

**EGZOTYKI STREFY KRYNICKIEJ
(PŁASZCZOWINA MAGURSKA)
I ICH ZNACZENIE PALEOGEOGRAFICZNE**

**Exotic rocks of the Krynica Zone (Magura nappe)
and their palaeogeographic significance**

**Nestor OSZCZYPKO, Marta OSZCZYPKO-CLOWES
& Dorota SALATA**

*Uniwersytet Jagielloński; Instytut Nauk Geologicznych,
ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;
e-mail: nestor@ing.uj.edu.pl*

Treść: Poziomy egzotykowe w strefie krynickiej grupują się w utworach formacji szczawnickiej, zarzeckiej i magurskiej. Wśród egzotyków skał osadowych strefy krynickiej rozpoznano: pelagiczne wapienie tytonu-neokomu oraz litotamniowe wapienie paleogenu. W egzotykach magmowych większość to wulkanity, natomiast skały metamorficzne to głównie łupki łyszczkowe i gnejsy. Egzotyki skał osadowych i krystalicznych strefy krynickiej różnią się od tych z formacji jarmuckiej (mastrycht-paleocen) jednostki Grajcaria. Egzotyki eocenu i oligocenu strefy krynickiej nie wykazują bezpośredniego związku z pienińskim pasem skałkowym, a skały krystaliczne pochodzą z erozji terranu kontynentalnego. Pochodzenie egzotyków może być związane z eoceńską ekshumacją podłoża basenu magurskiego lub z domeną wewnętrznokarpacką (wewnętrzne Dacydy i/lub terran Cisy (Tisza)).

Słowa kluczowe: egzotyki, obszary zasilania, basen magurski, paleogeografia

Abstract: Sedimentary beds containing exotic pebbles occur in the Krynica Subunit. They occur mainly in deposits of the Szczawnica, Zarzecze and Magura fms. Pelagic limestones (Tithonian-Neocomian) and lithothamnium limestones (Palaeogene) were recognized among sedimentary rocks of the Krynica Zone. Volcanites, rarely granitoides as well as schists, gneisses, quartzites and cataclasites were found in the group of crystalline exotic pebbles. The exotic pebbles from the Eocene-Oligocene beds of the Krynica Zone differ from those found in the Jarmuta Fm (Maastrichtian-Palaeocene) of the Grajcarek Unit. The exotic pebbles of the Krynica Subunit do not have direct connection with the Pieniny Klippen Belt, whereas crystalline rocks derived from a continental terran. The provenance of these rocks could be connected with Eocene exhumation of the Magura Basin basement or with the Inner Carpathian realm (Inner Dacides and/or Tisza terrain).

Key words: exotic rocks, source areas, Magura Basin, palaeogeography

WSTĘP

W okresie późnej kredy-wczesnego miocenu basen magurski był zasilany z dwóch źródeł o skorupie kontynentalnej, usytuowanych na jego północnym i południowym obrzeżeniu. Źródło północne zazwyczaj wiązane jest z masywem śląskim (Książkiewicz red. 1962, Burtan *et al.* 1984, Eliaš & Eliašova 1984, Pescatore & Ślącza 1984, Słomka *et al.* 2004).

Pogląd ten zakwestionowany został ostatnio w rekonstrukcjach paleotektonicznych Nemčoka *et al.* (2000), które sytuują obszar depozycyjny basenu magurskiego na zachodnim przedłużeniu basenu śląskiego. Wspólnym obszarem zasilania tych basenów miał być Masyw Czeski. Według tych autorów współczesna pozycja tektoniczna jednostek śląskiej i magurskiej jest wynikiem pooligoczeńskiego, lateralnego przemieszczenia ku wschodowi jednostki magurskiej w stosunku do jednostki śląskiej. Pogląd ten pozostaje w sprzeczności z rozkładem faćjalnym i pomiarami kierunków paleotransportu w polskich Karpatach fliuszowych (Książkiewicz red. 1962, Bieda *et al.* 1963) oraz przejściową pozycją sukcesji dukielskiej, pomiędzy basenami śląskim i magurskim. Przeczą temu również dane o waryscyjskim wieku egzotyków skał krystalicznych w południowej części jednostki śląskiej i północnej części jednostki magurskiej (Poprawa *et al.* 2004).

W rekonstrukcjach palinspastycznych Golonki *et al.* (2000, 2003a, b) na północ od basenu magurskiego sytuowany jest zarówno masyw śląski, jak i platforma północnoeuropejska.

Południowo-wschodnim przedłużeniem masywu śląskiego mógł być masyw marmarowski, należący do środkowych Dacydów (Sandulescu 1988, Żytko 1999, Oszczytko 2004, Oszczytko *et al.* 2005a). Potwierdzają to studia sedymentologiczne Aroldiego (2001) w rejonie Petrova – Poiana Botizi (Maramures, NE Rumunia). Inną opinię reprezentują geolodzy ukraińscy, sytuując ten masyw na południe od basenu magurskiego (Smirnov 1973, Kruglov & Cypko 1988).

Usytuowanie źródła południowego w basenie magurskim jest wciąż dyskusyjne. Początkowo było ono lokowane w strefie przypienińskiej (Książkiewicz red. 1962), bez bliższego sprecyzowania. Wśród geologów czeskich i słowackich poglądy na ten temat były podzielone. Część z nich (Nemčok *et al.* 1968) uważała, że materiał warstw strihovskich (formacja magurska, por. Birkenmajer & Oszczytko 1989) pochodził m.in. z niszczenia pienińskiego pasa skałkowego. Natomiast według Eliaša (1961) dominacja, wśród egzotyków, skał metamorficznych i magmowych, przy niewielkim udziale skał wylewnych i węglanowych, wskazuje na inne niż pienińskie źródło zasilania. Na podstawie tych samych przesłanek Sikora (1971) sugerował istnienie kordyliery południowomagurskiej, usytuowanej na północ od rowu hulińskiego. Podobnie Marschalko (1975) uważał, że w paleocenie-wczesnym eocenie basen magurski był zasilany z tzw. kordyliery południowomagurskiej, na południe od której był usytuowany basen inaczowsko-kyjowski, zasilany z neopienińskiej kordyliery egzotykowej. Źródło to oprócz mezozoicznych skał węglanowych dostarczało mezozoicznych skał wylewnych i granitoidów. W środkowym i późnym eocenie basen inaczowsko-kyjowski miał być zasilany według Marschalko (1975) z kordyliery południowomagurskiej.

W trakcie późniejszych badań osady rowu hulińskiego zaliczono (Birkenmajer 1977) do południowej części basenu magurskiego (sukcesja magurska pienińskiego pasa skałkowego, z której uformowała się tektoniczna jednostka Grajcarka). Potwierdza to pełna korelacja litostratygraficzna utworów kredy górnej-paleocenu, eocenu strefy krynickiej i jednostki Grajcarka (Birkenmajer & Oszczypko 1989, Oszczypko *et al.* 1990, Oszczypko 1992). W modelach paleotektonicznych Birkenmajera (1986, 1988), Sotaka (1990) i Oszczypki (1992) jedynym masywem, ze skorupą typu kontynentalnego, usytuowanym przy południowym brzegu basenu magurskiego, przed laramijską kompresją, był podmorski grzbiet czorsztyński. Jednakże badania egzotyków występujących w eoceńskich osadach strefy krynickiej wschodniej Słowacji (Mišík *et al.* 1991a) wykazały, że materiał erodowany z południowomagurskiej kordyliery nie zawiera żadnych elementów charakterystycznych dla sukcesji czorsztyńskiej, a jedynie utwory pochodzące z erozji podłoża basenu magurskiego. Ponadto, zdaniem tych autorów, obecny kontakt jednostki czorsztyńskiej z magurską jest posteoceński.

Dotychczasowe badania nie przyniosły odpowiedzi, czym było i gdzie było usytuowane południowo-wschodnie źródło zasilające basen magurski. Do mastrychtu włącznie basen magurski był niewątpliwie silnie powiązany poprzez sukcesję Grajcarka z basenem pienińskim (Birkenmajer & Oszczypko 1989, Oszczypko 1992). Po zamknięciu basenu pienińskiego (późna kreda-wczesny paleocen) południową krawędź basenu magurskiego stanowiła przyzma akrecyjna Karpat wewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego (Oszczypko 1999, Golonka *et al.* 2000).

Prowadzone w ostatnich latach przez autorów badania stratygraficzne i mineralogiczno-petrologiczne przyniosły nowe informacje o wieku sukcesji magurskiej w strefie krynickiej, minerałach ciężkich oraz składzie petrograficznym skał egzotykowych (Oszczypko-Clowes 2001, Poprawa *et al.* 2002, Salata 2003, Oszczypko & Salata 2005). Badania te umożliwiają nowe spojrzenie na problem pochodzenia materiału egzotykowego w południowej części basenu magurskiego.

POZYCJA POZIOMÓW EGZOTYKÓW W PROFILU STREFY KRYNICKIEJ

Z dotychczasowych badań wynika, że poziomy egzotyki w strefie krynickiej należą do rzadkości (Jaksa-Bykowski 1925, Mochnacka & Węclawik 1967, Wieser 1970, Oszczypko 1975, Burtan *et al.* 1984, Oszczypko *et al.* 1992) i grupują się w gruboklastycznych utworach formacji szczawnickiej, zarzeckiej i magurskiej. Odrębną pozycję zajmują egzotyki formacji jarmuckiej w jednostce Grajcarka, występujące wzdłuż kontaktu pienińskiego pasa skałkowego z jednostką magurską (Birkenmajer 1977, 1986, Birkenmajer & Wieser 1990).

Profil litostratygraficzny górnokredowo-paleogeńskich utworów strefy krynickiej i jednostki Grajcarka tworzą utwory należące do grupy Grajcarka-Mogieliczy (Birkenmajer & Oszczypko 1989, Oszczypko *et al.* 2005) i grupy beskidzkiej (Birkenmajer & Oszczypko 1989), a w szczególności formacje: z Malinowej, jarmucka, szczawnicka, zarzecka i magurska.

W jednostce Grajcarka ponad formacją z Malinowej występują gruboziarniste utwory formacji jarmuckiej (Birkenmajer 1977, 2001). Lokalnie łupki pstre formacji z Malinowej mogą się facjalnie zazębiać z formacją jarmucką.

W polskim sektorze Karpat zewnętrznych (Fig. 1) formacja jarmucka występuje wzdłuż północnej krawędzi pienińskiego pasa skałkowego. Jej wiek określony został na mastrycht-środkowy paleocen (Birkenmajer 2001). We wschodniej Słowacji odpowiednikiem formacji jarmuckiej są warstwy Proč (*Proč Beds*; późny paleocen-dolny eocen) przechodzące w stropie w środkowoeoceńskie łupki pstre (Lesko & Samuel 1968, Bystricka *et al.* 1970), a w obszarze Ukrainy Zakarpackiej – zlepieńce z Wulchowczyka (*Vulchowchik Conglomerate*), wieku wczesnoeoceńskiego (Smirnov 1973). Formacja jarmucka i jej odpowiedniki we wschodniej Słowacji i na Ukrainie są reprezentowane przez różne odmiany utworów podmorskich spływów grawitacyjnych: olistolity, debryty, żwirowce ilaste oraz turbidyty. Pomiary kierunków paleotransportu w tych utworach wykazują zasilanie zbiornika materiałem klastycznym z południowo-wschodniego obszaru alimentacyjnego (bez uwzględnienia rotacji).

Badania minerałów ciężkich (Winkler & Ślaczka 1992, 1994, Oszczytko *et al.* 2003, Salata 2003, Oszczytko & Salata 2005) wykazały podwyższoną zawartość spineli chromowych w późnokredowym fliszu międzyskałkowym oraz formacji jarmuckiej jednostki Grajcarka.

W strefie krynickiej ponad górnokredowymi utworami formacji z Malinowej i Hałuszowej występuje formacja szczawnicka, reprezentowana przez flisz cienko- i średnioławicowy o miąższości do 500 m (Fig. 2). W niższej części profilu są to średnio- i cienkoławicowe piaskowce, niebiesko-szare, wapniste, drobno- i średnioziarniste. W stropowej części formacji wydzielane jest ogniwo piaskowców z Życzanowa (Oszczytko 1979, Oszczytko & Porębski 1985, Birkenmajer & Oszczytko 1989, Oszczytko *et al.* 1990). W obszarze stratotypowym (Życzanów koło Rytra) jest to seria piaskowców i drobnych zlepieńców o miąższości 60 m, rozdzielona przez 18-metrowy pakiet cienko- i średnioławicowych silnie wapnistych piaskowców oraz ciemnych mułowców i iłowców. Piaskowce gruboławicowe i zlepieńce występują w ławicach o grubości od 0.8 do 5.0 m. Wśród drobnych klastów egzotycznych (do 1.5 cm średnicy) dominują młeczne kwarcy żyłowe oraz podrzędnie gnejsy, łupki łyszczykowe, wulkanity i skały węglanowe. Ogniwo z Życzanowa prawdopodobnie reprezentuje osady facji kanałowej w obrębie basenowych turbidytów (Oszczytko & Porębski 1985). Piaskowce życzanowskie, podobnie jak cała formacja Szczawnica, wykazuje paleotransport ze wschodu i południowego wschodu.

W rejonie Rytra i Krynicy (Oszczytko *et al.* 1990, 1999) stropowa część formacji szczawnickiej charakteryzuje się obecnością bardzo cienkoławicowego fliszu. Są to piaskowce drobnoziarniste, cienkoławicowe (2–5 cm), przekładające się z niebieskawymi, słabo wapnistymi łupkami. Lokalnie w tej części formacji występują cienkie pakiety ciemnoszarych margli, które mogą się korelować z ławicami margli typu „łackiego” znanymi ze stropowej części formacji szczawnickiej w rejonie Krośnicy i Krościenka nad Dunajcem (por. Birkenmajer & Oszczytko 1989). W nielicznych próbkach w rejonie Krynicy stwierdzono kokolity sugerujące wczesnoeoceński wiek stropowej części formacji szczawnickiej (wyższa część NP12 – środkowa część NP14, por. Oszczytko *et al.* 1999).

Ponad formacją szczawnicką występuje formacja zarzecka (Fig. 2), zaliczana dawniej do górnych warstw hieroglifowych lub warstw beloveskich (Świdziński 1972). Miąższość formacji wynosi od 400 do 600 m. Wyjątkowo dużą miąższość formacja ta osiąga w Szczawicznym, przy ujściu Kryniczanki do Muszynki oraz w Złockiem. Jest to flisz cienkoławicowy lub średnioławicowy zdominowany przez zespoły piaskowców, mułowców i łupków marglistych o zabarwieniu szarym. Po zwietrzeniu warstwy te odznaczają się zielonkawym zabarwieniem łupków i mułowców oraz szaro-pomarańczowymi barwami piaskowców. Piaskowce są zazwyczaj drobnoziarniste o uwarstwieniu T_{abc} i T_{bc} w części dolnej oraz T_c w części stropowej formacji.

W obrębie cienkoławicowego fliszu występuje jeden lub kilka pakietów piaskowców gruboławicowych i zlepieńców ogniwa krynickiego o zróżnicowanej miąższości od 10 do 300 m. Na zboczach Jaworzyny Krynickiej zlepieńce krynickie odsłonięte zostały podczas budowy kolejki linowej. Piaskowce i zlepieńce tworzą tutaj zwarty kompleks o grubości ok. 250 m. W dolinie Kryniczanki i na zboczach Góry Krzyżowej zlepieńce krynickie występują w trzech pakietach o grubości od 10 do 50 m (Oszczypko *et al.* 1999). Kompleks zlepieńców i piaskowców o grubości ponad 100 m stwierdzono na wzgórzu Koci Zamek w Słotwinach. Są to grubo- i bardzo gruboławicowe, różnoziarniste piaskowce i zlepieńce. Spoiwo piaskowców i zlepieńców jest ilasto-wapniste. Po zwietrzałych zlepieńcach pozostaje charakterystyczny żwirek kwarcowy. Wśród klastów, których średnice rzadko mają więcej niż 1 cm, dominują mleczne kwarcy. Ponadto dosyć często są obserwowane otoczaki skał plutonicznych i wylewnych, a także wapienie, dolomity oraz piaskowce kwarcytowe. Rzadziej spotyka się większe otoczaki skał egzotycznych znane z następujących miejscowości (Fig. 1): Kadcza, Krynica-Słotwiny, Zarzecze koło Łącka, Przysietnica, Łosie koło Krynicy, Muszyna oraz Tylicz (por. Oszczypko 1975). Ławice egzotyczne często osiągają miąższości rzędu 2–5 metrów. Są to z reguły osady spływów kohezyjnych, żwirowce ilaste o matriksie mułowo-piaszczystym. Dolne granice ławic często mają charakter erozyjny, z wielkością wcięcia od kilkunastu cm do metra. Wyższe części ławic, niekiedy zdeformowane, mają charakter osuwiska podmorskiego (Fig. 3, 4) i odznaczają się drobniejszym matriks w stosunku do spągu ławicy. Otoczaki egzotyczne o średnicy od 1 do kilku centymetrów, rzadziej większe, są zazwyczaj dobrze obtoczone (por. Oszczypko 1975). W ławicach egzotycznych spotyka się często bryły intraformacyjnych klastów, głównie piaskowcowych, o średnicy kilkunastu centymetrów. Pomiarów hieroglifów prądowych wskazują na paleotransport piaskowców i zlepieńców krynickich z południa i południowego wschodu. Litofacja piaskowców krynickich wykazuje podobieństwo do facji kanałowych oraz płatów depozycyjnych stożka środkowego.

W formacji szczawnickiej głównym składnikiem frakcji ciężkiej są turmalin, cyrkon, rutyl lub granat, a ponadto we wszystkich próbkach występuje również spinel chromowy (Winkler & Ślaczka 1994, Salata 2003, Oszczypko & Salata 2005). W ogniwie piaskowców życzanowskich we frakcji ciężkiej przeważają turmalin, cyrkon, rutyl i granat a ponadto w ilościach śladowych obecne są spinele chromowe (Salata 2003, Oszczypko & Salata 2005).

Zespoły małych otwornic w formacji z Zarzecza wykazują pewne różnice w stosunku do formacji szczawnickiej. Otwornice aglutynujące cechuje mniejsze zróżnicowanie. Istotniejszą rolę odgrywają otwornice wapienne bentoniczne i planktoniczne (Malata, W: Oszczypko *et al.* 1999).

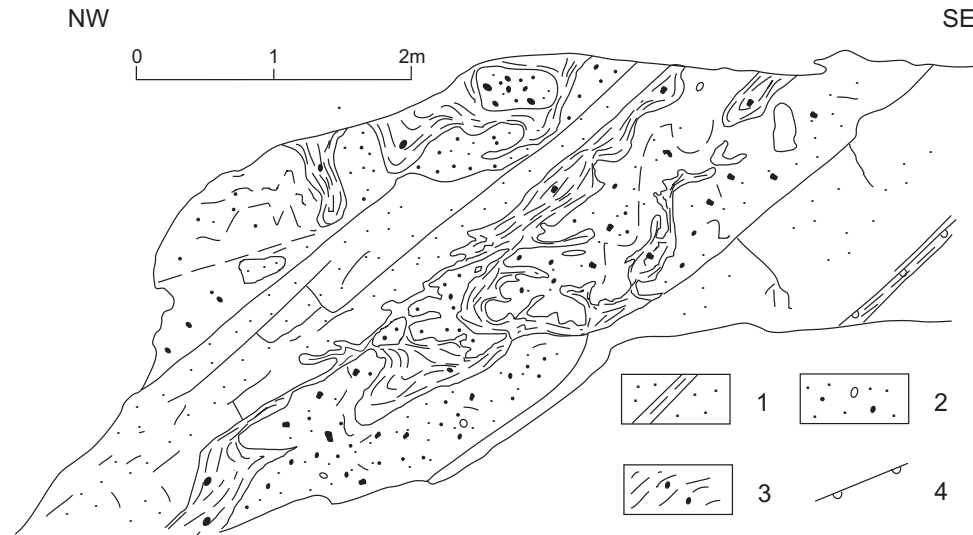


Fig. 3. Szkic odsłonięcia osuwiskowej serii egzotykowej w Przysietnicy (ogniwo piaskowców krynickich formacji zarzeckiej, wg Oszczytko 1975, uzupełniony): 1 – piaskowce gruboławicowe z przełwiczeniami łupków ilastych, 2 – parazlepnie egzotykowe, 3 – żwirowce ilaste, 4 – położenie spągu warstw

Fig. 3. Sketch of exotic beds exposure in Przysietnica (Krynica Sandstone Member of the Zarzeche Formation, Oszczytko 1975, supplemented): 1 – thick-bedded sandstones with intercalations of shales, 2 – conglomerates with exotic pebbles, 3 – pebbly mudstones, 4 – position of the sole marks

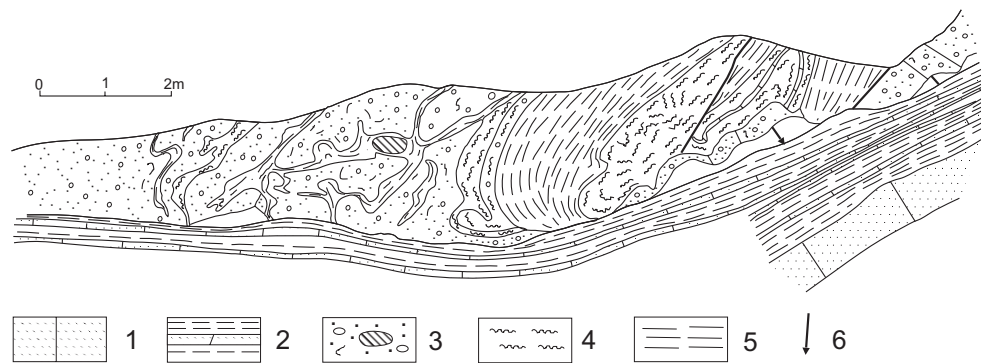


Fig. 4. Szkic odsłonięcia osuwiskowej serii egzotykowej w Piwnicznej (wyższa część ogniwa piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej): 1 – piaskowce gruboławicowe 2 – mułowce, łupki ilaste i piaskowce cienkoławicowe, 2 – parazlepnie egzotykowe z porwakami łupków ilastych i uzbrojonych toczeńców ilowych, 4 – mułowce 5 – ilowce 6 – kierunek paleotransportu

Fig. 4. Sketch of exotic beds exposure in Piwniczna (upper part of the Piwniczna Sandstone Member of the Magura Formation): 1 – thick-bedded sandstones, 2 – mudstones, shales and thin-bedded sandstones, 3 – exotic conglomerates with detached blocks of shales and armed claystone balls, 4 – mudstones, 5 – claystones, 6 – palaeotransport directions

W jednej z próbek pobranych w Krynicy stwierdzono aglutynujący gatunek *Saccaminooides carpathicus* Geroch, będący wskaźnikową formą dla wczesnoeocenijskiej zony w polskich Karpatach fliszowych (Geroch & Nowak 1984, Olszewska 1997). W próbkach pobranych w Słotwinach i Czarnym Potoku koło Krynicy E. Malata opisała zespoły otwornic planktonicznych wskazujące na wiek tej formacji nie starszy od wyższej części wczesnego eocenu (por. Oszczytko *et al.* 1999).

W niższej części formacji zarzeckiej (poniżej zlepieńców krynickich) w Czarnym Potoku stwierdzono ubogi zespół nanoplanktonu wapiennego, w którym gatunkami najczęściej występującymi są: *Chiasmolithus eograndis* Perch-Nielsen, *Chiasmolithus solitus*, *Discoaster barbadiensis*, *Ericsonia formosa*, *Sphenolithus moriformis*, wskazujące na wczesnoeocenijski wiek formacji (wyższa część NP12), nie wykluczając środkowego eocenu. Nieco starszy zespół nanoplanktonu znaleziono w niższej części formacji w potoku Szczawnik. Asocjacja ta charakteryzuje się obecnością gatunków: *Chiasmolithus eograndis*, *Chiasmolithus cf. grandis* (Bramlette et Riedel), *Discoaster lodoensis* Bramlette et Riedel, *Discoaster germanicus* Martini, *Tribrachiatus orthostylus* Shamarai. Najmłodszą formą determinującą wiek zespołu jest *Discoaster lodoensis*, który pojawia się po raz pierwszy w NP12, to jest we wczesnym eocenie. W rejonie Muszyny i Złockiego w obrębie ogniwa piaskowców krynickich stwierdzono umiarkowanie dobrze zachowany zespół nanoplanktonu wapiennego. Stopień zróżnicowania gatunkowego jest niewysoki, a częstość występowania jest zróżnicowana dla poszczególnych próbek – waha się od 15 do 5 okazów na każde pole obserwacyjne. Zespół autochtoniczny tworzą następujące gatunki: *Chiasmolithus gigas*, *Chiasmolithus grandis*, *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Dictoyococites bisectus*, *Discoaster binodosus*, *Discoaster deflandrei*, *Ericsonia formosa*, *Nannotetrina* sp., *Sphenolithus radians* oraz *Zygrhablithus bijugatus*. W zespole tym najmłodszym gatunkiem przewodnim jest *Chiasmolithus gigas* oraz *Nannotetrina* sp. Nie stwierdzono natomiast gatunków *Cyclicargolithus floridanus*, *Helicosphaera compacta*. Zasięg biostratygraficzny gatunku *Chiasmolithus gigas* definiuje dolną i górną granicę podpoziomu CP13b w zonacji Bukry (1973). Podpoziom CP13b odpowiada środkowej części poziomu NP15. Natomiast według Aubry (1986) pierwsze pojawienie się *Cyclicargolithus floridanus* oraz *Helicosphaera compacta* ma miejsce w wyższej części poziomu NP16.

Ponad formacją z Zarzecza występuje ogniwo piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej. W rejonie Krynicy i Muszyny ogniwo to znane jest z płatów synklinalnych Góry Krzyżowej, Jaworzyny Krynickiej, Krynicy Wsi oraz rozległej strefy Wierchomli – Żegiestowa – Milika, Muszyny i Leluchowa, tworzącej zbocza doliny Popradu na znacznym odcinku (por. Oszczytko *et al.* 1990, 1999, Chrzastowski *et al.* 1991). Są to piaskowce gruboławicowe, muskowitzowe, średnio- i gruboziarniste, zawierające przeławicowego fliszu litofacji zarzeckiej o grubości nieprzekraczającej 2 m. Słabo wysortowany szkielet ziarnowy piaskowców tworzą ziarna kwarcu, skaleni, muskowitzu oraz ziarna litoklastyczne pochodzące ze skał plutonicznych, wylewnych i osadowych. Spoiwo piaskowców jest wapieniste. W porównaniu z piaskowcami krynickimi, piaskowce magurskie odznaczają się zdecydowanie większą zwięzłością. W opisywanym ogniwie występują również pakiety zlepieńców i piaskowców zlepieńcowatych. Niepełna miąższość ogniwa piaskowców z Piwnicznej waha się od około 500 m w synklinie Góry Krzyżowej do około 700 m w synklinie Jaworzyny Krynickiej i około 1200 m na północ od Leluchowa. W niższej

części ogniwa z Piwnicznej poziomy egzotykowe znane są z rejonu Tyłmanowej oraz Rytra, ich obecność w stropie ogniwa stwierdzona została pod Dzwonkówką koło Krościenka (por. Jaksza-Bykowski 1925), w Piwnicznej oraz Leluchowie. Są to żwirowce ilaste występujące w ławicach osuwiskowych (Fig. 3, 4) wśród gruboławicowych piaskowców magurskich. Wielkość otoczków egzotykowych jest podobna jak w zlepieńcach krynickich. Są to osady spływów kohezyjnych i gęstych prądów zawiesinowych związanych z systemem kanałów i płatów podmorskiego stożka depozycyjnego (Fig. 5A). Kierunek paleotransportu w basenie jest analogiczny do piaskowców krynickich, to jest z południa i południowego wschodu.

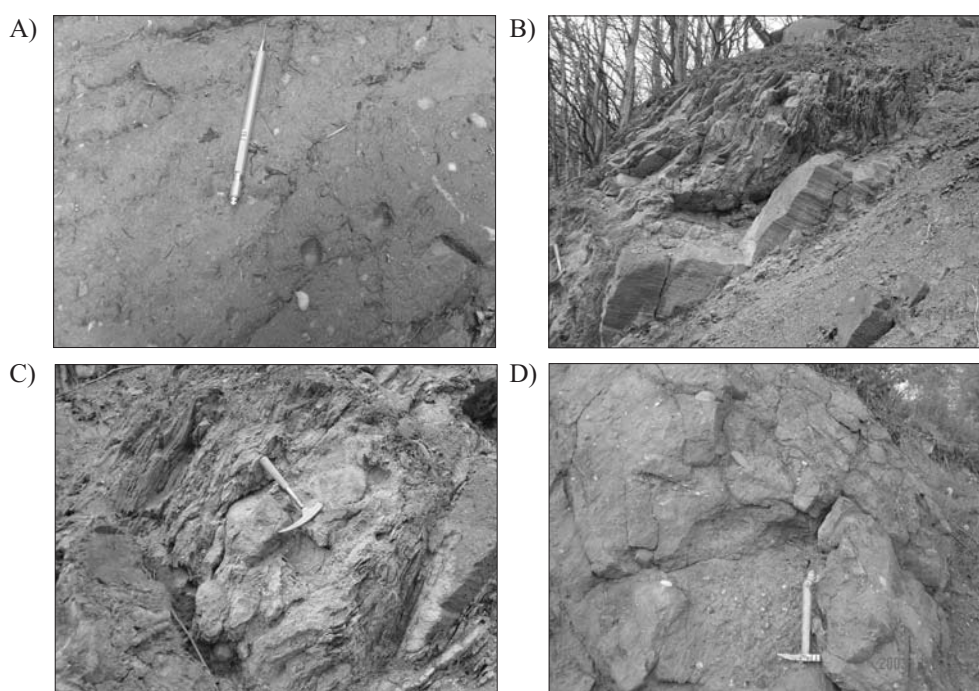


Fig. 5. Fotografie odsłoneń egzotykowych: A) żwirowce ilaste, potok Wilcze k. Muszyny (ogniwo piaskowców krynickich formacji zarzeczkiej); B) osuwiskowa seria egzotykowa w Piwnicznej (wyższa część ogniwa piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej); C) jak wyżej, szczegół serii osuwiskowej; D) egzotykowy żwirowiec ilasty w Leluchowie (wyższa część ogniwa piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej)

Fig. 5. Photographs of exotic rocks exposures: A) clayey gritstones, Wilcze stream near Muszyna (Krynica Sandstone Member of the Zarzecze Formation); B) exotic colluvial series in Piwniczna (upper part of the Piwniczna Sandstone Member of the Magura Formation); C) as above; the detail of the colluvial series; D) exotic clayey gritstone in Leluchów (upper part of the Piwniczna Sandstone Member of the Magura Formation)

W miejscowości Želmanovce-Dukovce (wschodnia Słowacja, por. Nemčok 1990a, b) na kontakcie warstw strihovskich (ogniwo piaskowców z Piwnicznej) oraz formacji malcowskiej występuje podmorska seria egzotykowa, znana również pod nazwą zlepieńców

horvatovskich (Świdziński 1961). Są to żwirowce ilaste z otoczkami skał krystalicznych oraz otoczkami węglanowych skał mezozoicznych. Największy blok wapieni tytonu-beriasu osiąga tutaj średnicę 5 m. Pozycja stratygraficzna tych egzotyków jest podobna do opisanych poprzednio stanowisk w Piwnicznej i Leluchowie.

Osady ogniwa z Piwnicznej są bardzo ubogie w mikrofaunę otwornicową i nanoplankton wapienny. W łupkowych przeławiczeniach ogniwa z Piwnicznej (odsłonięcia przy drodze Powroźnik – Tylicz) stwierdzono zespół nanoplanktonu wapiennego, który pod względem gatunkowym jest umiarkowanie zróżnicowany. Charakteryzuje się on liczebną przewagą plakolitów nad innymi typami morfologicznymi. Zespół autochtoniczny reprezentowany jest przez następujące gatunki: *Coccolithus pelagicus*, *Coccolithus eopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Chiasmolithus gigas*, *Chiasmolithus grandis*, *Dictyococcites bisectus*, *Discoaster barbadiensis*, *Discoaster tanii*, *Ericsonia formosa*, *Neococcolithes dubius*, *Neococcolithes minutus*, *Reticulofenestra hillae*, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus moriformis*. Najmłodszym gatunkiem umożliwiającym określenie wieku omawianego zespołu jest *Discoaster tanii*, którego pierwsze pojawienie się ma miejsce w środkowej części poziomu NP17 (por. Bukry 1973). Równocześnie nie stwierdzono zarówno *Chiasmolithus solitus*, jak i *Chiasmolithus oamaruensis* (pierwsze pojawienie się tego gatunku definiuje dolną granicę poziomu NP18). Ponadto stwierdzono obecność płaskich okazów należących do gatunku *Neococcolithes minutus*. Według Aubry (1986) obecność tego gatunku jest charakterystyczna dla poziomu NP17.

Z badań przeprowadzonych w rejonie Muszyny i Żęgiestowa wiadomo, że ponad ogniwiem z Piwnicznej występują łupki pstre i cienkoławicowy flisz ogniwa z Mniszka zawierający mikrofaunę środkowego eocenu (Ostrowicka 1966, 1979, Oszczytko 1979, Oszczytko *et al.* 1990, Chrzastowski *et al.* 1993). W obszarze tym w Miliku, w stropowej części ogniwa z Piwnicznej znaleziono nanoplankton niższego późnego eocenu (NP18, por. Dudziak, W: Oszczytko *et al.* 1990).

Na zachód od Popradu, po stronie słowackiej, ponad ogniwiem z Mniszka, występuje górnoeoceńsko-?oligocieńskie ogniwo piaskowców popradzkich formacji magurskiej (por. Birkenmajer & Oszczytko 1989) o grubości do 1200 m (por. Nemčok 1991a, b). Piaskowce ogniwa popradzkiego nie odbiegają wykształceniem od piaskowców z Piwnicznej. Różnią się natomiast przeławiczeniami łupkowymi, które w przypadku piaskowców popradzkich są bardziej wapniste. Na podstawie badań nanoplanktonu wapiennego wiek ogniwa popradzkiego określony został na późny eocen-późny oligocen (Oszczytko *et al.* 2005b) Kierunki transportu w ogniwie piaskowców z Piwnicznej i piaskowców popradzkich są takie same.

W obrębie tego ogniwa występują pakiety zlepieńców egzotykowych opisane przez Miśnika *et al.* (1991a) z następujących stanowisk: Eliašovka, Mały Lipnik 1, Mały Lipnik 2 oraz Starina.

CHARAKTERYSTYKA MATERIAŁU EGZOTYKOWEGO

Wstępne analizy zamieszczonego w opisie składu chemicznego granatów oraz skaleni wykonano przy użyciu skaningowego mikroskopu elektronowego (SEM) JEOL 5410 wyposażonego w spektrometr dyspersji energii (EDS) Voyager 3100 (Noran) przy napięciu 20 kV.

Wśród egzotyków formacji jarmuckiej pienińskiego pasa skałkowego (mastrycht-środkowy paleocen) (Birkenmajer & Wieser 1990, Birkenmajer 2001) powszechnie występują górnourajskie i dolnokredowe wapienie oraz margle, a także jurajskie radiolaryty. W wapieniach urgoński pochodzących z grubokalibrowych zlepieńców jarmuckich z potoku Czarna Woda w Jaworkach stwierdzona została mikrofauna zawierająca oprócz orbitolin bogaty zespół otwornic bentonicznych wieku hoteryw-alb (Krobicki & Olszewska 2005). W odsłonięciu tym udokumentowane zostały również mikrofacje mikrobialno-gąbkowe, koralowe i oolitowe oksfordu-tytonu (Matyszkiewicz *et al.* 2004). Innymi ważnymi składnikami egzotyków jarmuckich są: mezozoiczne skały piroklastyczne i wylewne, z zasadowymi włączniami, oraz skały przeobrażone i plutoniczne pochodzące z erozji masywu kordyliery neopienińskiej (Andrusova, por. Birkenmajer & Wieser 1990).

Zlepieniece warstw proćskich (paleocen-wczesny eocen) we wschodniej Słowacji badane były przez Mišika *et al.* (1991b) oraz Matašovskiego (2002). Według tych autorów skład zlepieńców jest następujący: węglany 76.13%, piaskowce 4.53%, kwarcyty 3.18%, skały metamorficzne 0.6%, kwarcze żyłowe 0.25% oraz wulkanity 9.15%. W pracy Mišika *et al.* (1991b) wśród egzotyków występujących w głębokowodnych warstwach proćskich rozpoznano następujące utwory: płytkowodne facje triasu alpejskiego, z wyjątkiem wapieni typu Wetterstein, pelagiczne facje karniku-noryku, czerwone wapienie przypominające dogger czorsztyński, wapienie mikroonkolitowe z *Saccocoma* i *Globochaete*, płytkowodny górny tyton i berias, wapienie urgońskie (czasami ze spinelami), pelagiczny alb i płytkowodny cenoman, płytkowodny górny kampan i mastrycht, wapienie biohermowe paleogenu oraz rzadkie klasty wczesnoeocénskich wapieni z numulitami.

W materiale egzotykowym zlepieńców krynickich formacji zarzeckiej (Fig. 6 na wklejce, Oszczytko 1975) przeważają skały krystaliczne (22–48%), a ponadto kwarcze żyłowe pochodzenia metamorficznego (16–36%), piaskowce fliszowe (10–38%) oraz mezozoiczne skały węglanowe (13–24%).

Wśród egzotyków skał osadowych rozpoznano następujące mikrofacje (Fig. 7 na wklejce): wapienie tytonu-beriasu – organodetrytyczne z kalpionellami, wapienie globochetowe i wapienie rogowcowe, wapienie radiolariowo-nannoconusowe (walanżynu-hoterywu), wapienie urgońskie (barremu-aptu), wapienie spikulowe (albu-cenomanu) oraz margle (mastrychtu-paleocenu) oraz piaskowce i wapienie litotamniowe paleocenu (Oszczytko 1975).

Egzotyki osadowe zlepieńców krynickich w Łosiu koło Łabowej badane były przez Hoffmanna (Oszczytko *et al.* 1992). W badanej populacji stanowiły one 10–50%. Wyżej wymieniony autor stwierdził między innymi: osady środkowej jury – wapienie radiolariowe i bulaste filamentowe, wapienie kalpionellowe górnej jury i beriasu, wapienie ziarniste urgonu, oraz wapienie litotamniowe. Ponadto występowały czerwone piaskowce kwarcytowe (perm-dolny trias?) oraz ciemne wapienie bioklastyczne z fragmentami małży, brachiopodów i szkarłupni, przypominające utwory retyku i liasu regłowego (por. Hoffmann, W: Oszczytko *et al.* 1992).

W Tylmanowej (formacja magurska, niższa część ogniwa z Piwnicznej) skład egzotyków jest podobny do zlepieńców krynickich (Fig. 6), chociaż zdecydowanie uboższy. W stanowisku tym stwierdzono (Oszczytko 1975): kwarcze żyłowe (46%), skały krystaliczne (41%), mezozoiczne skały węglanowe (9%) oraz piaskowce fliszowe (4%).

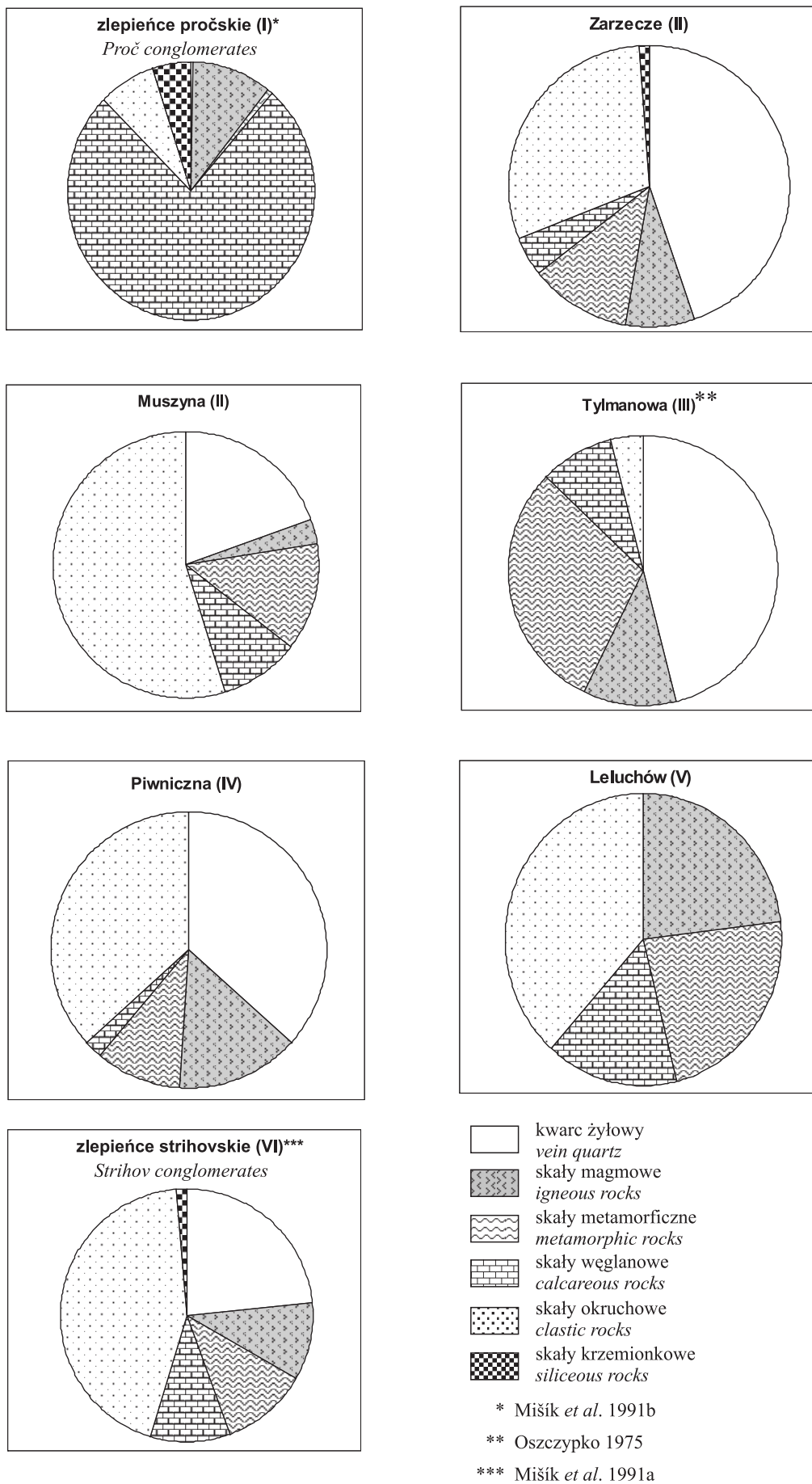


Fig. 6. Zbiornicze diagramy procentowe składu petrograficznego zlepieńców pročskich (jarmuckich), zlepieńców strihovskich ze wschodniej Słowacji (Mišík *et al.* 1991a, b), a także piaskowców krynickich z Zarzecza i Muszyny oraz ogniwa piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej z Tylmanowej (częściowo wg Oszczytko 1975), Piwnicznej i Leluchowa, I–VI – pozycja litostratygraficzna na figurze 2

Fig. 6. Compound diagrams of petrographic composition of Proč (Jarmuta) conglomerates and Strihov sandstones from the Eastern Slovakia (Mišík *et al.* 1991a, b), the Krynica sandstones from Zarzecze and Muszyna, and the Piwniczna sandstone member of the Magura formation from Tylmanowa (partly after Oszczytko 1975), Piwniczna and Leluchów, I–VI – lithostratigraphic position in Figure 2

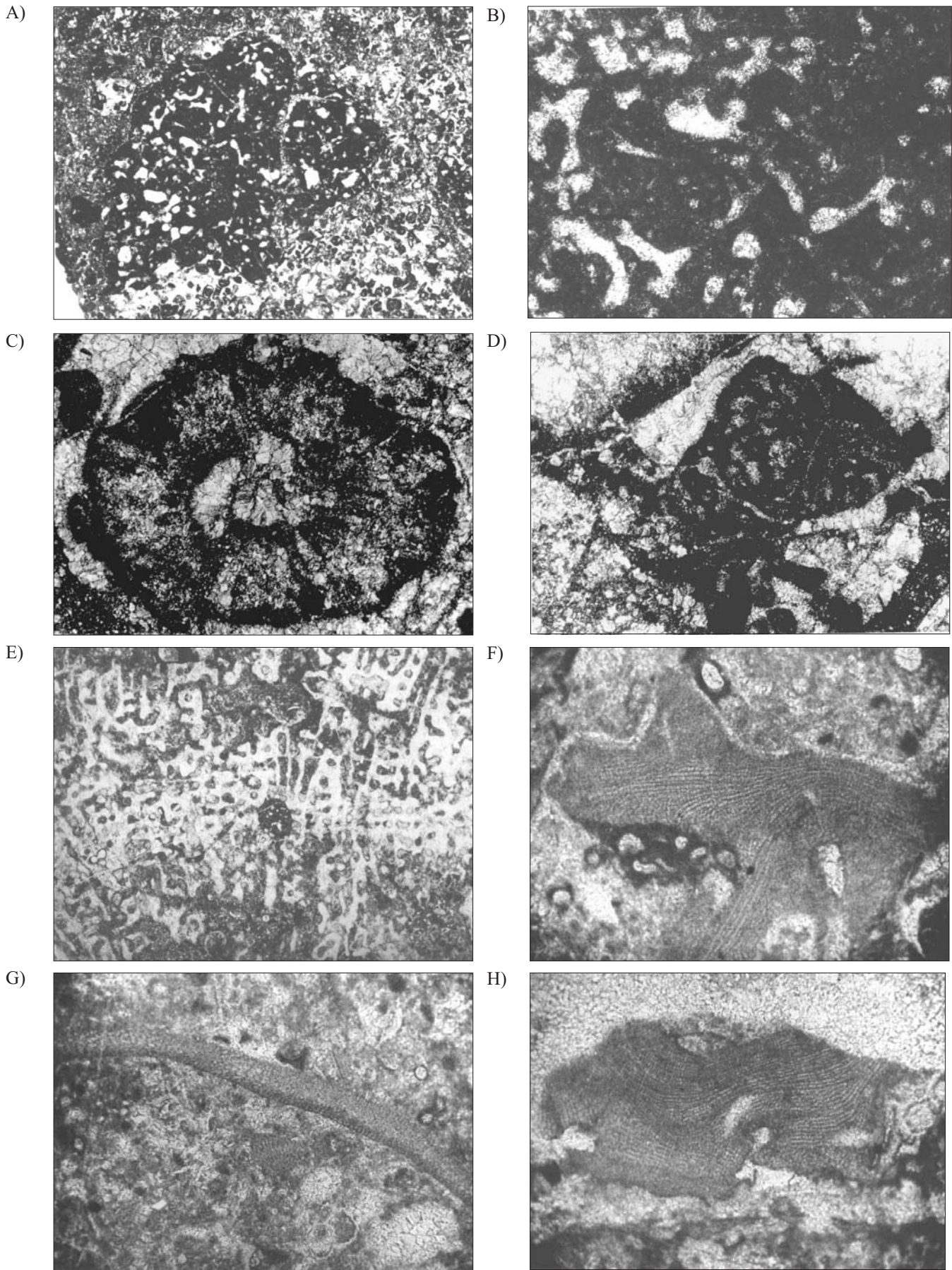


Fig. 7. A)–D) mikrofacja wapieni urgońskich (barrem-apt) (A, D – Zarzecze; B, C – Kadcza); E)–H) wapień litotamniowo-koralowcowe (paleocen?) – Kadcza; A) pow. 12×, B) pow. 35×, C) pow. 42×, D) pow. 35×, E) pow. 20×, F)–G) pow. 57× (Oszczytko 1975)

Fig. 7. A)–D) microfacies of the Urganian limestones (Barremian-Aptian) (A, D – Zarzecze; B, C – Kadcza); E)–H) Coral-Algal limestones (Palaeocene?) – Kadcza; A) mag. × 12, B) mag. × 35, C) mag. × 42, D) mag. × 35, E) mag. × 20, F)–G) mag. × 57 (Oszczytko 1975)

W poziomie tym udział skał wylewnych nie przekracza kilku procent (Wieser 1970), a egzotyki skał węglanowych są rzadsze niż w piaskowcach krynickich i mniej zróżnicowane. Są to dolomity triasu środkowego, wapienie kalpionellowe i radiolaryty tytonu-beriasu oraz wapienie organodetrytyczne ?barremu-aptu. Podobny zestaw skał egzotycznych stwierdzono również w Piwnicznej i Leluchowie, w wyższej części ogniwa z Piwnicznej (Fig. 5B, C, D). W Leluchowie B. Olszewska (inf. ustna, 2005) stwierdziła między innymi mikrofację grainstonową z typową fauną i florą facji urgońskiej wieku wczesnego aptu (Fig. 8A–D na wklejce). Do najważniejszych form należą: *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach), *Everticyclammina hedbergi* (Maync), *Glomospira urgoniana* Arnaud Vanneau, *Charentia cuvillieri* Neumann oraz przedstawiciele zielenic z rodziny *Dasycladacea*. W innym szlifie wapienia obserwowano spikulit o bliżej nieokreślonym wieku z różnymi cięciami otwornic z rodziny *Nodosariidae*, przekrojem *Rotaliacea*, motkiem *Cyanophyta* prawdopodobnie z rodzaju *Girvanella*, małutkami fragmentami płytek jeżowców, nielicznymi małżoraczkami oraz niewielkimi skupieniami ciemnego mikrytu. Zespół mikrofauny nie daje jednoznacznej odpowiedzi na temat wieku danego osadu, który może należeć do późnej jury, wczesnej kredy lub wczesnego paleocenu.

W grupie egzotyków krystalicznych zebranych w osadach ogniwa piaskowców z Piwnicznej oraz piaskowcach krynickich znajdują się zarówno skały magmowe, jak i metamorficzne, udział egzotyków metamorficznych jest jednak większy niż skał magmowych. W zebranej populacji egzotyków skał magmowych większość reprezentowana jest przez wulkanity, natomiast skały metamorficzne to głównie łupki łyszczykowe i gnejsy.

Wśród egzotyków pochodzących z piaskowców krynickich (Muszyna, potok Wilcze i Zarzecze) skały magmowe reprezentowane były przez **granitoidy**, **aplity** (Fig. 8E, F) oraz skały wulkaniczne o strukturze porfirowej (Fig. 8G, H).

Wśród wulkanitów wyróżniono trzy rodzaje skał różniących się rodzajem fenokryształów oraz sposobem wykształcenia tła skalnego:

- 1) wulkanity typu ryolitów,
- 2) wulkanity typu dacytów,
- 3) wulkanity typu trachitów.

Wulkanity typu ryolitów zbudowane są z fenokryształów skaleni alkalicznych (Ab89-100Or0-11) tkwiących w tle mikrokrystalicznym utworzonym ze skaleni alkalicznych, kwarcu oraz pojedynczych blaszek łyszczyków. Pośród minerałów akcesorycznych obecne są rutil, cyrkon, monacyt, ksenotym oraz apatyt. Fenokryształy skaleni oraz ciasto skalne objęte są procesami albityzacji, serycetyzacji i w mniejszym stopniu kalcytyzacji. W postaci rozproszonej i żyłowej występuje ponadto piryt.

Wulkanity typu dacytów zbudowane są z fenokryształów skaleni alkalicznych tkwiących w krystalicznym cieście kwarcowo-skaleniowym. W fenokryształach widoczny jest proces serycetyzacji i albityzacji. Wewnątrz fenokryształów oraz w tle skalnym występują liczne kryształy cyrkonów. W formie rozproszonej obecne są minerały nieprzeźroczyste, prawdopodobnie tlenki i/lub siarczki Fe.

Wulkanity typu trachitów (?) zbudowane są z fenokryształów skaleni oraz pseudomorfoz po minerałach ciemnych o słupkowym pokroju. Skalenie objęte są procesem serycetyzacji i albityzacji, natomiast minerały ciemne zostały całkowicie przeobrażone w mie-

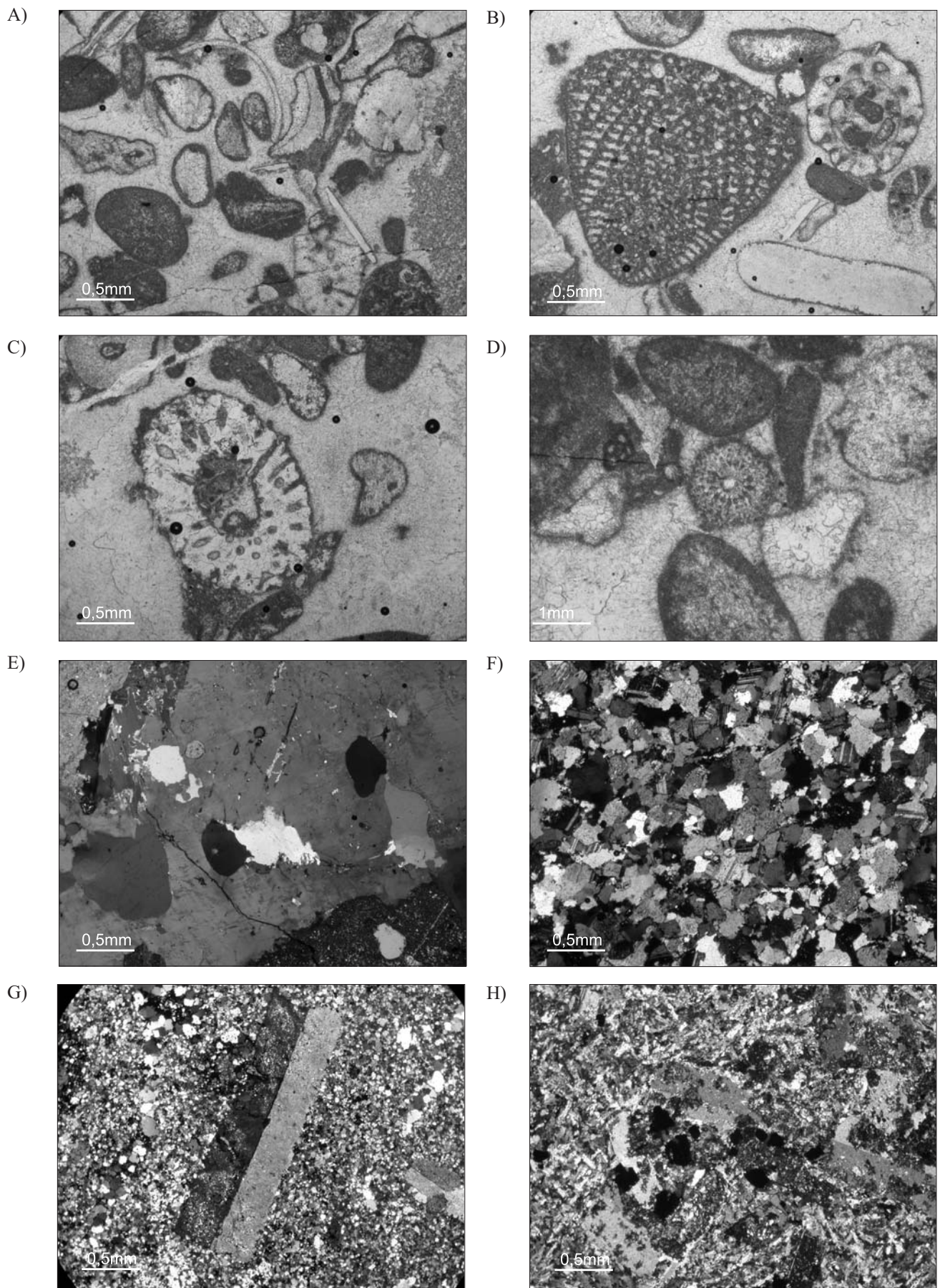


Fig. 8. A)–D) mikrofacja wapieni urgońskich (apt) (Leluchów); E) granitoid (Zarzecze); F) aplit (Zarzecze); G) skała typu ryolitu (Zarzecze); H) skała typu trachitu (?) (Zarzecze); fot. A)–D) 1 nikol; fot. E)–H) X nikole

Fig. 8. A)–D) microfacies of the Urgonian limestones (Aptian) (Leluchów); E) granitoid (Zarzecze); F) aplite (Zarzecze); G) rhyolite-type rock (Zarzecze); H) trachite-type rock (?) (Zarzecze); fot. A)–D) PPL; fot. E)–H) XPL

szaninę chlorytu i epidotu z domieszką kwarcu, tak że ich pierwotny skład jest niemożliwy do ustalenia. Fenokryształy tkwią w tle typu trachitowego zbudowanego z żerdeń skaleni alkalicznych, kwarcu oraz ksenomorficznych minerałów ciemnych całkowicie zchlorytowanych. W formie rozproszonej występują siarczki Fe.

Skąły metamorficzne reprezentują (Fig. 9A–C na wklejce):

- łupki kwarcowo-łyszczykowe bardzo drobnoblastyczne,
- łupki kwarcowo-łyszczykowe,
- gnejsy,
- gnejsy albitowo-mikrokinowe,
- kataklazyty z granatami.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe bardzo drobnoblastyczne zbudowane są z kwarcu, jasnych łyszczyków oraz sporadycznie występujących skaleni.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe składają się z kwarcu, albitu, oligoklaz (Ab72-99An0-20Or0-9), łyszczyków (głównie biotyту), chlorytu oraz granatów (Prp0-3Alm56-62Sps3-9And9-13Grs19-28 oraz Prp1-9Alm60-83Sps1-15And2-18Grs1-16). Wśród minerałów akcesorycznych stwierdzono minerały z grupy epidotu, apatyt, rutyl, cyrkon oraz monacyt.

Gnejsy zbudowane są z kwarcu, skaleni alkalicznych, chlorytowanego biotyту oraz porfiroblastów granatów całkowicie przeobrażonych w mieszaninę chlorytu, łyszczyków i związków żelaza. Do minerałów akcesorycznych należy cyrkon w postaci samodzielnych blastów oraz wrostków w skaleniach, a także rutyl.

Gnejsy albitowo-mikrokinowe zbudowane są z kwarcu, albitu, mikrokinu, niewielkich ilości jasnych łyszczyków oraz cyrkonu i epidotu.

Kataklazyty z granatami złożone są głównie z kwarcu, albitu, oligoklaz, skaleni potasowych. W gnejsach tych występują również granaty (Prp1Alm42-49Sps8-12And10-17Grs24-36) oraz zoizyt.

W ogniwie piaskowców z Piwnicznej formacji magurskiej (Piwniczna i Leluchów) wśród wulkanitów wyróżniono dwa rodzaje skał (Fig. 9D, E):

- 1) skały typu ryolitu,
- 2) skały typu trachitu.

Skały typu ryolitu – fenokryształy – stanowią skalenie potasowe (Or93-98Ab2-5An1-2) często wykształcone jako bliźniaki karlsbadzkie, rzadziej kwarc. Fenokryształy skaleni ulegają serycytyzacji, kalcytyzacji oraz albityzacji. W niektórych prakryształach skaleni i kwarcu widoczne są zatoki korozyjne. Nieliczne ciemne łyszczyki uległy niemal całkowitemu przeobrażeniu z wydzieleniem związków Ti i Fe. W skład mikrokrystalicznego ciasta skalnego wchodzi skalenie alkaliczne o składzie identycznym z fenokryształami i kwarc. Sporadycznie występują jasne łyszczyki oraz cyrkon i epidot. W postaci rozproszonej występuje pirit.

Skały typu trachitu – fenokryształy – stanowią skalenie alkaliczne. Wyróżniają się one częściową albityzacją, nie ulegają natomiast serycytyzacji. Ciasto skalne typu trachitowego zbudowane jest z żerdeń plagioklazów, podobnie jak fenokryształy, częściowo zalbityzowane oraz sporadycznie kwarcu. W interstycjach obecne są wtórne węglany.

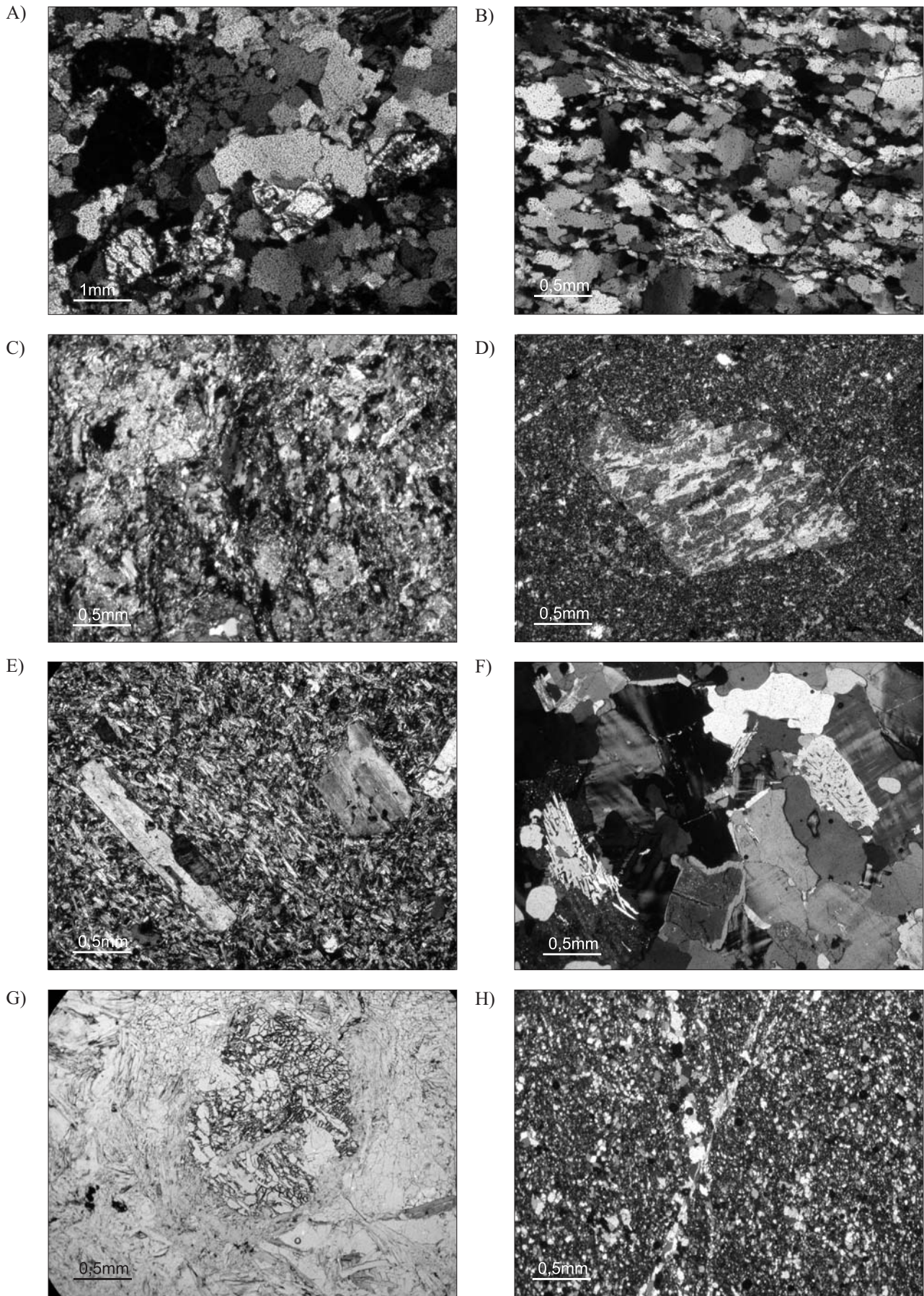


Fig. 9. A) kataklazyt z granatami i zoisyt (g – granat, z – zoisyt) (Zarzecze); B) łupek kwarcowo-lyszczykowy (Zarzecze); C) mylonit (Zarzecze); D) skała typu ryolitu (Leluchów); E) skała typu trachitu (Piwniczna); F) gnejs mikroklinowy (Piwniczna); G) łupek kwarcowo-biotytowy z syntekticznymi granatami (Leluchów); H) kwarcyt metamorficzny (Piwniczna); fot. G) 1 nikol; pozostałe fotografie X nikole

Fig. 9. A) cataclasite with garnets (g) and zoisite (z) (Zarzecze); B) quartz-mica schist (Zarzecze); C) mylonite (Zarzecze); D) rhyolite-type rock (Leluchów); E) trachite-type rock (Piwniczna); F) microcline gneiss (Piwniczna); G) schist with syntectonic garnets (Leluchów); H) metamorphic quartzite (Piwniczna); fot. G) PPL; other photographs XPL

Skały metamorficzne reprezentowane są głównie przez (Fig. 9F–H):

- łupki kwarcowo-łyszczykowe drobnoblastyczne,
- łupki kwarcowo-łyszczykowe (biotytowo-muskowitowe),
- łupki kwarcowo-łyszczykowe z granatami,
- gnejsy.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe drobnoblastyczne zbudowane są w przewadze z kwarcu oraz jasnych łyszczyków, którym towarzyszą niewielkie ilości skaleni alkalicznych oraz ciemnych łyszczyków. W łupkach tego typu stwierdzono ponadto stosunkowo duże ilości turmalinu oraz rutyl, minerały z grupy epidotu, cyrkon i apatyt.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe (biotytowo-muskowitowe), z przewagą łyszczyków ciemnych (typu biotyty) bez widocznych blastów granatów, składają się głównie z kwarcu, skaleni alkalicznych oraz potasowych (mikroklin), ciemnych łyszczyków oraz chlorytu jako produktu ich chlorytyzacji.

Łupki kwarcowo-łyszczykowe z granatami o strukturze gruboblastycznej składają się z kwarcu, jasnych łyszczyków, chlorytu oraz skaleni (w niewielkich ilościach) o składzie: albitu, oligoklazu (Ab87-98An2-13) oraz skalenia potasowego (Or96-97Ab1-2An2). W łupkach występują ponadto zrotowane (prawdopodobnie syntektoniczne) porfiroblasty granatów o składzie Prp3-8Alm52-71Sps0-16And4-15Grs12-22.

Gnejsy składają się z kwarcu, albitu (Ab93-98An1-2Or0-6) oraz skaleni potasowych (Or96-97Ab1-3An0-2), łyszczyków i chlorytu. W gnejsach stwierdzono również obecność cyrkonu oraz minerałów z grupy epidotu.

Poza tym wśród skał metamorficznych omawianych osadów obecne są **gnejsy mikro-klinowe z granatami, kataklazyty** oraz **metakwarcyty**.

Cechą egzotyków skał wulkanicznych jest to, iż niemal w każdym oglądanym typie skał zaznaczają się mniej lub bardziej zaawansowane procesy wtórnych przeobrażeń. Z tego powodu podane powyżej nazwy wulkanitów mają charakter orientacyjny. Do najczęstszych należy albityzacja oraz serycytyzacja fenokryształów skaleni i tła skalnego. W niektórych wulkanitach część fenokryształów skaleni objęta jest również procesem kalcytyzacji. W kilku egzotykach stwierdzono obecność epidotu, najczęściej w formie rozproszonej w cieście skalnym. W wyniku procesów wtórnych minerały ciemne (biotyt, pirokseny lub amfibole) uległy całkowitemu przeobrażeniu prowadzącemu do powstania agregatów chlorytu, epidotu i drobnokrystalicznych mik, tak że typ minerałów pierwotnych jest niemożliwy do ustalenia podczas standardowych obserwacji mikroskopowych.

W nielicznych egzotykach skał plutonicznych (najczęściej granitoidów) również obecne są procesy serycytyzacji i albityzacji skaleni. Niektóre kryształy skaleni i kwarcu noszą ponadto cechy deformacji dynamicznych.

Działalność wtórnych przeobrażeń (metamorfizmu regresywnego) widoczna jest również w egzotykach skał metamorficznych. Jej efektami są najczęściej serycytyzacja skaleni oraz całkowita lub częściowa chlorytyzacja biotyty i granatów. Obecność kataklazytów oraz mylonitów świadczy ponadto o metamorfizmie dynamicznym.

W warstwach strihovskich (wschodnia Słowacja), które odpowiadają piaskowcom krynickim i magurskim (nierozdzielonym), skład egzotyków jest zasadniczo podobny do formacji magurskiej (Marschalko 1975), ale znacznie bogatszy. Oprócz skał krystalicznych występują tutaj (por. Mišík *et al.* 1991a): płytkowodne facje triasu, pelagiczne facje doggeru-

-wczesnej kredy, płytkowodne wapienie kimerydu-dolnego tytonu, płytkowodne facje urgońskie, pelagiczne facje wczesnego albu, płytkowodne wapienie późnej kredy, biohermowe wapienie dolnego paleocenu, górnopaleoceńskie wapienie numulitowe.

W wyższej części warstw strihovskich (odpowiadającej ogniwu piaskowców popradzkich formacji magurskiej) w strefie krynickiej na W od Popradu i NE od Starej Lubovni (wschodnia Słowacja) procentowy skład petrograficzny jest następujący (Fig. 6, por. Mišík *et al.* 1991a):

- Eliašovka:
 - skały klastyczne osadowe – 51.4%;
 - węglany – 5.4%;
 - radiolaryty – 2.7%;
 - granitoidy – 2.7%;
 - wulkanity – 5.4%;
 - kwarcze żyłowe – 29.7%;
 - pozostałe skały metamorficzne – 5.5%.
- Mały Lipnik 1:
 - skały klastyczne osadowe – 46.7%;
 - węglany – 14.7%;
 - radiolaryty – 2.2%;
 - granitoidy – 2.3%;
 - wulkanity – 3.4%;
 - kwarcze żyłowe – 27.3%;
 - pozostałe skały metamorficzne – 5.7%.
- Mały Lipnik 2:
 - skały klastyczne osadowe – 41.1%;
 - węglany – 2.4%;
 - radiolaryty – 0.6%;
 - granitoidy – 4.6%;
 - wulkanity – 14.7%;
 - kwarcze żyłowe – 23.5%;
 - pozostałe skały metamorficzne – 17.7%.
- Starina:
 - skały klastyczne osadowe – 43.2%;
 - węglany – 12.5%;
 - radiolaryty – 0%;
 - granitoidy – 5.6%;
 - wulkanity – 13.3%;
 - kwarcze żyłowe – 22.2%;
 - pozostałe skały metamorficzne – 8.8%.

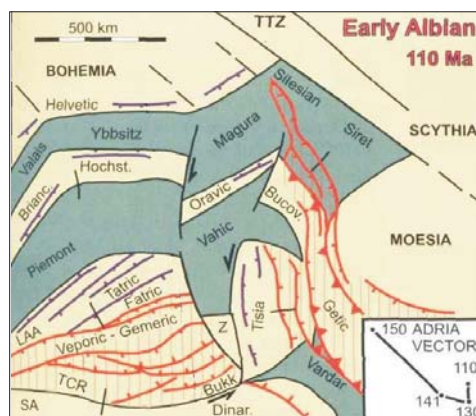
W wyżej wymienionych stanowiskach (Mišík *et al.* 1991a) stwierdzono następujące, charakterystyczne mikrofacje: paleozoiczne wapienie biohermowe, dolomity i wapienie triasu środkowego, dolny i środkowy lias, lias górny i dogger, płytkowodny kimeryd-dolny

tyton, pelagiczny kimeryd-górny tyton, berias-walanżyn, górny neokom, wapień urgońskie barrem-apt, górny apt-dolny alb, alb-cenoman, senon z globotruncanami, senon z *Pseudosiderolites*, wapień mastrychtu, paleocen (biohermowy) oraz wapień alveolinowe i discocyklinowe dolnego lutetu.

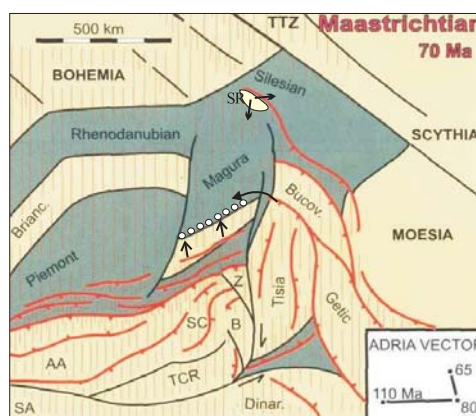
INTERPRETACJA

Od wczesnego albu (110 Ma, Fig. 10A) do końca paleogenu sytuacja paleotektoniczna basenu magurskiego ulegała zmianom. Spowodowane to było rozwojem austroalpejskiego klina orogenicznego, co powodowało zamykanie oceanu Vahic (Plašienka 2000, 2002, 2003, Golonka *et al.* 2000). Proces ten zakończył się na przełomie mastrychtu i paleocenu kolizją terranu zachodnich Karpat wewnętrznych z masywem czorsztyńskim (Oravicum). Znalazło to wyraz w rozwoju synorogenicznego basenu, w którym deponowane były grubokruhowe osady formacji jarmuckiej.

A)



B)



Explanations for Fig. 10B
Objaśnienia do Fig. 10B

- Maastrichtian-Lower Eocene Jarmuta-Proč Formation
Formacja jarmucko-procka (mastrycht-dolny eocen)
- ↪ Clastic supply for the Krynicka zone (Late Palaeocene-Eocene)
Dostawa materiału do strefy krynickiej (późny paleocen-eocen)

- Clastic supply from the Andrusov Ridge (Maastrichtian-Palaeocene)
Dostawa materiału z Grzbietu Andrusowa (mastrycht-paleocen)
- Clastic supply from the Silesian Ridge (Maastrichtian-Eocene)
Dostawa materiału z kordyliery śląskiej (mastrycht-eocen)

Fig. 10. Rekonstrukcja palinspasty domeny karpackiej w okresie wczesnego albu (A) i mastrychtu (B) według Plašienki (2000, uzupełniona): TTZ – strefa Teisseyre’a-Tornquista; AA – austroalpidy; LAA – dolne płaszczowiny austroalpejskie; SC – słowacko-karpacki blok; SR – masyw śląski; B – Bükk; Z – Zemplin; SA – południowe Alpy; TCR – blok środkowowęgierski; skorupa kontynentalna zaznaczona na żółto, skorupa oceaniczna na zielono; linie fioletowe – uskoki normalne, czerwone linie – nasunięcia; czerwony wzór pionowy – obszary ulegające kompresji (Plašienka 2000, zmieniony)

Fig. 10. Palinspastic restoration of the Carpathian realm in Early Albian (A) and Maastrichtian (B): TTZ – Teisseyre-Tornquist Zone; AA – Austroalpine; LAA – Lower Austroalpine; SC – Slovaco-carpathian; SR – Silesian Ridge; B – Bükk; Z – Zemplin; SA – Southern Alps; TCR – Transdanubian Central Range; continental crust in yellow, oceanic crust green; sticked violet lines – normal faults, red lines – thrust faults. Red pattern covers areas undergoing contraction (Plašienka 2000, modified)

Według dotychczasowych badań skład petrograficzny egzotyków pochodzących ze zlepieńców pročko-jarmuckich pienińskiego pasa skałkowego w istotny sposób różni się od egzotyków pochodzących z utworów eoceńskich strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej (Marschalko 1975, Oszczytko 1975, Mišík *et al.* 1991a, b). Różnice są zarówno ilościowe, jak i jakościowe i dotyczą zarówno skał egzotykowych krystalicznych, jak i osadowych (Mišík *et al.* 1991a, b). W zlepieńcach pročko-jarmuckich (zdecydowanie dominują skały węglanowe (ponad 75%), a w dalszej kolejności występują skały wylewne (ponad 9%), prawie całkowicie brak jest granitoidów, skał metamorficznych i kwarców żyłowych. Wśród skał węglanowych powszechnie są mikrofacje triasu alpejskiego, czerwone wapienie typu doggeru czorsztyńskiego, płytkowodny berias-tyton, wapienie urgońskie, płytkowodny cenoman, kampan i mastrycht. Natomiast w materiale pochodzącym z utworów eoceńskich strefy krynickiej zdecydowanie dominują skały krystaliczne, niekiedy do 86%, stosunkowo częste są otoczaki skał fliszowych i nieliczne skały węglanowe (9–24%). Zarówno w warstwach pročko-jarmuckich, jak i eocenie strefy krynickiej obecne są wapienie pelagiczne typu Maiolica, wapienie urgońskie czy też paleoceńskie wapienie koralowo-litotamniowe. Jednakże w przypadku osadów eoceńskich udział ww. skał jest zawsze znacznie niższy niż w przypadku warstw pročko-jarmuckich.

Materiał warstw pročko-jarmuckich powszechnie kojarzony jest z tzw. kordylierą neopienińską, czyli grzbietem Andrusova (Birkenmajer 1986, 1988). W okresie paleocenu-wczesnego eocenu na styku basenu magurskiego i jednostki czorsztyńskiej powstał synorogeniczny basen, w którym deponowane były gruboklastyczne utwory warstw pročko-jarmuckich, zasilanych materiałem pochodzącym z erozji głównie mezozoicznych serii węglanowych zarówno Karpat wewnętrznych – tatrikum, fatrikum i hronikum (np. trias i płytkowodne facje tytonu-beriasu), jak i pienińskiego pasa skałkowego, w tym sukcesji czorsztyńskiej. Zespół skał osadowych i krystalicznych pochodzących z wyżej wymienionych jednostek w licznych dotychczasowych pracach łączony był z kordylierą neopienińską. Obecność spineli chromowych w utworach formacji jarmuckiej (Winkler & Ślącza 1994, Salata 2003, Oszczytko & Salata 2005 wskazywać może, że pryzma pienińsko-wewnętrzno-karpacka, z której pochodził materiał formacji magurskiej i warstw pročkih, zawierała elementy skorupy oceanicznej obduktowanej w późnej kredzie-paleocenie (70–60 Ma) na południe od pienińskiego pasa skałkowego.

W okresie eocenu (55–40 Ma) w wyniku załukowej ekstensji nastąpił kolaps domeny vepersko-gemerskiej, co zapoczątkowało rozwój basenu centralnokarpackiego (podhalańskiego). Z ekstensją załukową Plašienka (2002, 2003) wiąże równoczesną kompresję przy czole klina orogenicznego. Kompresja ta mogła doprowadzić do ekshumacji podłoża basenu magurskiego, z którym Mišík *et al.* (1991a) wiązali powstanie tzw. kordyliery południowomagurskiej oraz rozwój synorogenicznego fliszu magurskiego. Za tym scenariuszem wydarzeń tektonicznych przemawiać może relatywnie duży udział w egzotykach eocenu strefy krynickiej głębokowodnych osadów środkowej jury (wapienie radiolariowe i bulaste) oraz wapieni kalpionellowe górnej jury i beriasu. Równocześnie znaczny udział skał krystalicznych typu granitów, gnejsów i łupków krystalicznych przemawiałyby przeciwko obecności skorupy oceanicznej w południowej części basenu magurskiego.

Inny możliwy scenariusz zasugerował Oszczytko (2004). Bierze on również pod uwagę wczesno-środkoeoceński kolaps Karpat wewnętrznych. W jego następstwie doszło do

pogłębienia się basenu pienińskiego pasa skałkowego, w którym deponowane były głębokowodne łupki pstre, analogiczne do tych, które znane są z jednostki magurskiej. W ten sposób rozszerzony basen magursko-pieniński mógł być zasilany przez gruboklastyczny materiał pochodzący z domeny wewnętrznokarpackiej (?wewnętrzne Dacydy). Biorąc pod uwagę, że w okresie późnego eocenu-? oligocenu zarówno basen centralnokarpacki, jak i magurski były zasilane z południowego wschodu przez dwa różne obszary alimentacyjne, należałoby brać pod uwagę fakt, iż źródło „południowomagurskie” było usytuowane znacznie dalej ku SE niż tzw. kordyliera šambrońska, zasilająca SE sektor basenu centralnokarpackiego. Za tym scenariuszem może przemawiać palinspastyczna mapa mastrychtu (Fig. 10B) zaproponowana przez Plašienkę (2000). W tym czasie południowa część basenu magurskiego graniczyła od wschodu, wzdłuż uskoku transformującego, z terranem bukowińsko-getyckim i Cisy (Tisia lub Tisza). Zbliżoną interpretację podają Haas & Csaba (2004). Jeżeli ten układ przetrwał do eocenu, to basen magurski zasilany byłby z terranu Cisy i być może częściowo także z terranu bukowińskiego. Terrany te byłyby wówczas w przybliżeniu prostopadle usytuowane do basenu magurskiego, natomiast pryzma akrecyjna Karpat wewnętrznych i pasa pienińskiego znajdowałaby się wraz z załukowym basenem paleogeńskim za wspomnianym uprzednio uskokiem transformującym.

Mezozoiczno-paleogeńskie mikrofacje węglanowe stwierdzone w eoceńskich egzotykach strefy krynickiej wykazują znaczne podobieństwo do różnych jednostek Karpat wewnętrznych. Natomiast skały magmowe to głównie skały kwaśne i pośrednie, plutoniczne i wulkaniczne, a skały metamorficzne to gnejsy i łupki łyszczykowe z granatami oraz katalazyty i mylonity. Biorąc pod uwagę te wszystkie przesłanki, można przypuszczać, że w okresie eocenu-wczesnego oligocenu południowa część basenu magurskiego była zasilana materiałem pochodzącym z erozji heterogenicznego terranu (por. Oszczypko 1992), w którego skład wchodziły zarówno facje płytkowodne (trias, urgonu, paleogenu), jak i pelagiczne facje jury środkowej-dolnej kredy oraz paleoceńsko-eoceński flisz. Materiał ten mógł być mieszany w systemie dyspersyjnym (rzeki, delty, kanały zasilające).

Powyższe badania były finansowane z grantu KBN 6 P04D 032 21 oraz funduszu badań statutowych Uniwersytetu Jagiellońskiego. Autorzy serdecznie dziękują prof. dr hab. Barbarze Olszewskiej za oznaczenie w szlifach wieku otwornic w egzotykach z Leluchowa oraz dr. hab. Janowi Golonce i dr. Michałowi Krobickiemu za krytyczne uwagi.

LITERATURA

- Aroldi C., 2001. *The Pienides in Maramures – sedimentation, tectonics and paleogeography*. Cluj University Press, 1–156.
- Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 45, 1–159.
- Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, 88, 7–32.
- Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: Its role in plate-tectonic evolution of the West Carpathian Foldbelt. *Stud. Geol. Pol.*, 91, 7–37.

- Birkenmajer K., 2001. Pieniny Klippen Belt. W: Birkenmajer K. & Krobicki M. (eds), Carpathian Paleogeography and Geodynamics, a multidisciplinary approach. *12th Meeting Assoc. Europ. Geol. Soc.*, Field trip C, 99–141.
- Birkenmajer K. & Oszczytko N., 1989. Cretaceous and Palaeogene lithostratigraphic units of the Magura Nappe, Krynica Subunit, Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59, 145–181.
- Birkenmajer K. & Wieser T., 1990. Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Stud. Geol. Pol.*, 97, 7–67 (English Summary).
- Burtan J., Chowaniec J. & Golonka J., 1984. Preliminary results of studium on exotic carbonate rocks in the western part of the Polish Flysch Carpathians. *Biul. IG*, 346, 147–159.
- Bystricka H., Leško B. & Samuel O., 1970. Stratigrafia paleogennych serie severne od Male Domase. *Geol. Prace, Spravy*, 51, 149–163.
- Chrzastowski J., Nescieruk P. & Wójcik A. 1991. *Szczegółowa Mapa Geologiczna – arkusz 1052 Muszyna*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Chrzastowski J., Nescieruk P. & Wójcik A. 1993. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Muszyna i Leluchów*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–44.
- Eliaš M., 1961. Prehledna sedimentarne petrograficka charakteristika hornin magurskeho flyse na listech generalni mapy CSSR. *Zpravy o Vysk.*, 137–140.
- Eliaš M. & Eliašova H., 1984. Facies and palaeogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Carpathians in Czechoslovakia. *Sbornik geolog. Ved, Geologie*, 39, 105–170.
- Geroch S. & Nowak W., 1984. Proposal of zonation for the Late Tithonian-Late Eocene based upon arenaceous foraminifera from the Outer Carpathians, Poland. W: Oertli H.J. (ed.), Benthos' 83; 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983) – Elf Aquitaine, Esso REP: and Total CFP, Pau and Bordeaux, 1984, 225–239.
- Golonka J., Oszczytko N. & Ślącza A., 2000. Late Carboniferous – Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70, 107–136.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003a. Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during the Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). W: McCann T. & Saintot A. (eds), Tracing tectonic deformation using the sedimentary record, *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.*, 208, 137–158.
- Golonka J., Ślącza A. & Picha F., 2003b. Geodynamic evolution of the Oregon: the West Carpathians and Ouachitas case studies. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 73, 145–167.
- Haas J. & Csaba P., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *Int. J. Earth Sci.*, 93, 297–313.
- Jaksa-Bykowski Cz., 1925. Przyczynek do charakterystyki petrograficznej fliszu magurskiego okolic Krościenka nad Dunajcem. *Arch. Prac. Miner. Tow. Nauk. Warszawa*, 1, 123–130.

- Krobicki M. & Olszewska B., 2005. Urgonian-type microfossils in exotic pebbles of the Late Cretaceous and Paleogene gravelstones from the Sromowce and Jarmuta formations. W: Tyszka J., Oliwkiewicz-Mikłasińska M., Gedl P. & Komiński M.A. (eds), Methods and applications in micropalaeontology. *Stud. Geol. Pol.*, 124, 53–66.
- Kruglov S.S. & Cypko A.K., 1988. *Tectonics of Ukraine*. Trudy Uknigri, Publishers “Nedra”, Moscow, 36, 1–255 (in Russian).
- Książkiewicz M. (red.), 1962. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facialne. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych*. Instytut Geologiczny, Warszawa (English Summary).
- Leško B. & Samuel O., 1968. *Geologia východnoslovenskeho flysu*. Vydav. Slov. Akad. Vied., Bratislava, 1–245.
- Lexa J., Bezak V., Elecko M., Mello J., Polak M., Potfaj M. & Vozar J., 2000. *Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500,000*. Geol. Surv. Slovak Republic, Bratislava.
- Marschalko R., 1975. Depositional environment of conglomerate as interpreted from sedimentological studies (Paleogene of Klippen Belt and adjacent tectonic units of East Slovakia). *Nauka o Zemi, Geologica, Vieda*, 10, 1–134 (English Summary).
- Matašovskí M., 2002. *Sedimentologické štúdium vybraných litostratigrafických jednotiek na styku bradloveho pásma a magurskeho priekrovu severne od Humenneho*. Diplomová práca, Prírodovedecká fakulta Univerzity Kamenskoho, Bratislava, 100.
- Matyszkiewicz J., Olszewska B., Krobicki M. & Golonka J., 2004. Ewolucja późnojurajskiej platformy węglanowej na podstawie badań egzotyków z utworów paleocenu warstw jarmuckich (pieniński pas skałkowy, jednostka Grajcarka). W: Krobicki M. (ed.), Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych, 33–35, Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Mišík M., Sykora M. & Jablonský J., 1991a. Strihovské zlepenice a juhomagurská kordiliera. *Zapadne Karpaty, ser. geol.*, 14, 7–72.
- Mišík M., Sykora M., Mock R. & Jablonský J., 1991b. Paleogene Proč conglomerates of the Klippen Belt in the Western Carpathians, material from Neopieninic Exotic Ridge. *Acta Geologica et Geographica UK, Geologica*, 46, 9, 101.
- Nemčok J., Korab T., & Durkovic T., 1968. Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. *Geol. Prace, Spravy*, 44–45, 105–118.
- Nemčok J., 1990a. *Geological Map of Pieniny, Lubovnianska Vrchovina Highland and Cergov Mts*. Geologický Ústav D. Stura, Bratislava.
- Nemčok J., 1990b. *Explanations to the Geological Map of Pieniny, Lubovnianska Vrchovina Highland and Cergov Mts*. Geologický Ústav D. Stura. Bratislava, 131.
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P. & Keith F.I jr., 2000. Results of 2D balancing along 201 and 21120’ longitude and pseudo-3D in the Smilno Tectonic Window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. *Geol. Carp.*, 51, 5, 281–300.

- Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 67, 2–3, 325–338.
- Ostrowicka H., 1966. Profil litologiczny gruboławicowych piaskowców Piwnicznej. *Sprawozdania z Posiedzeń Komisji Naukowych PAN, Oddział w Krakowie*, 10, 2, 608–610.
- Ostrowicka H., 1979. Litostratigraphy of the Magura nappe in the vicinity of Piwniczna (Polisch Flysch Carpathians). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49, 67–84.
- Oszczytko N., 1975. Exotic rocks in the Palaeogene of the Magura nappe between Dunajec and Poprad rivers, Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 45, 3–4, 403–431.
- Oszczytko N., 1979. Budowa geologiczna północnych stoków Beskidu Sądeckiego między Dunajcem a Popradem (płaszczowina magurska). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 49, 293–325.
- Oszczytko N., 1992. Late Cretaceous through Paleogene evolution of Magura Basin. *Geol. Carp.*, 43, 6, 333–338.
- Oszczytko N., 1999. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carp.*, 50, special issue, 161–163.
- Oszczytko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 52, 8/2, 780–791.
- Oszczytko N. & Porębski S., 1985. Explanations to stop 68–Życzanów Stream. W: Birkenmajer K. (ed.), Main Geotraverse of the Polish Carpathians (Kraków – Zakopane). Guide to Excursion 2, Geological Institute of Poland, 175–178.
- Oszczytko N. & Salata D., 2005. Provenance analyses of the Late Cretaceous-Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from the heavy minerals study. *Acta Geol. Pol.*, 55, 237–276.
- Oszczytko N., Dudziak J. & Malata E., 1990. Stratygrafia osadów płaszczowiny magurskiej (kreda-paleogen) w Beskidzie Sądeckim, Karpaty Zewnętrzne. *Stud. Geol. Pol.*, 47, 109–181.
- Oszczytko N., Węclawik S., Uchman A. & Hoffmann M., 1992. Stratygrafia i sedimentologia formacji zarzeckiej (fm), B.1.3. W: Zuchiewicz W. & Oszczytko N. (eds), Przewodnik LXIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Koninki, 134–139, Wydawnictwo ING PAN, Kraków.
- Oszczytko N., Malata E., Oszczytko-Clowes M. & Duńczyk L., 1999. Budowa geologiczna Krynicy (płaszczowina magurska). *Przegląd Geologiczny*, 47, 6, 549–559.
- Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M. & Salata D., 2003. Origin and position of Magura Basin source areas (Western Carpathians, Poland). *Geodynamic and tectonic evolution of the Carpathian Arc and its foreland – The Fourth Stephan Muller Conference of the European Geosciences Union, Southern Carpathians, Romania*, Abstract Book, 96–67.
- Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M., Golonka J. & Krobicki M., 2005a. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geol. Hung.*, 48, 259–282.

- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J. & Marko F., 2005b. Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and paleogeographical implications. *Geol. Quart.*, 49, 379–402.
- Oszczypko-Clowes M., 2001. The nannofossils biostratigraphy of the youngest deposits of the Magura nappe (East of the Skawa river, Polish Flysch Carpathians) and their palaeoenvironmental conditions. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 71, 3, 139–188.
- Pescatore T. & Ślącza A., 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106, 49–70.
- Plašienka D., 2000. Paleotectonic controls and tentative palinspastic restoration of the Carpathian realm during the Mesozoic. *Slov. Geol. Mag.*, 6, 2–3, 200–204.
- Plašienka D., 2002. Origin and growth of the West Carpathian orogenic wedge during the Mesozoic. *Geol. Carp.*, 53, special issue, 132–135.
- Plašienka D., 2003. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, 94, 79–98.
- Poprawa P., Malata T. & Oszczypko N., 2002. Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 11, 1092–1108.
- Poprawa P., Malata T., Pecskey Z., Banaś M., Skulich J., Paszowski M. & Kusiak M., 2004. Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians sediment source areas – preliminary data. *Mineralogical Society of Poland – Special Papers*, 24, 329–332.
- Salata D., 2003. *Charakterystyka mineralogiczno-geochemiczna frakcji ciężkiej górnokredowo-paleoceńskich piaskowców środkowej części płaszczowiny magurskiej*. Rozprawa doktorska na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi Uniwersytetu Jagiellońskiego, Biblioteka Jagiellońska, 1–213.
- Sandulescu M., 1988. Cenozoic tectonic history of the Carpathians. W: Royden L.H. & Horvath F. (eds), *The Pannonian Basin a study in basin evolution*, AAPG Memoire, 45, 17–26.
- Sikora W., 1971. Outline of the tectogenesis of the Pieniny Klippen Belt Zone in Poland in the light of the new geological data (in Russian). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 1, 221–240.
- Słomka T., Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Oszczypko N. & Wieczorek J., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcji budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (red.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*, 5–8, Wydawnictwo AGH, Kraków.
- Smirnov S.E., 1973. *Paleogene of the Marmarosh and Pieniny zones of the Ukrainian Carpathians*. Nedra Press, Moskva, 1–120.
- Sotak J., 1990. Study of Mesozoic rocks in flysch zones, and its contribution to information about microfacies paleogeography and paleotectonics of West Carpathians (English Summary). *Sedimentologické Problémy Západných Karpat*, Geol. Ustav. D. Stura (Bratislava), 45–68.

- Świdziński H., 1961. La Serie die Richvald dans Karpates Flischeues. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr.*, 9, 2, 109–119.
- Świdziński H., 1972. Geologia i wody mineralne Krynicy. *Prace Geologiczne PAN*, 70, 1–105.
- Wieser T., 1970. Exotic rocks from the deposits of the Magura nappe. *Biul. IG*, 235, 123–161.
- Winkler W. & Ślącza A., 1992. Sediment dispersal provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). *Geol. Rund.*, 81, 2, 371–382.
- Winkler W. & Ślącza A., 1994. A Late Cretaceous to Paleogene geodynamical model for the Western Carpathians in Poland. *Geol. Carp.*, 45, 71–82.
- Żytko K., 1999. Correlation of the main structural units of the Western and Eastern Carpathians. *Prace PIG*, 168, 135–164.
- Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczypko N., Zajac R., Garlicka I., Nemčok J., Eliás M., Menčík E. & Stránik Z., 1989. Map of the Tectonic Elements of the Western Outer Carpathians and their Foreland. W: Poprawa D. & Nemčok J. (eds), Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland, PIG Warszawa, GUD Bratislava, UUG Praha.

Summary

The Magura Basin was supplied with clastic material from, non-existing today, source areas situated at the northern and southern margins of the basin from Late Cretaceous till early Miocene. The Silesian Cordillera is thought to be the northern source area (Książkiewicz 1962 ed., Burtan *et al.* 1984, Eliaš & Eliašova 1984, Pescatore & Ślącza 1984, Słomka *et al.* 2004) but other sources like Bohemian Massif (Nemčok *et al.* 2000) and North European Platform (Golonka *et al.* 2000, 2003a, b) are also proposed. The position of southern source area is still the topic for discussion. The investigations carried out so far have not bring the answer what was and where was situated the south-eastern source area supplying the Magura Basin (Figs 1–10). The Basin, through the Magura Succession (Grajcarek Unit), was connected with the Pieniny Basin till the Maastrichtian (Birkenmajer & Oszczypko 1989, Oszczypko 1992). The accretionary prism of the Inner Carpathians and the Pieniny Klippen Belt was the southern margin of the Magura Basin after this event (Oszczypko 1999, Golonka *et al.* 2000). The stratigraphic, geochemical and petrological investigations carried out recently have given new information on the age, chemistry of heavy minerals and exotic pebbles which enable a new look at the problem of provenance of the exotic rocks in the southern part of the Magura Nappe (Oszczypko-Clowes 2001, Poprawa *et al.* 2002, Salata 2003, Oszczypko & Salata 2005). Sediments of the Proč-Jarmuta deposits are commonly associated with the Andrusov Ridge (Birkenmajer 1986, 1988). The presence of chromian spinels in the Jarmuta Fm (Winkler & Ślącza 1994, Salata 2003, Oszczypko & Salata 2005) suggests that Pieniny-Inner Carpathian prism comprised parts of the oceanic crust obducted during the Late Cretaceous-Paleocene south of the Pieniny Klippen Belt. The exotic pebbles populations of the Krynica Subunit, where the calcareous rocks are rare, do not have direct connection with the Pieniny Klippen Belt sedi-

mentary successions. In this population dominate crystalline rocks derived probably from a terrain with the continental crust. The provenance of these rocks could be connected with Eocene exhumation of the Magura Basin basement or with the Inner Carpathian realm (Inner Dacides and/or Tisza terrain).