

## Litologia wapieni z warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt) — jednostka skolska, zewnętrzne Karpaty fliszowe

Jacek Rajchel\*, Jolanta Myszkowska\*

*Scharakteryzowano litologię allodapicznych wapieni z warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt) z jednostki skolskiej zewnętrznych Karpat fliszowych. Warstwa ta (wt), w centralnej części jednostki, zawiera ławice glonowych/krasnorosty/ kalkarenitów i kalcyrudytów, podczas gdy na jej obrzeżach dominują piaskowce z domieszką wapiennego materiału organodetrytycznego. Ławice kalkarenitowe zawierają wczesnodiaogenetyczne krzemienie. Otwornice z wapieni określają wiek WLB (wt) na niższą część górnego paleocenu.*

**Słowa kluczowe:** zewnętrzne Karpaty fliszowe, jednostka skolska, paleocen, wapienie allodapiczne, wapienie litotamiowe

Jacek Rajchel & Jolanta Myszkowska — **Lithology of limestones from Bircza Lithothamnium Limestone Bed (Skole Unit, Outer Flysch Carpathians, southern Poland).** Prz. Geol., vol. 46: 1247–1253.

*S u m m a r y.* The paper describes lithology of allodapic limestones from the Bircza Lithothamnium Limestone (BLL) Bed in the Skole Unit of the Outer Flysch Carpathians. In the central part of the Skole Unit the BLL Bed include calcirudite and calcarenite layers, built of clasts of red algae (chiefly corallinae). Close to the marginal parts of the Skole Unit, the BLL Bed is dominated by sandstones with an admixture of a calcareous, organodetrital material. The calcarenite layers contain early diagenetic cherts. Foraminifers occurring in the limestones determine their age as the lower part of Late Paleocene.

**Key words:** Outer Flysch Carpathians, Skole Unit, Paleocene, allodapic limestones, lithothamnium limestones

Celem pracy jest charakterystyka słabo poznanych paleoenceńskich wapieni allodapicznych z jednostki skolskiej zewnętrznych Karpat fliszowych, opisywanych jako wapienie z Birczy (Gucik, 1961; Kotlarczyk, 1961). Z uwagi na występujące w nich liczne fragmenty glonów wapiennych z rodziny *Corallinaceae*, określanymi popularnie mianem litotamniów, pakiet tych utworów został sformalizowany jako warstwa wapienia litotamniowego z Birczy (wt) — WLB(wt) — (Kotlarczyk, 1978). Warstwa ta (wt) jest ważnym litologicznym chronopoziosem korelacyjnym w obrębie formacji pstrych łupków (fm) jednostki skolskiej (Kotlarczyk, 1978, 1988; Tokarski i in., 1961; Rajchel, 1989, 1990). Na ogół jest ona wykształcona jako zespół kilku różnej miąższości ławic, mniej lub bardziej zapiaszczonych organodetrytycznych wapieni lub piaskowców z dużą zawartością wapiennego materiału organodetrytycznego, przedzielonych pstrymi iłowcami i mułowcami. Badaniem objęto cały obszar występowania tej warstwy (wt) w granicach polskiej części jednostki skolskiej (ryc. 1).

### Rozmieszczenie i pozycja litostratygiczna

Rozmieszczenie warstwy WLB(wt) jest ograniczone na terenie Polski do centralno-osiowej części jednostki skolskiej (Rajchel, 1990). Litosom ten zajmuje obszar o długości ponad 75 km, od okolic Rzeszowa po granicę państwa w rejonie Ustrzyk Dolnych (ryc. 1). Największa jego szerokość, ok. 25 km, przypada w okolicach Dubiecka i Birczy. W kierunku na SE zasięg tego litosomu wyraźnie zwęża się. W maksymalnych swoich granicach jest on zawarty pomiędzy antykliną Chwaniowa–Wary–Kąkolówki na południowym zachodzie i antykliną Sławy–Grunowej Góry–Babic–Chmielnika oraz skiby Hadel Kańczuckich na północnym-

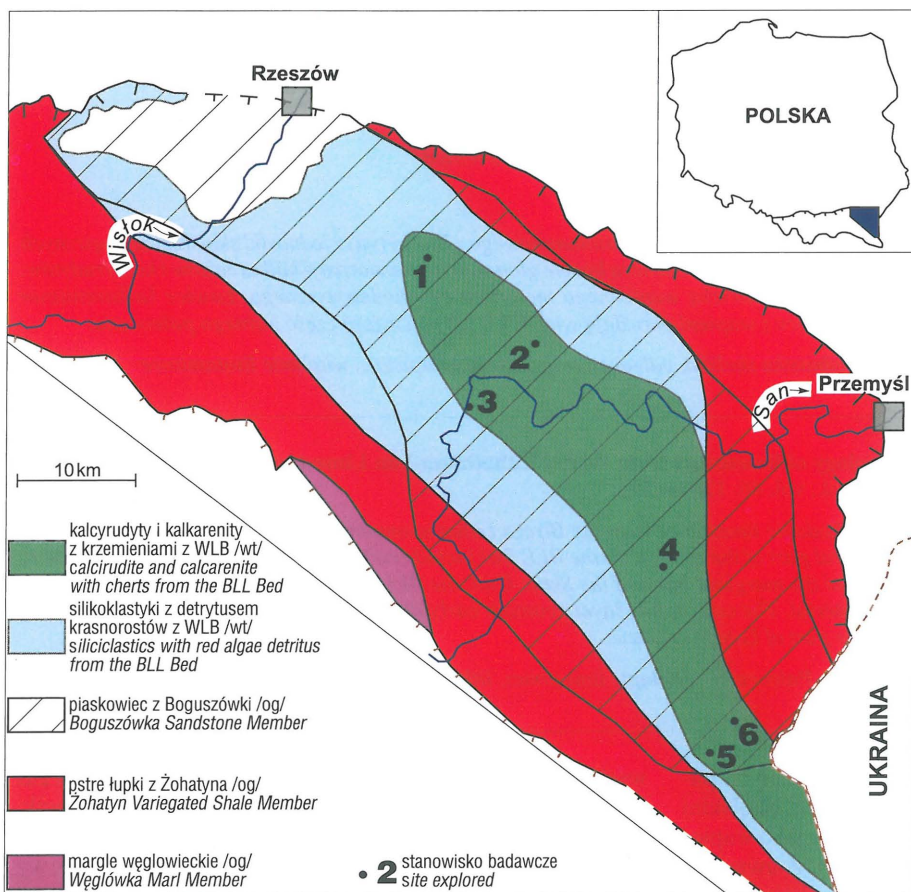
wschodzie (Rajchel, 1990). Dalej na wschód warstwa WLB (wt) znana jest z Karpat ukraińskich i rumuńskich (Gucik, 1961; Ionesi, 1971; Kotlarczyk, 1978).

Prawie na całym obszarze występowania warstwy WLB(wt) (ryc. 2) leży ona kilka do kilkunastu metrów nad stropem formacji ropianieckiej (fm), w obrębie spągowej części formacji pstrych łupków (fm), czyli w obrębie ogniwa pstrych łupków z Żohatyna (og), lub lokalnie — w nieregularnie rozwiniętym ogniwie piaskowca z Boguszwki (og) (Rajchel, 1990). Wyjątkowo występuje ona na samej granicy wspomnianych formacji lub w odległości przekraczającej 20 m powyżej tej granicy. Według innych poglądów, może ona zajmować pozycję — w SW części obszaru występowania — w stropie ogniwa z Woli Korzenieckiej (og) formacji ropianieckiej (fm), podkreślając diachroniczny kontakt tej formacji z wyżej leżącą formacją pstrą (Gucik, 1961; Kotlarczyk, 1978, 1988; Tokarski i in., 1961). Było również opisywane lokalne występowanie dwu nadległych poziomów o charakterze wapieni z Birczy, jak to np. ma miejsce w okolicy Birczy (Gucik, 1961).

### Makroskopowa charakterystyka litologiczna

W obrębie litosomu warstwy WLB(wt) zaznacza się wyraźne lateralne zróżnicowanie litologiczne, wynikające ze zmiennej dystrybucji detrytusu wapiennego. Ławice centralnej części obszaru sedymentacji tej warstwy (wt), mają najwyższą zawartość klastycznego materiału węglanowego. Występują tu głównie ławice kalcyrudytowo-kalkarenitowe i kalkarenitowe, często zawierające poziomy wczesnodiaogenetycznych krzemieni. Obszar ten jest usytuowany asymetrycznie wzdłuż osi zbiornika, przebiegającej na linii Hyżne–Dubiecko–Bircza–Trójca. Na zewnątrz od tej strefy wyraźnie wzrasta ilość materiału silikoklastycznego w poszczególnych ławicach warstwy WLB (wt), tak że mają one charakter piaskowców z domieszką wapiennego materiału organodetrytycznego (ryc. 1). Miąższość warstwy WLB (wt) jest silnie zróżnicowana i zmienia się w zakresie od

\*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Zakład Geologii Ogólnej i Matematycznej, 30-059 Kraków, al. Mickiewicza 30



**Ryc. 1.** Mapa rozmieszczenia warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt) w jednostce skolskiej (niższy górny paleocen) (wg J. Rajchel 1990, uproszczone, zmienione)  
 stanowiska badawcze: 1 — Hyżne, 2 — Kosztowa, 3 — Bartkówka, 4 — Wola Korzeniecka, 5 — Ropienka, 6 — Jureczkowa

**Fig. 1.** Map of distribution of the Bircza Lithothamnium Limestone Bed in the Skole Unit — lower part of Late Paleocen — (after: Rajchel, 1990, simplified, altered)  
 1–6 sites explored: see above

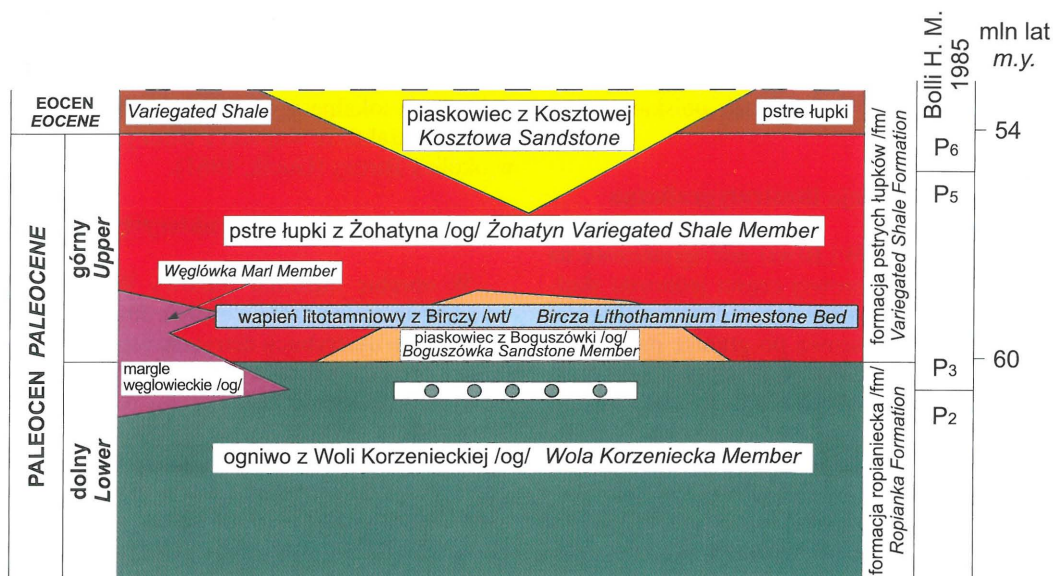
osadu poziomo laminowanego, co połączone jest ze zmianą frakcji od psefitowej (do 2 cm) do psamitowej. Ławice o mniejszej miąższości na ogół są pozbawione frakcjonalnie uziarnionego członu psefitowego, ale zawsze są poziomo laminowane (ryc. 4). Opisane wyżej struktury sedymentacyjne są charakterystyczne zarówno dla typowych ławic wapieni, jak i współwystępujących z nimi w tej warstwie (wt) — piaskowców i skał o charakterze pośrednim. Niezależnie od litologii, wszystkie ławice są bardzo zwarte i zbite, a wietrzejąc rozpadają się na

jednego do kilku metrów. Z reguły jest to kilka ławic, wyjątkowo — tylko jedna ławica.

Ławice kalcyrudytowo-kalkarenitowe i kalkarenitowe warstwy WLB (wt) wykształcone są jako białe i popielate, na mokro zielonkawe wapienie, przeciętnie o grubości od 0,3 do 0,5 m (ryc. 3). Bardziej miększe są ławice złożone, które zawierają 1 do 3 zestawów frakcjonalnego uziarnienia w spagu, przechodzącego ku górze w silnie rozbudowany człon

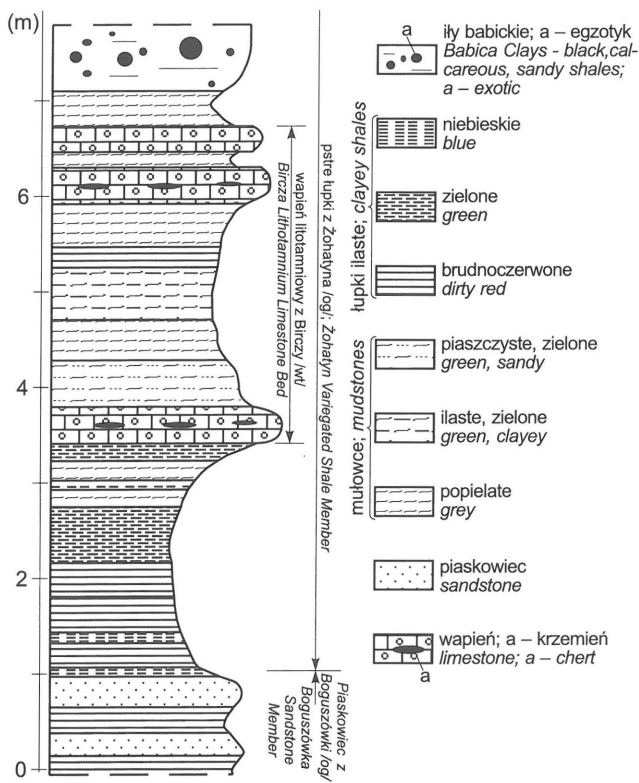
wielkie bloki i płyty, wzdłuż spękań ciosowych i powierzchni laminacji. Zawsze wykazują charakterystyczny, bruzdkowy relief powierzchni, wynikający ze zróżnicowanej odporności poszczególnych lamin.

Niektóre ławice wapieni, szczególnie typu kalkarenitowego i o małej domieszce terygenicznego, zawierają w centralnej części jeden, a wyjątkowo dwa poziomy brunatnych krzemieni. Poziomy te układają się równoległe do powierzchni stratyfika-



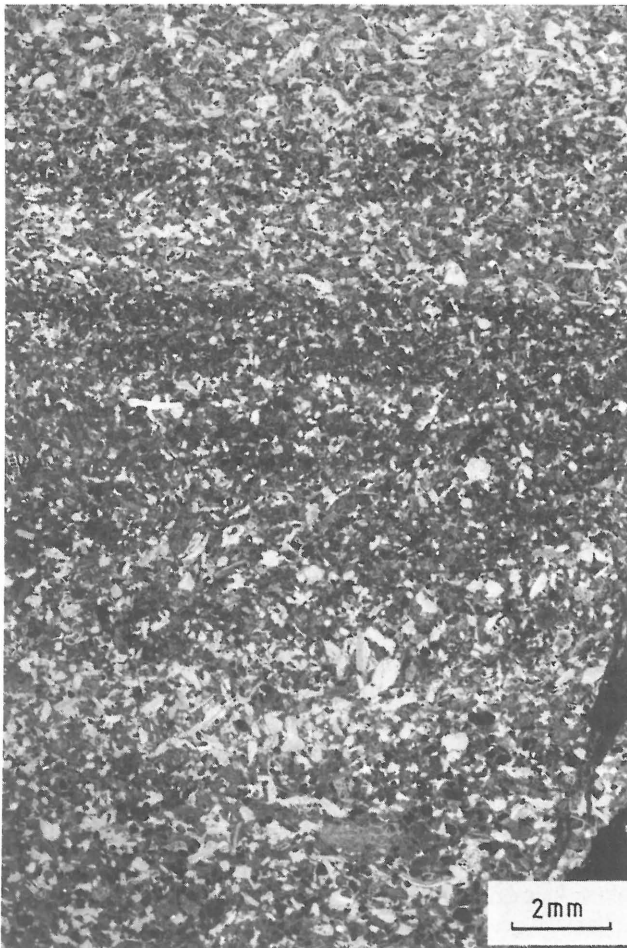
**Ryc. 2.** Litostratigraficzny schemat utworów paleocenu centralnego obszaru jednostki skolskiej (wg Kotlarczyk, 1978; Rajchel, 1990; uproszczone, zmienione)

**Fig. 2.** Lithostratigraphic division of the Paleocene deposits in the central part of the Skole Unit (after Kotlarczyk, 1978; Rajchel, 1990; simplified, altered)



Ryc. 3. Szczegółowy profil litologiczny warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt), Kosztowa — stanowisko 2

Fig. 3. Detailed lithological sequence of the Bircza Lithothamnium Limestone Bed; Kosztowa — site 2



cji. Krzemienie mają kształty nieregularnie spłaszczonego buła, miąższości do kilku i długości do kilkunastu centymetrów. Ich kontakt ze skałą otaczającą jest ostry i wyraźny, ale nieregularny. Zwykle posiadają one przełam prosty lub muszlowy, o nieprzeświecających, tnących krawędziach. Krzemienie te przerywają ciągłość laminacji ławicy w której występują, zawierają natomiast liczne drobne enklawy lub pojedyncze niezsylikowane ziarna wapienne, usytuowane zgodnie z pierwotną laminacją. Proces sylikacji przebiegał tuż po konsolidacji osadu, znane są bowiem porwaki wapieni z identycznymi krzemieniami w niewiele młodszych litosomach iłów babickich (Rajchel & Myszkowska, 1998).

W centralnej części obszaru występowania warstwa WLB(wt) zawiera wśród dominujących wapieni, pojedyncze ławice piaskowców, natomiast w peryferycznych częściach piaskowce są skałami dominującymi (ryc. 1). Są to wapniste piaskowce drobno-, średnio- lub gruboziarniste barwy niebieskiej lub popielatoniebieskiej, zbliżone wykształceniem do typowych średnioławicowych piaskowców z formacji ropianieckiej (fm). Występują one w bardzo zwężonych ławicach miąższości od kilku centymetrów do 0,3 m. W spągu są one często zlepieńcowate i wykazują przeważnie frakcjonalne uziarnienie, przechodzące ku górze w laminację poziomą. Piaskowce te zawierają zróżnicowaną domieszkę organodetrytycznego materiału węglanowego, tak że niektóre z ławic stanowią już zapiaszczone wapienie. Materiał węglanowy koncentruje się głównie w stropowych częściach ławic.

#### Charakterystyka mikroskopowa

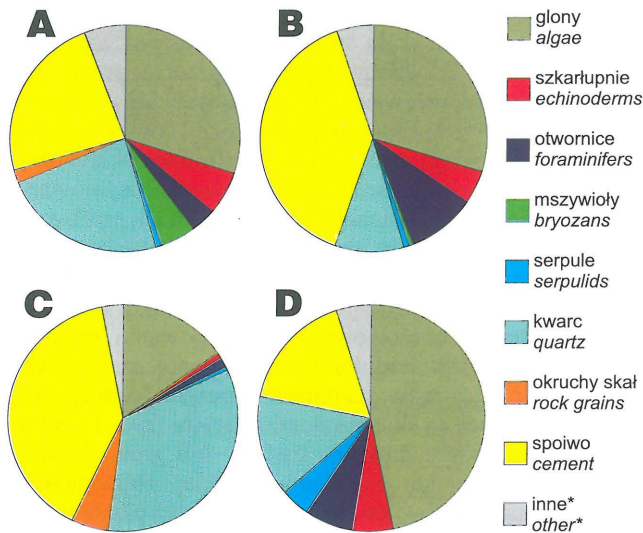
Wapienie z warstwy WLB (wt) składają się z licznych, wzajemnie kontaktujących ziaren o genezie detrytycznej, spojonych cementem kalcytowym. Ich skład, ewentualnie skład lamin, odpowiada wapieniom, wapieniom słabo zapiaszczonym lub wapieniom silnie zapiaszczonym (Czermański, 1955) (ryc. 5). Głównym elementem terygenicznym omawianych skał jest kwarc, którego zawartość przekracza niekiedy 40%. Ważną ilościowo domieszką są czasami okruchy skał osadowych, magmowych i metamorficznych, a w mniejszej ilości glaukonit. Niewielkie znaczenie natomiast mają ziarna skaleni i blaszki łuszczyków.

Głównym składnikiem węglanowym wszystkich odmian litologicznych są fragmenty krasnorostów z rodziny *Corallinaceae*, rzadziej *Squamariaceae*. Szczątki tych glonów występują w poszczególnych ławicach w ilości od 30–39%, podczas gdy niektóre laminy zawierają do 47% materiału glonowego. Glony wykazują zmienny stopień zachowania mikrostruktury wewnętrznej i są na ogół silnie pokruszone. Fragmenty ich plech charakteryzują się słabym obtoczeniem, a niekiedy deformacjami kompakcyjnymi. Formy te są reprezentowane przez wiele gatunków (Golanka, 1979): *Lithothamnium andrusovi* Lem., *L. densum* Lem., *L. quadrangulum* Lem., *Ethelia alba* Pfender i *Distichoplax bisserialis* (Dietrich).

Fragmentom glonów towarzyszy zespół ziarn pochodzenia organicznego, powtarzający się we wszystkich próbkach. Stałymi komponentami są m.in. szkarłupnie (krynoidy, jeżowce) oraz otwornice (bentoniczne i planktoniczne) czę-

Ryc. 4. Pozioma laminacja w członie T<sub>B</sub> sekwencji Boumy ławicy silnie zapiaszczonego wapienia. Bartkówka, stanowisko 3. Odbitka negatywowa

Fig. 4. Highly sandy limestone; visible horizontal lamination in Bouma's T<sub>B</sub> sequence; Bartkówka — site 3. Negative print

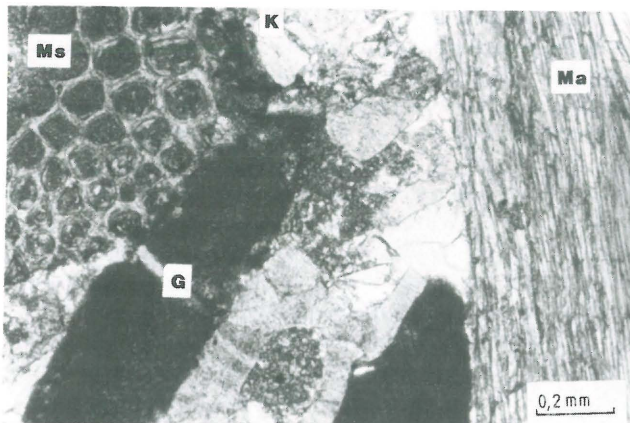


**Ryc. 5.** Skład ziarnowy wybranych lamin z ławic kalkarenitów warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt)

A — Jureczkowa, stanowisko 6; B — Ropienka, stanowisko 5; C — Hyżne, stanowisko 1; D — Bartkówka, stanowisko 3, \* glaukonit oraz: skaleń, muskowit, biotyty

**Fig. 5.** Grain size composition of selected laminae from a calcarenite layer of the Bircza Lithothamnium Limestone Bed

A — Jureczkowa, site 6; B — Ropienka, site 5; C — Hyżne, site 1; D — Bartkówka, site 3, \* glauconite, subordinately feldspar, muscovite and biotite

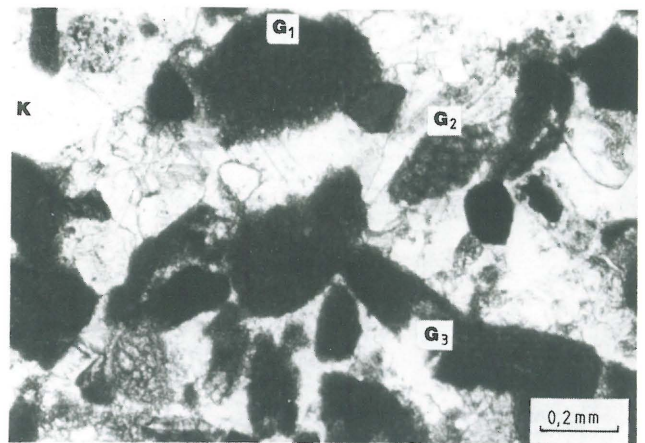


**Ryc. 6.** Kalcyrudyt glonowy, fragment członu T<sub>A</sub> ławicy turbidytowej. Jureczkowa — stanowisko 6. Widoczne psefitowe ziarna glonów o zatartej budowie wewnętrznej (G), fragment mszywiola (Ms) i skorupy małża (Ma) oraz ziarna kwarcu (K)

**Fig. 6.** Algal calcirudite from Boumas T<sub>A</sub> turbidite sequence; Jureczkowa — site 6. Psephitic, algae grains with obliterated texture (G), fragments of a bryozoan (Ms) and a bivalve shell (Ma) as well as quartz grains (K) are visible

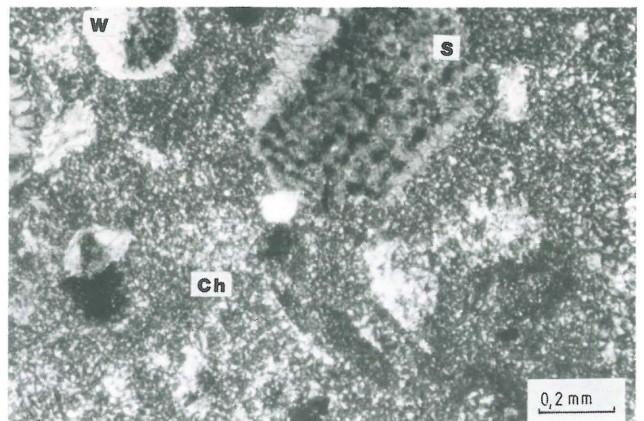
ściowo redeponowane. Mniejsze ilościowo znaczenie mają fragmenty mszywiolów oraz serpul. Pojedynczo występują szczątki gruboskorupowych małży i ramienionogów (ryc. 6).

Materiał detrytyczny, zarówno organiczny jak i terygeniczny, ma zróżnicowaną wielkość. Na podstawie zakresu zmian wartości tego parametru wyróżniono dwie odmiany teksturalne wapieni warstwy WLB (wt): kalcyrudyty i kalkarenity glonowe.



**Ryc. 7.** Kalkarenit laminowany. Ropienka — stanowisko 5. Fragment laminy organodetrytycznej ze zróżnicowanej wielkości fragmentami glonów trzech różnych rodzajów (G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>, G<sub>3</sub>). Widoczne ziarna kwarcu (K)

**Fig. 7.** Laminated calcarenite. Ropienka — site 5. Fragment of organodetrital laminae containing grains of three different genera of algae (G<sub>1</sub>, G<sub>2</sub>, G<sub>3</sub>). Quartz grains are also visible (K)

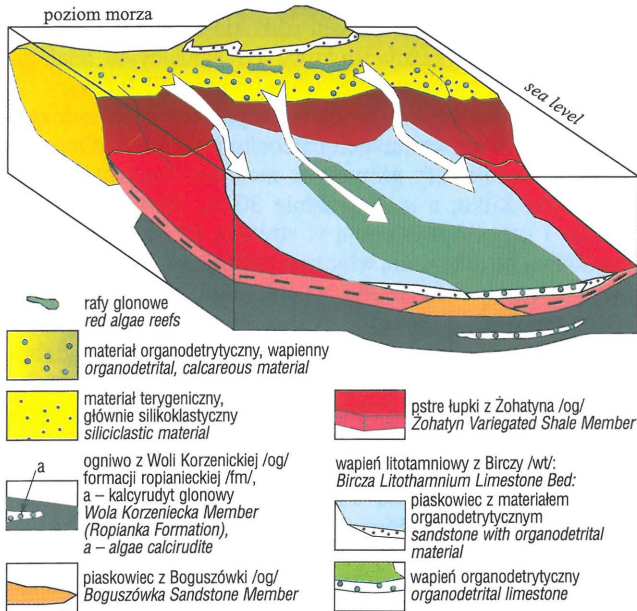


**Ryc. 8.** Krzemień z ławicy wapienia. Hyżne — stanowisko 1. Pojedyncze niesylikowane bioklasty wapienne (W) i fragment płytki szkarłupnia (S) w mikrokrystalicznym chalcidony (Ch)

**Fig. 8.** Chert from calcarenite limestone layer. Hyżne — site 1. Single unsilicified calcareous bioclasts (W), and a fragment of echinoidea spines (S) in microcrystalline chalcidony (Ch) are visible

Kalcyrudyty glonowe, budujące człon T<sub>A</sub> ławic turbidytowych, mają skład wapieni silnie zapiaszczonych i zwykle odznaczają się słabym wysortowaniem (ryc. 6). Średnice ich ziaren zmieniają się w granicach od 0,1 do 3,8 mm, wykazując bimodalny rozkład wielkości. Dominują elementy frakcji psefitowo-grubopsamitowej, z reguły dobrze obtoczone, pośród których tkwi ostrokrawędzisty materiał drobnopiaszczysty (0,1 do 0,2 mm), głównie kwarc, rzadziej detrytus organiczny. Materiał grubookruchowy to przede wszystkim szczątki organizmów bentonicznych, wśród których największe znaczenie mają krasnorosty.

Szczątki glonów, wykazujące w przekroju kształty owalne lub okrągłe, czasem nieregularne od występujących wcisków, są dobrze i umiarkowanie obtoczone. W obrębie ich skalcyfikowanych plech są widoczne wydrążenia wypełnione kalcysem lub mikrytem. Fragmentom glonów towarzyszą niekiedy okruchy biolitytów glonowo-mszywiolowych,



**Ryc. 9.** Hipotetyczny schemat ukształtowania północnej krawędzi zbiornika sedymentacyjnego jednostki skolskiej, w okresie formowania się warstwy litotamniowego wapienia z Birczy (wt)  
**Fig. 9.** Hypothetical model of the northern margin of the Skole Unit depositional basin during formation of the Bircza Lithothamnium Limestone Bed

częste natomiast są bioklasty mszywiolów, szkarłupni i serpul, a także dużych otwornic bentonicznych (ryc. 5).

Materiał terygeniczny jest reprezentowany głównie przez kwarc, rzadziej przez fragmenty skał. Te ostatnie to głównie okruchy wapieni i mułowców, rzadziej granitoidów, łupków krystalicznych i kwarcytów. Składnikami akcesorycznymi są skalenie, łyszczyki i glaukonit.

Kalkarenity glonowe charakteryzują się zwykle budową laminowaną i odpowiadają członowi  $T_B$  sekwencji Boumy (ryc. 4). Laminy, których grubość waha się od 1 do 2 mm, wyjątkowo dochodzi do 1 cm, mają mniej więcej stały przebieg. Ich obecność jest podkreślona zmianą składu mineralnego, głównie zaś zmianą zawartości kwarcu terygenicznego w stosunku do ilości szczątków organicznych. Najczęściej występują zestawy naprzemianległych lamin wapienia słabo zapiaszczonego i wapienia silnie zapiaszczonego, rzadziej lamin wapienia i wapienia słabo zapiaszczonego lub tylko lamin o charakterze wapienia silnie zapiaszczonego. Niekiedy, równocześnie ze zmianą składu ziarnowego w laminach, zachodzi nieznaczna zmiana wielkości składników, w efekcie występują rytmicznie powtarzające się warstewki osadu dobrze wysortowanego, odpowiednio frakcji drobnoci średniopsamitowej (ryc. 4, 5). W pozostałych przypadkach wysortowanie materiału ziarnowego w laminach jest umiarkowane.

Głównym składnikiem laminowanych kalkarenitów są szczątki krasnorostów, o wymiarach od 0,1–0,8 mm, sporadycznie do 1,8 mm (ryc. 7). Fragmenty glonów charakteryzują się słabym oraz umiarkowanym obtoczeniem i zwykle wykazują w przekroju kształty podłużne. Występują również ziarna zdeformowane wskutek działania nacisków kompacyjnych. W zmiennych proporcjach towarzyszą im fragmenty szkarłupni i otwornic, rzadziej serpul i mszywiolów.

Na materiał terygeniczny składają się głównie ostrokrawędziste ziarna kwarcu, o średnicach od 0,1–0,6 mm, rzadziej fragmenty wapieni i granitoidów. Stałym składnikiem kalkarenitów jest glaukonit, którego ilość dochodzi do 3,65% (ryc. 5).

Piaskowce, towarzyszące ławicom wapieni w obrębie warstwy WLB (wt) mają najczęściej wapnisty charakter (Smulikowski, 1954; Czermiński, 1955). Przeciętnie zawierają 30% składników terygenicznyc. Materiał okrucowy tych piaskowców, zarówno węglanowy jak i terygeniczny, posiada średnice ziaren od 0,07 do 2 mm, a w odmianach

zlepieńcowatych nawet do kilku milimetrów. W materiale terygenicznym dominują ziarna kwarcu, w mniejszej ilości występują okruchy i mniejsze ziarna skał krzemionkowych, kwarcytów i łupków metamorficznych oraz glaukonitu. Podrzednie występują skalenie, blaszki muskowitu i biotyty. Ziarna węglanowe, to w różnym stopniu obtoczone fragmenty plech krasnorostów o zatartej strukturze wewnętrznej, a w znacznie mniejszej ilości otwornice oraz fragmenty szkarłupni i innych, nierozpoznawalnych organizmów. Piaskowce te posiadają poziomą laminację, wynikającą z obecności naprzemianległych lamin wzbogaconych w składniki wapienne lub terygeniczne, a rzadziej z równoległego ułożenia wydłużonych ziaren. Granice lamin są nieostre i rozmyte.

### Procesy sylyfikacji

Krzemienie występujące w ławicach wapieni z warstwy WLB (wt) są prawie całkowicie zbudowane z krzemionki. Wyjątkowo zawierają relikty pierwotnej skały wapiennej (ryc. 8). Z reguły są to pojedyncze, niezsylyfikowane fragmenty szkarłupni lub otwornice. Substancję krzemionkową stanowi mikro- lub drobnokrystaliczny chalcedon (ryc. 8), lokalnie tworzący niewielkie skupienia sferolityczne lub pierzaste. W jego tle występują nieliczne, częściowo skorodowane ziarna kwarcu, o przeciętnej średnicy 0,15 mm.

Granica krzemienia z otaczającą skałą jest w obrazie mikroskopowym nieostra, co wynika z obecności strefy przejściowej o mieszanym składzie. W strefie tej w pierwszej kolejności wypierany jest kalcyt lepiszcza. Na jego miejscu występuje mikrokryształiczny chalcedon, podczas gdy składniki ziarnowe pozostają niezmienione. Ku centrum kongrecji mikrokryształiczna krzemionka zastępuje również detrytus wapienny, całkowicie zacierając ślady zarysów tych ziarn.

Na obecnym etapie badań nie można w sposób pewny wskazać źródła pochodzenia krzemionki, budującej opisywane krzemienie. Krzemionka ta nie może pochodzić z samych ławic wapienia, gdyż nie stwierdzono w nich obecności krzemionkowych szczątków organicznych. Również korozja występujących ziaren kwarcu nie mogła dostarczyć dostatecznej ilości krzemionki. Wydaje się, że źródła jej można upatrywać w przeławicających wapienie pstrych łupkach ilastych i mułowcowych, a głównie z występujących w nich radiolariach. Osiowa strefa zbiornika sedymentacyjnego jednostki skolskiej, tam gdzie wykształcił się litosom wapieni z Birczy (wt), była w okresie paleocenu miejscem intensywnego gromadzenia się pancrzyków radiolarii, jak również igieł gąbek (Bąk i in., 1997; Morgiel & Szymakowska, 1978; Rajchel, 1990). Krzemionka mogła również pochodzić z minerałów ilastych lub z rozpuszczenia pelitu kwarcowego pstrych łupków (Gaweł, 1950). Proces jej migracji i strącania był związany z wczesnodiagenetyczną zmianą pH, zachodzącą w wyniku rozkładu substancji organicznej zawartej w badanych wapieniach (Rajchel, 1970a, b) i przebiegał w wyniku metasomatozy pierwotnego osadu bez przemieszczenia go w procesie sylyfikacji (Kwiatko-

wski, 1996). Taki proces wczesnodiagenetycznego powstawania krzemieni jest znany np. z wapieni dolnokimerydzkich okolic Małogoszcza (Kutek, 1962).

### Pozycja stratygraficzna

Pozycja stratygraficzna warstwy WLB (wt) została określona na podstawie zespołów otwornicowych, zawartych w łupkach zielonych, czerwonych lub pstrych, przełamujących poszczególne ławice klastyków tej warstwy (wt), na niższą część górnego paleocenu (Rajchel, 1990). Odpowiada ona dolnej części przedziału poziomów otwornicowych P3–P5 (Bolli i in., 1985), jak również niższej części zespołu z *Rzehakina fissistomata* i *Glomospira difundens* (Morgiel & Szymakowska, 1978). Według innych podziałów fauna tej warstwy (wt) należy do dolnej części zony biostratygraficznej *Rzehakina epigona fissistomata* (Geroch & Nowak, 1984), jak również wyższej części zony *Rzehakina fissistomata* (Olszewska, 1997).

Podjęto również próbę określenia wieku opisywanego poziomu, poprzez identyfikację otwornic w szlifach mikroskopowych wapieni. Z uwagi na zastosowaną metodę badawczą, lista określonych gatunków nie jest długa, a dla niektórych okazów dokonano jedynie oznaczeń rodzajowych.

Lista oznaczonych otwornic zawiera następujące rodzaje: *Eponides*, *Valvulina*, *Bolivina*, *Gyroidina*, *Gaudryina*, *Miliolidae*, *Polymorphinidae*, *Planorbulina*, *Anomalinoidea*, *Bulimina*, *Angulogerina* i gatunki: *Lobatula carinata* (Terquem), *Dorothia* cf. *crassa* (Marsson), *Cibicides* cf. *succedens* Brotzen, *Subbotina trilocolinoides* (Plummer), *Subbotina trivialis* (Subbotina), *Eoglobigerina spiralis* (Bolli), *Glomospira* sp. *ltyp gordialis* (Jones & Parker), *Planorotalites compressa* (Plummer), *Planorotalites troelseni* (Loeblich & Tappan), *Planorotalites* cf. *pseudomenardii* (Bolli), *Parasubbotina pseudobulloides* (Plummer), *Acarinina* cf. *nitida* (Martin), *Acarinina* ex gr. *angulata* (White), *Mississippina binkhorsti* (Reus), *Igorina* cf. *pusilla* (Bolli), *Tappanina selmensis* Plummer.

Przytoczony zespół otwornicowy potwierdza określony uprzednio wiek warstwy WLB (wt) (Olszewska i in., 1996; Olszewska, 1997).

### Geneza warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt)

Najbardziej charakterystycznym składnikiem ziarnowym warstwy WLB (wt) są pokruszone fragmenty krasnorostów (ryc. 5), pochodzące z degradacji raf glonowych rozwiniętych na tzw. wypiętrzeniu Dębicy (Książkiewicz, 1960). Materiał ten gromadził się w postaci luźnych nasypów w strefie litoralnej, skąd przemieszczany był prądami zawieszinowymi. Podobne rafy glonowe istniały również w bardziej wschodniej, szelfowej strefie północnego obrzeżenia basenu jednostki skolskiej. Świadczy o tym obecność egzotyków wapieni litotamniowych (kalkarenitowych i kalcyrudytowych) zawartych w obrębie iłów babickich, które usytuowane są w profilu formacji pstrych łupków (fm) powyżej warstwy WLB (wt). Źródłem alimentacji tych egzotyków były wstępnie zdiagenezowane osady stożków nasypowych, tworzących się u podnóży raf glonowych (Rajchel & Myszkowska, 1998). Rozwój wapiennych glonów na wypiętrzeniu Dębicy miał również miejsce w dolnym paleocenie, pod koniec sedymentacji ogniwa z Woli Korzenieckiej (og) formacji ropianieckiej (fm) (ryc. 9). W efekcie powstały pojedyncze ławice fitogenicznych kalcy-

rudytów z domieszką materiału silikoklastycznego (Rajchel, 1989). Skały te wykazują struktury sedymentacyjne, analogiczne do klastyków występujących w obrębie WLB (wt).

Masowy rozwój krasnorostów w paleocenie świadczy o sprzyjających im warunkach paleoekologicznych. Obecnie formy te budują rafy głównie w morzach tropikalnych na głębokości kilku, a maksymalnie 30 m. Niektóre jednak rodzaje i gatunki występują w strefach klimatycznych od tropikalnej po arktyczną włącznie (Milliman, 1977). Zasięg głębokościowy większości współczesnych krasnorostów jest ograniczony do strefy fotycznej, znane są jednak gatunki mogące zasiedlać nisze ekologiczne położone do głębokości 250 m (Adey & McIntyre, 1973; Wray, 1977; Barattalo, 1991). Glony z rodzaju *Lithothamnion* są znajdowane współcześnie na różnych szerokościach geograficznych i na różnych głębokościach. Przyjmuje się jednak, że właśnie ten rodzaj glonów, aż do miocenu włącznie, żył jedynie w wodach mórz tropikalnych, głównie w strefie litoralnej i płytszej części strefy nerytycznej (Golonka, 1981).

Transport materiału silikoklastycznego jak i wapiennego dla litosomu warstwy WLB (wt) odbywał się w kierunku na SE wzdłuż osiowej części zbiornika. Ten kierunek transportu miał również miejsce w stropie niżej leżącej formacji z Ropianki (fm) (Gucik i in., 1962; Kotlarczyk, 1978, 1988; Bromowicz, 1974; Rajchel, 1990). Pod koniec sedymentacji tej formacji (fm), czyli w obrębie ogniwa z Woli Korzenieckiej (og) intensywność dostawy materiału stopniowo słabła, jak również stopniowo zmniejszała się jego frakcja. W spągu paleocenijskiej części formacji pstrych łupków (fm), czyli w ogniwie piaskowca z Boguszówki (og), występuje jeszcze drobniejszy materiał silikoklastyczny aleurytowo-psamitowy — w postaci pojedynczych ławic. Wymieniona sekwencja dostawy materiału klastycznego świadczy o stopniowym zaniku źródeł alimentacji, być może spowodowanym podniesieniem poziomu morza. Sytuacja ta mogła być korzystna dla rozwoju raf glonowych, gdyż podobnego typu budowle organiczne pojawiają się wielokrotnie w różnych częściach geosynkliny (Leszczyński & Malik, 1996).

Przykładem osadów o analogicznej genezie mogą być wapień ze Skalnika z łupków menilitowych jednostki dukielskiej (Matecki, 1963; Ślącza, 1971) lub wapień mszywiolowo-litotamniowy występujący w profilu andrychowskiej serii skałkowej (Książkiewicz, 1951). Częściej fitogeniczny materiał glonowy występuje jako egzotyki, będące fragmentami raf litotamniowo-mszywiolowych lub towarzyszących im organodetrytycznych nasypów (Burtan i in., 1984; Leszczyński, 1978; Ślącza, 1959). Obszarem rozwoju krasnorostów były strefa litoralna i wyższa część strefy nerytycznej, usytuowane na zdeformowanych i tektonicznie dźwigniętych partiach geosynkliny lub wewnątrzgeosynkinalnych kordylierach. Nasilenie rozwoju wapiennoszkieletowych glonów miało miejsce w wyższej części paleocenu, a apogeum tego procesu nastąpiło po ostatnim etapie rozwoju geosynkliny Karpat, na północnych (Radwański, 1969, 1973) i południowych (Golonka, 1979, 1981; Rajchel, 1976) krawędziach morza bałtyckiego.

Warstwa WLB (wt) w sposób zasadniczy różni się uziarnieniem i składem od niżej- i wyżejleżących utworów. Poszczególne ławice tej warstwy (wt) to kalcyrudytowe i kalkarenitowe turbidyty złożone z dwu pierwszych członów sekwencji Boumy T<sub>AB</sub> (Bouma, 1962). Osadzały się one z bardzo szybkich prądów zawieszinowych o dużej energii, o czym świadczy grubopsamitowy materiał w spągu niektórych ławic. Przyczyna epizodycznego uruchomienia gruboziarnistego materiału warstwy WLB (wt) nie jest jasna.

## Wnioski

Warstwa wapienia litotamniowego z Birczy (wt) zawiera ławice glonowych kalcyrudytów i kalkarenitów oraz wapnistych, kwarcowych piaskowców, ze zróżnicowaną domieszką detrytu organicznego, głównie glonowego.

W niektórych ławicach istnieją stopniowe przejścia pomiędzy wspomnianymi wyżej podstawowymi typami litologicznymi.

Ławice wapieni i piaskowców mają identyczne struktury sedymentacyjne  $T_{AB}$ , świadczące o turbidytowym charakterze tych utworów.

Podstawowymi składnikami wapiennego, organodetrytycznego materiału tych wapieni są fragmenty krasnorostów z rodziny *Corallinaceae*, rzadziej *Squamariaceae*, a w znacznie mniejszym stopniu otwornice i okruchy szkarłupni, mszywołów, małży i serpul.

Niektóre ławice wapieni zawierają poziomy wczesnodiaagenetycznych konkrecji krzemiennych.

Oznaczone ze szlifów mikroskopowych zespół otwornicowy potwierdza wiek warstwy wapienia litotamniowego z Birczy (wt) jako niższy górny paleocen.

Autorzy pragną gorąco podziękować pani doc. dr hab. B. Olszewskiej, za oznaczenie otwornicowej mikrofauny w mikroskopowych szlifach.

Praca została wykonana w ramach działalności statutowej Zakładu Geologii Ogólnej i Matematycznej Wydz. Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH w Krakowie, w umowie nr 11.140.598.

## Literatura

- ADEY W. H. & MACINTYRE I. G. 1973 — Crustose coralline algae: a reevaluation in the geological sciences. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84: 883–903.
- BARATTOLO F. 1991 — Mesozoic and Cainozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic Dasycladaleans. [In:] Riding R. (ed.), *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin: 505–523.
- BAK K., BAK M., GEROCH S. & MANECKI M. 1997 — Biostratigraphy and paleoenvironmental analysis of benthic Foraminifera and radiolarians in Paleogene variegated shales in the Skole Unit, Polish Flysch Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 135–154.
- BOLLI H. M., SAUNDERS J. B. & PERCH NILSEN K. 1985 — Plankton Stratigraphy. Cambridge Univ. Press, Cambridge: 1–1032.
- BOUMA A. H. 1962 — Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach of facies interpretation. Elsevier, Amsterdam: 1–168.
- BROMOWICZ J. 1974 — Zmienność facjalna i wykształcenie litologiczne piaskowców inoceramowych jednostki skolskiej między Rzeszowem a Przemyślem. *Pr. Geol., PAN*, 84: 7–80.
- BURTAN J., CHOWANIEC J. & GOLONKA J. 1984 — Wstępne wyniki badań nad egzotycznymi skałami węglanowymi z zachodniej części polskich Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 346: 147–159.
- CZERMIŃSKI J. 1955 — W sprawie klasyfikacji i nomenklatury skał osadowych. *Prz. Geol.*, 3: 202–205.
- GAWEŁ A. 1950 — O procesach sylikacji w Karpatach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 20: 169–191.
- GEROCH S. & NOWAK W. 1984 — Propozycja schematu zonalnego wyższego tytonu–eocenu na podstawie aglutynujących otwornic z obszaru polskich Karpat zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 27: 878–879.
- GOLONKA J. 1979 — Glony wapienne Karpat skolskich. Badania paleontologiczne Karpat przemyskich. *Mat. IV Krajowej Konferencji Paleontologów*, Przemyśl 25–27.VI: 41–42.
- GOLONKA J. 1981 — Glony i biosedymentacja wapieni miocenijskich okolic Rzeszowa. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 32: 5–46.
- GUCIK S. 1961 — Poziom wapieni detrytycznych z Birczy w Karpatach przemyskich i jego znaczenie dla stratygrafii górnej kredy i paleocenu w regionie skibowym. *Kwart. Geol.*, 5: 669–683.
- GUCIK S., JASIONOWICZ J., KOSZARSKI L., KSIĄŻKIEWICZ M., NOWAK W., POPRAWA D., SIKORA W., SZYMAKOWSKA F., ŚLĄCZKA A., ŻYTKO K., BIRKENMAJER K., DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A. & UNRUG R. 1962 — Atlas Geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. z. 13. Kreda i starszy trzeciorząd w Polskich Karpatach Zewnętrznych. Warszawa.
- IONESI L. 1971 — Flisul paleogen din Bazinul vaiei Moldovei. Bucuresti: 1–250.
- KOTLARCZYK J. 1961 — Characteristic Lithologic Horizons of the Lower Palaeogene in the Bircza Region Skole Unit, Northern Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Serie Sci. geol. geogr.*, 9: 35–43.
- KOTLARCZYK J. 1978 — Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Pr. Geol. PAN*, 108: 1–82.
- KOTLARCZYK J. 1988 — Problemy sedymentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. pp. 23–62. [In:] Kotlarczyk J., Pękala K. (red.) — *Przew. 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Przemyślu*. Kraków.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951 — Objaśnienia do arkusza Wadowice. Warszawa: 1–283.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1960 — Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 30: 236–249.
- KUTEK J. 1962 — Osuwiska podmorskie i krzemienie w dolnokimerydzkich wapieniach okolic Małogoszcza. *Acta Geol. Pol.*, 12: 377–391.
- KWIATKOWSKI S. 1996 — Diagenaza nie detrytycznych osadów krzemionkowych. *Prz. Geol.*, 44: 612–618.
- LESZCZYŃSKI S. 1978 — Wapienie glonowe i rodolity z piaskowców ciężkowiłkich jednostki śląskiej w Karpatach. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 48: 391–405.
- LESZCZYŃSKI S. & MALIK K. 1996 — Skały wapienne i wapniste we fliszu polskich Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 44: 151–158.
- MAŁECKI J. 1963 — Mszywoły z eocenu Karpat Środkowych między Grybowem a Duklą. *Pr. Geol. PAN*, 16: 1–158.
- MILLIMAN J. D. 1977 — Role of calcareous algae in Atlantic continental margin sedimentation. [In:] Flügel E. (ed.), *Fossil algae. Recent results and developments*. Springer-Verlag, Berlin: 232–247.
- MORGIEL J. & SZYMAKOWSKA F. 1978 — Stratygrafia paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 310: 39–71.
- OLSZEWSKA B. 1997 — Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67: 325–337.
- OLSZEWSKA B., ODRZYWOLSKA-BIEŃKOWA E., GIEL M. D., POŻARYSKA K. & SZCZĘCHURA J. 1996 — Rząd Foraminiferida. [In:] Malinowska L. & Piwocki M. (red.), *Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych; t. III, cz. 3a, z. 1. Paleogen: 45–216*.
- RADWAŃSKI A. 1969 — Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich (strefa zatok i ich przedpola). *Acta Geol. Pol.*, 19: 1–164.
- RADWAŃSKI A. 1973 — Transgresja dolnego tortonu na południowo-wschodnich i wschodnich stokach Gór Świętokrzyskich. *Acta Geol. Pol.*, 23: 375–434.
- RAJCHEL J. 1970a — Badania sedymentologiczne krzemieni jurajskich pod Krakowem. *Cz. I. Spraw. z Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, 14: 625–629.
- RAJCHEL J. 1970b — Badania sedymentologiczne krzemieni jurajskich pod Krakowem. *Cz. II. Spraw. z Pos. Kom. PAN, Oddz. w Krakowie*, 14: 629–632.
- RAJCHEL J. 1976 — Budowa geologiczna nowych płytów miocenu okolic Dubiecka (Karpaty przemyskie). *Spraw. z Pos. Kom. PAN, I–VI 1975*, 19: 156–158.
- RAJCHEL J. 1989 — Budowa geologiczna doliny Sanu w rejonie Dynów–Dubiecko. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 361: 11–53.
- RAJCHEL J. 1990 — Litostratygrafia osadów górnego paleocenu i eocenu jednostki skolskiej. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 48: 1–114.
- RAJCHEL J. & MYSZKOWSKA J. 1998 (w druku) — Exotics of the lithothamnia, organodetrital limestones from the Babica Clays of the Skole Unit. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 68.
- SMULIKOWSKI K. 1954 — Schemat ilościowej klasyfikacji najpospolitszych skał osadowych. *Prz. Geol.*, 2: 144–145.
- ŚLĄCZKA A. 1959 — Stratygrafia serii śląskiej łuski Bystrego na południe od Baligrodu. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 131: 203–250.
- ŚLĄCZKA A. 1971 — Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 63: 1–97.
- TOKARSKI A., BADAŁ J., DZIEWAŃSKI J., GUCIK S., JUCHA S., KOTLARCZYK J. & STARKEL L. 1961 — Problemy geologiczne jednostki śląskiej, podśląskiej i skolskiej w szerokim otoczeniu Gór Słonnych. [In:] *Przew. 34 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Sanoku: 65–79*.
- WRAY J. L. 1977 — *Calcareous algae*. Elsevier, Amsterdam: 1–185.