

## Zawartość i skład izotopowy węgla organicznego z utworów formacji poznańskiej (miocen–pliocen) z rejonu Konina (środkowa Polska): sugestie paleośrodowiskowe i stratygraficzne

Andrzej Gąsiewicz\*

**Content and carbon isotopic composition of organic matter of the Poznań Formation (Miocene–Pliocene) from the Konin area (Central Poland): palaeoenvironmental and stratigraphic suggestions.** *Prz. Geol.*, 519–526.

*S u m m a r y.* The paper presents interpretation of total organic carbon (TOC) content and carbon isotopic composition of organic matter within the Miocene/Pliocene Poznań Formation deposits recorded in BK 110 borehole in the Konin area (Central Poland). The TOC content as well as  $\delta^{13}C_{(TOC) PDB}$  values vary widely throughout the deposits, from 0.1% to 6.1% (0.6% at average) and from -14.2‰ to -26.2‰ (-23.2‰ at average), respectively. The distribution of these parameters within the series allow to distinguish the lower part, which is thinner and enriched in organic matter accumulation, and the upper part, which is thicker and clastic. The  $\delta^{13}C_{TOC}$  values indicate that C3 plant material prevailed in the lower part, while the upper part contains of C3+C4 plant material or C3 + marine organic matter. The subdivision of the Formation into lower and upper parts reflects a shift from peat-bog vegetation in nearshore lake into brackish lagoon environment with a periodical supply of terrigenous land material. The shift in the origin of the organic matter and sedimentological features of the Poznań Formation sediments imply a tectonic event or/and climatic shift, possibly connected with evolution of plants population and thus relative decrease in C3 and increase in C4 organic material at the Miocene–Pliocene boundary.

**Key words:** Poznań Formation, Miocene–Pliocene, organic matter, TOC, carbon isotopes, sedimentation

Mioceno–plioceniczne utwory formacji poznańskiej, o zmiennej miąższości (zwykle 60–80 m, a maksymalnie 180 m) pokrywają prawie cały Niż Polski i stanowią część rozległego kontynentalnego basenu neogeńskiego rozciągającego się pasem od centralnych Niemiec po Białoruś (Dyjur, 1970; Baraniecka, 1995; Piwocki & Ziemińska-Tworzydło, 1997; Kasiński i in., 2002). Spoczywają one na osadach przedtrzęsiorzędowych lub dolno-środkowo miocenicznych i są przykryte (z erozyjną granicą) utworami czwartorzędowymi. Utwory tej formacji są złożone głównie z prawie homogenicznych serii ilastych i mułowcowych, niekiedy przewarstwianych piaskami i zlepieńcami oraz z wkładkami lignitu w dolnej części (Piwocki, 1992, 1998). Rzadkie struktury sedymentacyjne, prawie brak skamieniałości (za wyjątkiem sporadycznej makro- i mikrofauny (Giel, 1971, 1975, 1979a, b; Baraniecka, 1979) oraz przewaga utworów pelitycznych uniemożliwiają dokładniejsze określenie warunków depozycji serii poznańskiej, a w tym i akumulacji materii organicznej.

Charakter środowiska depozycji tych utworów węglonośnych jest ciągle kontrowersyjny. Występowanie lignitu sugeruje kontynentalne, jeziorne środowisko depozycji całej serii (Dyjur, 1970; Różycki, 1972; Wagner, 1982). Nowsze badania sedymentologiczne serii poznańskiej wykazują, że w środku basenu rozwijała się wielka równia aluwialna z jeziorzyskami przekształcającymi się lokalnie w torfowiska (Kasiński & Czapowski, 2002). Analiza sedymentologiczna i geochemiczna tej serii w wybranych rejonach Niżu Polskiego (Piwocki i in., 2001; Kasiński i in., 2002) sugeruje, że sedymentacja tych utworów zachodziła w warunkach limnicznych przerywanych okresowo (sztormowymi) wpływami morskimi. Określenie przebiegu depozycji tych utworów stanowi zatem jeden z kluczowych problemów geologii pogranicza utworów miocenu i pliocenu, i zawiera także istotne implikacje dla warunków akumulacji węgla brunatnego na Niżu Polskim.

nu, i zawiera także istotne implikacje dla warunków akumulacji węgla brunatnego na Niżu Polskim.

Cechą charakterystyczną serii poznańskiej jest obecność lokalnie znacznych ilości materii organicznej. Uwęglona materia fitogeniczna występuje obficie szczególnie w dolnej części kompleksu osadowego jako cienkie wkładki węgla brunatnego i w stanie silnego rozproszenia w pozostałej części serii poznańskiej. Seria poznańska zawiera, co prawda bogate, ale mało zróżnicowane spektrum wegetacyjne (Łuczowska & Dyjur, 1971; Ziemińska-Tworzydło, 1974; Ważyńska, 1988; Krajewska, 2001). Materia organiczna budująca te utwory może być pochodzenia lądowego, morskiego, lub może być typu mieszanego. Ponadto w osadach węglistych nie można wykluczyć udziału redeponowanej materii organicznej, jako że lokalne podniesienia obszarów na przełomie miocenu górnego i pliocenu, a w efekcie silna erozja (jak np. w rejonie bełchatowskim), mogły doprowadzić do zniszczenia węglonośnych osadów miocenu górnego i środkowego (np. Baraniecka i in., 1980). W tym kontekście, istotne implikacje dotyczące cech środowiska depozycyjnego serii poznańskiej mogą wynikać z badań izotopowych i chemicznych materii organicznej. Jest to ważne także i z tego względu, że dostarczają one wskazówek co do natury samej materii organicznej tworzącej pokłady węgla brunatnego o przemysłowej wartości. Wstępne wyniki tych badań są przedstawione poniżej. Badania przeprowadzono z próbek pobranych z otworu wiertniczego BK 110 w rejonie Konina (ryc. 1).

### Metodyka

Próbki skalne z rdzenia z otworu BK 110, po makroskopowej selekcji w binokularze (w celu wyeliminowania ewentualnych ziaren węglanowych), sproszkowano. Skład chemiczny tych próbek oznaczono metodą XRF przy użyciu spektrometru Philips PW 2400 w Centralnym Laboratorium Chemicznym Państwowego Instytutu Geologicznego w Warszawie. Całkowitą (sumaryczną) zawartość węgla organicznego (TOC) i wartość stosunku izotopowe-

\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

go węgla organicznego w TOC ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ ) oznaczono w Instytucie Geologii i Mineralogii Uniwersytetu Erlangen-Norymberga (Niemcy).

Zawartość TOC oznaczono metodą miareczkowania kulometrycznego za pomocą aparatu Leco. Badania izotopowe węgla wykonano z frakcji organicznej (TOC) zawartej w tych samych próbkach. W tym celu próbki poddano reakcji z 10% HCl w celu usunięcia minerałów węglanowych, następnie przemyto wodą destylowaną, pozostałość zaś po reakcji z HCl poddano koncentracji w wirówce i suszeniu w temp. 50°C. Próbkę następnie spalono w strumieniu tlenu w temp. 1050°C w analizatorze pierwiastków Carlo-Erba połączonym ze spektrometrem masowym Finningan MAT Delta S. Kerogen został skoncentrowany w aparacie Soxhleta przy użyciu chlorku metylenu jako rozpuszczalnika. Dokładność analityczna  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ , oparta o podwójne analizy, przewyższała  $\pm 0,1\text{‰}$  (16). Dane izotopowe są podane jako różnica w promilach względem wzorca PDB.

### Szkie geologiczny i litologiczny

Otwór BK 110 (rejon Konina) jest położony w brzeżnej części zbiornika mioceńsko-plioceńskiego na Niżu Polskim (ryc. 1). Seria poznańska w tym rejonie to głównie mułowce (mułki) i ły, a rzadziej piaski (np. Piwocki i in., 2001). Profil litofacjalny tego otworu został przedstawiony i omówiony w publikacjach Kasińskiego i Czapowskiego (2002, ryc. 1) oraz Kasińskiego i in. (2002, fig. 3).

W profilu wymienionego otworu znajduje się 20 kompleksów litologicznych powstałych w 9 cyklach depozycyjnych o łącznej miąższości ok. 24 m; tworzą go głównie utwory ilaste i mułowe lub ilasto-mułowe z wkładkami piasków, niekiedy zailonych (Piwocki i in., 2001; Kasiński i in., 2002). Niższa część profilu jest ilasta z większą

domieszką mułu, w części środkowej liczniejsze są prze-warstwienia piasków, a część wyższa jest bardziej ilasta. Cała seria pozbawiona jest widocznych makroskopowo koncentracji węglanów, co potwierdza brak reakcji z HCl, obserwacje wybranych płytek cienkich oraz analizy geochemiczne (Piwocki i in., 2001). Charakterystycznym składnikiem tej serii jest materia organiczna, wyraźnie obfitsza w niższej części profilu.

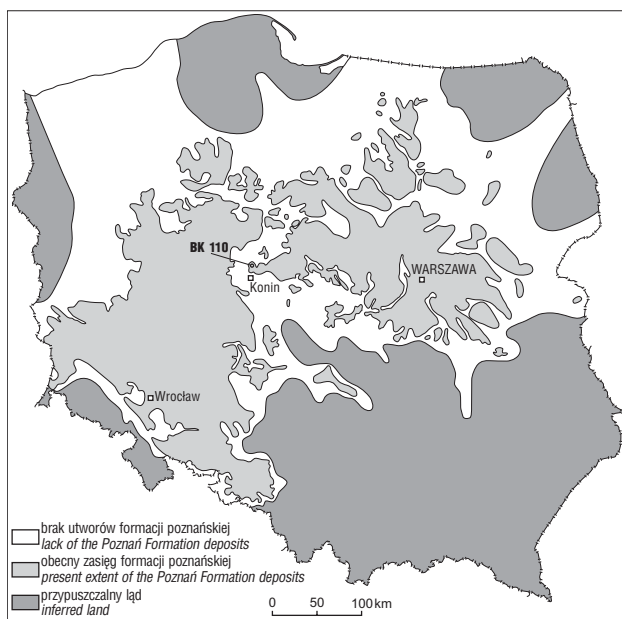
### Wyniki badań

**Cechy materii organicznej.** Rozkład materii organicznej w utworach serii poznańskiej w rejonie Konina jest ilościowo i jakościowo zróżnicowany. Utwory te zawierają makro- i mikroskopową domieszkę materii organicznej (Piwocki i in., 2001; Kasiński i in., 2002). Domieszka ta w badanym otworze jest zwykle odzwierciedlona zmienną barwą osadów, od jasnoszarej do czarnej. Szczególnie jest to dobrze widoczne w dolnej części badanego kompleksu, w którym większe nagromadzenia materii organicznej tworzą kompleks (nieprzewiercony) węgla brunatnego (ksylitu), w którego stropie występuje cienka (0,1 m) warstwa węgla detrytowego z obfitym detrytusem roślinnym (Piwocki i in., 2001; Czapowski & Kasiński, 2002). W pozostałej części profilu występują często ciemnoszare ły zawęglone lub ły z gniazdami substancji węglistej i pojedynczymi uwęglonymi ksylitami (Piwocki i in., 2001; Czapowski & Kasiński, 2002). Oprócz ksylitu i rozproszonej substancji węglistej omawiane utwory zawierają większe, bliżej nierozpoznawalne uwęglone fragmenty roślinne (fitoklasty) i resztki liści. Obserwacje płytek cienkich oraz macek próbek (Paruch-Kulczycka & Giel, 2002; Słodkowska, 2002) potwierdzają ogólne zróżnicowanie ilościowe sporomorf, brak zooplanktonu i reliktyw wyższych zwierząt, oraz jedynie pojedyncze okazy słodkowodnego fitoplanktonu.

Analiza makroskopowa i badania mikroskopowe (Słodkowska, 2002) serii poznańskiej w profilach z rejonu Konina pozwalają stwierdzić, że seria poznańska cechuje się istotnym, zwłaszcza w dolnej części, udziałem biomasy pochodzenia lądowego. Obserwacje te wykazują również, że analizowana frakcja organiczna (TOC) jest złożona głównie (lub prawie wyłącznie) z materiału roślinnego, pochodzącego prawdopodobnie z różnych źródeł.

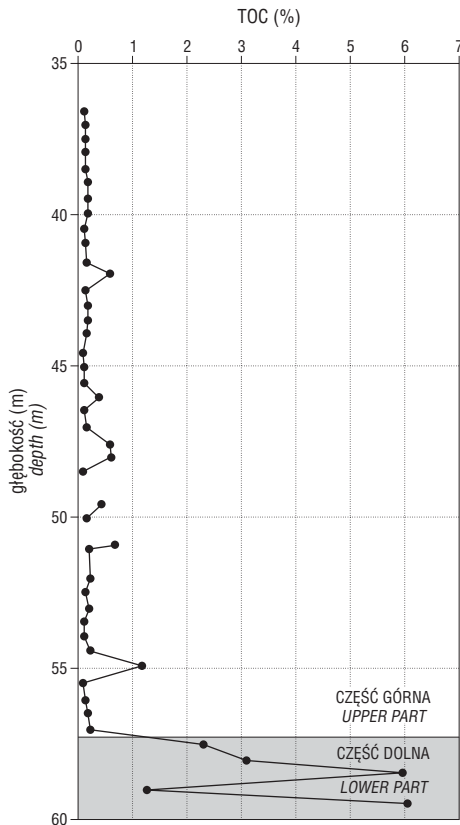
**Rozkład TOC w profilu.** Obserwacje makroskopowe wykazują, że materia organiczna w utworach serii poznańskiej otworu BK 110 jest nierównomiernie rozmieszczona. Potwierdza to niejednolity rozkład zawartości całkowitego węgla organicznego (TOC). Zawartość TOC zmienia się od ok. 0,09% do 6,05% (ryc. 2), a średnio wynosi 0,63%. Bardzo nierównomierny rozkład ilości TOC w profilu pionowym wyznacza wyraźny podział serii poznańskiej na dwie części, ma to również odzwierciedlenie w cechach chemicznych tej serii (Piwocki i in., 2001). Dolna część charakteryzuje się względnie dużą ilością TOC, a górna niewielką, przy czym w górnej części występują miejscami większe ilości materii organicznej (ryc. 2).

Analiza pionowego rozkładu zawartości TOC w otworze BK 110 w badanej serii wykazuje zależność ilości TOC od facji osadowych. Średnia ilość TOC jest największa w łąch (0,68%), mniejsza w mułkach (0,50%), a najmniejsza w piaskach (0,27%). ły charakteryzują się również naj-



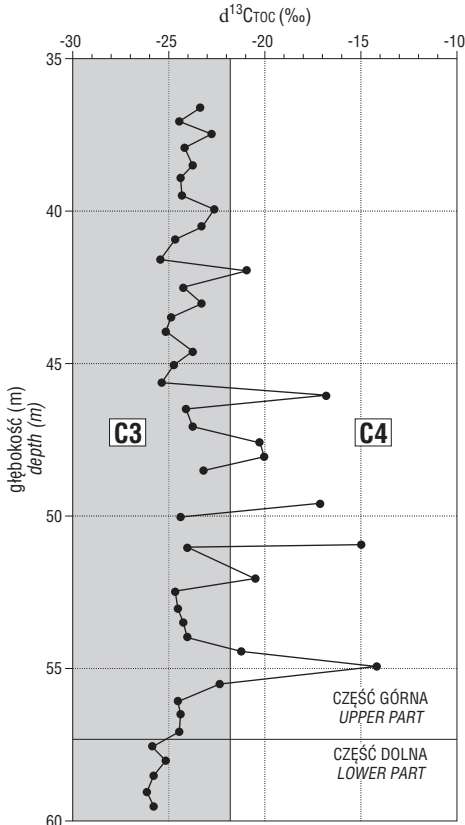
**Ryc. 1.** Lokalizacja otworu wiertniczego BK 110 i przypuszczalny zasięg basenu serii poznańskiej; według Kasińskiego i Czapowskiego (2002, uproszczone)

**Fig. 1.** Location of borehole BK 110 and inferred extent of the Poznań Formation basin; after Kasiński & Czapowski (2002, simplified)



Ryc. 2. Rozkład zawartości TOC w profilu otworu wiertniczego BK 110

Fig. 2. Distribution of TOC content in borehole BK 110



Ryc. 3. Rozkład wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  w profilu otworu wiertniczego BK 110. C3 i C4 — typy roślinności

Fig. 3. Distribution of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  values in borehole BK 110. C3 and C4 — plant material types

większym zakresem zmienności TOC (0,09–6,1%), który w mułkach jest znacznie mniejszy (0,09–2,28%) i najmniejszy w piaskach (0,09–0,61%).

**Skład izotopowy TOC.** Stosunki izotopowe węgla organicznego ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ ) wykazują, podobnie do rozkładu TOC, również dużą zmienność w zakresie od  $-26,2\text{‰}$  do  $-14,2\text{‰}$  (ryc. 3), a wartość średnia wynosi  $-23,17\text{‰}$  (tab. 1). Większość próbek (55,6%) cechuje się wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  występującymi w dość wąskim zakresie: od  $-24\text{‰}$  do  $-26\text{‰}$ , przy czym w zakresie od  $-22\text{‰}$  do  $-28\text{‰}$  występuje 80% próbek. Pozostała zaś, niewielka część próbek (20%) ma, wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  od  $-14\text{‰}$  do  $-22\text{‰}$ .

Pionowa zmienność wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  jest ogólnie niewyrównana i odznacza się znacznymi wahaniami — w stronę wyższych wartości względem dość wyrównanych i względnie niskich wartości tła. Rozkład pionowy wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  przedstawia niezbyt wyraźny podział serii na dwa odcinki dolny i górny. Niższa część profilu (na głęb. 59,5–55,5 m) wyróżnia się słabo, najniższymi i bardzo wyrównanymi wartościami  $\delta$ . W pozostałej części profilu rozkład wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  staje się wyraźnie niejednorodny, z dużymi fluktuacjami, zwłaszcza w mniej więcej środkowym odcinku serii osadowej. Powyżej zaś, w najwyższej części profilu, wahania te wyraźnie się zmniejszają, a profil zmian tych wartości od głęb. ok. 45 m staje się już coraz bardziej wyrównany.

Średnia wartość  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  wykazuje zmienną zależność od facji i jest najniższa w ilach ( $-24,0\text{‰}$ ), pośrednia w piaskach ( $-23,2\text{‰}$ ), a najwyższa w mułkach ( $-21,3\text{‰}$ ). Zakres zmian wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  może się wahać znacznie i jest największy w mułkach (11,7%), mniejszy, ale dość wysoki w ilach (9,1%), a najmniejszy w piaskach (3,8%).

### Dwudzielność serii poznańskiej

Zróżnicowanie rozkładu ilości materii organicznej oraz wartości izotopowych węgla w TOC wyznaczają ogólny podział serii poznańskiej na niewielkiej miąższości część dolną i znacznie grubszą część górną. Podział ten dobrze zaznacza się w rozkładzie pionowym zawartości TOC, a znacznie słabiej w rozkładzie wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (ryc. 2, 3). Rozkład zawartości TOC i wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  analizowanej materii organicznej wyznacza dwie grupy próbek: jedna o wyrównanych i niskich wartościach  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  oraz ogólnie najwyższych zawartościach TOC oraz druga o dość wyrównanych ilościach TOC, ale o względnie bardzo zmiennych wartościach  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (ryc. 4). Różnice między tymi częściami zaznaczają się również w schematach korelacyjnych; ogólnie część dolna odznacza się znacznie licznymi i wyższymi współczynnikami korelacji występującymi między ilością TOC i wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ , a składnikami chemicznymi. Część górną, w porównaniu z dolną, poza znacznie mniejszą ilością TOC, zawiera średnio wyraźnie więcej  $\text{SiO}_2$  (odpowiednio: 58,3% i 51,8%) i  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (odpowiednio: 5,2% i 2,7%).

Profile wartości TOC i wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  cechują się ogólnie znaczną zmiennością (ryc. 2, 3). Przejście między wyróżnionymi częściami profilu jest bardzo ostro wyrażone na profilu TOC (gwałtowny spadek zawartości z 1,9% do 0,2% i utrzymywania się dalej ogólnie niskich koncentracji TOC) i słabo w profilu wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (stop-

nioowy wzrost z  $-25,9\%$  do  $-24,5\%$ ), w którym od dołu następuje tendencja do ogólnego wzrostu wartości.

**Dolna część** serii poznańskiej występuje na głęb. od 59,5 m do ok. 57,3 m i wyróżnia się względnie dużą zawartością TOC zmieniającą się od ok. 1,3% do 6,1% (średnio 3,7%). Ta część profilu cechuje się wyrównanymi wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  zmieniającymi się od  $-25,18\%$  do  $-26,19\%$ , a wartość średnia wynosi  $-25,78\%$ . Jeśli porównać profile zmian wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  i zawartości TOC w tej części serii poznańskiej, to widać że ogólnie najniższym wartościom  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  odpowiadają najwyższe zawartości TOC (ryc. 2, 3).

**Górna część** występuje na głęb. od ok. 57,3 m do 36,6 m i charakteryzuje się względnie wyrównaną ilością TOC, zmieniającą się od 0,06% do 0,48% (średnio 0,13%) i z widocznymi podrzędnymi wahaniami ilości TOC (ryc. 2). W części górnej wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  zmieniają się w bardzo dużym zakresie od  $-14,18\%$  do  $-25,46\%$  (ryc. 3) (średnio  $-22,84\%$ ). Korelacja zawartości TOC z wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  jest bardzo wyraźna ( $r=0,84$ ).

W tej części profilu większe wahnięcia (tj. podwyższone względem tła) zawartości TOC odpowiadają wahnięciom (tj. wyższym bezwzględnie) wartościom  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ . Poziomy podwyższonej zawartości TOC charakteryzują się:

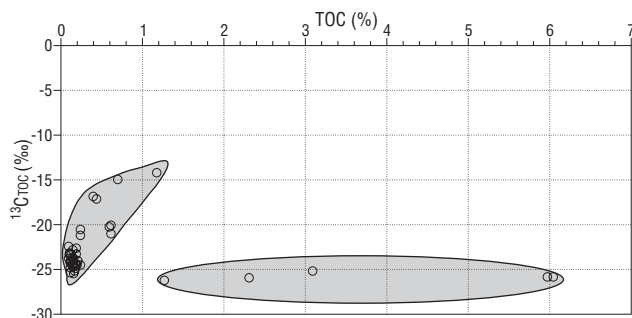
1) średnio znacznie wyższymi względem całej górnej części zawartościami TOC (odpowiednio: 0,64% i 0,23%) i wyższymi wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (odpowiednio:  $-17,8\%$  i  $-22,8\%$ ),

2) mniejszym niż cała górna część zakresem zmienności TOC (odpowiednio: 0,8% i ok. 6%) i  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (odpowiednio: 6,8‰ i 11,3‰).

Ponadto horyzonty te cechują się wyraźnie wyższymi względem górnej części średnimi koncentracjami  $\text{SiO}_2$  (odpowiednio: 61,2% i 58,3%),  $\text{MnO}$  (0,09% i 0,04%),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0,09% i 0,05%), Hf (7,1 ppm i 5,5 ppm), Y (27,6 ppm i 22,4 ppm) i Zr (228,3 ppm i 188,1 ppm). W poziomach wzbogacenia w materię organiczną zaznaczają się również znaczące ( $r = 0,72-0,95$ ) korelacje dodatnie TOC z Mn, Ca, P, As, Co, Mo, Ni, U i Y oraz wyraźne ( $r = 0,57-0,69$ ) korelacje dodatnie  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  z Fe, Mn, Ca, P, Ce, Co, La, Mo, Ni i Y.

## Dyskusja

**Warunki ogólne.** Interpretacja zmieniających się wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  w badanym profilu opiera się na całkowitej (uśrednionej) wartości stosunków izotopowych, tj. bez



Ryc. 4. Rozkład zawartości TOC i wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  w profilu otworu wiertniczego BK 110

Fig. 4. Distribution of TOC content and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  values in borehole BK 110

wyróżniania składu izotopowego poszczególnych składników (frakcji) organicznych. Metoda ta ma tę zaletę, że reprezentuje mieszaninę składników materii organicznej, natomiast molekuly biomarkerów stanowią najczęściej bardzo małą frakcję całej mieszaniny składników organicznych i mogą nie być reprezentatywne dla całości.

Ponieważ cały profil nie zawiera praktycznie fazy węglanowej (CaO w dolnej części wynosi średnio 0,75% wag., a w górnej 0,6% wag.), a ponadto brak koincydencji wyraźnie podwyższonych zawartości Ca i wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  oraz przypuszczalnie całkowite usunięcie ewentualnych (śladowych ilości) węglanów podczas reakcji z HCl, to otrzymane wyniki można uznać za wiarygodne. Znikoma korelacja między  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  a Ca w całej serii ( $r = 0,27$ ) oraz wyższe wartości  $r$  w części górnej ( $r = 0,39$ ) i dolnej ( $r = 0,49$ ) mogą odzwierciedlać korelację między detrytyczną materią organiczną a klastycznym materiałem ilastym o zwiększonej ilości związanego Ca.

Wpływ na zmianę składu izotopowego materiału organicznego względem pierwotnego ma diagenetyzacja osadu. Jednakże degradacja świeżo powstałego materiału organicznego i jego selektywny rozkład (np. celulozy względem materiału lignitowego lub ubytek ciężkich protein i karbohydratów) mają ogólnie niewielki wpływ na frakcjonowanie izotopowe — powodując wzbogacenie w lżejszy izotopowo węgiel zwykle o mniej niż 2‰ (m.in. Dean i in., 1986; Benner i in., 1987; Bocherens i in., 1994; Meyers 1997 i literatura tam cytowana). Zakres zmian wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  w badanym materiale wynosi 12‰ i znacznie przekracza możliwe efekty izotopowe podczas diagenetyzacji w warunkach anoksycznych. Podobnie, powstające podczas utleniania materii organicznej kinetyczne efekty izotopowe można zaniedbać, a wartości składu izotopowego węgla materii organicznej w głównej mierze wynikają z cech materiału źródłowego (Jędrysek i in., 1999). Historia geologiczna formacji poznańskiej na Niżu Polskim, a w szczególności w badanym regionie (np. Baraniecka i in., 1980) wykazuje, że osady te nigdy nie były głębiej pogrążone ani zaangażowane tektonicznie (badany profil osadów nie występuje w pobliżu aktywnych stref uskoko- wych). Widoczne większe fluktuacje wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  nie mogą być zatem efektem wpływu termicznego.

Ponadto w badanym profilu nie ma śladów infiltracji materiału pochodzenia organicznego ani z osadów starszych, ani młodszych, analiza zaś tylko frakcji TOC (głównie kerogenu) wyklucza zanieczyszczenie produktami migracji. Sporadyczne bioturbacje osadów sugerują także, że zmiany wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  nie wynikają z mieszania się różnego rodzajowo materiału organicznego na skutek działalności organizmów przydatnych.

Wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  nie wykazują wyraźnej korelacji z TOC ani w całym profilu, ani w jego dolnej części ( $r = <0,2$ ), natomiast silną korelację ( $r = 0,84$ ) w górnej części profilu, odznaczającej się obecnością detrytu roślinnego. Te cechy wskazują więc, że zapis izotopowy omawianej serii jest pierwotny. Można zatem przyjąć, że stwierdzone wartości izotopowe wskazują na dominację określonego typu materiału organicznego w całym profilu, a ich zmiany przedstawiają czasową zmienność wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  pierwotnej materii organicznej. To przypuszczenie potwierdzają wyraźne i silne korelacje między fluktuacjami wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  a składnikami litofilnymi. Ponieważ skład

izotopowy materii roślinnej jest wrażliwy na zmiany warunków środowiskowych pozwala to na ogólną interpretację typu materii organicznej i sugestie odnośnie do cech środowiska depozycji.

**Cechy materiału organicznego.** Obserwacje makroskopowe materiału organicznego w badanym profilu wykazują, że reprezentuje on głównie rośliny pochodzenia lądowego. Materiał ten nosi cechy redepozycji, z nierzadko dobrze zachowanymi fragmentami roślin (np. liście). Transport tego materiału jest częściowo odpowiedzialny za jej nierównomierny rozkład, zaznacza się bowiem zależność koncentracji TOC od facji. Ogólnie biorąc piaski nie były korzystne dla akumulacji organicznej, znacznie lepsze warunki dla tych nagromadzeń istniały podczas depozycji łąk i mułków, które odznaczają się wyraźnie wyższymi zawartościami średnimi i zakresami zmian TOC.

Korelacje TOC ze składnikami chemicznymi całej serii poznańskiej są ogólnie niskie: większość z nich nie wykazuje praktycznie korelacji z zawartością TOC ( $r = <0,25$ ). Sugeruje to, że część materii organicznej jest wynikiem miejscowej akumulacji, nie związanej z dalszym transportem spoza środowiska depozycji. Za dostawą znacznej części materii organicznej w postaci detrytycznej przemawiają wyraźnie wahania ilości TOC i wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  oraz umiarkowane ( $r = 0,53-0,56$ ) korelacje dodatnie TOC z Ti, Ga, Nb i Sr. Najwyższa średnia i największy zakres zmian wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  (11,7‰) — tym samym i zróżnicowanie osadzanego materiału — występuje w mułkach sugerując dostawę materii organicznej w czasie ich depozycji.

Duża zmienność wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  utworów formacji poznańskiej (w zakresie 12‰) wskazuje na niejednorodność co do pochodzenia i rodzaju skład wyjściowego materiału organicznego. Mieszany charakter pierwotnej materii organicznej badanej serii sugeruje również praktycznie brak korelacji między wartościami  $\delta^{13}C_{TOC}$  a zawartościami TOC.

Skład izotopowy  $C_{org}$  jest używany dla scharakteryzowania materiału źródłowego (np. Stein, 1991; Meyers, 1997 i literatura tam cytowana). Ogólnie biorąc materia organiczna o niższych wartościach  $\delta^{13}C_{org}$  odpowiada materiałowi pochodzenia lądowego, a o wyższych — morskemu. Typowe wartości  $\delta^{13}C$  morskiej materii organicznej występują w zakresie od -20‰ do -22‰ (Meyers, 1994). Wskaźniki izotopowe węgla roślin wykorzystujących do swego rozwoju atmosferyczny  $CO_2$  pozwalają na rozróżnienie dwóch grup roślinności lądowej funkcjonujących w oparciu o odmienne mechanizmy fotosyntezy, tj. typu C3 (współcześnie dominujący w klimacie umiarkowanym i chłodnym) i typu C4 (np. Deines, 1980; Meyers, 1997). Rośliny typu C3 charakteryzują się niższymi wartościami  $\delta^{13}C_{org}$ , a typu C4 — wyższymi. Na podstawie wyników badań materiału współczesnego i kopalnego można przyjąć, że wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  niższe od ok. -22‰ mogą wskazywać na lądową roślinność fotosyntetyzującą typu C3, a wyższe — C4 (np. Cerling i in., 1993; 1997; Griffiths i in., 2002) lub materiału organicznego pochodzenia morskiego, który cechuje się cięższym izotopowo  $C_{org}$  (np. Arthur i in., 1985; Schidlowski i in., 1985; Hoefs, 1997; Meyers, 1997).

W badanym profilu ewentualne ogólnie niskie i dość jednolite wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  (ryc. 3) większości próbek (78%), cechujące się wartościami od ok. -22‰ do -26‰ (zwłaszcza od -24‰ do -26‰, stanowiących 56% próbek) można wiązać z roślinnością pochodzenia lądowego typu

C3 (np. Cerling i in., 1993; 1997; Hoefs, 1997; Meyers, 1997; Griffiths i in., 2002). Dominacja tego typu materii organicznej w całym profilu sugeruje równocześnie ogólną ciągłość charakteru depozycji organicznej. W dolnej części, wyraźnie wzbogaconej w TOC, wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  zmieniają się w bardzo małym zakresie (1‰), a w górnej występują znaczne wahania (w zakresie 11,3‰) wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$ .

Niejednorodny rozkład głównych cech materiału organicznego oraz cechy sedymentologiczne serii poznańskiej w badanym profilu wskazują:

1) że dostawa allochtonicznego materiału roślin lądowych stanowiła domieszkę do miejscowej (zbiornikowej) produkcji organicznej,

2) na albo mieszaną dostawę materiału roślinnego typu C3 i typu C4, albo akumulację materiału organicznego typu C3 powiązaną z okresową dostawą morskiej materii organicznej,

3) na ogólnie zmienne w czasie i w charakterze środowisko sedymentacji badanych osadów.

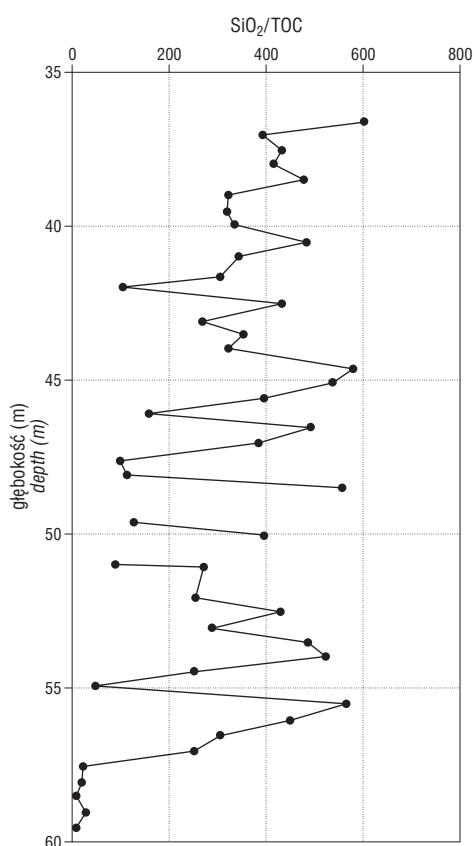
### Implikacje środowiskowe

**Dwudzielność.** Cechy geochemiczne materii organicznej w profilu otworu BK 110 potwierdzają interpretację serii poznańskiej jako utworów ogólnie jeziorno-przybrzeżnych, o niestabilnym reżimie osadowym (Piwocki i in., 2001; Kasiński i in., 2002). Właściwości materii organicznej i cechy facjalne wyznaczają dwudzielność serii (ryc. 2, 3), sugerując rozwój innych środowisk depozycji w obu częściach profilu. Według rozkładu zawartości TOC i wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  granica ta występuje na głębokości ok. 57,3 m i jest zbieżna z palinologicznym poziomem korelacyjnym rejestrującym środkowomioceński epizod redepozycji starszych osadów występującym na głęb. ok. 56,80 m (Słodkowska, 2002, ryc. 1).

Duża zawartość TOC w **dolnej części** profilu serii poznańskiej (do 6,1%) odzwierciedla środowisko zwiększonej akumulacji materii organicznej. Wyraźne i duże wychylenia w profilu TOC odpowiadają warstwom organicznym (lignitowym). Zwiększona akumulacja materii organicznej w środowiskach skrajnie płytkowodnych zależy od sprzężenia wielu czynników umożliwiających rozwój pierwotnej produktywności (np. Fielding, 1985). Współdziałały one podczas depozycji dolnej części serii poznańskiej. Cechy sedymentologiczne, geochemiczne i palinologiczne tej części profilu (Piwocki i in., 2001; Czarpowski & Kasiński, 2002; Gąsiewicz, 2002; Kasiński i in., 2002; Słodkowska, 2002) wskazują na środowisko jeziorne, bagienne (telmatyczne). Osady węgliste rozwijały się w ciepłym, łagodnym i dość wilgotnym klimacie (Słodkowska, 2002). Jednolitość rozkładu cech izotopowych węgla tej materii organicznej (średnio 25,8‰ przy zakresie zmienności 1‰) sugeruje rozwój w tym czasie ekosystemu roślinnego zdominowanego przez jeden zespół roślinny. Była to zapewne akumulacja materii organicznej *in situ* z roślinnością właściwą dla bagien ilasto-mułkowcowych z pewnym udziałem materiału pochodzenia fluwialnego. Duża produktywność organiczna (w środowisku depozycji klastycznej) była okresowo przerywana silniejszymi wpływami materiału terygenicznego prowadzącymi do dużych zmian zawartości TOC (ryc. 2). Wpływy te hamo-

wały okresowo rozwój ekosystemu roślinnego i/lub zmniejszały ilość materii organicznej. Powyższe cechy sugerują więc, że ogólnie było to środowisko dość stabilne, lądowe (jeziorne) lub przybrzeżne (izolowane i wysłodzone) bez widocznych śladów podwyższonego zasolenia.

Utworki górnej części profilu serii poznańskiej zawierają średnio bardzo niewiele  $C_{org}$  (średnio 0,2%), a więcej niż w części dolnej  $SiO_2$  (średnio o ok. 6,5%) i  $Fe_2O_3$  (średnio o ok. 2,5%). Profile, wyrównany TOC i zróżnicowany  $\delta^{13}C_{TOC}$  (ryc. 2, 3) w tej części serii poznańskiej nie wykazują wyraźnych trendów rozkładu, co może wskazywać na utrzymywanie się podobnego typu produktywności (jeziornej i/lub przybrzeżnej), jak w części dolnej, tj. tendencji do rozwoju systemu bagiennego. Na ogólną



Ryc. 5. Rozkład stosunku  $SiO_2/TOC$  w profilu otworu wiertniczego BK 110

Fig. 5. Distribution of  $SiO_2/TOC$  ratio in borehole BK 110

Tab. 1. Parametry statystyczne zawartości TOC i wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  w profilu otworu wiertniczego BK 110

Table 1. Statistical parameters of TOC content and  $\delta^{13}C_{TOC}$  values in borehole BK 110

	TOC (%)	$\delta^{13}C_{TOC}$ (‰)
Średnia <i>mean</i>	0,63	-23,17
Odchyl. stand. <i>standard deviation</i>	1,31	2,77
Zakres <i>range</i>	5,96	12,01
Minimum <i>minimum</i>	0,09	-26,19
Maksimum <i>maximum</i>	6,05	-14,18
Liczba pomiarów <i>No. of measurements</i>	45	45
Poziom ufności (95%) <i>confid. interval (95%)</i>	0,38	0,81

ciągłość charakteru środowiska wskazują identyczne lub bardzo podobne koncentracje średnie wielu składników (np. Al, Mg, K, P, i U oraz As, Ce, Pb i Rb) w obu częściach profilu.

Obserwacje współczesnych środowisk depozycji wykazują, że zawartość TOC w osadach zależy nie tyle od charakteru pierwotnej produkcji organicznej i warunków zachowania materii organicznej (anoksydacyjnych), co od tempa sedymentacji (np. Demaison & Moore, 1980; Canfield, 1989; Dersch i in., 1991; Calvert & Karlin, 1998). Wzrost dostawy materiału klastycznego jaki nastąpił w górnej części serii poznańskiej doprowadził do zmniejszonej ilości (rozcieńczenia) materii organicznej w osadach klastycznych. Na wyższe tempo depozycji w części górnej niż dolnej wskazuje, przy tej samej średniej ilości  $Al_2O_3$  (ok. 16,5%), wyraźne wzbogacenie w Si i Fe, a także ujemna korelacja  $\delta^{13}C_{TOC}$  z Al w całej górnej części serii ( $r = -0,41$ ). Skutkiem tego środowisko bagienne, dolnej części serii poznańskiej, przekształciło się w części górnej w środowisko bardziej otwarte, jeziorne i/lub przybrzeżne (lagunowe?) o sedymentacji klastycznej z podrzędną akumulacją materii organicznej, prawdopodobnie autochtonicznej i detrytycznej. Stan zachowania materiału organicznego wskazuje, że energia transportu była wystarczająca dla dostawy do basenu głównie silnie rozdrobnionego materiału roślinnego, chociaż większe fragmenty roślinne nie są rzadkie.

**Fluktuacje środowiskowe.** Środowisko depozycji w części dolnej serii poznańskiej było skrajnie płytkowodne (jeziorne lub przybrzeżne) i dość stabilne. Natomiast górna część odznacza się wyraźną zmiennością litofacjalną, a przewaga fazy ilastej sugeruje ogólnie głębszą depozycję. Zmienność ta, a szczególnie: liczne wkładki piaszczyste, duże wahania wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$ , zgodność wyraźnie podwyższonych wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  i ilości TOC (ryc. 2, 3) oraz wyraźne korelacje obu parametrów z niektórymi składnikami klastycznymi (Si i Fe) odznaczającymi się dużymi zmianami zawartości, wskazują na brak stałego stosunku ilościowego między akumulacją materiału organicznego, a klastycznego (ryc. 5).

Niewielkie zmiany wartości tła izotopowego i wysoka korelacja wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  z ilością TOC ( $r = 0,84$ ) w górnej części profilu sugerują rozwój *in situ* i/lub dopływ materiału organicznego o podobnym składzie geochemicznym. Za tą pierwszą możliwością przemawia korelacja między  $\delta^{13}C_{TOC}$  a Al ( $r = -0,41$ ) dla tej części profilu. Znaczne zaś wahania wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$  ponad wartości tła (ryc. 3), podwyższona ilość Si oraz korelacja  $\delta^{13}C_{TOC}$  dodatnia z TOC ( $r = 0,48$ ) i ujemna z Si ( $r = -0,42$ ) w próbkach o wyraźnych zmianach składu izotopowego, sugerują okresową dostawę materiału o innym składzie geochemicznym.

W górnej części serii poznańskiej następowała więc okresowo zmiana charakteru materii organicznej, odzwierciedlona wyraźnym wzrostem wartości  $\delta^{13}C_{TOC}$ . Zmiany te można łatwo łączyć ze wzrostem dostawy lądowego materiału roślinnego typu C4. Implikuje to okresowy wzrost erozji na przyległym lądzie i zmianę klimatu na nieco bardziej wilgotny lub wpływ zmian w paleomorfologii tego obszaru. Niewykluczone są również okresowe wpływy morskie, co sugerują wyniki analizy mikropaleontologicznej (Paruch-Kulczycka & Giel, 2002). Zazębianie się wpływów morskich i lądowych, odczytywane z zapisu

składu izotopowego materii organicznej, jest znane z niektórych kopalnych środowisk przybrzeżnych (np. Heimhofer i in., 2003). Na obecnym etapie rozpoznania sedymentacji serii poznańskiej i głównych cech zawartej w niej materii organicznej trudno rozstrzygnąć tę kwestię.

Niestabilny reżim sedymentacyjny zbiornika podczas depozycji tej części serii poznańskiej przypomina krótkotrwałe zmiany jakie zachodziły na wschodnim wybrzeżu Brazylii podczas holoceniowego rozwoju pasa rozległych równi plażowych. Wahania poziomu morza wywoływały w strefie brzegowej rozległe migracje utworów deltowych, a w efekcie izolację lub łączenie się przybrzeżnych jezior i przewarstwianie się osadów słodkowodnych (w tym bagiennych) i lagunowych (Dominguez & Wanless, 1991).

### Implikacje stratygraficzne

W trakcie sedymentacji mioceńsko-plioceńskiej, rejon Konina był usytuowany (ryc. 1) w brzeżnej części zbiornika. Wyraźna zmiana charakteru środowiska na granicy dolnej i górnej części badanego profilu serii poznańskiej, odzwierciedlona — jak to omówiono powyżej — różnymi cechami osadów (w tym zmianą ilości i cech izotopowych materii organicznej), wydaje się wyznaczać istotną granicę w omawianym profilu litologicznym.

Cechy badanych osadów sugerują, że przejście od dolnej do górnej części może oznaczać zmianę środowisk wywołaną tektonicznie (Baraniecka i in., 1980) powodującą obniżenie podstawy erozyjnej i ewentualnie wzrost wpływów morskich. Może ono również wiązać się z połączonym wpływem czynników tektonicznego i klimatycznego. Skutkiem zmiany klimatycznej byłaby zmiana szaty roślinnej, której skład (C3 względem C4) jest zależny od temperatury. Tego typu zmiana jest widoczna w rozkładzie współczesnej roślinności, np. w warunkach tropikalnych w środowisku bagiennym dominuje roślinność typu C4, w klimacie zaś umiarkowanym występują wyłącznie rośliny typu C3 (np. Jędrysek i in., 1995).

Biorąc pod uwagę fakt, że domieszka do zespołu C3 roślin typu C4 występuje tylko w górnej części profilu i jedynie okresowo, sugestie stratygraficzne mogą wynikać z kontekstu ewolucyjnego samej roślinności. Spąg ilów poznańskich w rejonie Konina datuje się na (przypuszczalnie) ok. 10–12 mln lat, a strop na 5–6 mln lat (Król, 2002). Natomiast globalna ekspansja roślin typu C4 nastąpiła ok. 5–8 mln lat temu, na przełomie późnego miocenu i wczesnego pliocenu (Cerling i in., 1993, 1997; Quade i in., 1994, 1995; Lattore i in., 1997). Zmianę klimatyczną w tym czasie potwierdza zaś wzrost wartości  $\delta^{18}\text{O}$  minerałów ilastych tybetańskiej formacji Siwalik w Pakistanie (Stern i in., 1991). Może to oznaczać, że badany profil litologiczny może częściowo obejmować najwyższy miocen i najniższy pliocen.

Jak na razie problem podziału stratygraficznego badanego odcinka formacji poznańskiej nie jest rozstrzygnięty. Oba czynniki, tektoniczny i klimatyczny, mogą się łączyć ze zdarzeniami środowiskowymi większej rangi, podobnie jak zmiana w sukcesji roślinnej. Żadna z tych implikacji może nie być prawdziwa. Ranga omawianej zmiany środowiskowej jest więc kwestią otwartą. Problemy rodzaju wpływów (kontynentalnych i/lub morskich) i ich (ewentualnie) wzajemnych relacji oraz amplituda powinny być zweryfikowane w trakcie dalszych badań sedymentolo-

gicznych tej serii osadowej. Badania petrograficzne i chemiczne materii organicznej zaś, wsparte o analizy chemo- i magnetostratygraficzną innych profili litologicznych, pozwoliłyby dokładniej scharakteryzować, porównać i ustalić pochodzenie omawianego materiału organicznego. Pomogłoby to odróżnić zdarzenia lokalne i krótkotrwałe (związane z ruchliwym środowiskiem przybrzeżnym) od trendów regionalnych i długotrwałych (wyznaczanych przez zmiany zasięgu morza i zmiany klimatyczne) podczas sedymentacji formacji poznańskiej. Wyniki tych badań dostarczyłyby istotnych sugestii stratygraficznych i stałyby się narzędziem dla wysoko rozdzielczej stratygrafii i korelacji, szczególnie trudnej w sukcesjach osadowych środowisk bliskobrzegowych, zwykle pozbawionych istotnych markerów biostratygraficznych (por. np. Heimhofer i in., 2003).

### Podsumowanie

Materia organiczna w utworach klastycznych mioceńsko-plioceńskiej serii poznańskiej w otworze wiertniczym BK 110 występuje nierównomiernie. Rozkład TOC i wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  pozwalają wydzielić dwie części serii poznańskiej: dolną wzbogaconą w materię organiczną o depozycji bagienną oraz górną o niskiej zawartości TOC i nieco innych wartościach  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ , utworzonych w środowisku ogólnie głębszym bliskobrzegowym, limniczno-lagunowym i niestabilnym, o okresowo wzmoczonych dostawach materiału lądowego i z możliwymi wpływami morskimi.

Dolna część charakteryzuje się wysokimi zawartościami TOC (1,2–5,4%, średnio 3,2%) i wyrównanymi wartościami  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (od –25,2‰ do –26,2‰, średnio: –25,8‰), a górna niską zawartością TOC (0,06–0,48%, średnio 0,13%) i bardzo dużymi wahaniami wartości  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  (od –14,2‰ do –25,5‰, średnio –22,8‰). Cechy izotopowe materii organicznej dolnej części serii poznańskiej są właściwe roślinności fotosyntetyzującej typu C3 pochodzenia lądowego, górnej zaś są typu mieszanego i odpowiadają: roślinności C3 z okresową dostawą albo roślinności C4, albo materii pochodzenia morskiego.

Zmiana rodzaju materii organicznej w badanym profilu oraz cechy badanych utworów zgodnie implikują zmianę charakteru depozycji w wyniku przebudowy basenu i/lub zmiany klimatycznej, która może sygnalizować schyłek miocenu i początek pliocenu.

Badania wykonano w ramach działalności statutowej PIG ze środków finansowych Komitetu Badań Naukowych, projekt nr 6.22.9701.00.0. Dziękuję dr Jackowi Kasińskiemu za uprzejme udostępnienie wyników analiz geochemicznych oraz recenzentom za pomocne uwagi.

### Literatura

- ARTHUR M.A., DEAN W.E. & CLAYPOOL G.E. 1985 — Anomalous  $^{13}\text{C}$  enrichment in modern marine organic carbon. *Nature*, 315: 216–218.  
 BARANIECKA M.D. 1979 — Osady plioceńskie Mazowsza jako podłoże czwartorzędu. *Biul. Geol. Uniw. Warszawskiego*, 23: 23–36.  
 BARANIECKA M.D. 1995 — O pozycji stratygraficznej ilów pstrych w podłożu czwartorzędu na Mazowszu. *Prz. Geol.*, 37: 576–580.  
 BARANIECKA D., CIEŚLIŃSKI S., CIUK E., DĄBROWSKI A., DĄDROWSKA Z., PIWOCKI M. & WERNER Z. 1980 — Budowa geologiczna rejonu bełchatowskiego. *Prz. Geol.*, 28: 381–391.

- BENNER R., FOGEL M.L., SPRAGUE E.K. & HODSON R.E. 1987 — Depletion of  $^{13}\text{C}$  in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. *Nature*, 329: 708–710.
- BOCHERENS H., FRIIS E.M., MARIOTTI A. & PEDERSEN K.R. 1994 — Carbon isotopic abundances in Mesozoic and Cenozoic fossil plants: Palaeoecological implication. *Lethaia*, 26: 347–258.
- CALVERT S.E. & KARLIN R.E. 1998 — Organic carbon accumulation in the Holocene sapropel of the Black Sea. *Geology*, 26: 107–110.
- CANFIELD D.E. 1989 — Reactive iron in sediments. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 53: 619–632.
- CERLING T.E., WANG Y. & QUADE J. 1993 — Expansion of C4 ecosystems as an indicator of global ecological change in the late Miocene. *Nature*, 361: 344–345.
- CERLING T.E., HARRIS, J.M., MACFADDEN B.J., LEAKEY M.G., QUADE J., ELSENMANN V. & EHLERINGER J.R. 1997 — Global vegetation change through the Miocene/Pliocene boundary. *Nature*, 389: 153–158.
- CZAPOWSKI G. & KASIŃSKI J. 2002 — Facje i warunki depozycji utworów formacji poznańskiej. *Prz. Geol.*, 50: 265–266.
- DEAN W.E., ARTHUR M.A. & CLAYPOOL G.E. 1986 — Depletion of  $^{13}\text{C}$  in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? *Mar. Geol.*, 70: 119–157.
- DEINES P. 1980 — The isotopic composition of reduced organic carbon. [In:] P. Fritz & J.C. Fontes (eds.), *Handbook of environmental isotope geochemistry*. Vol. 1. The terrestrial environment. Amsterdam, Elsevier: 329–406.
- DEMAISON G.J. & MOORE G.T. 1980 — Anoxic environments and oil source bed genesis. *Org. Geochem.*, 2: 9–31.
- DERSCH M., STAX R. & STEIN R. 1991 — Late Cenozoic fluctuations in organic carbon and siliciclastic sediment fractions in the Japan Sea (ODP-Site 798) and their paleoenvironmental significance. *Zbl. Geol. Paleont.*, 12: 2935–2951.
- DOMINGUEZ J.M.L. & WANLESS H.R. 1991 — Facies architecture of a falling sea-level strandplain, Doce River coast, Brazil. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 14: 259–281.
- DYJOR S. 1970 — Seria poznańska w Polsce zachodniej. *Kwart. Geol.*, 14: 819–835.
- FIELDING C.D. 1985 — Coal depositional models and the distinction between alluvial and delta plain environments. *Sedim. Geol.*, 42: 41–48.
- GĄSIEWICZ A. 2002 — Główne cechy geochemiczne utworów formacji poznańskiej: aspekty środowiskowe i stratygraficzne. *Prz. Geol.*, 50: 264.
- GIEL M.D. 1971 — Wstępne informacje o mikrofaunie warstw poznańskich rejonu Olsztyna. *Prz. Geol.*, 19: 304–305.
- GIEL M.D. 1975 — Występowanie otwornic ciepłolubnych w paleoceanicznych osadach rejonu Kisielic. *Prz. Geol.*, 23: 603–610.
- GIEL M.D. 1979a — Obserwacje mikropaleontologiczne utworów górnio-miocenicznych i pliocenicznych z rejonu Ostrzeszowa i Kępna. *Kwart. Geol.*, 23: 663–668.
- GIEL M.D. 1979b — Obserwacje mikropaleontologiczne osadów miocenu górnego i pliocenu w rejonie Wysokiej. *Prz. Geol.*, 27: 282–284.
- GRIFFITHS S.J., STREET-PERROTT F.A., HOLMES J.A., LENG M.J. & TZEDAKIS C. 2002 — Chemical composition of modern water bodies in the Lake Kopais Basin, central Greece: analogues for the interpretation of the lacustrine sedimentary sequence. *Sedim. Geol.*, 148: 79–103.
- HEIMHOFER U., HOCHULI P.A., BURLA S., ANDERSEN N. & WEISSERT H. 2003 — Terrestrial carbon-isotope records from coastal deposits (Algarve, Portugal): A tool for chemostratigraphic correlation on an intrabasinal and global scale. *Terra Nova*, 15: 8–13.
- HOEFS J. 1997 — *Stable Isotope Geochemistry*. Springer, Berlin.
- JĘDRYSEK M.O., SKRZYPEK G., HAIAS S., KRAL T., PAZDUR A., WADA E., TAKAI Y., VIJARNORN P., DOROSZKO B., KAIŹNY A., WEBER-WELLER A. & WÓJCIK A. 1999 — Seawater/freshwater records in stable isotope composition of sediments: Marine muds from Baltic's Gotland Deep and mangrove peat profile from Thailand. *Quater. Stud. Poland, Spec. Iss.*, 127–133.
- JĘDRYSEK M.O., SKRZYPEK G., WADA E., DOROSZKO B., KRAL T., PAZDUR A., VIJARNORN P. & TAKAI Y. 1995 — Analiza  $\delta^{13}\text{C}$  i  $\delta^{34}\text{S}$  w profilach torfowych a zmiany globalne. *Prz. Geol.*, 43: 1004–1010.
- KASIŃSKI J. & CZAPOWSKI G. 2002 — Profil utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, 50: 256–257.
- KASIŃSKI J. R., CZAPOWSKI G. & GĄSIEWICZ A. 2002 — Marine-influenced and continental settings of the Poznań Clay Formation (Upper Neogene, Central and SW Poland). *Northern European Cenozoic Stratigraphy; Proc. 8<sup>th</sup> Biann. Meet. RCNNS/RCNPS*, 163–184. Flintbek.
- KRAJEWSKA K. 2001 — Miocene leaf flora from Nysa (SW Poland). *Pr. Muz. Ziemi*, 46: 129–144.
- KRÓL E. 2002 — Wstępna ocena przydatności lądowych osadów formacji poznańskiej (ze środkowej Polski i z rejonu przedśudeckiego) do badań magnetostratygraficznych. *Prz. Geol.*, 50: 263–264.
- LATTORE C., QUADE J. & MCINTOSH W.C. 1997 — The expansion of C4 grasses and global change in the Late Miocene: stable isotope evidence from the Americas. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 146: 83–96.
- ŁUCZKOWSKA E. & DYJOR S. 1971 — Mikrofauna utworów trzeciorzędowych serii poznańskiej Dolnego Śląska. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 41: 337–358.
- MEYERS P.A. 1994 — Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.*, 144: 289–302.
- MEYERS P.A. 1997 — Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.*, 27: 213–250.
- PARUCH-KULCZYCKA J. & GIEL M.D. 2002 — Mikroskamieniałości w utworach formacji poznańskiej na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 50: 259–260.
- PIWOCKI M. 1992 — Zasięg i korelacja głównych grup trzeciorzędowych pokładów węgla brunatnego na platformowym obszarze Polski. *Prz. Geol.*, 40: 281–286.
- PIWOCKI M. 1998 — An outline of the palaeogeographic and palaeoclimatic developments. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 160: 8–12.
- PIWOCKI M., BADURA J., BRAŃSKI P., CZAPOWSKI G., GĄSIEWICZ A., GRABOWSKI J., KASIŃSKI J., KRAJEWSKA K., KRÓL E., PARUCH-KULCZYCKA J., PRZYBYLSKI B. & SŁODKOWSKA B. 2001 — Analiza paleogeograficzno-facjalna formacji poznańskiej w aspekcie surowcowym. *CAG Państw. Inst. Geol.*
- PIWOCKI M. & ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1997 — Neogene of the Polish Lowlands — lithostratigraphy and pollen-spore zones. *Geol. Quart.*, 41: 21–40.
- QUADE J., CARTER J.M.L., OJHA T.P., ADAM J. & HARRISON T.M. 1995 — Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 107: 1381–1397.
- QUADE J., SOLOUNIAS N. & CERLING T.E. 1994 — Stable isotopic evidence from paleosol carbonates and fossil teeth in Greece for the forest or woodlands over the past 11 Ma. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 108: 41–53.
- RÓZYCKI S.Z. 1972 — Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. *Państw. Wyd. Nauk.*
- SCHIDLÓWSKI M., MATZIGKEIT U., MOOK W.G. & KRUMBEIN W.E. 1985 — Carbon isotope geochemistry and  $^{14}\text{C}$  ages of microbial mats from the Gavish Sabkha and the Solar Lake. [In:] G.M. Friedman & W.E. Krumbein (eds.), *Hypersaline Ecosystems. Ecological Studies*, 53: 381–401.
- SŁODKOWSKA B. 2002 — Palinostratygrafia utworów formacji poznańskiej w środkowej części Niżu Polskiego. *Prz. Geol.*, 50: 261–262.
- STEIN R. 1991 — Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lectures Notes in Earth Sc.*, 34. Springer, Berlin.
- STERN L.A., CHAMBERLAIN C.P., REYNOLDS R.C. & JOHNSON G.D. 1997 — Oxygen isotope evidence of climatic change from pedogenic clay minerals in the Himalayan molasse. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61: 731–744.
- WAGNER M. 1982 — Zmienność litologiczno-petrograficzna i warunki sedimentacji utworów najmłodszego trzeciorzędu w zapadisku środkowej Odry. *Geol. Sud.*, 17: 57–101.
- WAŻYŃSKA 1988 — Palynology and palaeogeography of the Neogene in the Polish Lowlands. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 160: 1–45.
- ZIEMBIŃSKA-TWORZYDŁO M. 1974 — Palynological characteristics of the Neogene of Western Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 19: 309–432.