badań powoduje odkrywanie nowych jednostek stratygraficznych przy pozostawianiu pozycji wiekowej jednostek dawnych i ich rozbudowie (w Alpach np. o zlodowacenie biber i donau, a w obszarze skandynawskim np. zlodowacenie najstarsze i jego różne odpowiedniki na wschód i zachód od Polski).

Drugą grupę tworzą częste próby kreacji jednostek stratygraficznych na podstawie bądź szczegółowego rozpoznania czwartorzędu w dowolnym regionie, bądź na podstawie szczegółowo i wszechstronnie zbadanych pojedynczych profili, uznawanych jako stratotypowe. Charakterystyczną cechą tej drugiej grupy jest mnożenie jednostek czasowych, przeważnie jednak niższej rangi stratygraficznej. Dla uzasadnienia wprowadzenia takich jednostek służą niejednokrotnie wprowadzane wciąż nowe metody badawcze. Powstają w ten sposób nowe jednostki rozbudowujące stratygrafię. Powoduje to rosnące trudności przy korelacji.

Powyższe uwagi dotyczą również ostatniego piętra zimnego, czyli zlodowacenia wisły. Wyróżnia się w nim obecnie ponad 40, przeważnie drobnych jednostek wiekowych, każdorazowo dla jednej i tej samej części Niżu Europejskiego i Skandynawii (tab. 1). Ilość takich jednostek wciąż wzrasta.

Nie trzeba bliżej uzasadniać i tłumaczyć dlaczego zlodowacenie wisły jest przedmiotem tak szczegółowych badań i dlaczego tak łatwo można w nim kreować nowe jednostki stratygraficzne. Wystarczy wymienić tu trzy powody: występowanie osadów tego zlodowacenia na powierzchni ziemi bądź blisko jej powierzchni, mnogość metod stosowanych przy badaniu ich oraz duża różnorodność genetyczna osadów. Te właśnie okoliczności powodują, że w pełni i łatwo w podziale ostatniego piętra zimnego jest stosowana biostratygrafia, a zwłaszcza palinostratygrafia. Wyniki badań metodą analizy pyłkowej pozwalają na wyróżnienie obecnie ok. 30 jednostek wiekowych rangi interstadia–stadiał bądź interfaza–faza. Z kolei stosowanie kryteriów morfologicznych pozwala już od dawna na wyróżnienie kilkunastu jednostek morfostratygraficznych,

mających swe źródło w dobrze rozwiniętych strefach marginalnych. Wszystkie te jednostki mają określony wiek za pomocą różnych metod. Jednakże wartość datowań maleje wraz ze zwiększającym się wiekiem stref marginalnych. Na przykład, wielkość błędu datowania maksymalnego zasięgu lądolodu (ok. 20 ka BP) wynosi zapewne przynajmniej 5%.

Dodać wreszcie należy, że całe ostatnie piętro zimne jest kontrolowane przez „stratygrafię tlenową” osadów den oceanicznych. Od lat przyjmowana jest korelacja piętra wisły i eemu z piętrami 2–5 stratygrafii tlenowej. Datowanie ważnych epizodów klimatycznych, zarejestrowanych przez krzywą tlenową (Martinson i in., 1987) ułatwia datowanie i korelację jednostek niższego rzędu.

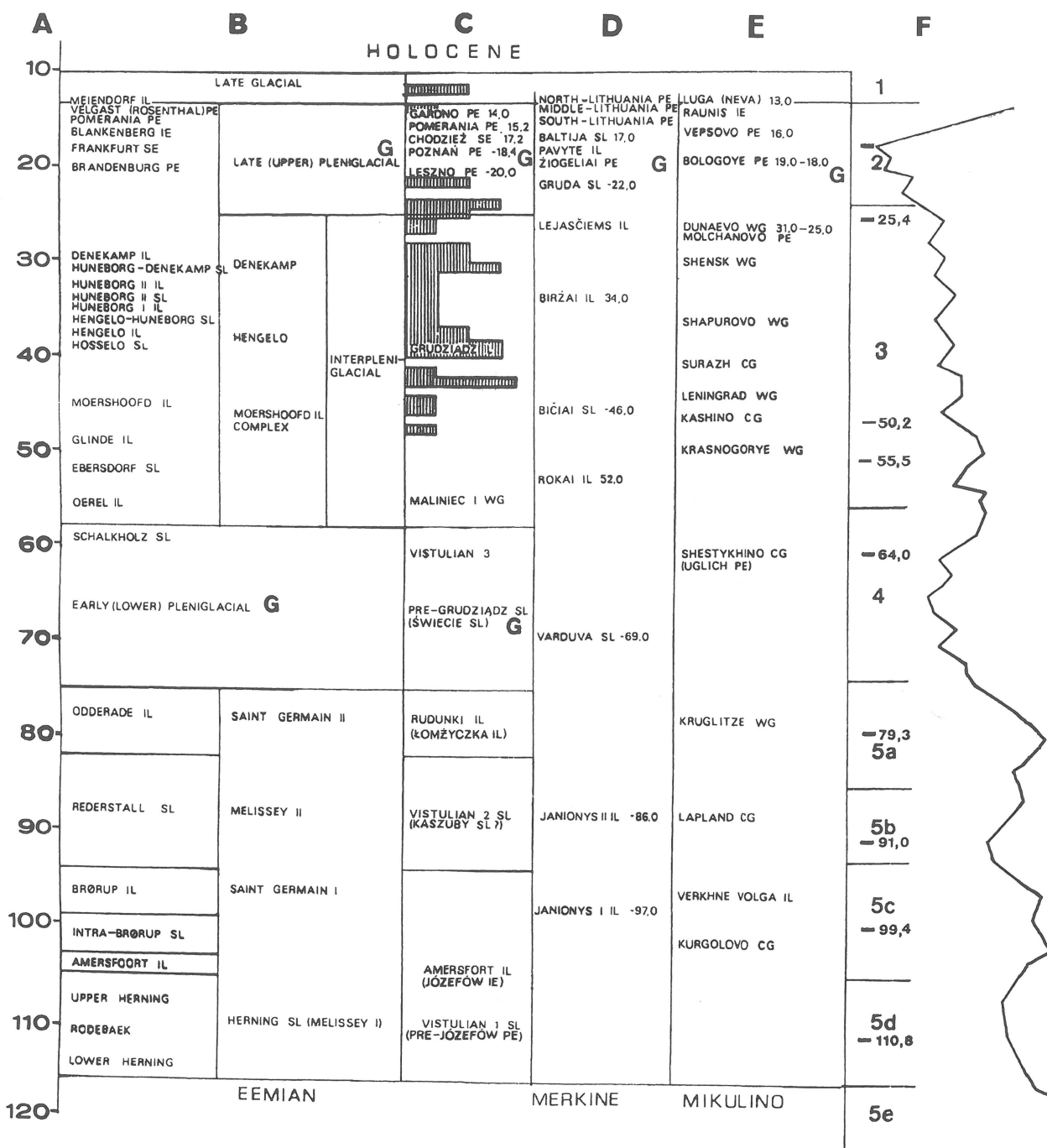
Ten bardzo bogaty i złożony zasób informacji pozwala już od dawna podzielić zlodowacenie wisły na jednostki pierwszego rzędu. Najczęściej jest stosowany podział wypracowany przez paleobotaników. Piętro wisły dzieli się w nim na wczesny (dolny) glaciał, pleniglaciał, z podziałem na dolny pleniglaciał, interpleniglaciał i górny pleniglaciał oraz na późny glaciał. Taki też podział zastosowany jest w tab. 1. Jednostkom tym jest jednak bardzo daleko do utrzymania wymogów, jakie stawiane są definicjom jednostek stratygraficznych. Jednak przyjęły się one w literaturze i dlatego użyte są w niniejszym artykule.

Czas trwania zlodowacenia wisły wynosi od 116 ka do 10 ka BP, czyli 106 ka. Górna granica wczesnego glaciału określana jest na 75 ka BP, a granica między pleniglaciałem i późnym glaciałem na 13 ka. Interpleniglaciał miał miejsce między 58 i 25 ka BP.

Za punkt wyjścia konstrukcji tab. 1 przyjęto podziały stosowane obecnie w Polsce. Są one przedstawione w kolumnie C. Kolumna B przedstawia podziały używane na zachodzie Europy. Podziały litewskie znajdują się w kolumnie D, a rosyjskie w kolumnie E. Kolumna F przedstawia krzywą tlenową, a wreszcie kolumna A skalę czasową. Ta ostatnia nie jest datowaniem absolutnym, ale uśrednionym zestawieniem wyników uzyskanych różnymi metodami datowania wieku osadów. Postępowanie takie może budzić różne wątpliwości, ale podane wartości wiekowe nie są zapewne dalekie od prawdy, zważywszy na ich dobrą korelację z datami przedstawionymi w kolumnie F.

W tab. 1 nie jest uwzględniony podział zlodowacenia wisły zawarty w zaktualizowanej ostatnio *Instrukcji opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1 : 50 000* (1996). Bez dodatkowych, koniecznych objaśnień podział ten jest zupełnie nieczytelny i dlatego niemożliwy do jakiegokolwiek stosowania. Stąd jedna z przyczyn, dla których autor zdecydował się na przygotowanie tego artykułu. Chodzi o urealnienie i używanie jednoznacznych kryteriów podziału pięter zimnych w przyszłych schematach podziału stratygraficznego czwartorzędu w Polsce.

Tab. 1. Drobne jednostki wiekowe piętra wisły w obszarze perybałtyckim



A — wiek w ka, B — Nizina Niemiecka i zachód Europy, wg Behre, van der Plicht 1992, Böse 1989, Grgüer 1989, Menke, Tynni 1984, van der Hammen 1995, van Gijseel 1995, Kolstrup 1980, Mangerud i in. 1974, Strmberg 1990, Voillard 1978, Voillard, Mook 1982, C — Niż Polski, wg Fedorowicz i in. 1987, Jastrzębska-Mamełka 1985, Kozarski 1986, 1994, Mamakowa 1988, Mojski 1991, 1992 a, Niklewski, Krupiński 1992, Olszak 1996, Pazdur i in. 1996, Tobolski 1991, 1994, D — Nizina Rosyjska, wg Borisowa, Faustowa 1994, Faustowa 1983, E — Litwa, Łotwa, Estonia, wg Dvareckas 1991, Gaigalas 1995, Gaigalas i in. 1992, Liivrand 1992, Raukas 1992, Raukas i in. 1995, F — tlenowa krzywa izotopowa, daty wg Martinson i in. 1987, CG — ochłodzenie, IE — interfaza, IL — interstadium, PE — faza, SE — subfaza, SL — stadium, WG — ocieplenie, G — obecność łądolu. Wszystkie daty w ka. W kolumnie C pasami ukośnie zakresowanymi podana jest ilość dat radiowęglowych dla speleotem jaskiń Jury Krakowsko-Wieluńskiej, wg Pazdur i in. 1996

## Wczesny glacjał

We wczesnym glacjał rozpoznano dotychczas i udokumentowano osiem jednostek wczesnego glacjału, począwszy od stadiału herning aż po interstadiał odderade. Obejmują one czas od 116 do 75 ka BP. Podstawowe profile są wzięte z sekwencji osadów jeziornych i torfów, rozpoznanych głównie w profilach wiertniczych Europy Zachodniej. Głównie stamtąd pochodzą też daty radiowęglowe. Ich wartość jest jednak niewielka ponieważ znajdują się w dolnym zasięgu metody.

Wszystkie jednostki wczesnego glacjału i na całym dyskusowanym obszarze zdefiniowane są i zbadane przy pomocy analizy pyłkowej. Określona w ten sposób ewolucja szaty roślinnej, a przy jej pomocy zmian warunków klimatycznych, pozwala na stwierdzenie, że odbywała się ona w warunkach interstadialnych (amersfoort, brørup, odderade, u nas łomżyczka, rudunki, na wschodzie interstadiał górnowożański i kruglicki, a także janiańce I i II). Były to lasy borealne, bez szerokiego udziału lasów mieszanych w optimach klimatycznych. W podobny sposób zdefiniowane są stadiały. Były to okresy chłodne, a nawet zimne, z ubogą szatą roślinną, której ewolucja nie może być dostatecznie zrekonstruowana. Są to stadiały herning, intrabrørup i rederstal na zachodzie Europy, vistulian I i vistulian II w Polsce i kurgołowo, lapland na wschodzie.

W tak zaprezentowanym podziale wczesnego glacjału jest kilka łatwiejszych do korelacji jednostek na całym rozpatrywanym obszarze. Należy zgodzić się, że do tego samego odcinka czasu należą takie jednostki jak brørup, saint germain I, łomżyczka, janionys I i werchnewołga. Mieszczą się one w przedziale czasu od 100 ka do 95 ka. Można wyrazić przekonanie, że w ten sposób została rozpoznana jednostka interstadialna, najstarsza w czasie całego zimnego piętra wisy oraz, że jednostka ta występuje na całym obszarze pomiędzy Atlantykiem i Uralem.

Drugim interstadiąłem, który został rozpoznany na podobnym obszarze jest interstadiał mieszczący się w przedziale czasu od 82 do 75 ka BP. Nazywany jest on odderade, saint germain II, rudunki, kruglice. Wiekowo odpowiada on podpiętru 5a z optimum klimatycznym 79,3 ka BP.

Oba wymienione okresy o charakterze interstadialnym mają dokładnie zbadaną ewolucję szaty roślinnej, a tym samym ewolucję warunków klimatycznych. Jednak analiza tych danych nie mieści się w ramach niniejszego artykułu, choć pewne uwagi na ten temat zostaną podane niżej.

Oba interstadiały determinują obecność dwóch okresów chłodniejszych. Starszy z nich poprzedza interstadiał brørup, a młodszy poprzedza interstadiał odderade. Nazywane one są bądź jako stadiały, bądź jako ochłodzenia. Pesima klimatyczne dla nich są wydatowane na krzywej tlenowej odpowiednio na 110,8 ka BP i na 91,0 ka BP. Ich ewolucja szaty roślinnej jest poznana o wiele słabiej aniżeli w przypadku interstadiałów. Utrudnia to ocenę warunków klimatycznych w tym czasie, a zwłaszcza stopień ochłodzenia. Chodzi tu oczywiście o ocenę możliwości pojawienia się i rozwoju lądolodu w Skandynawii. Wydaje się więc, że wczesny glacjał w całym obszarze perybałtyckim da się podzielić na cztery jednostki, dwa stadiały i dwa interstadiały. Warto raz jeszcze zaznaczyć, że są one zdefiniowane poprzez ewolucję szaty roślinnej widoczną w odpowiednich diagramach pyłkowych.

Z dolną częścią wczesnego glacjału wiąże się zagadnienie pozycji amersfortu, a więc ciepłego wahnięcia

poprzedzającego brørup. Obecnie, zwłaszcza w publikacjach zachodnioeuropejskich bywa on uważany za krótkie ciepłe wahnięcie na początku brørupu (Behre, 1989; Gröger, 1989; Litt, 1994). Należy jednak pamiętać, że w obszarze stratotypowym dla amersfortu, jest on oddzielony od utworów brørupu warstwą piasku (Zagwijn, 1961). Może, ale nie musi być to, jak chcą niektórzy zjawiskiem jedynie lokalnym. Ale może być też świadectwem niewielkich zmian warunków klimatycznych, jakie wówczas panowały w Holandii, a które ku wschodowi, na Niżu Polskim również wywarły piętno na zmianie osadu. Świadczą o tym warstwy piasku, np. w profilach w rejonie Łomży na Nizinie Podlaskiej (Niklewski & Krupiński, 1992). Pamiętać też należy, że w profilu w Rudunkach k. Łodzi Jastrzębska-Mamelka (1985) widzi wyraźny amersfort, a jego miejsce lokuje w całości pod brørupem, z wyraźną przerwą czasową. Rudunki uważane są za profil stratotypowy dla starszej części piętra wisy w Polsce (Mamakowa, 1988). Amersfoort od środkowej Polski dzieli zbyt wielka odległość, by korelować wprost te profile, a zwłaszcza występujące w nich warstwy o niskiej miąższości. Problem ten powinien więc pozostać otwarty. W każdym razie wydaje się, że amersfort ma mniejszą rangę stratygraficzną aniżeli brørup i można traktować go jako interfazę brørupu. Tak niską rangę zaproponował autor kilkanaście lat temu (Mojski, 1986) korelując z nim interfazę józefowską, jako pierwszą poeemską ciepłą jednostkę wiekową, zgodnie zresztą z dawną opinią Dylaka (1967). Od eemu jest ona oddzielona fazą przedjózefowską. Ta ostatnia może być korelowana obecnie z ochłodzeniem herning.

Pozostawiając jako fakt uznany obecność obu interstadiałów, w Polsce interfaz, będących odpowiednikami brørupu i odderade należy tymczasowo pozostawić u nas nazwy Vistulian I i Vistulian II, tyle, że spolszczone na wisłę I i wisłę II (tab. 1), dla ochłodzeń poprzedzających oba te okresy ociepleń. Dodać jednak należy, że nie jest pomysłem szczęśliwym numeracja jednostek wiekowych dla czwartorzędu cyframi. Nie jest też możliwe do powszechnego zastosowania przyjęcie propozycji Tobolskiego (1991) nazwy poziom Pinus-NAP dla wisły I poziom NAP-I dla wisły II. Takie nazwy biorące się ze składu szaty roślinnej mogą przecież powtarzać się w plejstocenie wielokrotnie.

Czas trwania poszczególnych jednostek wczesnego glacjału wynosi średnio 10,25 ka. U nas brak w tej mierze wystarczających danych. Dane niemieckie wyglądają następująco (tab. 1): herning 11 ka (116–105 ka BP), brørup łącznie z amersfortem 11 ka (105–94 ka BP), rederstall 12 ka (94–82 ka BP) i odderade 7 ka (82–75 ka BP). Łącznie jest to 41 ka, co stanowi nieco ponad jedną trzecią czasu całego piętra wisy.

Na Litwie podstawowy podział wczesnego glacjału jest podobny. Oba interstadiały, tj. janionys (janiańce w dawnej polskiej literaturze) I i janionys II (Gajgalas & Kondratienė, 1996) leżą w superpozycji w jednym i tym samym profilu, co podnosi ich wartość dla stratygrafii. Ich wiek wynosi odpowiednio 97 i 86 ka BP (Gajgalas, 1995) co może odpowiadać brørupowi i odderade. Odpowiednikami zaś obu ochłodzeń są na Litwie jednostki nazywane nemunas 1 i nemunas 2 (Kondratienė, 1996).

W północno-zachodniej części Niżu Rosyjskiego brørupowi zdaje się odpowiadać interstadiał górnowożański, znany od dawna i o dobrze określonej pozycji stratygraficznej. Jego wiek szacowany jest na ok. 95 ka BP.

Młodszy interstadiusz, nazywany ociepleniem kruglickim, odpowiadać zdaje się odderade o wieku ok. 76 ka BP. Natomiast ochłodzeniami są: starsze, kurgołowskie (ok. 105–100 ka BP) i młodsze, laplandzkie, ok. 90 ka BP.

Przedstawione wyżej podziały starszej części zlodowacenia wiśły świadczą o znacznym ich podobieństwie do siebie w różnych obszarach Perybałtyku i o jednakowym następstwie podobnych zdarzeń klimatycznych. Również ich datowanie daje wartości zbliżone, niezależnie od różnych prób pośrednich metod datowania i ich błędów, tych ostatnich jeszcze zapewne do końca nierozpoznanych.

Powyższy, prosty stosunkowo podział, w którym dane z Polski mają znaczenie marginalne choć dadzą się, przynajmniej na obecnym etapie badań, bez trudności dopasować do obrazu spoza granic naszego kraju, nie jest u nas w Polsce jedyny, a nawet przeważający. Powszechnie bowiem wiadomo, że na Niżu Polskim, a dokładniej nad dolną Wisłą są profile, na podstawie których zostały wypracowane podziały stratygraficzne dolnej części zlodowacenia wiśły, znacznie odbiegające od przedstawionych wyżej. Ich istotą jest obecność osadów glacialnych w dyskutowanym tu przedziale czasowym i w sekwencji powyżej dobrze udokumentowanych morskich osadów interglacjału eemskiego (Makowska, 1980, 1994; Mojski 1980, 1991, 1992a). Osady glacialne uważane są za odpowiednik jednego stadiału (stadiał kaszubski — Mojski) bądź dwóch poziomów glacialnych (dwudzielne zlodowacenie toruńskie — Makowska). Ważną konsekwencją propozycji autora niniejszego artykułu było uznanie flory z Konina–Marantowa jako dowodu na obecność ciepłego interstadiusza, określonego jako interstadiusz koniński, w pozycji bezpośrednio powyżej tego właśnie pierwszego nasunięcia lądolodu poemskiego nad dolną Wisłą.

Jednak od dawna wysuwane są wątpliwości dotyczące pozycji wiekowej i rangi stratygraficznej utworów organicznych Konina–Marantowa. Ich diagram pyłkowy ma wystarczające cechy typowe dla interglacjału. Natomiast podobieństwo tego diagramu do później opisywanych profili (np. Zbójno) uzasadniać może jego przedeemski wiek. Tym bardziej przedeemskiego wieku byłyby utwory peryglacialne podścielające florę Marantowa. Niestety profil marantowski od wielu lat nie istnieje i nie jest możliwy do odtworzenia. Dlatego żadnych badań nie można tam powtórzyć. W tej sytuacji wypada mi wycofać się ze stosowania nazwy interstadiusz koniński i florę Marantowa przesunąć w dół do pozycji flory ze Zbójna.

Dyskusyjną jest również propozycja kreacji zlodowacenia toruńskiego i w ślad za tym interglacjału krastudzkiego. Profilem stratotypowym dla ostatniego jest profil wiertniczy w Krastudach na Pojezierzu Iławskim, w którym ponad morskim eemem i utworami glacialnymi zlodowacenia toruńskiego leżą osady morskie z interglacialną fauną. Jak pisze Makowska (1986) te ostatnie leżą tam w „łagodnym wypiętrzeniu glacictonicznym” od 25,2 do 42,5 m n.p.m. Już samo położenie hipsometryczne wyklucza ich położenie *in situ*, co ostatecznie dyskwalifikuje profil w Krastudach jako stratotyp interglacjału morskiego. Tym bardziej, że osady zaangażowane są w strukturę glacictoniczną. Tym samym niżejleżące osady glacialne nie mogą w tym profilu reprezentować „zlodowacenia toruńskiego”. Jego osady miałyby sięgać aż do Torunia. Brak jest jednak wystarczającej dokumentacji terenowej w profilach wiertniczych, odsłonięciach i w wynikach badań laboratoryjnych, w tym datowań.

Dodać należy, że rozpoznane na Niżu Polskim i w obszarach sąsiednich stosunki paleogeograficzne, a zwłaszcza typ uwarunkowanej przecież klimatycznie szaty roślinnej, raczej przeczą możliwości istnienia lądolodu skandynawskiego w tym czasie w obszarze południowo-bałtyckim, w tym nad dolną Wisłą. Na Nizinie Wielkopolskiej istniały w tym czasie stepowe zbiorowiska trawiaste (Tobolski, 1994). Na Litwie dominowała lasotundra (Konradiene, 1996), a na zachodzie Niżu Rosyjskiego nawet rozrzedzone lasy typu tajgi. Brak było również odpowiednich warunków na Niżu Niemieckim (obszerna analiza w pracy Litta, 1994).

Pozostaje więc uznać, że obecność lądolodu we wczesnej części zlodowacenia wiśły daleko na południe od Bałtyku powinna być przedmiotem dalszych badań. Dlatego też, za przedwczesne należy uznać próby korelacji tego chłodnego odcinka czasu z innymi podziałami stratygraficznymi krajów sąsiednich, a nawet bardziej odległych (np. Lindner & Marks, 1995).

### Wczesny (dolny) pleniglacjał

Dolny pleniglacjał może być uznany jako ważny poziom korelacyjny w podziałach piętra wiśły. W stratygrafii tlenowej jego odpowiednikiem jest zapewne poziom 4. W północnej Polsce odpowiadają mu stadiał przedgrudziadzki, stadiał świecia, poziom glacialny B3, VS (Vistulian) 3. Był to okres chłodu, a nawet zimna, sprzyjający rozwojowi lądolodu skandynawskiego na obszar południowo-bałtycki. Wyraźne i długie pesimum klimatyczne w tym czasie jest udowodnione w różny sposób i przy zastosowaniu różnych metod dla różnych regionów Europy i dla różnych facji osadów. Istotną rolę odgrywają tu również datowania radiowęglowe i termoluminescencyjne, pozwalające na określenie wieku zwłaszcza górnej granicy tej jednostki.

Wiele szczegółowych danych odnośnie do obecności osadów glacialnych na południe od Bałtyku znajduje się na innym miejscu (Mojski, 1993). Ostatnio przybyły jednak nowe dane. I tak np. po raz pierwszy na zachód od naszych granic znajduje się dowody o obecności lądolodu na Rugii i w obszarach sąsiednich (Böse, 1989; Müller i in., 1995). W tej sytuacji staje się aktualne doszukiwanie takich utworów wzdłuż polskich południowych wybrzeży Bałtyku, zwłaszcza, że wzrasta ilość danych świadczących o ich obecności w dnie Bałtyku. Zwraca się uwagę (ostatnio Manikowska, 1996), że w środkowej Polsce panowały w tym czasie warunki paleogeograficzne bardzo podobne do takich, jakie miały tam miejsce w górnym pleniglacialu, czyli 25–13 ka BP, kiedy to znaczną część nizu pokrywał lądolód skandynawski.

Rozpoznanie wiekowe dolnego pleniglacjału pozwala na datowanie jego od ok. 75 do 58 ka BP. Jest to najdłużej trwająca według dotychczasowych datowań jednostka stratygraficzna piętra wiśły. Warto uprzytomnić sobie, że tyle samo trwał górny (późny) pleniglacjał, w czasie którego lądolód skandynawski objął północną Polskę i zaniknął, a jego czoło usypało 10 ka BP moreny środkowoszwedzkie i salpausselka, tworzące morfologiczną granicę pomiędzy plejstoceniem i holoceniem w Europie. Taka mnogość wielkich zdarzeń, w tak krótkim przecież czasie, pośrednio staje się dowodem popierającym możliwość rozwoju lądolodu skandynawskiego, podczas stadiału przedgrudziadzkiego i jego zaniku w tym czasie.

### Interpleniglacjał (interstadiał grudziądzki)

Ta jednostka wiekowa ma różne nazwy. Paleobotanicy nazywają ją interpleniglacjałem, bądź środkowym pleni-glacjałem, na wschodzie nazywany jest megainterstadiałem, bądź przez geologów interstadiałem grażdąński prospekt. W Niemczech jest to środkowy vistulian (od 73 do 25 ka BP). Ta ostatnia nazwa jest najbardziej neutralna, ale też najmniej mówiąca. W Polsce nazwę interstadiał grudziądzki zaproponował swego czasu Drozdowski (1980).

Jednostka ta składa się z dwunastu rozpoznanych dotychczas jednostek wiekowych, według autorów je kreuujących rangi również interstadiałów i stadiałów, zdefiniowanych za pomocą ewolucji szaty roślinnej metodą analizy pyłkowej. Wszystkie te jednostki są wydatowane metodą radiowęgla w setkach profili. Również i w Polsce mieści się w tym przedziale czasowym wiele różnowiekowych, jak się zdaje, flor wydatowanych za pomocą radiowęgla. Dat takich jest u nas przynajmniej 100. Dotyczą one stanowisk, których wzajemne relacje wiekowe nie są prze-ważnie dostatecznie jasne. Tym samym pełna sekwencja chronostratygraficzna jest nieznaną. Zwraca na to uwagę ostatnio Balwierz (1995). Wiele z tych profili wydatowa-nych jest dawno i wymagałyby one powtórnych datowań. Ze względu na zniszczenie stanowiska nie jest to zawsze możliwe. Dlatego też objęcie ich wszystkich jedną nazwą „interstadiał grudziądzki” jest doraźnie najlepszą, jak się zdaje, propozycją.

Pod względem klimatycznym interpleniglacjał składa się z licznych wahań klimatu, począwszy od borealnego po tundrowy z przewagą tego ostatniego, z niejednokrotną obecnością klimatycznej strefy peryglacialnej. W tej sytuacji wszystkie jednostki należące do interstadiału gru-dziądzkiego powinny mieć co najwyżej rangę faz i interfaz, jak to ma miejsce w późnym glacialu (np. faza starszego dryasu, interfaza allerfd). Takiej rangi winny być zatem zachodnioeuropejskie jednostki począwszy od oerel aż po denekamp, tworzące obecnie 12 jednostek wiekowych. Jest kwestią dalszych badań czy wszystkie one utrzymają się w przyszłości jako jednostki samodzielne, niezależnie od ich rangi stratygraficznej. Ich datowania różnią się prze-ważnie o kilka tysięcy lat, co nie jest wiele zważywszy na to, że daty starsze od 40 ka BP obarczone są błędem meto-dy wynoszącym właśnie tyle.

Na Niżu Rosyjskim i w krajach nadbałtyckich rozpo-znanych i zdefiniowanych jest, jak dotąd, mniej jednostek interpleniglacialnych niż na zachodzie Europy. Ich korela-cja z innymi europejskimi jednostkami nie jest jednak trud-na i nie może budzić poważniejszych wątpliwości, przynajmniej w odniesieniu do niektórych z nich. I tak ocieplenie krasnogorskie (interstadiał rokai na Litwie) odpowiada zapewne interstadiałowi glinde, ocieplenie leningradzkie — interstadiałowi moershoofd, ocieplenie szapurowskie (interstadiał birzai na Litwie) — intersta-diałowi hengelo i ocieplenie szeńskie — interstadiałowi denekamp (tab. 1).

Pamiętać jednak należy, że w Europie korelacje w kie-runku równoleżnikowym powinny być czynione bardzo ostrożnie. Wpływ kontynentalizmu mógł powodować, że okresy chłodniejsze mogły zaznaczać się ku wschodowi coraz łagodniej, a nawet zanikać, nie dając odpowiedniego zapisu w osadzie i w szacie roślinnej. Ostatnio zwraca się uwagę, że zagadnienie to nie jest dostatecznie uwzględnia-ne w rekonstrukcjach paleogeograficznych.

Czas trwania poszczególnych jednostek podał ostatnio van der Hammen (1995) na podstawie badań w dolinie Dinkel w Holandii. Najkrótszą z nich był stadiał henge-lo–huneborg trwający ok. 500 lat, najdłuższą interstadiał hengelo, ok. 2 000 lat. Wartości te są kilkakrotnie niższe w porównaniu z odpowiednimi jednostkami (herning–odde-rade) starszej części zlodowacenia wisty. Świadczyć to może albo o coraz krócej trwających falach chłodu i ciepła w interstadiale grudziądzkim lub o słabszym rozpoznaniu wczesnego glacialu. Sądzę, że obie interpretacje mogą być słuszne.

W rejonie Wzgórz Elbląskich i ich północnym otocze-niu Makowska (1986) widziała dowody na obecność kilku poziomów osadów morskich w interstadiale grudziądzkim. Autor miał już okazję (Mojski, 1992b) do przeprowadzenia dyskusji na ten temat, wykazując brak dostatecznych pod-staw do formułowania tego rodzaju poglądów.

### Górny pleni-glacjał (stadiał główny)

Na najbardziej szczegółowy podział górnego pleni-glacjału pozwalają kryteria geomorfologiczne, tj. obecność stref marginalnych, będących świadectwem postępu czoła lądolodu, w czasie jego całkowitego zaniku w obszarze od Jutlandii po półwysep Kola. Całość procesów, osadów i form rzeźby wydatowana jest za pomocą różnych metod (termoluminescencja, radiowęgiel, chronologia warwowa, ta ostatnia dla młodszej części górnego pleni-glacialu). Morfostratygrafia obejmuje nieco ponad 20 jednostek, w postaci lepiej w terenie udokumentowanych stref margi-nalnych, począwszy od rejestrującej maksymalny zasięg lądolodu fazy leszczyńskiej (brandenburskiej, bołogow-skiej, gruda, wiepsowskiej) po fazę salpausselka (kalevale, moreny środkowoszwedzkie, ra).

Na obszarze naszego kraju w swym klasycznym roz-woju występują morfofazy, począwszy od leszczyńskiej, po fazę Ławicy Słupskiej na dnie Bałtyku, a także fazy i interfazy zdefiniowane biostratygraficznie od najstarszego dryasu do młodszego dryasu w jeziornych osadach późno-glacialnych i glebach kopalnych pokryw eolicznych. Całość procesów, osadów i form rzeźby jest zapisana więc w przedziale czasu od 25 do 10,2 ka BP, czyli powstała w czasie do ok. 15 ka. Jednak tysiące datowań różnymi meto-dami nie daje w pełni zgodnego obrazu. Datowania termo-luminescencyjne dają nieco inne wyniki aniżeli datowania radiowęglowe, choć zgodzić się można, że różnice są w zasięgu błędu metody. Przykładem może być datowanie fazy gardzieńskiej (ok. 13,2 ka BP wg Kozarskiego 1986, ok. 14 ka BP wg Rosy, 1994 i 14,3–14,5 ka BP wg Rotnic-kiego & Borówki 1995).

Spośród kilkunastu jednostek morfo- i biostratygra-ficznych stadiału głównego w obszarze południowobałtyc-kim tylko kilka daje się korelować bez większych zastrzeżeń. Są to (od najstarszych): brandenbur–gleszno - gruda - bołogoje (22–20 ka BP), frankfurt– poznań–ziogel-iai (18,4 ka BP), pomorze–auktaiiai (15,2 ka BP) oraz fja-ras–ługa (13 ka BP). Jednak i taka, ogólna próba korelacji nasuwa różne, mniej lub bardziej uzasadnione wątpliwo-sci.

Jedną z nich jest fakt, że maksymalny zasięg lądolodu skandynawskiego w stadiał głównym nie był wszędzie jednoczesny. Jest wiele danych świadczących, że na Niżu Polskim zasięg ten miał miejsce wcześniej (22–20 ka BP) aniżeli na Białorusi, choć zapewne później aniżeli na wschodnim obrzeżeniu Morza Białego (ok. 24 ka BP, Bori-

sowa & Faustowa, 1994). Jeszcze wcześniej maksymalny zasięg lądolodu zaznaczył się w obszarze Morza Północnego (Sejrup i in., 1994), bo pomiędzy 29 i 22 ka BP.

Granice morfofaz na dnie Bałtyku wymagają lepszej dokumentacji. Z polskich badań wynika, że strefy marginalne są tam bardzo zniszczone, a co bardziej istotne należy tam liczyć się z deglacjacją arealną (Mojski, 1995; Uścińowicz 1996). Nie sprzyjała ona powstawaniu stref marginalnych w postaci np. moren czołowych. Pamiętać ponadto należy, że w głębszych miejscach lądolód wytopił się do zbiornika wodnego. Stąd wszelkie korelacje morfofaz w poprzek Bałtyku czynione niejednokrotnie przez wielu specjalistów mogą być bardzo wątpliwe.

Wiek drobnych jednostek stratygraficznych późnego glacjału budzi różne wątpliwości zależnie od metody datowania i tego co jest datowane. Dotyczy to zwłaszcza allerrfu i młodszego dryasu. Objęte one są już wiekiem kalendarzowym (Goslar, 1996; Wohlfarth i in., 1993), który najlepiej określić można dla osadów jeziornych. Badaniami takimi objęty został szczególnie młodszy dryas, który zdaje się być ewenementem klimatycznym w skali światowej. Pojawienie się tego ochłodzenia miało charakter katastroficzny, bo dokonało się zaledwie w czasie kilkadziesiąt lat. Powody tego zjawiska nie są dostatecznie wyjaśnione, choć są podejmowane w tej dziedzinie próby, w tym również w naszym piśmiennictwie (Goslar, 1996; Goslar i in., 1995; Marsz, 1997).

### Wnioski

1. Podział stratygraficzny piętra wisły na opisywanym obszarze jest wynikiem stosowania różnych kryteriów, głównie morfo- i biostratygraficznych. Formy i osady datowane są za pomocą radiowęgla i termoluminescencji, w niewielkiej części liczenia warw. Podział biostratygraficzny obejmuje ok. 90% czasu trwania ostatniego piętra zimnego, ale dotyczy osadów przeważnie niewidocznych na powierzchni i dlatego nie mających swej wymowy morfostratygraficznej. To ostatnie kryterium jest najważniejsze dla zaledwie 10% czasu piętra. Tyle, że te 10% obejmuje najważniejsze zdarzenia, jakie miały wówczas miejsce, tj. pobyt i zanik ostatniego lądolodu plejstocenńskiego. Geologiczne i geomorfologiczne efekty tych zdarzeń są doskonale rozpoznane, ale gwałtowność procesów, jakie odbywały się wówczas jest wciąż niedoceniana.

2. Definiowane przez paleobotaników interstadiały poeemskie różnią się bardzo między sobą czasem ich trwania, od ok. 10 ka, w przypadku odderade do zaledwie ok 1 ka, dla późnego glacjału. Wydaje się, że jednostki takie należy podzielić na dwie grupy. Interstadiem nazwać tylko takie jednostki, które dotyczą wyraźnych ociepleń, o randze mniejszej jednak niż interglacjał i czasie trwania przynajmniej parę tysięcy lat. Natomiast drugą grupę powinny tworzyć interfazy trwające znacznie krócej i o minimalnym ociepleniu. Do pierwszej grupy należałyby brørup i odderade, do grupy drugiej wszystkie jednostki interpleniglacjałne oraz późnoglacjałne. Odpowiednią rangę miałyby okresy ochłodzeń stadialnych i fazowych. Ale tylko stadiał przedgrudziądzki zawiera w sobie ślady pobytu lądolodu na Niżu Polskim, podobnie jak i stadiał główny, tyle że niezaznaczone bezpośrednio w rzeźbie.

3. Mając powyższe na uwadze można zaproponować podział piętra wisły zgodnie z ideą zawartą w zał. 5 *Instrukcji opracowania i wydania ...* (1996). Złodowacenie wisły, jako ostatnie zimne piętro plejstocenu jest tam

podzielone na pięć podpięter: stadiał dolny, interstadiał, stadiał środkowy, interstadiał i stadiał górny. Taka idea jest dobra pod warunkiem, że mniej więcej będzie podana treść każdej z takich jednostek. W przeciwnym wypadku podział taki jest bezużyteczny. Wnioski wynikające z niniejszego artykułu pozwalają na zaproponowanie następującego rozwiązania z zachowaniem pięciodzielności piętra wisły. Stadiał dolny składałby się ze stadiału vistulian I (= herning), interstadiał obejmowałby czas od amersfort do rudunek (odderade) włącznie, stadiał środkowy byłby synonimem stadiału przedgrudziądzkiego (dolnego pleniglacjału), kolejny interstadiał — interstadiu grudziądzkiego (interpleniglacjału) i wreszcie stadiał główny — górnemu pleniglacjałowi (od leszna po, przynajmniej gardno, albo lepiej, po młodszy dryas włącznie).

Wydaje się jednak, że treść tab. 1 uzasadnia bardziej podział piętra wisły na dwie części, na podpiętro dolne i podpiętro górne. Granicą między nimi mogłaby być granica pomiędzy stadiałem przedgrudziądzkim i interstadiem grudziądzkim. Wówczas każda z obu takich jednostek charakteryzowałaby się podobnym następstwem ewolucji klimatu, prowadzącej w obu wypadkach do rozwoju lądolodu skandynawskiego, a tym samym podobną sekwencją zdarzeń, osadów i form rzeźby. Uprościłoby to znacznie kłopoty z utrzymywaniem nazewnictwa stadiał-interstadiał, faza-interfaza itp. Ich liczba napewno nie jest zamknięta i dlatego podział piętra wisły powinien być w miarę otwarty. I to jest zasadniczy wniosek wynikający z treści artykułu.

### Literatura

- BALWIERZ Z. 1995 — Vegetation of Upper Vistulian cold phases in Central Poland. *Biul. Perygl.*, 34: 21–36.
- BARANIECKA M.D. 1990 — Propozycja nowelizacji stratygrafii czwartorzędu dla Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000 w świetle głównych wyników badań stratygraficznych ostatnich 20 lat. *Kwart. Geol.*, 34: 149–166.
- BEHRE K.E. 1989 — Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quater. Sc. Rev.*, 8: 25–44.
- BEHRE K.E. & van der PLICHT J. 1992 — Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. *Vegetation History and Archeobotany*, 1: 111–117.
- BORISOWA O.K. & FAUSTOWA M.A. 1994 — Posledowatelnost prirodnykh faz wałdajskoj lednikowej epochi ewropejskoj czasti Rossii. *Paleogeograficheskaja osnowa sowremennykh landszaftow*. Nauka. Moskwa: 17–25.
- BÖSE M. 1989 — Methodisch-stratigraphische Studien und palomedorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee. *Berliner Geographische Abhandlungen*, 51: 114.
- DROZDOWSKI E. 1980 — Chronostratigraphy of the Vistulian glaciation on the lower Vistula River. *Quater. Stud. Pol.*, 1: 13–20.
- DVARECKAS V. 1991 — Development of river valleys on the territory of Lithuania during the last 15 000 year period. *Aarkundige Mededelingen*, 6: 121–127.
- DYLIK J. 1967 — Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. *Czwartorzęd Polski. Państw. Wyd. Nauk.*: 311–352.
- FAUSTOVA M.A. & VELICHKO A.A. 1992 — Dynamics of the last glaciation in Northern Eurasia. *Res. Papers, SGU Ser. Ca.*, 81: 113–118.
- FEDOROWICZ S., OLSZAK I.J. & ROSA B. 1987 — O wieku TL stadium leszczyńskiego vistulianu w województwach zielonogórskim i leszczyńskim. *Z. Nauk. Wyd. Biol., Geogr. i Ocean. UGd*, 16: 169–174.
- GAIGALAS A. 1995 — Glacial history of Lithuania. *Glacial Deposits in North-East Europe*. Ed. by Jrgen Ehlers, Stefan Kozarski & Philip Gibbard. A.A. Balkema. Rotterdam, Brookfield: 127–135.
- GAIGALAS A., SEREBRYANNY M. & VALUYEVA M. 1992 — Middle Valdaian forest environments at Biržai, northern Lithuania. *Boreas*, 21: 289–293.

- GOSLAR R. 1996 — Naturalne zmiany atmosferycznej koncentracji radiowęglu w okresie szybkiej zmian klimatu na przełomie wistulianu i holocenu. *Z. Nauk. Polit. Śl. Geochronometria*, 15: 3–196.
- GOSLAR T., ARNOLD M., BARD E., KUC T., PAZDUR M., RALSKA-JASIEWICZOWA M., RÓŻAŃSKI K., TISNERAT N., WALANUS A., WICK B. & WIĘCKOWSKI K. 1995 — High concentration of atmospheric  $^{14}\text{C}$  during the Younger Dryas episode. *Nature*, 377: 414–417.
- GRÜGER E. 1989 — palinostratigraphy of the Last Interglacial-Glacial cycle in Germany. *Quater. International*, 3–4: 69–79.
- Instrukcja** opracowania i wydania Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1: 50 000, 1996 — Państw. Inst. Geol., 1–127.
- JASTRZĘBSKA-MAMEŁKA M. 1985 — Interglacja eemski i wczesny wistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geograph. Lodz.*, 53: 75.
- KOLSTRUP E. 1980 — Climate and stratigraphy in North-Western Europe between 30,000 BP and 13,000 BP, with special reference to the Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologisch Dienst*, 32–15: 181–253.
- KONDRATIENE O. 1996 — Stratigrafija i paleogeografija kwartera Litwy po paleobotaniczeskim danym. *Academia. Vilnius*: 213.
- KOZARSKI S. 1986 — Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych wistulianu na Niżu Polskim. *Czasopismo Geograficzne*, 57: 247–270.
- KOZARSKI S. 1994 — Deglacjacja i typy lednikowo-reliefa na terenie Polski. *Paleogeograficzka osnowa sowremennych landszaftow. Nauka, Moskwa*: 25–30.
- LIIVRAND E. 1992 — Problems of reconstructing Pleistocene stratigraphy in Estonia. *Res. papers. Sveriges Geologiska Undersökning. Ca* 81: 171–176.
- LINDNER L. & MARKS L. 1995 — Correlation of glacial episodes of the Wisła (Vistulian) glaciation in Polish Lowland and mountains region, and in Scandinavia. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences. Earth Sciences*, 43: 5–15.
- LITT T. 1994 — Paläoökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs im nordmitteleuropäischen Tiefland. *Dissertationes Botanicae* 227: 185.
- MAKOWSKA A. 1980 — Late Eemian with preglacial and glacial part of Vistulian Glaciation in the lower Vistula region. *Quater. Stud. in Poland* 2: 37–55.
- MAKOWSKA A. 1994 — Climatic variation in the pre-glacial part of the Toruń glaciation in the lower Vistula region and the Elbląg elevation (preliminary report). *Geol. Quar.*, 38: 133–154.
- MAKOWSKA A. 1986 — Morza plejstocenijskie w Polsce — osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120: 74.
- MAKOWSKA A. 1988 — Pollen stratigraphy of the Eemian and adjoining glacial deposits based on continuous sequences in Poland. *Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, 36: 299–308.
- MANGERUD J., ANDERSEN S.T., BERGLUND B.E. & DONNER J.J. 1974 — Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3: 109–127.
- MANIKOWSKA B. 1995 — Aeolian activity differentiation in the area of Poland during the period 20–8 ka BP. *Biul., Perygl.*, 34: 125–166.
- MANIKOWSKA B. 1996 — Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacjalnego w Polsce środkowej podczas wistulianu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 97–106.
- MARSZ A. 1997 — Mechanizm gwałtownego ochłodzenia w młodszym dryasie. *Spraw. Posiedz. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 53: 164–166.
- MARTINSON D.G., PISIAS N.G., HAUS J.D., IMBRIE J., MOORE T.C. & SHACKLETON N.J. 1987 — Age dating and orbital theory of the ice ages: Development of a high resolution to 300 000 year chronostratigraphy. *Quater. Res.*, 27: 1–29.
- MENKE B. & TYNNI R. 1984 — Das Eeminterglacial und das Weichselfrühglacial von Rederstall-Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geol. Jah.*, A 76: 1–120.
- MOJSKI J.E. 1980 — Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish Lowlands. *Quater. Stud. Pol.*, 2: 77–98.
- MOJSKI J.E. 1986 — Quaternary. *Geology of Poland. Vol. I. Stratigraphy. Part 3 b: Cainozoic. Geological Institute. Warsaw*: 244.
- MOJSKI J.E. 1991 — The main Vistulian glacial events in northern Poland. *Paläoklimaforschung*, 1: 353–362.
- MOJSKI J.E. 1992a — Vistulian stratigraphy and TL dates in Poland. *Res. Papers. SGU, ser. Ca*, 81: 195–200.
- MOJSKI J.E. 1992b — On the stratigraphy of the Last Glaciation in the Dolne Powiśle and the Elbląg Elevation (Northern Poland). *Kwart. Geol.*, 36: 221–232.
- MOJSKI J.E. 1995a — Pleistocene glacial events in Poland. *Glacial deposits in North-East Europe. Edited by: Jürgen Ehlers, Kozarski S., Philip L. & Gibbard. A.A. Balkema. Rotterdam-Brookfield*: 287–292.
- MOJSKI J.E. 1995b — An outline of the evolution of the southern Baltic area at the end of the Last Glaciation and beginning of the Holocene. *Biul. Perygl.*, 34: 167–176.
- MÜLLER U., RÜHBERG N. & KRIENKE H.-D. 1995 — The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. *Glacial deposits in North-east Europe. Edited by Jürgen Ehlers, Kozarski S., Philip L. Gibbard. A.A. Balkema. Rotterdam-Brookfield*: 505–514.
- NIKLEWSKI J. & KRUPIŃSKI K.M. 1992 — Osady interglacjalne eemskiego i wistulianu z Kotliny Łomżyńcy. *Stud. Geol. Pol.*, 99: 43–60.
- OLSZAK L.J. 1996 — Wiek TL osadów czwartorzędowych wschodniej części klifu chłapowskiego. *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 2: 229–240.
- PAZDUR A., PAZDUR M., GÓRNY A. & OLSZEWSKI M. 1996 — Radiocarbon dating of speleothems from selected caves in the Cracow-Wieluń Upland, S. Poland. *Geologija* 19, Vilnius: 76–78.
- RAUKAS A. 1992 — Ice marginal formations of the Palivere zone in the eastern Baltic. *Res. Pap. SGU Ser. Ca*, 81: 277–284.
- RAUKAS A., ABOLTINS O. & GAIGALAS A. 1995 — The Baltic states. *Quaternary field trips in Central Europe. Wolfgang Schirmer (ed.). I. Regional field trips. Verlag Dr. Friedrich Pfeil. München*: 146–151.
- ROSA B. 1994 — Geologia. *Atlas Morza Bałtyckiego. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej, Warszawa*: 47–60.
- ROTNICKI K. & BORÓWKA R.K. 1995 — The last cold period in the Gardno-Leba coastal plain. *J. Coastal Res. Spec. Issue*, 22: 225–231.
- SEJRUP H.P., HAFLIDSON H., AARSETH I., KING E. & FORSBERG C.F., LONG D. & ROKOENGEN K. 1994 — Late Weichselian glaciation history of the northern North Sea. *Boreas*, 23: 1–14.
- STRÖMBERG B. 1990 — A connection between the clay varve chronologies in Sweden and Finland. *Ann. Acad. Sci. Fennicae III*, 154: 1–32.
- TOBOLSKI K. 1991 — Biostratygrafia i paleoekologia interglacjalne eemskiego i zlodowacenia Wisły rejonu konińskiego. *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek. Instytut Badań Czwartorzędu Uniwersytetu im. A. Mickiewicza w Poznaniu*: 45–88.
- TOBOLSKI K. 1994 — Periodyzacja sobjytj pozdnego pleistocena w lednikowej obszari Polszy. *Paleogeograficzka osnowa sowremennych landszaftow. Nauka, Moskwa*: 11–17.
- UŚCINOWICZ S. 1996 — Deglacjacja obszaru południowego Bałtyku. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 373: 179–193.
- van der HAMMEN T. 1995 — The Dinkel valley revisited: Pleniglacial stratigraphy of the eastern Netherland and global climatic change. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 343–355.
- van GIJSEEL K. 1995 — A hydrogeological and palaeoenvironmental data set for large-scale groundwater flow model simulations in the north-eastern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 52: 105–134.
- WOHLFARTH B., BJÖRCK S., POSSNERT G., LEMDAHL G., BRUNNBERG L., ISING J., OLSSON S. & SVENSSON N.-O. 1993 — AMS dating Swedish varved clays of the last glacial-interglacial transition and the potential difficulties of calibrating Late Weichselian „absolute“ chronologies. *Boreas*, 22: 113–128.
- WOILLARD G.M. 1978 — Grande Pile peat bog: A continuous pollen record for the last 140 000 years. *Quater. Res.*, 9: 1–21.
- WOILLARD G.M. & MOOK W.G. 1982 — Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land sea chronologies. *Science*, 215: 159–161.
- WOZNJACZUK L.N. 1972 — Alluwij pogrebennoj uswjaczskoj i moskowskoj terras Zapadnoj Dwiny i Nemana. *Dokłady Akademii Nauk SSSR*, 16: 256–259.
- ZAGWIJN W.H. 1961 — Vegetation climate and radiocarbon datings in the Late Pleistocene of the Netherland. Part I: Eemian and Early Weichselian. *Mededelingen Geologische Stichting. N. S.*, 14: 15–45.
- ZARRINA E.P. & KRASNOW I.I. 1983 — Detalnaja chronograficzka skala pozdnego pleistocena Ewropejskoj czasti SSSR. *Sow. Geol.*, 6: 52–60.