

Jan BURACZYŃSKI

Jednostki stratygraficzne czwartorzędu Polski

Podział młodszego czwartorzędu Polski przeprowadzono na podstawie krzywej izotopu tlenu dla Atlantyku (M 13519) dla 750 000 lat. Wyróżnione jednostki stratygraficzne udokumentowano datowaniami metodą termoluminescencji (TL) osadów glacialnych i interglacialnych. Ciągły zapis zmian klimatycznych w rdzeniach oceanicznych jest podstawą wyróżnienia jednostek stratygraficznych czwartorzędu.

WSTĘP

Ważne miejsce w badaniach geologicznych czwartorzędu zajmuje podział stratygraficzny. W miarę przybywania faktów geologicznych, poglądy na ten temat ulegały ciągłym zmianom. S.Z. Różycki (1980) przedstawił rozwój poglądów na stratygrafię plejstocenu Polski i równocześnie zapoczątkował nowy okres badań stratygraficznych podziałem nawiązującym do światowych zmian temperatury i jednostek paleomagnetycznych. T. Wysoczański-Minkowicz (1980) opracował szczegółowy podział czwartorzędu na podstawie wskaźnika fluoro-chloro-apatytowego określającego wiek próbek kostnych. Ostatnio L. Lindner (1984) zaprezentował podział czwartorzędu Polski w oparciu o nowe fakty geologiczne, paleobotaniczne oraz datowanie absolutne (^{14}C , TL, FCl/P). Wyróżnione glacjały i interglacjały przedstawił w korelacji z datowanymi fazami izotopu tlenu dla Pacyfiku.

W ostatnim dziesięcioleciu zaznaczył się gwałtowny postęp w badaniach osadów oceanicznych. Dla północnego Atlantyku opracowano kilkanaście rdzeni ze strefy umiarkowanej ($\varphi 40^\circ - 60^\circ$). Na podstawie zróżnicowanej zawartości izotopu tlenu, węgla wapnia i okrzemek (gatunki subtropikalne, subpolarne i polarne) stwierdzono wahania klimatyczne i ich wiek. Szczegółowy przebieg temperatury powierzchni morza dla zimy (II) i lata (VIII) przedstawiono dla ostatnich 256 000 lat. Stwierdzono, że w interglacjałach w szerokościach umiarkowanych ($\varphi 40^\circ - 50^\circ$) temperatura powierzchni morza w lecie wynosi powyżej 15°C (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984).

W strefie równikowej Atlantyku zbadano osady oceaniczne w rdzeniu z wiercenia „Meteor” 13519 ($\varphi 5^\circ 39,5' \text{ N}$, $\lambda 19^\circ 51' \text{ W}$). Na podstawie badań okrzemek przedstawiono dla 750 000 lat krzywą zawartości izotopu tlenu, będącą równo-

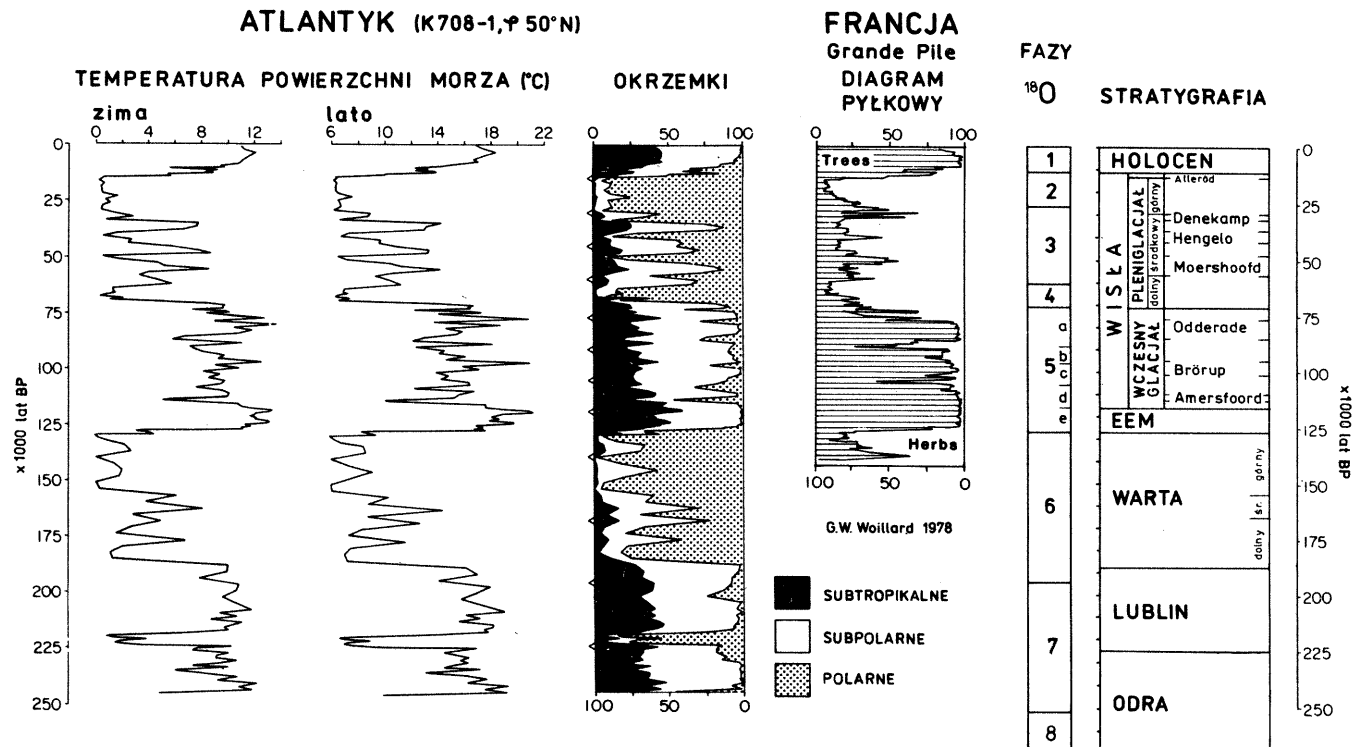


Fig. 1. Porównanie jednostek stratygraficznych z krzywą temperatury powierzchni morza (zima, lato), zawartością okrzemek z rdzenia K 708-1, φ 50° (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984), diagramem pyłkowym z torfowiska Grande Pile we wschodniej Francji, φ 47°44' (G. Woillard, W.G. Mook, 1982, wiek interpolowany) oraz fazami izotopu tlenu dla Pacyfiku (N.J. Shackleton, N.D. Opdyke, 1973).

Stratigraphic units compared with: – the temperature curve of the sea surface (winter, summer); – diatoms content in K 708-1 drilling core, φ 50° (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984); – the pollen diagram from the Grande Pile peat bog in eastern France, φ 47°44' (A. Woillard, W.G. Mook, 1982, interpolated age); – the stages of oxygen isotope concentration in the Pacific Ocean (N.J. Shackleton, N.D. Opdyke, 1973).

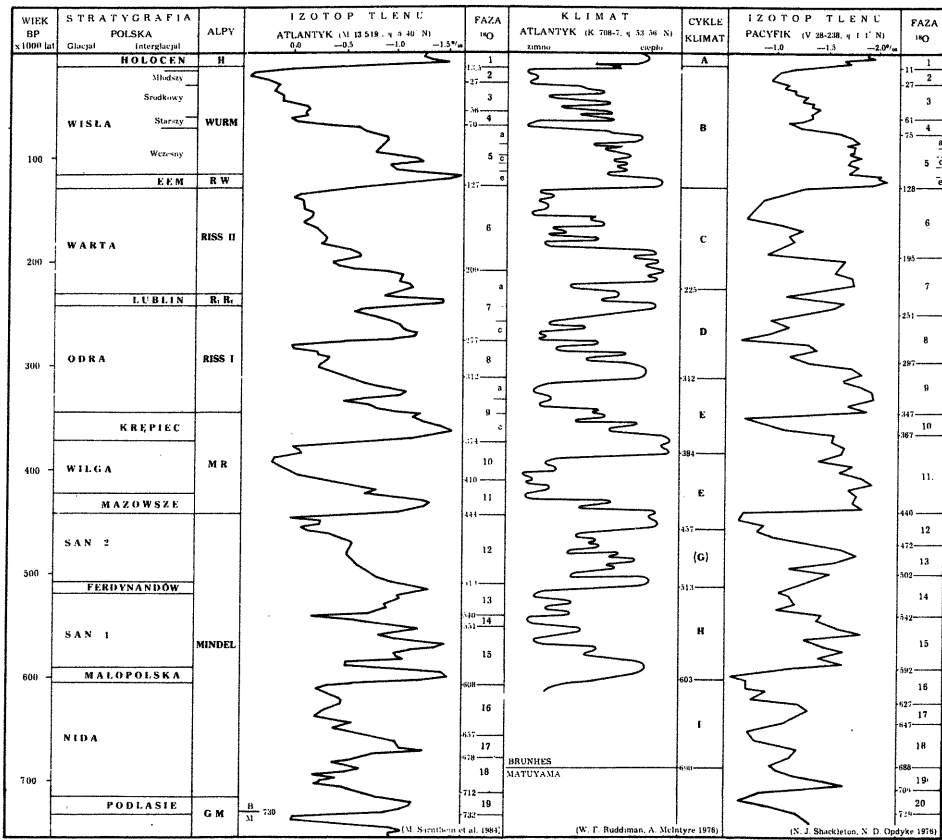


Fig. 2. Jednostki stratygraficzne czwartorzędu Polski

Stratigraphic units of Quaternary in Poland

Porównanie faz i krzywych izotopu tlenu Atlantyku i Pacyfiku z krzywą klimatyczną Atlantyku

Comparison of stages and curves of oxygen isotope concentration in Atlantic and Pacific Oceans with the climatic curve of the Atlantic Ocean

częście wskaźnikiem zmian temperatury powierzchni oceanu (M. Sarnthein i in., 1984). Stwierdzono, że ekstremalnie niskie temperatury wystąpiły w fazach 2, 4 i 10, natomiast fazy 6, 8, 12 były cieplejsze (K. Herterich, M. Sarnthein, 1984).

M. Sarnthein i in. (1984) wyróżnili dla Atlantyku fazy izotopu tlenu w oparciu o datowanie izotopowe oraz w porównaniu do faz wyróżnionych przez N.J. Shackleton, N.D. Ópdyke (1973, 1976). Porównanie faz ^{18}O dla Atlantyku i Pacyfiku dla starszych okresów wykazuje różny wiek oraz różną długość poszczególnych faz (fig. 2). Pełna zgodność wieku faz występuje dla ostatniego cyklu klimatycznego. Natomiast fazy ^{18}O 6–20 dla Atlantyku są starsze od faz wyróżnionych dla Pacyfiku o 15 do 43 tys. lat. Dużą zgodność wykazują jedynie fazy 11/12 (+4000 lat) i 14/15 (+9000 lat). W obu opracowaniach granicę paleomagnetyczną Brunhes-Matuyama datowano na 730 000 lat BP. Odpowiada ona pikowi krzywej cieplej fazy 19 (M. Sarnthein i in., 1984). Odmienny wiek tego okresu (690 000 lat BP) podaje W.F. Ruddiman, A. McIntyre (1976).

Różnice w datowaniu faz ^{18}O wynikają między innymi w zależności od stosowanej skali czasu. W badaniach rdzenia „Meteor” 13519 zastosowano nową skalę czasu, CARPOR (M. Sarnthein i in., 1984). Porównanie wieku obliczonego według różnych skal wykazuje dość duże różnice. Wiek obliczony w skali CARPOR w porównaniu ze skalą STUNE daje wartości wyższe. Jedynie dla okresów 13,5–225 i 550–700 tys. lat wyniki są dość zbliżone. Natomiast w okresie 225–550 tys. lat różnice wynoszą do 50 000 lat (K. Herterich, M. Sarnthein, 1984). Przedstawione badania wskazują, że problem datowania okresów interglacjał–glacjał jest w dalszym ciągu otwarty.

Na kontynencie, ciągły zapis zmian klimatycznych dla 140 000 lat przedstawia diagram pyłkowy torfowiska Grande Pile we wschodniej Francji (G. Woillard, 1975; G. Woillard, W.G. Mook, 1982). Porównanie przebiegu krzywych temperatury powierzchni morza i zawartości okrzemek (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984) z diagramem pyłkowym drzew (G. Woillard, 1975) wykazuje duże podobieństwo (fig. 1). Jest to odzwierciedleniem równoczesnych i podobnych zmian klimatycznych na Atlantyku i kontynencie, jakie miały miejsce w umiarkowanych szerokościach. Podobnie porównanie ciągłego zapisu dla 600 000 lat krzywych zawartości okrzemek z Atlantyku (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1976) z diagramem pyłkowym z Macedonii (T. van der Hammen i in., 1971) wskazuje, że również w starszych okresach czwartorzędu zmiany klimatyczne strefy umiarkowanej przebiegały podobnie na oceanie i kontynencie.

Przedstawione fakty wskazują, że podstawą wyróżnienia i datowania głównych jednostek stratygraficznych są krzywe oceaniczne. Na lądzie osady przedstawiające zmienne procesy są nieciągłe i niekompletne. Dlatego datowanie bezwzględne osadów mineralnych (TL, ESR) jest bardzo pomocne przy rekonstrukcji stratygraficznej osadów lądowych.

W tabeli stratygraficznej przedstawiono główne cykle klimatyczne i krzywą Atlantyku (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1976) oraz fazy i krzywą izotopu tlenu dla Atlantyku (M. Sarnthein i in., 1984) i dla Pacyfiku (N.J. Shackleton, N.D. Opdyke, 1976). Przebieg krzywych w obrębie faz ^{18}O wykazuje wahania klimatyczne, które są podstawą do wydzielenia niższego rzędu. Główne jednostki stratygraficzne: interglacjał–glacjał, wyróżniono na podstawie krzywej izotopu tlenu Atlantyku. Dla jednostek stratygraficznych zastosowano nazwy już przyjęte lub użyto nazw profili stratotypowych (fig. 2).

JEDNOSTKI STRATYGRAFICZNE

Młodszy czwartorzęd wyznacza granica paleomagnetyczna datowana na 730 000 lat BP (N.J. Shackleton, N.D. Opdyke, 1973, 1976; M. Sarnthein i in., 1984). M. Sarnthein i in. (1984) młodszy czwartorzęd dzieli na 19 faz izotopu tlenu, odpowiadających okresom ciepłym i zimnym. Na podstawie zawartości okrzemek W.F. Ruddiman i A. McIntyre (1976) wyróżnili główne cykle klimatyczne obejmujące interglacjał–glacjał o długości 60–100 tys. lat. Porównanie długości faz izotopu tlenu z cyklami klimatycznymi Atlantyku wskazuje zróżnicowanie od –10 do +30 tys. lat.

Młodszy czwartorzęd zaczyna się interglacjałem podlasie (733–712 ka BP) wyznaczony 19 fazą ^{18}O . Okres glacialny wyznacza zlodowacenie nidy (712–608 ka BP) obejmujące 18–16 fazę. Stosunkowo niewielkie ocieplenie fazy 17 (678–657 ka BP) wskazuje raczej na przerwę interstadialną. Dzieli ono zlodowacenie nidy na starsze i młodsze.

Cykl klimatyczny H wyznacza interglacjał małopolski (608–598 ka BP) w początkowym najcieplejszym okresie 15 fazy ^{18}O . Złodowacenie san 1 (598–527 ka BP) charakteryzuje się dużymi wahaniami klimatycznymi wskazującymi na etapowy rozwój złodowacenia w 15 i 14 fazie.

Cykl klimatyczny F zaczyna interglacjał ferdynandów (527–510 ka BP) odpowiadający 13 fazie ^{18}O . Stratotypowy profil Ferdynandowa jest udokumentowany palinologicznie (Z. Janczyk-Kopikowa, 1981). Datowanie TL¹ osadów interglacjałnych w profilu Ferdynandowa na 532 ± 79 (Lub 128) i 543 ± 81 (Lub 129) ka BP przemawia za taką pozycją stratygraficzną. J.E. Mojski (1985) i J. Rzechowski (1987) uważają, że interglacjał ferdynandów jest starszy od złodowacenia san 2. Złodowacenie san 2 (510–444 ka BP) obejmuje długi okres zimny, z minimum przypadającym pod koniec 12 fazy ^{18}O . Maksymalny zasięg lądolodu w Kotlinie Sandomierskiej nastąpił na początku złodowacenia san 2. Dokumentuje to datowanie TL gliny zwalowej z Przemyśla 528 ± 79 Lub 933, Leżajska 508 ± 75 Lub 59 i Janowa Lubelskiego 496 ± 74 Lub 409 (J. Buraczyński, 1986; J. Wojtanowicz, 1985). Najstarszy wiek uzyskano dla gliny zwalowej z maksymalnego zasięgu złodowacenia san 2.

Cykl klimatyczny E zaczyna interglacjał mazowsze (444–410 ka BP) odpowiadający 11 fazie ^{18}O , którego osady datowano na 408 ± 60 Lub 357 i 429 ± 64 Lub 358 ka BP (J. Rzechowski, 1987). Okresowi temu w Europie Zachodniej odpowiada interglacjał Holsteinian (M. Sarnthein i in., 1986). Złodowacenie wilga (410–374 ka BP) zaznaczyło się ekstremalnym zimmem, stwierdzonym w 10 fazie ^{18}O .

Cykl klimatyczny D wyznacza interglacjał krępiec (374–347 ka BP). Jest to najcieplejszy interglacjał obejmujący fazę 9c, którego maksimum przypadło na okres 363 ka BP. Interglacjał jest dobrze udokumentowany w stratotypowym profilu Krępiec (Z. Janczyk-Kopikowa, 1981). Pozycja stratygraficzna interglacjału została również udokumentowana datowaniem metodą TL. Osady w profilu Brus uzyskały daty 346 ± 51 (Lub 734), 356 ± 53 (Lub 735) i 365 ± 54 (Lub 736) ka BP, a w profilu Ruda 338 ± 51 (Lub 756), 348 ± 52 (Lub 757) ka BP (J. Buraczyński, J. Wojtanowicz, 1982, 1988). Podobne daty TL (336 ± 40 Lub 169, 341 ± 41 Lub 170, 351 ± 42 Lub 171 ka BP) uzyskano dla interglacjałnej gleby w profilu lessowym Nieledeu (H. Maruszczak, 1987). Do okresu tego nawiązuje interglacjał Wacken z doliny Renu, datowany metodą ESR na okres 370–350 ka BP (M. Sarnthein i in., 1986).

Złodowacenie odry (347–245 ka BP) obejmuje długi okres, fazy 9a–b, 8 i 7b–c. W początkowym okresie zaznacza się wahaniami klimatu w fazie 9a–b (347–312 ka BP) wskazującymi na stopniowe ochłodzenie związane z etapami rozwoju lądolodu. Intensywne ochłodzenie klimatu w fazie 8 wyznacza transgresję lądolodu z okresu stadiału krzny i stadiału maksymalnego (283–277 ka BP). Pod koniec złodowacenia zaznacza się znaczne ocieplenie w fazie 7c (277–259 ka BP) i ponowne ochłodzenie w fazie 7b (259–245 ka BP). Okresom recesji odpowiadały stadiały: Puławy–Uhrusk i Dęblin–Włodawa (J. Buraczyński, 1986).

Cykl klimatyczny C zaczyna interglacjał lublin (245–234 ka BP) przypadający na maksimum fazy 7a. Obejmuje on długi i ciepły okres o dość wyrównanej temperaturze (fig. 1), dobrze poznany badaniami rdzeni oceanicznych (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984). Na łądzie interglacjał reprezentuje dobrze rozwinięta śródlessowa gleba leśna, wskazująca na długi okres ciepły (J. Buraczyński, J. Butrym, 1987). Uzyskały one daty TL w profilach lessowych: Woźuczyn 233 ± 28 (Lub 144)

¹ Przedstawione w pracy daty TL wykonał dr J. Butrym w Laboratorium Termoluminescencji Zakł. Geografii Fizycznej Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej w Lublinie.

ka BP (J. Buraczyński i in., 1986); Nieldew 234 ± 28 Lub $160, 244 \pm 30$ Lub $161, \text{Łopatki } 222 \pm 33$ Lub 575 i 246 ± 37 Lub 576 ka BP (H. Maruszczak, 1986). Okresowi temu w Europie centralnej odpowiada interglacjał Treenian datowany na około 220 ka BP (M. Sarnthein et al., 1986).

Zlodowacenie warta ($234 - 127$ ka BP) zaczyna się ochłodzeniem trwającym $10\ 000$ lat. W środkowej części glacjału ($200 - 160$ ka BP) występują wahania klimatyczne. Ponowne silne ochłodzenie trwające $20\ 000$ lat wystąpiło w górnym glacjale. Przebieg krzywej klimatycznej wskazuje na trójdzielność zlodowacenia warty.

Cykl klimatyczny B charakteryzuje krzywa temperatury powierzchni morza i zawartości okrzemek oraz ciągły diagram pyłkowy we wschodniej Francji (fig. 1). Z krzywych można odczytać nie tylko zmiany interglacjał – glacjał, lecz i wahania niższej rangi. Przebieg temperatury wskazuje, że interglacjał eemski przypada w okresie $127 - 118$ ka BP, a wczesny glacjał ($118 - 70$ ka BP) zaznaczył się jako długi okres ciepły przerywany krótkotrwałymi epizodami ochłodzenia. We wschodniej Francji rosły wówczas lasy umiarkowane przerwane dwoma krótkimi epizodami rozwoju stepu około 97 i 87 ka BP (G. Woillard, W.G. Mook, 1982). W lessach Alzacji w interglacjale i wczesnym glacjale rozwinął się kompleks glebowy (J. Buraczyński, 1982; J. Buraczyński, J. Butrym, 1987; B. Van Vliet-Lanoë, 1986).

Nieco inaczej w tym okresie przebiega temperatura powierzchni morza w obszarach położonych bardziej na północ (rdzeń K 708 – 7, ϕ 54°). Po interglacjale eemskim występuje długi okres chłodu, a ponowne ocieplenie nastąpiło około 90 ka BP, to jest w interstadiale Brörup (W.F. Ruddiman, A. McIntyre, 1984). W północno-zachodniej Europie okresom ciepłym odpowiadają serie torfu przedzielone osadami mineralnymi z okresów chłodnych (G. Kukla, M. Briskin, 1983). Porównanie krzywych okrzemek z diagramem pyłkowym wskazuje, że zależnie od szerokości geograficznej i warunków lokalnych, cechy klimatu ciepłego w okresie wczesnego glacjału mogły być dominujące.

Pleniglacjał dobrze poznano przy pomocy badań geologicznych ze względu na dobre zachowanie osadów i form. Podział na jednostki niższego rzędu przeprowadzono zarówno dla strefy zasięgu lądolodu (J.E. Mojski, 1980), jak i poza nią; przez S. Kozarskiego (1980) w Polsce północnej, H. Maruszczaka (1980) – środkowej i L. Starkla (1980) – południowej. Przebieg procesów na lądzie wykazuje zgodność ze zmianami klimatycznymi stwierdzonymi w krzywych oceanicznych.

WNIOSKI

Ciągły zapis zmian klimatycznych w rdzeniach oceanicznych umożliwia wyróżnienie jednostek stratygraficznych czwartorzędu. Temu celowi służą krzywe izotopu tlenu z Atlantyku i Pacyfiku rejestrujące długi okres czwartorzędu. Krzywe temperatury powierzchni morza z szerokości umiarkowanych dobrze charakteryzują warunki klimatyczne na lądzie. Krzywe izotopu tlenu i okrzemek z Atlantyku i Pacyfiku są zgodne dla ostatniego cyklu klimatycznego. Nie można tego powiedzieć o okresach starszych, co jest widoczne przy porównaniu krzywych z rdzeni K 708 – 7, M 13519 i V 28 – 238 (fig. 2). Jednocześnie rdzenie z różnych szerokości wskazują na nierównoczesność i przesunięcie wahań klimatycznych.

Jedną z przyczyn niezgodności wieku faz ^{18}O są metody obliczenia wieku osadów oceanicznych. Są one ciągle doskonałe, dlatego zagadnienie wieku poszczegół-

nych faz jest w dalszym ciągu otwarte. Mimo tych zastrzeżeń krzywe izotopu tlenu odgrywają ważną rolę w poznawaniu stratygrafii czwartorzędu.

Instytut Nauk o Ziemi
Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej
Lublin, ul. Akademicka 19

Nadesłano dnia 4 grudnia 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- BURACZYŃSKI J. (1982) – Etude lithostratigraphique des loess d'Alsace (France). *Ann. UMCS, sec. B.* **37**, p. 1–41.
- BURACZYŃSKI J. (1986) – Zasięg łądolołu Odry (Saalian) we wschodniej Polsce. *Prz. Geol.* **44**, p. 684–689, z. 12.
- BURACZYŃSKI J., BUTRYM J. (1987) – Thermoluminescences stratigraphy of the loess in the Southern Rhinegraben. *Catena, suppl.* **9**, p. 81–94.
- BURACZYŃSKI J., RZECHOWSKI J., WOJTANOWICZ J. (1986) – The conditions and course of the sedimentation of older and younger loesses in the Wożuczyn profile (SE Poland). *Ann. UMCS, sec. B.* **41**, p. 149–164.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J. (1982) – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Kołacze (716). Inst. Geol. Warszawa.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J. (1988) – Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Arkusz Świerże (753), Okopy (754). Inst. Geol. Warszawa.
- HERTERICH K., SARNTHEIN M. (1984) – Brunhes time scale: Tuning by rates of calcium-carbonate dissolution and cross spectral analyses with solar insolation. In: *Milankovitch and Climate*. Berger A. et al. (eds). Part I, p. 447–466.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z. (1981) – Analiza pyłkowa plejstoceńskich osadów z Kaznowa i Krępeca. *Biul. Inst. Geol.* **321**, p. 249–258.
- JANCZYK-KOPIKOWA Z., MOJSKI J.E., RZECHOWSKI J. (1981) – Position of the Ferdynandów Interglacial. *Biul. Inst. Geol.* **335**, p. 65–79.
- KOZARSKI S. (1980) – An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**, p. 21–35.
- KUKLA G., BRISKIN M. (1983) – The age of the 4/5 isotopic stage boundary on land and in the Oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **32**, p. 35–45.
- LINDNER L. (1984) – An outline of Pleistocene chronostratigraphy in Poland. *Acta Geol. Pol.* **34**, p. 21–49, nr 1–2.
- LINKE G., KATZENBERGER O., GRUN R. (1985) – Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. *Quatern. Sc. Rev.* **4**, p. 319–331.
- MARUSZCZAK H. (1980) – Stratigraphy and chronology of the Vistulian loesses in Poland. *Quatern. Stud.* **2**, p. 57–76.
- MARUSZCZAK H. (1986) – Loesses in Poland. their stratigraphy and palaeogeographical interpretation. *Ann. UMCS, sec. B.* **41**, p. 15–54.
- MOJSKI J.E. (1980) – Vistulian stratigraphy in the glaciated area of the Polish Lowlands. *Quatern. Stud.* **2**, p. 77–98.
- MOJSKI J.E. (1985) – Geology of Poland, vol. I. Stratigraphy, part 3 b. Cainozoic–Quaternary. Inst. Geol. Warszawa.
- RÓŻYCKI S.Z. (1980) – Principles of stratigraphic subdivision of Quaternary of Poland. *Quatern. Stud. in Poland*, **2**, p. 99–106.

- RUDDIMAN F.P., McINTYRE A. (1976) – Northeast Atlantic Palaeoclimatic changes over the Past 600 000 Years. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **145**, p. 111–146.
- RUDDIMAN W.F., McINTYRE A. (1984) – Ice-age thermal response and climatic role of the surface Atlantic Ocean, 40° N to 63°N. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **95**, p. 381–396.
- RZECZOWSKI J. (1987) – Pleistocene till stratigraphy in Poland. In: Sibrava V., Bowen D.Q., Richmond G.M. (eds) – Quaternary glaciations in the northern hemisphere. Pergamon Press, p. 365–372.
- SARNTHEIN M., ERLLENKEUSER H., VON GRAFENSTEIN R., SCHRÖDER C. (1984) – Stable-isotope stratigraphy for the last 750 000 years: "Meteor" core 13519 from the eastern equatorial Atlantic. "Meteor" *Forsch.-Ergebnisse C*, No 38, p. 9–24. Berlin.
- SARNTHEIN M., STREMMER H.E., MANGINI A. (1986) – The Holstein Interglaciation: Time-stratigraphic position and correlation to stable-isotope stratigraphy of deep-sea sediments. *Quatern. Res.*, **26**, p. 283–298.
- SHACKLETON R.J., OPDYKE N.D. (1973) – Oxygen-Isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific Core V 28–238: Oxygen-Isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ years scale. *Quatern. Res.*, **3**, p. 39–55.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1976) – Oxygen-Isotope and palaeomagnetic stratigraphy of Pacific Core V 28–239 Late Pliocene to Last Pleistocene. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, **145**, p. 449–464.
- STARKEL L. (1980) – Stratigraphy and chronology of the Vistulian in the Polish Carpathian and the Subcarpathian Basins. *Quatern. Stud.*, in Poland, **2**, p. 121–135.
- VAN DER HAMMEN T., WIJMSTRA T.A., ZAGWIJN W.H. (1971) – The floral record of the late Cenozoic of Europe. In: Turekian K.K. (ed.) – The late Cenozoic glacial ages. Yale Univ. Press, p. 391–424.
- VAN VLIET-LANOË B. (1986) – Le pédocomplexe du dernier interglaciaire (de 125 000 à 75 000 B.P.). *Bull. Ass. Fr. Et. Quater.*, **25/26**, p. 139–150.
- WOILLARD G. (1975) – Recherches palynologiques sur le Pléistocène dans l'Est de la Belgique et dans les Vosges Lorraines. *Acta Geogr. Lovaniensis*, **14**.
- WOILLARD G., MOOK W.G. (1982) – Carbon C-14 Dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies. *Sciences*, **215**, p. 159–161.
- WOJTANOWICZ J. (1985) – Datowany (TL) profil czwartorzędu w Giedlarowej w Kotlinie Sandomierskiej i jego znaczenie paleogeograficzne. *Studia Geomorph. Carp.-Balc.*, **19**, p. 37–44.
- WYSOCHAŃSKI-MINKOWICZ T. (1980) – Datowanie szczątków kostnych jako podstawa dla ustalenia stratygrafii i chronologii plejstocenu w Polsce. In: *Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE*, p. 23–29 Lublin.

Ян БУРАЧИНСКИ

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛЬШИИ

Резюме

Различное содержание изотопа кислорода и диатомей в океанических осадках является признаком изменчивости климата и позволяет определять время этих изменений. Непрерывная запись температур морской поверхности и содержания диатомей в Атлантике, сравненная с пылевой

диаграммой торфяника Grande Pile во Франции служит показателем одинаковых климатических изменений в Атлантическом океане и на континенте (фиг. 1). Это говорит о том, что керны умеренных широт верно характеризуют и климатические условия на суше.

Стратификация верхних отложений Польши выполнена на базе кривой изотопа кислорода для Атлантики (M 13519) для периода 750 000 лет. Выделение стратиграфических элементов подтверждается датированием термлюминисцентным методом (TL) ледниковых и межледниковых отложений. Непрерывная запись климатических изменений, содержащаяся в океанских кернах, послужила основой для выделения четвертичных стратиграфических элементов.

Jan BURACZYŃSKI

STRATIGRAPHIC UNITS OF QUATERNARY IN POLAND

S u m m a r y

Different concentration of oxygene isotopes and different content of diatoms in the ocean deposits reflect climatic fluctuations and allow to estimate their age. The continuous record of the sea surface temperature and diatoms content in the Atlantic Ocean is related to the similar climatic changes on the continent as it has been recorded in the pollen diagram from the Grande Pile peat bog in France (Fig. 1). This fact proves that ocean cores from the moderate latitudes reflect continental climate as well.

In Poland the stratigraphic subdivision of younger Quaternary is based on the oxygen isotope curve of the Atlantic Ocean (M 13519) concerning 750 000 years. Presented stratigraphic units have been documented by TL datings of glacial and interglacial deposits. The continuous record of climatic fluctuations yielded by ocean cores is of fundamental importance for Quaternary subdivision into stratigraphic units.