

Uwagi o wieku osadów miocenu środkowego okolic Szydłowa (południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich)

Michał Stachacz*



Remarks on age of the Middle Miocene deposits in the Szydłów area (southern margin of the Holy Cross Mountains). *Prz. Geol.*, 55: 168–174.

S u m m a r y . The Middle Miocene sediments outcropping between Szydłów and Brzeziny are represented by the Pińczów Beds and the Chmielnik Beds. The Pińczów Beds are developed as the *Heterostegina* sands with intercalations of red algal limestones. These sediments contain numerous fossils of foraminifera, bryozoans, bivalves, ostracods, echinoids, crustaceans and coralline red algae. Foraminifera (*Amphistegina*, *Heterostegina*, *Orbulina suturalis*) point to the early Badenian age of the Pińczów Beds. The Chmielnik Beds contain mainly organodetrital limestones, which are composed mainly of grains eroded from the Badenian red algal limestones.

The organodetrital limestones contain pebbles and blocks of microbial-serpulid limestones, *Abra* limestones, marls and rare lenses of quartz sands. Numerous pectenids, other small bivalves, gastropods, foraminifera and rhodolites occur here. The fossils point to mainly *Anomalinoidea dividens* Zone. New literature data show that this zone, commonly accepted as diagnostic for the beginning of Sarmatian, is diachronic. Therefore, the Badenian-early Sarmatian age is suggested for the Chmielnik Beds. The presence or absence of normal-marine biota as an age criterium for the Badenian–Sarmatian boundary, the commonly accepted idea for the brackish Sarmatian basin of the central Paratethys has been challenged recently. Both Badenian (not redeposited) and Sarmatian fossils occur in the Chmielnik Beds. Therefore, part of deposits in the Szydłów area assumed so far to be of Sarmatian age, can in fact represent late Badenian age.

Key words: *Miocene*, *Orbulina suturalis*, *Anomalinoidea dividens*, carbonate sedimentation, Szydłów

Analiza paleontologiczna odsłaniających się między Szydłowem a Brzezynami utworów miocenu środkowego (ryc. 1), reprezentowanych przez formację z Pińczowa oraz formację z Chmielnika, pozwoliła na wyciągnięcie nowych wniosków co do wieku tych osadów, w szczególności dotyczących kwestii granicy baden-sarmat (Stachacz, 2005b). Wymienione jednostki litostratygraficzne (Alexandrowicz i in., 1982) nie są jednostkami formalnymi (Birkenmajer, 1975).

Opracowania paleontologiczne i stratygraficzne utworów środkowego miocenu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich dotyczą głównie osadów badenu z okolic Pińczowa oraz Korytnicy. Najważniejsze opracowania stratygraficzne osadów miocenu środkowego pomiędzy Chmielnikiem a Staszowem wykonali Kowalewski (1958), Krach (1967, 1974), Łuczowska (1962, 1964, 1967a, 1967b), Łuczowska-Schiller (1987), Łuczowska i Rutkowski (1970), Czapowski (1984), Czapowski i Studencka (1990) oraz Dudziak i Łaptaś (1991). Podsumowanie dotyczące biostratygrafii osadów miocenu środkowego południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przedstawiono w pracy Olszewskiej (1999) oraz w opracowaniu Peryta i Piwockiego (2004). Szczegółową analizę sedymentologiczną osadów detrytycznych formacji z Chmielnika okolic Szydłowa przeprowadzili Radwański (1973), Rutkowski (1976), Czapowski (1984) oraz Łaptaś (1992). Studencki (1999) scharakteryzował różne typy wapieni krasnorostowych, uwzględniając obszar pomiędzy Chmielnikiem a Staszowem, pominął jednak najbardziej powszechne w tym rejonie wapienie detrytyczne.

Charakterystyka litologiczno-paleontologiczna osadów

Formacja z Pińczowa. W okolicy Szydłowa osady formacji z Pińczowa są wykształcone w postaci tzw. piasków



Ryc. 1. Lokalizacja obszaru badań. 1–5 — badane odsłonięcia
Fig. 1. Location of the study area. 1–5 — studied outcrops

heterosteginowych (facja glonowo-amfisteginowa/heterosteginowa — wg Studenckiego, 1999). Odsłaniają się one przy drodze z Szydłowa do Osówki Starej (ryc. 1, odsłonięcie 1). Poza materiałem kwarcowym piaski te zawierają znaczną ilość pyłu węglanowego, a także bioklasty węglanowe oraz soczewki i gniazda wapieni krasnorostowo-otwornicowo-mszywiolowych (ryc. 4, odsł. 1). W piaskach oraz we wkładkach wapieni licznie występują rodoidy i fragmenty plech krasnorostów z rodzajów *Sporolithon* oraz *Lithothamnion*. Fauna reprezentowana jest najliczniej przez duże otwornice *Amphistegina* sp. i *Heterostegina costata* (d'Orbigny). Ponadto rozpoznano inne bentoniczne otwornice: *Elphidium crispum* (Linné), *Quinqueloculina* sp., *Lobatula lobatula* (Walker & Jacob), *Nonion commune* (d'Orbigny), *Textularia* sp. oraz planktoniczne formy z gatunku *Orbulina suturalis* (Brönniman) (= *Candorbulina uniwersa* Jedlitschka). Poza otwornicami,

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków

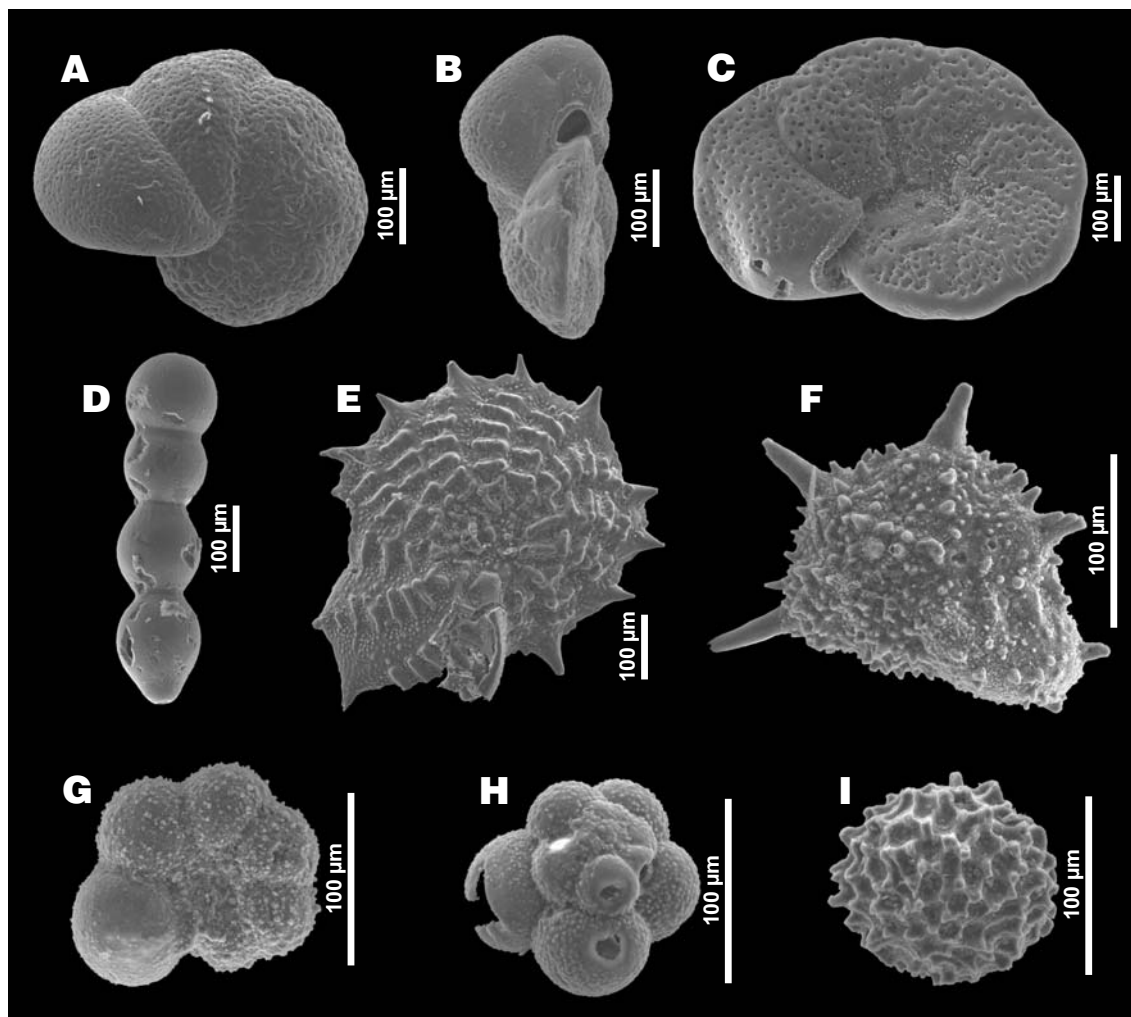
zarówno w piaskach, jak i w wapiennych wkładkach, masowo występują zróżnicowane taksonomicznie mszywioly, a także liczne przegrzebki z gatunku *Aequipecten macrotis* (Sowerby) oraz inne (bardzo małych rozmiarów) nieoznaczone małże. Stwierdzono także ramienionogi, m.in. *Terebratulata styriaca* (Dreger), małżoraczki (gł. *Aurilla* sp.), kolce i małe pancerze jeżowców regularnych, fragmenty szczypców krabów, igły gąbek oraz kokolity z gatunku *Coccolithus pelagicus* (Wallich).

Formacja z Chmielnika. Utwory tej formacji odsłaniają się w Szydłowie, a także na wzgórzu koło Osówki oraz w Brzezinach (ryc. 1). Są to różnie wykształcone wapienie organodetrytyczne, w których większość bioklastów stanowią mocno pokruszone i obtoczone fragmenty krasnorostów. We wschodniej części Szydłowa oraz w Osówce odsłaniają się głównie kalkarenity z rodoidami oraz innymi dużymi bioklastami. W jednym z nieczynnych kamieniołomów tych wapieni (ryc. 1, odsł. 2; ryc. 4, odsł. 2) około 2 m ponad dnem wyrobiska występuje horyzont z klastami margli. W klastach tych występują masowe nagromadzenia serpul i mszywiolów oraz liczna i zróżni-

cowana mikrofauna (ryc. 2), w tym otwornice, wśród których wyraźnie dominuje gatunek *Anomalinoidea dividens*, wyróżniony formalnie przez Łuczowska (1967b; zob. też. Filipescu, 2004). Mniej licznie występują: *Elphidium aculeatum* (d'Orbigny), *E. echinum* (Serova), *Articulina sarmatica* (Karrer), *Ammonia* sp. oraz *Globigerina* sp. i *Globorotalia* sp., natomiast sporadycznie *Fissurina* sp. oraz *Schackoinella* sp. Poza otwornicami w marglach stwierdzono ślimaki ?*Hydrobia* sp., mszywioly, kolce jeżowców oraz zaliczane do Protofity (?cysty alg) okazy *Bolboforma* sp. (ryc. 2 I).

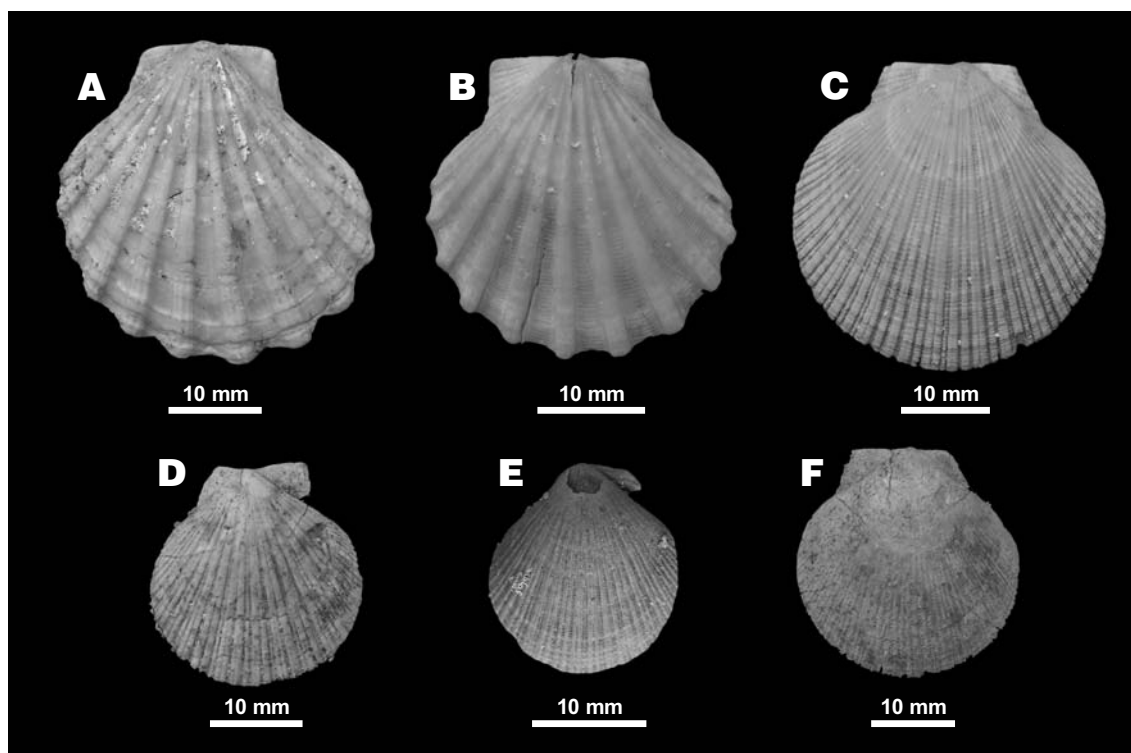
W kalkarenitach na wzgórzu w Osówce (ryc. 1, odsł. 3; ryc. 4, odsł. 3) Rutkowski (1976) stwierdził również ilastą wartewkę zawierającą *A. dividens*, obecnie nie jest ona jednak widoczna.

W organodetrytycznych wapieniach formacji z Chmielnika, zarówno poniżej, jak i powyżej horyzontu z klastami margli, licznie występują dobrze zachowane przegrzebki (ryc. 3): *Aequipecten elegans* (Andrzejowski), *Pseudoamussium ?lilli* (Pusch) oraz *Pseudoamussium ?lilli* morph. *neumayri* (por. Jakubowski i in., 1996). Liczne są również małże z rodzaju *Ostrea*.



Ryc. 2. Mikroskamieniałości z klastów margli tkwiących w obrębie wapieni detrytycznych (warstw z Chmielnika) w Szydłowie (odsłonięcie 2): A–C — *Anomalinoidea dividens*, D — *Articulina sarmatica*, E — *Elphidium aculeatum*, F — *E. echinum*, G — *Globorotalia* sp., H — *Globigerina* sp., I — *Bolboforma* sp.

Fig. 2. Microfossils from clasts of marls occurring in organodetrital limestones of the Chmielnik Beds at the outcrop 2: A–C — *Anomalinoidea dividens*, D — *Articulina sarmatica*, E — *Elphidium aculeatum*, F — *E. echinum*, G — *Globorotalia* sp., H — *Globigerina* sp., I — *Bolboforma* sp.



Ryc. 3. Przegrzebki z wapieni detrytycznych warstw z Chmielnika: A–B — *Aequipecten elegans*, Osówka (odsłonięcie 3); C–E — *Pseudoamussium ?lilli*: C — Osówka (odsłonięcie 3), D — Szydłów (odsłonięcie 2), E — Szydłów (odsłonięcie 5); F — *Pseudoamussium ?lilli* morph. *neumayri*, Szydłów (odsłonięcie 2)

Fig. 3. Pectenids from organodetritical limestones of the Chmielnik Beds: A–B — *Aequipecten elegans*, Osówka (outcrop 3); C–E — *Pseudoamussium ?lilli*: C — Osówka (outcrop 3), D — Szydłów (outcrop 2), E — Szydłów (outcrop 5); F — *Pseudoamussium ?lilli* morph. *neumayri*, Szydłów (outcrop 2)

W rejonie Osówki i Brzeziny (ryc. 1, odst. 3 i 4) kalkarenity są ścięte powierzchnią rozmycia, powyżej której leżą kalcyrudyty krasnorostowe, skośnie warstwowane kalkarenity, bloki wapieni mikrobiałno-serpulowych, a miejscami także otoczaki wapieni syndosmyowych (zob. Rutkowski, 1976). Ponad nimi występują ponownie kalkarenity oraz silnie scementowane kalcyrudyty krasnorostowe (ryc. 4, odst. 3 i 4).

Występujące nad powierzchnią rozmycia bloki wapieni mikrobiałno-serpulowych zawierają rozproszone rurki serpul. Obecne są w nich również inne organizmy szkieletowe: stosunkowo liczne mszywioly, a ponadto bentoniczne otwornice, drobne małże (gł. z rodzaju *Obsoletiforma*), ślimaki oraz ramienionogi (Stachacz, 2004). Tkwiące w tych osadach płaskie otoczaki wapieni syndosmyowych to białe lub jasnoszare wapienie z licznymi odciskami i ośrodkami małży z gatunku *Abra* (*Syndosmya*) *reflexa* (Eichwald). Ponadto stwierdzono w nich także małże *Obsoletiforma kokkupica* (Andrussow) i *Mactra* sp. oraz nieoznaczone ślimaki. W płytkach cienkich widoczne są liczne otwornice, przypuszczalnie z gatunku *Anomalinoidea dividens*.

W starym kamieniołomie w południowej części Szydłowa (ryc. 1, odst. 5) osady miocenijskie są wykształcone nieco inaczej. Są to kalkarenity o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym, tworzące pakiety o miąższości 10–12 m (ryc. 4, odst. 5). Warstwowania przekątne są nachylone ku południowi, a ich miąższość maleje ku północy.

Masowo występujące w tych skałach szczątki mięczaków najliczniej są reprezentowane przez ślimaki *Granulolabium bicinctum* (Brocchi) oraz małe, cienkoskorupowe

małże *Corbula* (*Varicorbula*) *gibba* (Olivi). Mniej liczne są małże *Obsoletiforma kokkupica*, *Loripes dujardini* (Deshayes), *Mytilaster* sp., a także przegrzebki *Pseudoamussium ?lilli* (ryc. 3 E). Ich skorupy ułożone są zgodnie z warstwowaniem przekątnym i tworzą allochtoniczne nagromadzenia. Znaczna część drobnych i delikatnych skorup mięczaków zachowana jest w tym stanowisku w całości, a powierzchnie skorup nie noszą śladów abrazyj. W płytkach cienkich stwierdzono liczne otwornice z rodziny Miliolidae (*?Quinqueloculina* sp.), rzadziej inne nieoznaczalne otwornice i mszywioly.

Interpretacja stratygraficzna

Formacja z Pińczowa. W piaskach heterosteginowych odsłaniających się w okolicach wapiennika w Osówce Starej masowo występują otwornice z rodzajów *Amphistegina* i *Heterostegina*, charakterystyczne dla płytkomorskich osadów, które powstały w Paratetydzie we wczesnym badenie (np. Rögl, 1998; Rögl & Brandstätter, 1993). Występujące w badanych piaskach dobrze zachowane planktoniczne otwornice *Orbulina suturalis* są przewodnie dla wczesnego badenia i wyznaczają jego najniższy poziom z *O. suturalis* (Łuczowska, 1964). Również przegrzebki *Aequipecten macrotis*, w tej części Paratetydy, gdzie transgresja nastąpiła we wczesnym badeniu (zob. Radwański, 1969, 1973), sugerują badeński wiek osadów (Mandic, 2004). Wczesnobadeński wiek piasków heterosteginowych z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich podał również Studencki (1999).

W rejonie Osówki ponad piaskami heterosteginowymi zalegają ziarnity krasnorostowe należące do formacji z Chmielnika. Z powodu słabego odsłonięcia stropowej części piasków nie można dokładnie prześledzić kontaktu tych osadów. Nie stwierdzono tutaj ewaporatów, które występują na południe od omawianego obszaru (Kubica, 1992) i są tradycyjnie zaliczane do środkowego badenu (wieliczu) lub do górnego badenu (zob. Oszczytko, 2001). Pomiedzy piaskami heterosteginowymi a ziarnitami krasnorostowymi istnieje więc luka stratygraficzna, obejmująca środkowy baden i przypuszczalnie część badenu górnego.

Formacja z Chmielnika. Materiał krasnorostowy, będący głównym składnikiem wapieni detrytycznych formacji z Chmielnika, jest doskonale obtoczony i nawet bardzo duże rodoidy są silnie zabradowane, natomiast skorupy przegrzebków w niższej części łomu na wzgórzu w Osówce (ryc. 4, odsł. 3) oraz w Szydłowie (ryc. 4, odsł. 2) są zachowane w całości i nie noszą znaczących śladów transportu. Taki stan zachowania sugeruje badeński wiek wapieni detrytycznych co najmniej dolnej części formacji z Chmielnika, gdyż w osadach sarmatu Paratetydy przegrzebki nie występują *in situ* i są gorzej zachowane (np. Studencka, 1999; Randazzo i in., 1999).

Licznie występujące w wapieniach detrytycznych Osówki i Szydłowa przegrzebki *A. elegans* są znane zarówno z osadów dolnobadeńskich, jak i górnobadeńskich. Jednak zdaniem Kowalewskiego (1958) oraz Studenckiej (1999) jest to gatunek typowy dla późnego badenu. Dolna część formacji z Chmielnika odpowiada górnobadeńskiej formacji z Żelebska (Jasionowski, 1997, 2004), ale ponieważ w obrębie odsłaniających się w rejonie Osówki i Szydłowa osadów nie widać istotnych różnic litologicznych, nie ma powodów do wyróżniania odrębnej jednostki litostratygraficznej. Z opisu Kowalewskiego (1958) wynika, że omawiane osady detrytyczne są płytszą facją odpowiadającą górnobadeńskim warstwom przegrzebkowym. Przyjmując więc późnobadeński wiek dolnej części formacji z Chmielnika można wnioskować, że osady te są młodsze od ewaporatów. Natomiast Rutkowski (1976) określił osady dolnej części formacji z Chmielnika jako wapienie typu pińczowskiego, które są wieku wczesnobadeńskiego. Zdaniem Radwańskiego (1973) pomiędzy piaskami heterosteginowymi dolnego badenu a dyskutowanymi wapieniami nie ma luki stratygraficznej i są one równowiekowe.

Osady wyższej części formacji z Chmielnika zostały zaliczone do dolnego sarmatu, poziomu z *A. dividens* (Łuczowska & Rutkowski, 1970; Rutkowski, 1976).

Tradycyjnie początek sarmatu wyznacza masowe pojawienie się bentonicznej otwornicy *Anomalinoidea dividens* oraz niemal całkowity zanik otwornic, głównie planktonicznych, preferujących średnie, morskie warunki zasolenia (Łuczowska, 1964; Łuczowska-Schiller, 1987; Czepiec, 1996; Filipescu, 2004). Z końcem badenu obserwuje się także zanik mięczaków, głównie przegrzebków, wymagających przeciętnych, morskich warunków zasolenia (np. Studencka, 1999; Randazzo i in., 1999). Kowalewski (1958) za granicę badenu i sarmatu przyjął nagły zanik przegrzebków i masowe pojawienie się gatunku *Abra reflexa*. Niektórzy autorzy podważają wartość stratygraficzną *A. dividens* (np. Szczuchura, 1982; Musiał, 1987; Cicha i in., 1998). Ponadto stwierdzenie w osadach sarmackich basenu panońskiego organizmów typowych dla przeciętnie zasolonego środo-

wiska morskiego (Piller & Harzhauser, 2005) podważa powszechnie przyjmowany pogląd o braku sarmackiego basenu środkowej Paratetydy i wynikające z niego implikacje biostratygraficzne. Zdaniem tych autorów zanik fauny pełnomorskiej mógł być spowodowany innymi zmianami środowiska niż zasolenie, np. pojawieniem się wysokoenergetycznych środowisk marginalnych, związanych z eustatycznymi zmianami poziomu morza. Autorzy ci wzmiankują, że powyższe wnioski dotyczą również innych części środkowej Paratetydy, w tym obszaru Polski.

Zdaniem Harzhausera i Pillera (2004a) masowe pojawienie się *A. dividens* było związane z niskim poziomem wód Paratetydy. Filipescu (2004) oraz Krézsek i Filipescu (2005) stwierdzili natomiast poziom *A. dividens* w basenie Siedmiogrodu w osadach powstałych w czasie wysokiego stanu poziomu morza i postępującej transgresji. Masowe występowanie *A. dividens* jest ograniczone jedynie do facji ilasto-marglistych, podczas gdy w facjach detrytycznych gatunek ten występuje rzadko, obok bardzo licznych okazów spokrewnionego z nim gatunku *L. lobatula* (= *Cibicides lobatulus*) (Czepiec, 1996). Dane mikropaleontologiczne oraz stratygrafia sekwencyjna wskazują, że gatunek *A. dividens* pojawiał się w korzystnych dla niego warunkach diachronicznie ze zmianami poziomu morza, co ogranicza wartość stratygraficzną tej otwornicy.

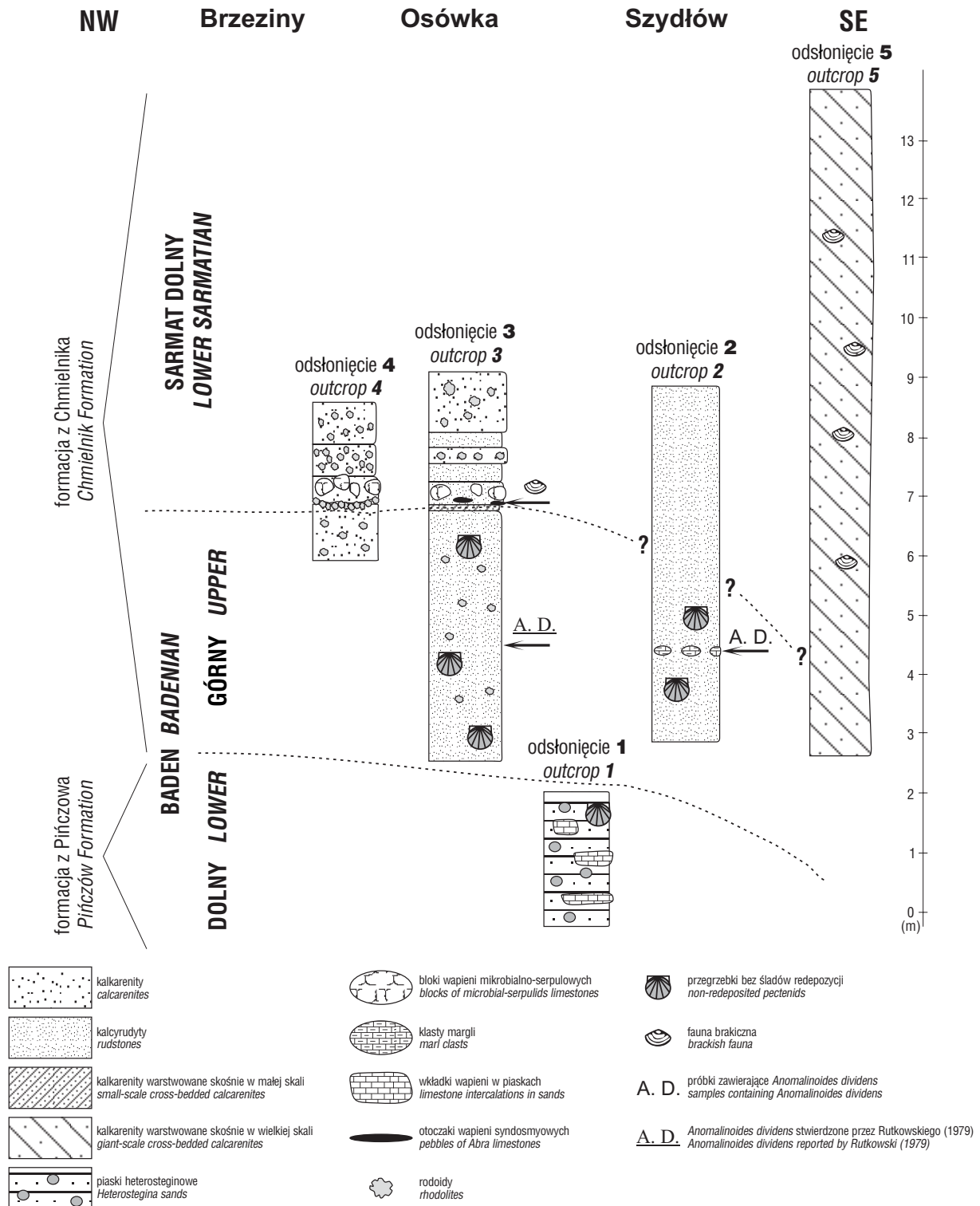
Otwornice z gatunku *Anomalinoidea dividens*, które występują w klastach margli z kalkarenitów w Szydłowie, pochodzą zapewne z erodowanych osadów formacji z Machowa (por. Czapowski, 2004; Jasionowski i in., 2004) i pozwalają zaliczyć margle do poziomu *A. dividens*. Do tego poziomu zaliczono również osady detrytyczne, w których tkwią wspomniane klasty (Rutkowski, 1976). Obecność *A. dividens* nie dowodzi jednak sarmackiego wieku osadów (por. Szczuchura, 1982; Cicha i in., 1998; Harzhauser & Piller, 2004a, 2004b). Szczuchura (1982) określiła *A. dividens* jako „odmianę” *Lobatula lobatula*, której występowanie nie jest ograniczone wyłącznie do sarmatu, jak podaje to Łuczowska (1964). Łuczowska-Schiller (1987), a także Filipescu (2004) podkreślili jednak odrębność tych gatunków.

Według Łuczowskiej-Schiller (1987) początek sarmatu wyznacza masowe pojawienie się *A. dividens*, natomiast badeńskie otwornice występujące razem z *A. dividens* autorka ta uznała za redeponowane z osadów badeńskich. Planktoniczne otwornice w klastach margli z Szydłowa również można interpretować jako znajdujące się tu na wtórnym złożu (Stachacz, 2005a). Bardzo podobne zespoły, zdominowane przez *A. dividens*, której towarzyszą nieliczne równowiekowe globigeriny, znane są również z basenu Siedmiogrodu (Filipescu, 2004). W marglach z Szydłowa występują również szczątki jeżowców, które na tym obszarze nie są znane z sarmatu, natomiast licznie występują w osadach badeńskich (Mączyńska, 1996). Ponadto w Szydłowie obok klastów zawierających między innymi *A. dividens* oraz otwornice planktoniczne występują dobrze zachowane badeńskie przegrzebki, których redepozycja, ze względu na dodry stan zachowania skorup, jest znacznie mniej prawdopodobna. Również z profilu w pracy Rutkowskiego (1976) wynika, że warstewka z *A. dividens*, sugerująca według niego sarmacki wiek osadów leżących w wyższej części profilu w Osówce, tkwi w obrębie organodetrytycznych wapieni zawierających przegrzebki nie wykazujące śladów redepozycji (ryc. 4, odsł. 3).

Według Kowalewskiego (1958) osady detrytyczne na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich są wieku sarmackiego, natomiast badeńskie skamieniałości występują w nich na wtórnym złożu obok fauny sarmackiej. Jednak zdaniem autora tego artykułu, tam, gdzie obok dobrze zachowanej fauny badeńskiej nie występuje fauna sarmacka, nie ma podstaw do twierdzenia, że fauna badeńska znajduje się na wtórnym złożu. Przeciwnego zdania jest Krach (1974), który stwierdził, że drobne organizmy, zarówno badeńskie, jak i sarmackie, zostały całkowicie zniszczone przez

niszczące działanie fal i innych czynników. W osadach detrytycznych na badanym obszarze nie stwierdzono obecności *Cibicides crassiseptatus*, gatunku, który jest przewodni dla najwyższego badenu i występuje powszechnie w osadach zapadliska przedkarpacciego tego wieku (Łuczowska, 1962, 1964; Łuczowska-Schiller, 1987).

Grubodetrytyczne osady zawierające bloki wapieni mikrobiałno-serpulowych (utwory analogiczne do ogniwa wapieni serpulowo-mikrobiałitowych z Łysakowa — Jasionowski, 1997) oraz otoczki wapieni syndosmyo-



Ryc. 4. Korelacja profili stratygraficznych odstąpię z rejonu Szydłowa
 Fig. 4. Correlation of the stratigraphic profiles for outcrops in the Szydłów area

wych występujące w rejonie Brzezin i Osówki są zaliczane do sarmatu (Rutkowski, 1976; Jasionowski i in., 2004). Równowiekowa z osadem fauna występuje przede wszystkim we wspomnianych blokach i otoczkach, w których — z powodu niskiej energii środowiska, w jakiej tworzyły się te drobnoziarniste osady — prawdopodobieństwo występowania znaczących ilości redeponowanej fauny badenijskiej jest znikome. Występujące masowo w wapieniach syndosmyowych małże *Abra reflexa* i *Obsoletiforma* sp. są charakterystyczne dla środowisk brakicznych sarmatu. Wapienie te odpowiadają zapewne wiekowo głębszej facji iłów syndosmyowych (zob. Kowalewski, 1958; Jasionowski, 1997), występujących na południe od omawianego obszaru, które zalegają w obrębie iłów krakowieckich, tuż ponad warstwami przegrzebkowymi. Wiek iłów syndosmyowych został określony na najwcześniejszy sarmat (Kowalewski, 1958). Radwański (1974) uznał brakiczne zespoły mięczaków za pochodzące z lokalnych lagun tworzących się w przybrzeżnej strefie zbiornika w badenie. Warto zaznaczyć, że ta brakiczna fauna nie występuje na badanym obszarze w osadach średnio i gruboziarnistych, a jedynie we wspomnianych blokach, otoczkach oraz we frakcjach piaszczystych. Doskonale zachowane i liczne w kalkarenitach o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym delikatne skorupy ślimaków *Granulolabium bicinctum* oraz małży *Corbula gibba* i *Obsoletiforma kokkupica* wskazują, że organizmy te są równowiekowe z osadem. Mięczaki te występują licznie, wobec ubóstwa innej fauny, i są charakterystyczne dla osadów sarmackich (Latal i in., 2004). Organizmom tym towarzyszą nieliczne przegrzebki, których stan zachowania jest przeważnie wyraźnie gorszy niż okazów wymienionych wyżej gatunków. Ponadto przegrzebki występujące w nasypach o wielkoskalowym warstwowaniu przekątnym cechują się znacznie mniejszymi rozmiarami niż okazy z osadów pozbawionych przekątnych warstwowań w wielkiej skali. Zdaniem autora nie można stwierdzić, czy przegrzebki te znajdują się na wtórnym złożu, czy też zostały złożone tuż po śmierci w wysokoenergetycznym środowisku. Warto zaznaczyć, że poza przegrębkami badenijski materiał organiczny (głównie krasnorosty i mszywioly) jest tutaj zupełnie pokruszony. Taki zespół fauny sugeruje warunki środowiskowe niekorzystne dla organizmów morskich, które według tradycyjnej koncepcji panowały w sarmacie i spowodowane były obniżonym zasoleniem (np. Krach, 1967; Łuczowska, 1967; Łuczowska-Schiller, 1987; Czapowski & Studencka, 1990; Rögl, 1998). Zdaniem autora, masowe występowanie w detrytycznych osadach o przekątnym warstwowaniu słabo zróżnicowanych taksonomicznie organizmów oportunistycznych było spowodowane szybką depozycją materiału klastycznego w wysokoenergetycznym środowisku, niekoniecznie zaś obniżeniem zasolenia. Takie warunki sedimentacji mogły panować zarówno w badenie, jak i w sarmacie. Podobną koncepcję przedstawili Piller i Harzhauser (2005).

Osady formacji z Chmielnika reprezentują w swojej dolnej części górną baden (ryc. 4). Wapienie organodetrytyczne zawierające dobrze zachowane przegrzebki oraz klasty margli z *A. dividens*, zdaniem autora, należą do najwyższego badenu. Osady te zawierają, podobnie jak analogiczne osady innych rejonów Paratetydy środkowej, otwornice i inne organizmy, dostarczające raczej informacji paleośrodowiskowych niż precyzyjnych danych biostratygraficznych, dlatego w osadach detrytycznych precyzyjne wyznaczenie granicy badenu i sarmatu nie jest możliwe.

W osadach głębszych facji (iłach krakowieckich formacji z Machowa — por. Czapowski, 2004) granica badenu i sarmatu wyznaczona na podstawie danych geochemicznych nie pokrywa się (przebiega wyraźnie wyżej) z granicą wyznaczoną biostratygraficznie (Gąsiewicz i in., 2004). Świadczy to o tym, że również na obszarze zapadliska przedkarpaccyjskiego wyznaczenie granicy baden-sarmat (w sensie chronostratygraficznym) na podstawie fauny było nietrywialnym zadaniem.

Zdaniem Filipescu (2004) poziom *A. dividens* jest najmłodszym poziomem miocenu środkowego, który można traktować jako korelacyjny poziom biostratygraficzny, a nie tylko ekozonę. Prześledzenie ekozon w węglanowych osadach detrytycznych nie jest tak łatwe, jak w osadach ilastych (zob. Łuczowska, 1962; Łuczowska-Schiller, 1987). Osady wyższej części formacji z Chmielnika zawierają faunę typową dla sarmatu, lecz nie dowodzi ona sarmackiego wieku tych osadów, a jej występowanie jest związane ze specyficznymi warunkami środowiskowymi. Na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego sugerowano badenijski wiek formacji z Chmielnika (Dudziak & Łaptaś, 1991), natomiast na podstawie badań otwornic oraz nanoplanktonu wapiennego Olszewska (1999) podała wiek późnobadenijsko-wczesnosarmacki.

W odsłaniających się w rejonie Szydłowa środkowomiocennych skałach nie występują osady ekozon młodszych niż *A. dividens* (Rutkowski, 1976). Zdaniem autora część z przedstawionych tu osadów, uważanych powszechnie za sarmackie, wiekowo odpowiada późnemu badenowi (ryc. 4).

Podsumowanie

1. W okolicach Szydłowa odsłaniają się osady formacji z Pińczowa, wykształcone w postaci piasków heterosteginowych, oraz formacji z Chmielnika, wykształcone głównie w postaci wapieni organodetrytycznych.
2. Piaski heterosteginowe zawierają bogatą faunę poziomu *Orbulina suturalis*, wskazującą na wczesnobadenijski wiek tych osadów.
3. Pomiedzy formacją z Pińczowa a formacją z Chmielnika istnieje luka stratygraficzna, obejmująca baden środkowy i przypuszczalnie część badenu górnego.
4. Węglanowe osady organodetrytyczne formacji z Chmielnika wiekowo reprezentują późny baden-wczesny sarmat i nie można precyzyjnie wskazać granicy pomiędzy tymi piętrami.
5. Dane paleontologiczne oraz sedymentologiczne sugerują, że zasięg poziomu *A. dividens*, uważanego za początek sarmatu, jest diachroniczny i powinien być traktowany jako ekozona.
6. Część węglanowych osadów detrytycznych odsłaniających się w rejonie Szydłowa, uznawanych powszechnie za sarmackie, jest w rzeczywistości wieku późnobadenijskiego.

Dziękuję dr. Bogusławowi Kołodziejowi (Instytut Nauk Geologicznych UJ) za cenne uwagi i pomoc, a także za opiekę naukową nad pracą magisterską, która była podstawą do napisania tego artykułu. Dr Małgorzacie Gonerze (Instytut Ochrony Przyrody PAN, Kraków) dziękuję za konsultacje dotyczące oznaczeń otwornic. Dr Olegowi Mandicowi (Naturhistorischen Museum, Wiedeń) dziękuję za korektę oznaczeń przegrębek, a dr. Maciejowi Bąblowi (Instytut Geologii Podstawowej UW) oraz anonimowemu recenzentowi za liczne uwagi i sugestie oraz korektę manuskryptu.

Literatura

- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A. & RUTKOWSKI J. 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpacciego. *Kwart. Geol.*, 26: 470–471.
- BIRKENMAJER K. (red.) 1975 — Zasady polskiej klasyfikacji, terminologii i nomenklatury stratygraficznej. Wyd. Geol.
- CICHA I., RÖGL F., RUPP C. & CTYROKA J. 1998 — Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. *Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges.*, 549: 1–325.
- CZAPOWSKI G. 1984 — Osady barierowe w górnym miocenie południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 32: 185–194.
- CZAPOWSKI G. 2004 — Miocen: Otoczenie Gór Świętokrzyskich. [W:] Peryt T.M., Piwocki M. (red.) — Budowa Geologiczna Polski, Tom I Stratygrafia, Część 3a — Kenozoik: Paleogen Neogen. Państw. Inst. Geol.
- CZAPOWSKI G. & STUDENCKA B. 1990 — Studium sedymentologiczno-paleontologiczne osadów barierowych dolnego sarmatu w rejonie Chmielnika. *Prz. Geol.*, 38: 117–127.
- CZEPIEC I. 1996 — Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. *Kwart. AGH, Geologia*, 22: 309–338.
- DUDZIAK J. & ŁAPTAŚ A. 1991 — Stratigraphic position of miocene carbonate-siliclastic deposits near Chmielnik based on calcareous microfossils. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 39: 55–56.
- FILIPESCU S. 2004 — *Anomalinoidea dividens* bioevent at the Badenian/Sarmatian boundary — a response to paleogeographic and paleoenvironmental changes. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia, Cluj-Napoca*, 49: 21–26.
- GAŚIEWICZ A., CZAPOWSKI G. & PARUCH-KULCZYCKA J. 2004 — Granica baden-sarmat w zapisie geochemicznym osadów w północnej części zapadliska przedkarpacciego — implikacje stratygraficzne. *Prz. Geol.*, 52: 413–420.
- HARZHAUSER M. & PILLER W.E. 2004a — The early Sarmatian — hidden seesaw changes. *Courier Forschungen — Institut Senckenberg*, 246: 89–111.
- HARZHAUSER M. & PILLER W.E. 2004b — Integrated stratigraphy of the sarmatian (Upper Middle Miocene) in the western Central Paratethys. *Stratigraphy*, 1: 65–86.
- JAKUBOWSKI G., STUDENCKA B. & URBANIAK J. 1996 — Gromada Bivalvia Linnaeus, 1758 (Buonanni, 1681). [W:] Malinowska L. & Piwocki M. (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 3, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 3a. Kenozoik, trzeciorząd, neogen: 663–703. PAE S.A., Warszawa.
- JASIONOWSKI M. 1997 — Zarys litostratygrafii osadów miocennych wschodniej części zapadliska przedkarpacciego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 375: 43–60.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M. & CZAPOWSKI G. 2004 — Zapadlisko przedkarpaccie: Miocen. [W:] Peryt T.M. & Piwocki M. (red.) — Budowa Geologiczna Polski, Tom I Stratygrafia, Część 3a — Kenozoik: Paleogen Neogen. Państw. Inst. Geol.
- KOWALEWSKI K. 1958 — Stratygrafia miocenu południowej Polski ze szczególnym uwzględnieniem południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 2: 3–43.
- KRACH W. 1967 — Miocen okolic Grzybowa. *Acta Geol. Pol.*, 17: 175–218.
- KRACH W. 1974 — Z dyskusji nad trzeciorzędem w Polsce. *Prz. Geol.*, 22: 355–356.
- KRÉZSEK Cs. & FILIPESCU S. 2005 — Middle to late Miocene sequence stratigraphy of the Transylvanian Basin (Romania). *Tectonophysics*, 410: 376–463.
- KUBICA B. 1992 — Rozwój litofacjalny osadów chemicznych badenu w północnej części zapadliska przedkarpacciego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 133: 1–64.
- LATAL C., PILLER W.E. & HARZHAUSER M. 2004 — Palaeoenvironmental reconstructions by stable isotopes of Middle Miocene gastropods of the Central Paratethys. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 211: 157–169.
- ŁAPTAŚ A. 1992 — Giant-scale cross-bedded miocene biocalcarenes in the northern margin of the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 62: 149–167.
- ŁUCZKOWSKA E. 1962 — Miocen okolic Szydłowa koło Chmielnika w świetle badań mikrofaunistycznych. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN, Oddział w Krakowie*.
- ŁUCZKOWSKA E. 1964 — Stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu w rejonie Tarnobrzeg–Chmielnik. *Pr. Geol. PAN*, 20: 72.
- ŁUCZKOWSKA E. 1967a — Paleoeologia i stratygrafia mikropaleontologiczna miocenu okolic Grzybowa koło Staszowa. *Acta Geol. Pol.*, 17: 219–245.
- ŁUCZKOWSKA E. 1967b — Some new species of foraminifera from the Miocene of Poland. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 37: 233–241.
- ŁUCZKOWSKA-SCHILLER E. 1987 — Dyskusja nad granicą biostratygraficzną baden/sarmat na obszarze świętokrzyskim i Roztocza. *Spraw. z Pos. Komis. PAN, Oddział w Krakowie* 29: 304–306.
- ŁUCZKOWSKA E. & RUTKOWSKI J. 1970 — Pozycja stratygraficzna detrytycznych osadów sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Spraw. z Pos. Komis. PAN, Oddział w Krakowie*, 13: 563–567.
- MANDIC O. 2004 — Pectenid bivalves from the Grund Formation (Lower Badenian, Middle Miocene, Alpine-Carpathian Foredeep) — taxonomic revision and stratigraphic significance. *Geol. Carpath.*, 55: 129–146.
- MAĆCZYŃSKA S. 1996 — Gromada Echinoidea Leske, 1778. [W:] Malinowska L. & Piwocki M. (red.), Budowa geologiczna Polski, t. 3, Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, cz. 3a. Kenozoik, trzeciorząd, neogen. PAE S.A., Warszawa.
- MUSIAŁ T. 1987 — Miocen Roztocza (Polska SE). *Biul. Geol. UW*, 31: 140.
- OLSZEWSKA B. 1999 — Biostratygrafia neogenu zapadliska przedkarpacciego w świetle nowych danych mikropaleontologicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 9–17.
- OSZCZYPKO N. 2001 — Rozwój zapadliska przedkarpacciego w miocenie. *Prz. Geol.*, 49: 717–723.
- PERYT T.M. & PIWOCKI M. (red.) 2004 — Budowa Geologiczna Polski. Tom I: Stratygrafia, Część 3a — Kenozoik: Paleogen Neogen. Państw. Inst. Geol.
- PILLER W. E. & HARZHAUSER M. 2005 — The myth of the brackish Sarmatian Sea. *Terra Nova*: 17: 450–455.
- RADWAŃSKI A. 1969 — Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich, strefa zatok i ich przedpola. *Acta Geol. Pol.*, 19: 1–7.
- RADWAŃSKI A. 1973 — Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 23: 375–434.
- RANDAZZO A.F., MÜLLER P., LELKES G., JUHASZ E. & HAMOR T. 1999 — Cool-water limestones of the Pannonian basinal system, Middle Miocene, Hungary. *J. Sediment. Res.*, 69: 283–293.
- RÖGL F. 1998 — Palaeogeographic considerations for Mediterranean and Paratethys seaways (Oligocene to Miocene). *Ann. des Naturhistorischen Museums in Wien*, 99a: 279–310.
- RÖGL F. & BRANDSTÄTTER F. 1993 — The foraminifera genus *Amphistegina* in the korytnica clays (Holy Cross Mts, Central Poland) and its significance in the Miocene of Paratethys. *Acta Geol. Pol.*, 43: 121–146.
- RUTKOWSKI J. 1976 — Detrytyczne osady sarmatu na południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Pr. Geol. PAN*, 100: 77.
- STACHACZ M. 2004 — Sarmackie wapienie mikrobiałno-serpulowe z południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. [W:] Kędziński M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) — Geologia Tatr: Ponadregionalny Kontekst Sedymentologiczny. Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów 21–24.06.2004, Zakopane. *Pol. Tow. Geol., Kraków*.
- STACHACZ M. 2005a — Analiza mikropaleontologiczna osadów miocenu środkowego rejonu Szydłowa. [W:] Oliwkiewicz-Mikłasińska M. & Tyska J. (red.) — 5th Micropaleontological Workshop Mikro 2005, 8–10.06.2005, Szymbark. ING PAN, Kraków.
- STACHACZ M. 2005b — Osady miocenu środkowego w rejonie Szydłowa i Brzeziny: facje, paleoeologia, tafonomia. *Arch. WGGiOŚ UJ, Kraków*.
- STUDENCKA B. 1999 — Remarks on Miocene bivalve zonation in the Polish part of the Carpathian Foredeep. *Geol. Quart.*, 43: 467–477.
- STUDENCKI W. 1999 — Red-algal limestones in the Middle Miocene of the Carpathian Foredeep in Poland: facies variability and palaeoclimate implications. *Geol. Quart.*, 43: 395–404.
- SZCZĘCHURA J. 1982 — Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 27: 1–44.

Praca wpłynęła do redakcji 19.04.2006 r.
Akceptowano do druku 11.09.2006 r.