

Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica
Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska
Katedra Geologii Ogólnej, Ochrony Środowiska i Geoturystyki

Rozprawa doktorska

STUDIUM SEDYMENTOLOGICZNE WARSTW UZNAWANYCH ZA CERGOWSKIE I
WARSTW KROŚNIEŃSKICH WYBRANYCH JEDNOSTEK PRZEDMAGURSKICH
KARPAT FLISZOWYCH NA ZACHÓD OD DUNAJCA

Renata Stadnik

Prof. dr hab. inż. Tadeusz Słomka

Kraków 2009

*Składam serdeczne podziękowania
Panu prof. dr hab. inż. Tadeuszowi Słomce
za cenne uwagi i opiekę promotorską
w trakcie pisania niniejszej pracy doktorskiej.
Pragnę również podziękować wszystkim
osobom, dzięki którym ta praca powstała, a
zwłaszcza Pracownikom Katedry Geologii
Ogólnej, Ochrony Środowiska i Geoturystyki,
prof. dr hab. Markowi Cieszkowskiemu
i mojej Rodzinie za liczne merytoryczne
dyskusje i okazane mi wsparcie.*

Autorka

Spis treści

1. Wstęp	4
2. Historia badań	8
3. Metodyka badań	14
4. Odmiany facjalne warstw krośnieńskich	15
5. Analiza porównawcza warstw cergowskich i krośnieńskich	18
6. Opis litofacji	24
7. Budowa geologiczna obszaru badań i wykształcenie warstw krośnieńskich	33
7.1. Okolice Żywca	33
7.2. Okno tektoniczne Mszany Dolnej	41
7.3. Okno tektoniczne Szczawy	46
7.4. Okno tektoniczne Klęczan – Limanowej	50
8. Charakterystyka środowisk sedymentacji na skłonach kontynentalnych	56
8.1. Środowisko głębokomorskiego stożka	56
8.2. Środowisko wielopunktowo zasilanych ramp	60
8.3. Środowisko liniowo zasilanych fartuchów	60
9. Środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich	61
9.1. Rejon Żywca	61
9.2. Okno tektoniczne Mszany Dolnej	70
9.3. Okno tektoniczne Szczawy	76
9.4. Rejon Klęczan – Limanowej	81
10. Analiza kierunków paleotransportu	91
11. Próba rekonstrukcji sedymentacji warstw krośnieńskich w basenach przedmagurskich na zachód od Dunajca	97
12. Wnioski	104
13. Literatura	107
14. Objasnienia do plansz	130
15. Plansze I – XVII	133

1. Wstęp

Warstwy krośnieńskie występują w różnych jednostkach Karpat fliszowych na obszarze Polski i poza jej granicami (Ukraina, Słowacja, Czechy). Można je obserwować w jednostce skolskiej, podśląskiej, śląskiej i w tak zwanej grupie przedmagurskiej (Książkiewicz 1956b), do której zaliczane są jednostki: dukielska, Obidowej-Słopnic, przedmagurska *sensu stricte*, grybowska, strefa Michalczowej i płaszczowina jasielska (Książkiewicz 1956b, Cieszkowski *et al.* 1985, Cieszkowski 1992, 2001, 2002, Cieszkowski & Ślaczka 2001). W jednostce magurskiej występują równowiekowe i podobne w swym wykształceniu do warstw krośnieńskich warstwy malcowskie (Oszczytko 1973). Największe rozprzestrzenienie i miąższości utwory krośnieńskie osiągają we wschodniej Polsce, budując tak zwane centralne synklinorium Karpat (Fig.1). Ich udział zdecydowanie maleje w kierunku zachodnim, przy czym miąższość zmienia się od ponad 3000 metrów (Jucha & Kotlarczyk 1959, 1961b, Malata & Marciniak 1998) na wschodzie Polski do 700 metrów w okolicy Wadowic (Książkiewicz 1951) i 600 metrów w rejonie Kamesznicy (Burtanówna *et al.* 1937, Paul *et al.* 1996d).

Wiek warstw krośnieńskich datuje się na oligocen i dolny miocen (Bieda 1946, 1951, Koszarski & Żytko 1959, Jucha & Kotlarczyk 1961b, Jankowski 1996, Malata & Marciniak 1998), przy czym najwcześniej utwory te pojawiły się w jednostce grybowskiej i dukielskiej (wczesny oligocen), natomiast najpóźniej w jednostce skolskiej. Tutaj sedymentacja trwała od oligocenu późnego do wczesnego miocenu (Fig. 2). Warstwy krośnieńskie podścielone są najczęściej warstwami menilitowymi (Fig. 2). W tym samym czasie, gdy w południowych basenach powstawały już utwory facji krośnieńskiej, w północnych nadal trwała sedymentacja warstw menilitowych. W związku z tym utwory te wzajemnie zazębiają się, a granica pomiędzy nimi przebiega diachronicznie (Jucha & Kotlarczyk 1958, Książkiewicz *et al.* 1965). Generalnie sedymentacja warstw krośnieńskich kończy etap powstawania osadów fliszowych w basenach karpaccich, stąd też w ich stropie nie pojawia się już żadne inne ogniwo (Fig. 2).

Pierwszymi utworami zwiastującymi nadejście facji krośnieńskiej są warstwy cergowskie. Są to utwory bardzo podobne w swym wykształceniu litologicznym do warstw krośnieńskich. Nazywane są nawet przez niektórych autorów warstwami typu krośnieńskiego (Książkiewicz 1956a, Książkiewicz *et al.* 1962, Bromowicz *et al.* 1976, Jankowski & Kopicowski 1999, 2000), facją warstw krośnieńskich (Jucha 1969, Jucha & Kotlarczyk 1958, 1961b) lub też zaliczane są do formacji krośnieńskiej (Picha *et al.* 2006). Na ogół oddzielone

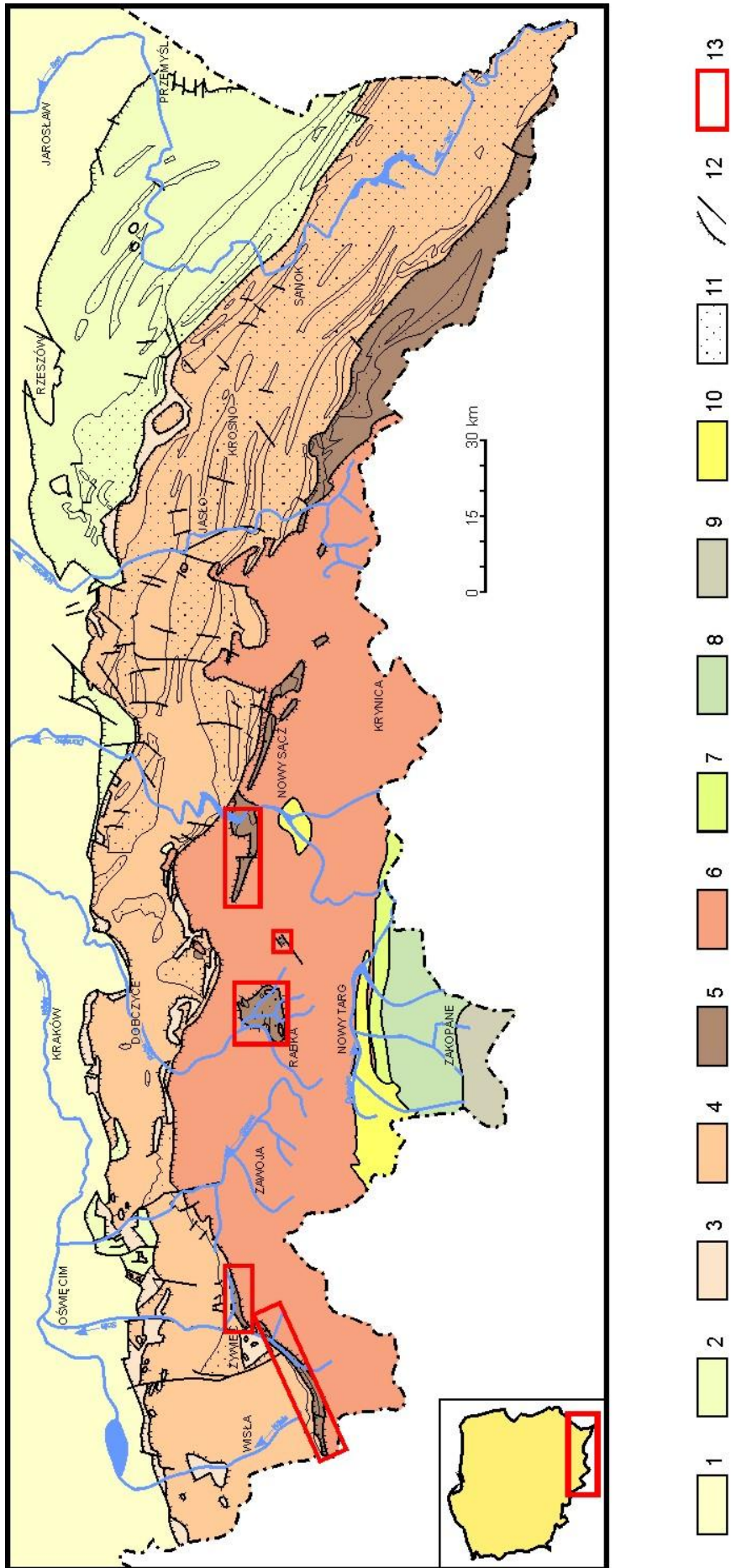


Fig. 1. Wschodnie warstw krośnieńskich na fle mapy geologicznej Karpat fliszowych (wg Żytko *et al.* 1998, Lexa *et al.* 2000, uproszczone).

Objaśnienia: 1 - przedpole Karpat, 2 - jednostka skolska, 3 - jednostka podśląska, 4 - jednostka podśląska, 5 - jednostki przedmagurskie, 6 - jednostka magurska, 7 - pieniński pas skałkowy, 8 - paleogen fliszowy, 9 - jednostki tatrzańskie, 10 - neogenerkie osady lądowe, 11 - wschodnie warstw krośnieńskich (cergowskich), 12 - nasunięcia, uskoki, 13 - obszary badań.

są one od warstw krośnieńskich serią menilitową (przez co traktowano je jako odrębne wydzielenie), jednakże w wielu miejscach (głównie w Karpatach zachodnich) leżą one bezpośrednio pod nimi (Jucha & Kotlarczyk 1961b, Koráb & Kotlarczyk 1977, Burtan *et al.* 1992b, Cieszkowski 1992, Kotlarczyk *et al.* 2006). W takiej sytuacji rozróżnienie jednych od drugich jest bardzo kłopotliwe. Istnieją jednak przesłanki, które pozwalają na jednoznaczne określenie, z jakimi utworami mamy do czynienia – czy z warstwami krośnieńskimi czy cergowskimi. Takim wskaźnikiem może być na przykład poziom tak zwanych wapieni tyławskich (Jucha 1969, Haczewski 1989, Kotlarczyk & Jerzmańska 1988, Kotlarczyk *et al.* 2006), które powinny występować w stropie warstw cergowskich. Niestety w Karpatach zachodnich rzadko jest on obserwowany. Podczas badań sedimentologicznych, analizy środowiska sedimentacji, stawianie sztucznej granicy pomiędzy podobnie wykształconymi skałami, które kontaktują ze sobą i nie wskazują na istotną zmianę środowiska sedimentacji, wydaje się być nieuzasadnione. Dlatego autorka przyjęła założenie, że w rejonach badań, gdzie warstwy cergowskie leżą bezpośrednio pod warstwami krośnieńskimi, utwory te potraktowane zostaną jako facja warstw krośnieńskich i tak będą nazywane w dalszej części tekstu. Szerzej zagadnienie to opisane będzie w dalszych rozdziałach.

Obszar badań stanowią wychodnie warstw krośnieńskich jednostek przedmagurskich odsłaniające się w obrębie utworów fliszowych na zachód od Dunajca (Fig. 1). Dotychczasowe badania sedimentologiczne skupiały się głównie we wschodnich Karpatach, natomiast w zachodnich prowadzone były sporadycznie lub wrywkowo. Pierwszym obszarem, jaki wzięto pod uwagę podczas badań były wychodnie jednostki przedmagurskiej *sensu stricte* na południe od Żywca, począwszy od Przybędzy po pasmo Koniaków-Kamesznica. Odsłaniające się tu warstwy krośnieńskie były wprawdzie wcześniej badane pod kątem wykształcenia litologiczno-sedimentologicznego (Moroz-Kopczyńska 1977), jednak samo określenie środowiska sedimentacji zostało potraktowane dość lakonicznie. Kolejnym rejonem badań był pas wychodni jednostki przedmagurskiej na wschód od Żywca (rejon Rychwałdu, Gilowic), gdzie dotychczas nie analizowano środowiska sedimentacji warstw krośnieńskich. Dalsze prace skupiły się w obrębie okna tektonicznego Mszany Dolnej i okna tektonicznego Szczawy. Okazuje się, że występowanie warstw krośnieńskich (cergowskich) w obrębie okna tektonicznego Szczawy jest problematyczne. Dotychczas na mapach geologicznych i w opracowaniach utwory te wyróżniane były bądź jako krośnieńskie (Świdorski 1953a, b, Chrzastowski 1992, Paul 1978, 1980) lub też cergowskie (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2002, 2004) w nietypowym wykształceniu. Z informacji ustnej prof. Cieszkowskiego wynika, że występujące tam utwory nie są

prawdopodobnie ani krośnieńskimi ani cergowskimi, a powinny być nazwane piaskowcami z Mszanki. Ponieważ pogląd ten nie jest w pełni udokumentowany, a wiek tych utworów wskazuje na oligoceńską zonę NP24 (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2004), dlatego autorka postanowiła wykonać analizę sedymentologiczną również dla tych utworów.

Ostatnie wystąpienie jednostek grupy przedmagurskiej na zachód od Dunajca to okno tektoniczne Klęczan – Limanowej i tak zwana strefa Michalczowej. Na obszarze tym szczegółowe badania prowadził Cieszkowski (1992), który opisał występujące tu utwory. Obecny stan odsłoneń na tych obszarach jest wyjątkowo zły. Dotyczy to zwłaszcza rejonu Michalczowej, gdzie wiele potoków jest uregulowanych, a w innych praktycznie brak jest odsłoneń. Stąd też do interpretacji sedymentologicznej wzięto pod uwagę jedynie warstwy krośnieńskie okna tektonicznego Klęczan – Limanowej (lepiej odsłonięte), natomiast w strefie Michalczowej po wstępnej prospekcji zaniechano dalszych badań, gdyż ewentualna rekonstrukcja paleośrodowiska sedymentacji występujących tutaj utworów, wykonana na pojedynczych, szczątkowych profilach obarczona byłaby zbyt dużym błędem.

2. Historia badań

Pierwsze wzmianki na temat warstw krośnieńskich pojawiły się w literaturze jeszcze w XIX wieku. Tietze (1889) po raz pierwszy użył nazwy warstw krośnieńskich, określając je szare, margliste utwory piaskowcowe, z dużą ilością muskowitu, przeławicane szarymi łupkami marglistymi. Stwierdził on, że utwory te są młodsze od łupków menilitowych i wyraźnie odróżniają się od nich.

Utwory tego samego wieku, podobnie wykształcone, obserwowano również w Karpatach wschodnich oraz na Morawach. Nazwano je odpowiednio warstwami polanickimi, łopanieckimi, piaskowcami żdanickimi czy warstwami z Fusaru (Jucha & Kotlarczyk 1961b). Badania przeprowadzone między innymi przez Paula (1890) i Uhliga (1903) pozwoliły zaliczyć te osady do facji krośnieńskiej. Stąd też w literaturze przedmiotu można je czasem spotkać jako synonimy warstw krośnieńskich.

Początkowe badania nad warstwami krośnieńskimi dotyczyły ich wykształcenia litologicznego i podziału stratygraficznego. O utworach tych wspominają w swoich pracach między innymi Grzybowski (1898), Kropaczek (1917a, 1917b), Teisseyre (1930) opisując jedynie wykształcenie warstw krośnieńskich i określając ich wiek.

Pierwszą próbę podziału tych utworów podejmuje Fleszar (1914a, 1914b) dzieląc je na dwa oddziały: dolny – piaskowcowy i górny – łupkowy. Ten sam pogląd kontynuuje Obtułowicz (1927). Kolejne badania (Horowitz 1929, 1932b, Hempel 1930, Świdziński 1930,

Böhm 1931, Jaskólski 1931) prowadzą do rozdzielenia warstw krośnieńskich na trzy poziomy. Jednakże każdy z autorów stosuje inne kryterium podziału, stąd też granice pomiędzy poszczególnymi poziomami są różnie położone.

Następnie Horowitz (1932a) sugeruje, że warstwy krośnieńskie mogą dzielić się na cztery, a nawet pięć poziomów. Dalsze badania skłaniają jednak do podziału tych utworów na trzy poziomy, przy zastrzeżeniu, że w ich obrębie występują lokalnie podpoziomy związane z przejściami facjalnymi na różnych obszarach występowania warstw krośnieńskich (Opolski 1933). Ten pogląd funkcjonuje również po II wojnie światowej. W 1947 roku Świdziński w *Słowniku stratygraficznym północnych Karpat fliszowych*, podsumowując dotychczasowe wyniki badań, podaje podział warstw krośnieńskich na dolne – z piaskowcami gruboławicowymi, środkowe – z cienko- i średnioławicowymi piaskowcami skorupowymi i górne – łupkowe. Podział ten stosują też między innymi Bieda (1951), Dżułyński & Ślaczka (1959), Koszarski & Żytko (1959, 1961), Szymakowska (1959, 1979), Kuśmierk (1990), Jankowski (1996). Niestety okazał się on mało uniwersalny, biorąc pod uwagę wszystkie jednostki budujące Karpaty. I tak Świdziński (1953) w fałdach dukielskich dzieli warstwy krośnieńskie na dwa poziomy: dolny – łupkowy i górny – ze średnioławicowymi piaskowcami, z niewielkim udziałem łupków. Również Książkiewicz (1951) w jednostce śląskiej okolic Wadowic wydziela dwa poziomy warstw krośnieńskich. Dolny wykształcony jest w postaci cienkoławicowych piaskowców z łupkami, w obrębie których występują soczewki gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców oraz buły sferosyderytów. Górny kompleks to piaskowce płytowe i skorupowe z niewielką ilością łupków, przy czym tylko miejscami udział łupków znacznie wzrasta. Podobny podział zastosowali już wcześniej dla tego obszaru Burtanówna *et al.* (1937).

Podział dwudzielny warstw krośnieńskich stosują również Malata & Marciniec (1998) w rejonie na południe od Leska, w centralnym synklinorium Karpat. Przy czym w warstwach krośnieńskich dolnych wyróżniają kilka podpoziomów. Tak więc w południowej części tego obszaru, dolne warstwy krośnieńskie reprezentowane są przez drobnorytmiczny flisz (ogniwo z Zatwarnicy) kończący się wkładką mułowców z egzotykami, dalej występują tak zwane piaskowce z Otrytu, a następnie ponownie pojawia się seria łupkowo – piaskowcowa, w której występują poziomy korelacyjne wapieni jasielskich i z Zagórza. W części północnej tego obszaru warstwy krośnieńskie dolne reprezentowane są głównie przez tak zwaną fację leską, która lateralnie zastępowana jest przez fację piaskowcowo – łupkową i łupkowo – piaskowcowa. Górne warstwy krośnieńskie to gruboławicowe piaskowce

glaukonitowe (z Ostrego) oraz średnio- i cienkoławicowy flisz piaskowcowo – łupkowy (Malata & Marciniak 1998).

Rozpoziomowaniem warstw krośnieńskich zajmował się również Obuchowicz (1957). Podzielił on te utwory na dwa poziomy, przy czym jako kryterium podziału zastosował tak zwaną „metodę hieroglifów”. Wykazał on, że w dolnym kompleksie warstw krośnieńskich przeważają hieroglify o kierunkach zbliżonych do W-E lub WSW-ENE, natomiast w górnym kierunku NW-SE. Na poparcie tej tezy przedstawił również zmiany w wykształceniu litologicznym utworów należących do poszczególnych poziomów.

Duże nieścisłości w podziale warstw krośnieńskich doprowadziły do powstania nowego podziału, tym razem opartego na ciągłych i występujących na terenie niemalże całych Karpat fliszowych poziomów korelacyjnych. Takimi poziomami stały się między innymi tak zwane łupki jasielskie. Jucha & Kotlarczyk (1958, 1959, 1961a, b) wykazali, że dotychczasowe podziały warstw krośnieńskich nie były poprawne, gdyż opierały się głównie na wykształceniu litologicznym tych utworów, co w związku z ich dużą zmiennością facjalną na różnych obszarach nie dawało możliwości dokładnego rozpoziomowania tych warstw. Równocześnie stosując takie kryterium trudno było wyjaśnić ząbienie się serii menilitowej z utworami krośnieńskimi. Wydzielenie horyzontów łupków jasielskich pozwoliło na dość dokładny podział warstw krośnieńskich na dwa kompleksy: warstwy podjasielskie (starsze od łupków jasielskich) i nadjasielskie (młodsze od łupków jasielskich) (Jucha & Kotlarczyk 1958, 1959, Jucha 1969). Ponadto stwierdzono, że granica pomiędzy warstwami menilitowymi a krośnieńskimi jest diachroniczna i młodsza w kierunku brzegu Karpat (Książkiewicz 1956b, Jucha & Kotlarczyk 1958, 1959, 1961a, b, Koszarski & Żytko 1959, 1961, Birecki 1964, Jucha 1969). Koszarski & Żytko (1959, 1961) potwierdzając badania prowadzone przez Juchę i Kotlarczyka doszli do wniosku, że łupki jasielskie w różnych profilach można ze sobą korelować, a właściwa interpretacja tych poziomów korelacyjnych pozwala na dość precyzyjny podział warstw krośnieńskich.

Łupki jasielskie znajdujące się w obrębie serii menilitowo-krośnieńskiej w rzeczywistości są skałami wapiennymi, stąd też ich nazwa „łupki” jest niefortunna i obecnie unika się tego sformułowania. Są to skały występujące w kilku poziomach. Ich systematykę uporządkował Haczewski (1984, 1989). Pierwszy z poziomów to tak zwane wapienie tylawskie. Występują one w dolnej części serii menilitowo-krośnieńskiej, nad poziomem rogowcowym, kilkanaście metrów nad stropem piaskowców cergowskich (Jucha 1969, Haczewski 1989). Są to warstewki wapieni pelitycznych miąższości maksymalnie 10 centymetrów, cienko laminowane, o charakterystycznej płytkowej oddzielności. W ich

obrębie często znajduwane są szczątki ichtiofauny (Jucha 1969, Kotlarczyk & Jerzmańska 1988, Bieńkowska 2004, Kotlarczyk *et al.* 2006). Powyżej wapieni tylawskich znajduje się poziom wapieni jasielskich. Nazwa ta odnosi się do kilku poziomów wapieni kokolitowych, o łącznej miąższości nieprzekraczającej 30 centymetrów. Ich cechą charakterystyczną jest biaława barwa na powierzchni zwietrzałej i laminacja pozioma podkreślona zmianą zabarwienia i składu mineralnego, a także płytkowa oddzielność (Koszarski & Żytko 1961, Jucha 1969, Haczewski 1981, 1989). W ich obrębie znajduwane są, choć w mniejszej ilości niż w wapieniach tylawskich, szczątki ryb. Wiek wapieni jasielskich określa się na oligocen. W przypadku dolnego poziomu jest to pogranicze rupelu i szatu, a wiek górnego poziomu nie jest jednoznaczny (Olszewska 1984). Prawdopodobnie odmianą facjalną tak wykształconego wapienia jasielskiego jest wapień z Folusza (Haczewski 1989). Jest on bardziej porowaty, zawiera znaczne domieszki materiału klastycznego i dużą ilość ichtiofauny. Na ogół jest laminowany, ale nie wykazuje płytkowej oddzielności.

Środkowy poziom wapieni jasielskich to skały cienko laminowane. Całkowita miąższość tego horyzontu nie przekracza kilku centymetrów, co sprawia, że nie zawsze jest możliwy do interpretacji w terenie (Koszarski & Żytko 1961, Haczewski 1984, 1989). Najwyższy poziom wapieni jasielskich to tak zwany wapień z Zagórza (Haczewski 1984, 1989). Jest to skała barwy jasnokremowej, ze słabo zaznaczającą się laminacją. Obok kokolitów nie występują w nim inne skamieniałości. Miąższość poziomu wapieni z Zagórza wynosi około 2 metry, przy czym całkowita miąższość samego wapienia nie przekracza 20 centymetrów (Koszarski & Żytko 1961, Haczewski 1984, 1989).

W literaturze przedmiotu opisywane są również inne poziomy korelacyjne w obrębie warstw krośnieńskich. Są to między innymi dolomity żelaziste (Narębski 1957, Koszarski & Żytko 1961, Brański 1987, Rajchel & Szczepańska 1997), diatomity (Jucha & Kotlarczyk 1958, 1961a, Kotlarczyk 1958a, 1958b, 1966, Kotlarczyk & Kaczmarska 1987), tufity (Sikora *et al.* 1959, Koszarski *et al.* 1960, Żgiet 1961, Nowak 1979, Wieser 1979, Rajchel 1987) oraz bentonity (Gucwa & Koszarski 1960). Poziomy te występują na ogół lokalnie w obrębie danej jednostki, a ich wykształcenie jest na tyle charakterystyczne, że pozwala na dowiązanie fragmentarycznych profili z syntetycznym profilem.

Kolejnym tematem szeroko podejmowanym w literaturze była biostratygrafia w obrębie warstw krośnieńskich. Ustalenie konkretnego wieku tych utworów stanowiło duży problem, co związane było z diachronicznością facji menilitowo-krośnieńskiej. Dodatkowo okazało się, że w obrębie warstw krośnieńskich często występują osobniki długowieczne, które nie pozwalają na precyzyjne oszacowanie czasu powstania tych utworów (Jurkiewicz

1961). Początkowe badania mikroskamieniałości wskazywały, że sedymentacja warstw krośnieńskich rozpoczęła się w eocenie górnym (Bieda 1946, 1951, Jurkiewicz 1961, Koszarski & Żyto 1961, Birecki 1964) i trwała prawdopodobnie do miocenu dolnego. Obecnie przyjmuje się, że znajduwane w obrębie warstw krośnieńskich formy eoceńskie pochodzą jednak ze złoża wtórnego, a wiek tej serii to oligocen – miocen dolny (Gucik & Morgiel 1960, Nowak 1979, Olszewska 1980, 1982 a, b, Guzik & Strzępka 1986, Cieszkowski 1992, Paul & Ryłko 1996a, Bąk 1999, 2005, Garecka *et al.* 1999, Garecka & Malata 2001, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2002, 2004, Garecka 2006, Oszczytko-Clowes 2006).

W obrębie warstw krośnieńskich wyróżniono szereg facji, które szczegółowo opisywane były w literaturze. W dalszej części niniejszego opracowania zostaną one szerzej omówione. Ponadto zajmowano się badaniami nad zmiennością składu mineralnego i petrografią warstw krośnieńskich (Obuchowicz 1957, Ślącza & Unrug 1972, Moroz-Kopczyńska 1977, Peszat 1999, Bojanowski 2001a, b, Barczuk & Bojanowski 2007), opisywano występujące w ich obrębie egzotyki – ich wiek, wykształcenie, pochodzenie (Szymakowska 1961, Ślącza 1961, Paul *et al.* 1996d, Wieser 1996, Skulich 1996, Bąk *et al.* 2001). Prace prowadzone były też nad różnego rodzaju kompleksami chaotycznymi występującymi w obrębie warstw krośnieńskich (między innymi nad olistolitami, olistostromami) (Szymakowska 1976, 1981, Hnylko 2001).

Warstwy krośnieńskie analizowane były także pod kątem środowiska sedymentacji. Badano kierunki paleotransportu i szacowano rozmieszczenie kordylier, będących obszarami źródłowymi materiału okrucowego, a także podejmowano próby rekonstrukcji paleogeograficznej basenów karpaccich (Książkiewicz 1956, 1960, Dzułyński & Ślącza 1959, Szymakowska 1959, Ślącza 1959, 1971, Jucha & Kotlarczyk 1961b, Koszarski & Żyto 1961, Koszarski *et al.* 1961, Książkiewicz *et al.* 1962, Unrug 1968, Moroz-Kopczyńska 1977, Wendorff 1979, Kuśmierk 1990, Peszat & Buczek-Pułka 1994, Malata & Marciniak 1998, Oszczytko 2006a, Poprawa & Malata 2006, Ślącza & Golonka 2006). Analizowano również warunki środowiskowe panujące w basenie morskim w trakcie sedymentacji serii menilitowo-krośnieńskiej (Haczewski 1989, Jerzmańska & Kotlarczyk 1973).

Istnieją nieliczne prace, w których interpretowane jest środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich. Obuchowicz (1957) prowadził badania na obszarze centralnej depresji karpacciej. W świetle ówczesnej wiedzy stwierdził, że warstwy krośnieńskie dolne profilu Wisłoka powstawały prawdopodobnie na szelfie i przy jego krawędzi, natomiast górne na skłonie. Moroz-Kopczyńska (1977) opisywała warstwy krośnieńskie z zachodnich Karpat

między Koniakowem a Harbutowicami w jednostce przedmagurskiej i śląskiej. Wyróżniła tu cztery odrębne kompleksy tych utworów różniące się wykształceniem litologicznym, a także pomierzonymi kierunkami paleotransportu. Stosując model hydrodynamiczny Boumy (1962) uznała, że utwory te reprezentują flisz normalny i dystalny. Jednakże wskazała, że w przypadku opisywanych warstw nie jest możliwa kompleksowa interpretacja środowiska sedymentacji tych utworów, zważywszy, że poszczególne wydzielenia powstawały przy udziale prądów zawieszinowych i trakcyjnych transportujących materiał okruchowy z różnych obszarów źródłowych. W pracy Gucwy & Ślęczki (1979) rozpatrywane było środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich w basenie śląskim rejonu Rożnowa od paleocenu po oligocen. Stwierdzono, że powstawały one początkowo w obrębie głębokomorskiego stożka (w jego środkowej części), a młodsze ogniwa wykazują cechy równi abisalnej. Wendorff (1979, 1986) wykorzystując model głębokomorskiego stożka (Walker & Mutti 1973), przeprowadził analizę środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich we wschodnich Karpatach (między Wisłokiem a Sanem). W obrębie facji beskiej wyróżnił środowisko stożka środkowego i zewnętrznego, w subfacji osadów kanałowych, wałów przyujściowych i lobów depozycyjnych. Natomiast w obrębie facji otryckiej zinterpretował środowisko stożka środkowego i zewnętrznego (subśrodowisko kanałów i lobów depozycyjnych). Brański (1987) prowadził badania sedymentologiczne warstw krośnieńskich okolic Soliny. Na obszarze tym wyróżnił trzy kompleksy warstw krośnieńskich różniące się wykształceniem litologiczno-sedymentologicznym. Stwierdził, że kompleks I reprezentuje flisz proksymalny lub normalny, kompleks II – flisz dystalny, natomiast powstanie kompleksu III jest wynikiem działalności silnych czynników katastroficznych, w wyniku czego nie można go jednoznacznie zinterpretować wykorzystując model hydrodynamiczny. Dla porównania przedstawił również interpretację środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich, wykorzystując model głębokomorskich stożków. Wyróżnił tutaj środowisko stożka środkowego i zewnętrznego, w subfacji lobów depozycyjnych (dla kompleksu I), osadów międzykanałowych (glifów krewasowych) dla kompleksu II oraz subfację kanałów dla kompleksu III. Jednak zastrzegł, że interpretację tą należy traktować jedynie hipotetycznie.

Warstwy krośnieńskie były również przedmiotem badań jako utwory o dobrych właściwościach zbiornikowych dla ropy i gazu. Ten temat podejmowali między innymi Ryłko & Żytko (1980) i Kuśmierk (1990). Badaniami nad przydatnością piaskowców krośnieńskich jako surowców skalnych, ich właściwościami fizyczno-mechanicznymi i potencjalnymi zasobami do eksploatacji zajmowali się Bromowicz *et al.* (1976), Moroz-Kopczyńska (1977), Pinińska (1980), Peszat *et al.* (1985), Peszat & Buczek-Pułka (1994), Bąk & Radwanek-Bąk

(1996), Królikowski (1997), Dziadzio *et al.* (2001), Dziedzic (2003). Właściwości hydrogeologiczne tych utworów opisywali Chowaniec *et al.* (1982, 1983) oraz Chrząstowski (1961, 1992).

Generalnie można powiedzieć, że warstwy krośnieńskie dość często były przedmiotem badań. Niestety badania te dotyczyły głównie obszaru wschodnich Karpat fliszowych, gdzie utwory te mają największe rozprzestrzenienie. Natomiast obszar na zachód od Dunajca jest jak na razie słabo udokumentowany. Stąd też podjęto próbę opisu warstw krośnieńskich i ich środowisk sedymentacji właśnie na tym obszarze.

3. Metodyka badań

Badaniami objęto wychodnie warstw krośnieńskich i cergowskich odsłaniające się w oknach tektonicznych wśród płaszczowiny magurskiej lub w wąskich strefach pomiędzy płaszczowiną magurską i śląską w obrębie tak zwanej grupy przedmagurskiej. Obszar badań znajdował się na zachód od Dunajca. W sumie prześledzono i opisano około 17 kilometrów wychodni warstw krośnieńskich i cergowskich, przy czym sprofilowano szczegółowo około 600 metrów profili w 35 odsłonięciach. Badania prowadzone były głównie w potokach (o łącznej długości około 50 km) oraz 10 kamieniołomach i niewielkich łomach.

Jako podstawową metodę badawczą zastosowano sedymentologiczną analizę facjalną. W trakcie prac terenowych skoncentrowano się na opisie litologiczno-sedymentologicznym warstw krośnieńskich. Szczególną uwagę zwracano na następujące cechy tych utworów: typ litofacji, stosunek skał frakcji psefitowej i psamitowej do aleurytowej i pelitowej, uławicenie (grubość ławic oraz ich zmienność), charakter powierzchni spagowych i stropowych ławic, struktury sedymentacyjne, wysortowanie materiału ziarnowego oraz obecność sekwencji pozytywnych i negatywnych w profilu. Wymienione cechy należą do podstawowych, branych pod uwagę przy interpretacji środowiska sedymentacji osadów fliszowych, stąd też uzyskane wyniki można porównywać z modelami sedymentacji opisanymi w literaturze. Sporządzono bogatą dokumentację fotograficzną licznych odsłoneń reprezentujących różnie wykształcone litofacje, ciekawe struktury sedymentacyjne w obrębie warstw krośnieńskich.

Przestrzenno-czasowa rekonstrukcja sedymentologiczna basenów położonych pomiędzy basenami magurskim i śląskim wymagała dokładnego określenia wieku warstw krośnieńskich. W związku z czym pobrano liczne próby do badań mikrofaunistycznych. Wiek warstw został określony na podstawie nanoplanktonu przez dr Martę Oszczypko-Clowes z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego w Krakowie.

Wszędzie tam, gdzie to było możliwe, na podstawie cech azymutowych (głównie jamek wirowych, śladów opływania oraz śladów uderzeń) pomierzono kierunki paleotransportu. Cechy liniowe takie jak ślady wleczenia, smugi prądowe czy kanały erozyjne, traktowane były jedynie jako uzupełniające i sprawdzające.

W dokumentacji danych terenowych posłużono się kartami odsłoneń według wzorca opracowanego przez pracowników Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej w Krakowie (Kotlarczyk *et al.* 1997). W karcie podano lokalizację danego odsłoneńca, jego opis i schematyczny szkic. Ponadto zamieszczono informacje na temat rodzaju odsłoneńca, zalegania warstw i rodzaju litofacji. W części dotyczącej szczegółowego profilowania, w sposób kodowany, wpisywano informacje dotyczące struktur i tekstur poszczególnych litofacji, a także miejsca pobrania prób mikrofaunistycznych i pomiarów kierunków paleotransportu.

W trakcie badań terenowych, przy określaniu miąższości ławic przyjęto powszechnie używaną skalę Campbell'a (1967). Opisując wielkości ziaren, zastosowano skalę Wentworth'a (1922). Przy czym ze względu na trudności w rozróżnieniu makroskopowym utworów o frakcjach najdrobniejszych – pyłowych i iłowych zastosowano klasyfikację skał okrucowych Fritz'a i Moore'a (1988), wyróżniając mułowce jako osady złożone z zespołu ziaren o makroskopowo nierozpoznawalnym udziale frakcji aleurytowej i iłowej. Makroskopowe określenie udziału frakcji pelitowej względem aleurytowej w trakcie badań terenowych jest utrudnione, dlatego nie wyróżniano litofacji mułowców z pyłowcami i iłowcami, zwłaszcza, że udział miąższościowy tych ostatnich w profilach był znikomy.

4. Odmiany facjalne warstw krośnieńskich

Warstwy krośnieńskie występują w licznych odmianach facjalnych. Rodzaj facji uzależniony jest od wielu czynników. Wśród nich podstawowym jest wykształcenie petrograficzne obszarów źródłowych oraz ich odległość od miejsca depozycji materiału okrucowego. Istotne znaczenie ma również geodynamika tych obszarów i basenu sedymentacyjnego w trakcie tworzenia się danych utworów, warunkująca ilość dostarczanego materiału okrucowego do zbiornika morskiego. Na odmianę facjalną ma wpływ także środowisko sedymentacji oraz sposób dystrybucji materiału klastycznego. Stąd też na różnych obszarach występowania warstw krośnieńskich ich wykształcenie może być skrajnie odmienne. W niniejszym rozdziale przedstawione zostaną podstawowe odmiany facjalne warstw krośnieńskich opisywane w literaturze.

W obrębie warstw krośnieńskich dolnych, w południowej części centralnego synklinorium Karpat wyróżnia się tak zwane ogniwo z Zatwarnicy (Malata & Marciniac 1998). Jest to drobnorytmiczny flisz, w którym dominują szare, margliste łupki przeławicane cienkimi i średnimi ławicami drobnoziarnistych piaskowców, najczęściej warstwowanymi konwolucjami (Malata & Marciniac 1998). Ich miąższość dochodzi do 450 metrów.

Powyżej ogniwa z Zatwarnicy znajduje się kolejna odmiana facjalna warstw krośnieńskich – piaskowce z Otrytu. Są to szare, gruboławicowe, czasem zlepieńcowate piaskowce wapniste, przeławicane cienkimi wkładkami zielonkavo-popielatych łupków. Zbudowane są głównie z materiału grubopsamitowego do nawet psefitowego (Horowitz 1930, 1931, Ślącza 1980, Peszat & Buczek-Pułka 1994, Królikowski 1997). Zawierają dużą ilość grubych blaszek muskowitu oraz liczne egzotyki (klasty zielonych łupków metamorficznych, gnejsów, amfibolitów, wapieni) (Opolski 1933, Wendorff 1979, Malata & Marciniac 1998). Ich miąższość wynosi średnio 1000 metrów, a w części północnej centralnej depresji karpackiej nawet 1500 metrów (Ślącza 1980, Chowanec *et al.* 1983).

Inną odmianą facjalną warstw krośnieńskich jest tak zwana facja leska, występująca w części północnej centralnego synklinorium Karpat. Tworzą ją głównie niebieskoszare, gruboławicowe, średnio- i drobnoziarniste piaskowce muskowitowe (Ślącza 1980, Chowanec *et al.* 1983). Różnią się one od piaskowców z Otrytu przede wszystkim drobnym ziarnem oraz mniejszą odpornością na wietrzenie (związaną z wapnisto – ilastym spoiwem) (Malata & Marciniac 1998). Przeławicane są szarymi, wapnistymi łupkami. Opisywane utwory w centralnym synklinorium Karpat, na południe od Leska, osiągają miąższości od 1400 metrów do 2100 metrów. Podobnie wykształcone utwory występujące w zachodniej części centralnego synklinorium nazywane są facją beską (Wendorff 1979, Peszat & Buczek-Pułka 1994, Królikowski 1997).

Kolejna odmiana facjalna warstw krośnieńskich to piaskowce z Ostrego. Zbudowane są głównie z kwarcu i glaukonitu, stąd też nazywane są piaskowcami glaukonitowymi (Jucha 1969). Występują najczęściej w ławicach grubych i bardzo grubych, rzadziej średnich i cienkich, przy czym dominuje w nich frakcja drobno- i średniopsamitowa (Peszat & Buczek-Pułka 1994). Miąższość całego kompleksu piaskowców glaukonitowych jest stosunkowo niewielka od 15 do 65 metrów (Horowitz 1932a, b, Sikora 1959, Ślącza 1980, Chowanec *et al.* 1983, Wdowiarz 1985, Peszat 1997a, Malata & Marciniac 1998). Ten niewielki zasięg miąższościowy powoduje, że ogniwo to stanowi dość dobry, charakterystyczny poziom korelacyjny, oddzielający warstwy krośnieńskie dolne od środkowych w obrębie strefy leskiej.

Powyższe odmiany facjalne opisywane były głównie z obszaru Karpat wschodnich. Tutaj seria menilitowo-krośnieńska jest zdecydowanie lepiej rozwinięta i urozmaicona niż w Karpatach zachodnich. W tych ostatnich, w spągu warstw krośnieńskich, bezpośrednio pod nimi lub oddzielone niewielką ilością wkładek menilitowych, występują warstwy cergowskie. W Karpatach wschodnich stanowią one izolowane soczewki przykryte najczęściej kompleksem menilitowym (Ślącza 1971, 1977, Ślącza & Unrug 1976, 1977). Piaskowce cergowskie opisywane są jako skały o barwie szaro-popielatej, niebieskoszarej, na zwietrzałej powierzchni żółtawo-popielatej, brunatno-szarej. Przeławicane są łupkami (czasem marglistymi) lub marglami barwy szarej, beżowej, zielonej, szaro-zielonej i czarnej (Ślącza 1971, Bromowicz *et al.* 1976, Oszczytko & Wójcik 1993, Peszat 1997b). Stosunek piaskowców do łupków jest różny w różnych częściach Karpat. Piaskowce na ogół są grubo- i bardzo grubo uławiczone, ale mogą w ich obrębie występować ławice o mniejszych miąższościach. Są na ogół drobno- i średnioziarniste (czym przypominają fację piaskowców glaukonitowych por. Peszat 1997a), ale nierzadko spotyka się w ich obrębie ziarna grubopsamitowe, a nawet psefitowe. Obserwuje się w nich różne struktury sedymentacyjne, przy czym najczęściej jest to struktura bezładna oraz charakterystyczne dla pierwszych członów sekwencji Boumy – uziarnienie frakcjonalne i laminacja równoległa (Peszat 1997a). W obrębie gruboławicowych piaskowców cergowskich dość powszechnie występują klasty łupkowe rozmieszczone bezładnie w obrębie ławicy lub w soczewkowych skupieniach (Peszat 1997a). Zastanawiające jest dlaczego utwory te, pomimo dużego podobieństwa do warstw krośnieńskich, traktowane są jako odrębne wydzielenie, a nie najstarsza facja warstw krośnieńskich zwiastująca sedymentację tych utworów. Jak zauważają Jucha & Kotlarczyk (1958, 1961b), warstwy cergowskie stanowią jedynie odmianę facjalną warstw krośnieńskich. Ich położenie w profilu związane jest z ciągłymi zmianami jakie zachodziły w obrębie basenów karpackich w trakcie sedymentacji. Wykształcenie litologiczne tych skał, podobnie jak i innych facji warstw krośnieńskich, uzależnione było od wielu czynników, między innymi od rozmieszczenia i budowy geologicznej obszarów źródłowych, geometrii basenu sedymentacyjnego, intensywności dostarczania materiału okrucowego. Fakt, że warstwy cergowskie na ogół oddzielone są od warstw krośnieńskich warstwami menilitowymi jest dowodem na diachroniczność sedymentacji w obrębie basenu karpackiego. I podobnie, jak w przypadku warstw przejściowych, zazębianie się utworów o charakterze krośnieńskim i menilitowym nie powinno dawać podstaw do traktowania warstw cergowskich w sposób indywidualny. Na poparcie tej tezy autorka porównała dane literaturowe dotyczące różnych odmian facjalnych warstw krośnieńskich i warstw cergowskich.

5. Analiza porównawcza warstw cergowskich i krośnieńskich

Poszczególne facje warstw krośnieńskich analizowane były w literaturze pod różnymi kątami. Pierwszą cechą jaką brano pod uwagę było wykształcenie litologiczne, struktury sedimentacyjne i tekstury poszczególnych facji oraz ich analiza jakościowa i ilościowa (Ślaczka & Unrug 1976, Moroz-Kopczyńska 1977, Wendorff 1979, Peszat 1984, 1997a, Peszat & Buczek-Pułka 1994). Porównywanie tych cech mówi nam jednak niewiele o różnicach pomiędzy facjami, a na pewno nie powinno być podstawą do wyróżnienia odrębnych facji. Rozważając powstawanie osadów fliszowych i stosując na przykład model głębokomorskiego stożka, okaże się, że dominacja na jakimś obszarze gruboławicowych, gruboziarnistych piaskowców może być efektem tworzenia się ich w obrębie kanałów rozprowadzających lub lobów depozycyjnych (por. rozdział 8). Podobnie pojawianie się określonych struktur sedimentacyjnych uwarunkowane jest środowiskiem sedimentacji oraz sposobem transportu i depozycji materiału ziarnowego. Stąd też na badanych obszarach będziemy obserwować obok siebie różnie wykształcone skały i nie możemy ich traktować jako odrębne odmiany facjalne, a jedynie jako osady różnych subs środowisk. Dlatego tą cechą nie brano w ogóle pod uwagę porównując warstwy cergowskie z krośnieńskimi.

Bardziej wiarygodną cechą porównawczą jest wykształcenie petrograficzno-mineralogiczne osadów. Zależy ono głównie od wykształcenia i budowy obszarów źródłowych oraz ich odległości od miejsca sedimentacji osadu. Analiza składu mineralogicznego w zestawieniu z kierunkami paleotransportu i analizą środowiska sedimentacji (na podstawie między innymi wyżej wymienionych cech strukturalnych i teksturalnych) może wykazać różnice pomiędzy osadami powstającymi w tym samym czasie w różnych częściach basenu sedimentacyjnego. Analizy ilościowe składu mineralno-petrograficznego dolnych warstw krośnieńskich na wschód od Dunajca (Ślaczka & Unrug 1972) nie potwierdzają tej tezy. Okazuje się, że pod względem ilościowym zmienność składu mineralno-petrograficznego warstw krośnieńskich pomiędzy różnymi rejonami badań nie jest większa niż zróżnicowanie składu w obrębie profilu. A co jest z tym związane, zróżnicowanie składu petrograficznego obszarów źródłowych, z których pochodził materiał klastyczny (tutaj kordyliery śląskiej, sanockiej i masywu marmaroskiego) było niewielkie. Ślaczka & Unrug (1972) wskazują, że bardziej precyzyjną metodą badawczą jest analiza jakościowa określonych składników na przykład okruchów skał, które mogą wykazywać zróżnicowanie petrograficzne w zależności od budowy obszaru źródłowego.

Według Peszata (1997b) warstwy cergowskie wykazują podwyższone zawartości okruchów węglanowych w porównaniu z warstwami krośnieńskimi. Przeanalizujmy tą

prawidłowość. W warstwach cergowskich jednostki dukielskiej średnia zawartość okruchów węglanowych (wapieni i dolomitów) wynosi 30.6% (Peszat 1984), w jednostce grybowskiej jest mniejsza i średnio wynosi około 20 % (Peszat 1997b). W obrębie warstw krośnieńskich (gruboławicowych) występujących we wschodnich Karpatach jednostki śląskiej, w zależności od badanej facji może wynosić od kilku do kilkunastu procent (Peszat 1997a, 1999). Ślącza & Unrug (1972) oznaczyli zawartość okruchów węglanowych w dolnych warstwach krośnieńskich na obszarze na wschód od Osławy. W różnych częściach tego rejonu zawartość węglanów wahała się od 0% do 47 %. Wyniki badań z zachodnich Karpat (jednostki przedmagurskiej rejonu Kamesznicy) wskazują na niewielki udział, zaledwie kilku procent okruchów węglanowych w obrębie warstw krośnieńskich (Unrug 1968, Moroz-Kopczyńska 1977). Podawane zawartości średnie obliczane były jako średnie arytmetyczne dla poszczególnych rejonów badań, a co jest z tym związane zawartości okruchów węglanowych w obrębie warstw cergowskich i krośnieńskich zawierały się w szerokich przedziałach. Dlatego porównując dane z konkretnych miejsc na przykład z kamieniołomu w Klęczanach (warstwy cergowskie jednostki grybowskiej) (Peszat 1997b) z wynikami badań z obszaru na wschód od Osławy przedstawionymi przez Ślączkę i Unrug (1972) czy też danymi opracowanymi dla warstw krośnieńskich facji glaukonitowej (Peszat 1997a), obserwujemy podobny udział tych składników lub nawet większy w obrębie warstw krośnieńskich. Jak widać teza postawiona przez Peszata (1997b) jest zbyt dużym uproszczeniem. Jeśli porównać dane szczegółowe nie można jednoznacznie stwierdzić czy na przykład warstwy krośnieńskie występujące w jakimś konkretnym miejscu są w rzeczywistości cergowskimi czy krośnieńskimi.

Oprócz podstawowych składników skały jak kwarc, skalenie, łuszczyki i okruchy skał, analizowany był również udział minerałów ciężkich w piaskowcach. W Karpatach wschodnich Jucha (1969) zaobserwował podobny inwentarz minerałów ciężkich w obrębie różnych facji warstw krośnieńskich i cergowskich. Według niego w warstwach tych dominują na ogół granaty, a ponadto występują cyrkon, turmalin, rutyl i staurolit. Podobne wyniki badań otrzymali również Ślącza & Unrug (1972). Jucha (1969) zauważa też, że istnieje wyjątkowe podobieństwo jeśli chodzi o obecność minerałów ciężkich w obrębie warstw krośnieńskich i cergowskich, co może świadczyć o wspólnych cechach obydwu litotypów i podobnym w swym wykształceniu obszarze źródłowym. Badania prowadzone przez Peszata (1997b) w obrębie facji glaukonitowej wskazują na podobny skład minerałów ciężkich, przy czym obok granatów, równie duży udział w piaskowcach przypada na cyrkon, a ponadto występują pirokseny, rutyl i turmalin. W zachodnich Karpatach w jednostce

śląskiej wśród minerałów ciężkich dominują cyrkon i turmalin, a dodatkowo pojawia się rutyl i granaty, natomiast w jednostce przedmagurskiej największy udział przypada na granaty, a mniejszy na cyrkon, turmalin i rutyl (Unrug 1968). Dotychczasowe badania wskazują, że inwentarz minerałów ciężkich w różnych facjach piaskowców krośnieńskich i cergowskich jest podobny, przy czym może zmieniać się jedynie udział poszczególnych składników w różnych rejonach badań (co prawdopodobnie jest związane choćby z urozmaiconą budową geologiczną obszaru źródłowego). Tak więc jest to kolejny czynnik, który niestety nie daje nam jednoznacznej odpowiedzi na pytanie czy istnieje wyraźna różnica między warstwami cergowskimi i krośnieńskimi.

Problem analizy składu mineralnego i petrograficznego jest skomplikowany, ponieważ już w trakcie transportu materiału ziarnowego w prądzie zawieszinowym dochodzi do jego selekcji, co oznacza, że skład mineralno-petrograficzny osadu pochodzącego z jednego prądu może być różny w zależności od odległości od obszaru źródłowego (Ślaczka & Unrug 1972). Tak więc opierając się na ilościowych wynikach badań niewiele można powiedzieć o obszarze źródłowym, a wyniki jakościowe analiz mineralogiczno-petrograficznych w basenach karpackich wskazują na niewielkie zróżnicowanie petrograficzne obszarów źródłowych. Stąd też porównując wyniki badań składu mineralnego piaskowców cergowskich i krośnieńskich na ogół nie można jednoznacznie stwierdzić z którymi warstwami mamy do czynienia (por. Unrug 1968, Ślaczka & Unrug 1972, Moroz-Kopczyńska 1977, Peszat 1997a, b 1999).

Opisując skład mineralno-petrograficzny skały, podaje się również udział spoiwa w obrębie skały, a także jego skład i typ. Rodzaj spoiwa może mieć duży wpływ na obserwowane w terenie cechy skały (na przykład jej twardość), jak również mierzone laboratoryjnie własności fizyczno-mechaniczne. Analizy składu mineralnego spoiwa w warstwach cergowskich wykazują, że jest to spoiwo węglanowo-ilaste lub ilasto-węglanowe (z różnym udziałem kalcytu i dolomitu) w jednostce dukielskiej (rejon Iwli-Żubraczego) (Peszat 1984), węglanowe (kalcytowe) w jednostce grybowskiej (w Kłęczanach) (Peszat 1997b). Spoiwo warstw krośnieńskich nie odbiega swym składem mineralnym od spoiwa warstw cergowskich. Dominuje tu spoiwo węglanowe (Peszat 1997a, 1999), a ponadto występuje spoiwo węglanowo-ilaste (Unrug 1968, Peszat 1997a) lub ilasto-węglanowe (Ślaczka & Unrug 1972). Jedynie Moroz-Kopczyńska (1977) w obrębie warstw krośnieńskich zachodnich Karpat fliszowych, w jednostce śląskiej i przedmagurskiej opisuje spoiwo jako węglanowe (kalcytowo-dolomityczne) z domieszkami krzemionki i minerałów ilastych, przy czym największa ilość substancji krzemionkowej w obrębie spoiwa obserwowana jest w

jednostce śląskiej rejonu Kukowa (Moroz-Kopczyńska 1977). Jak widać z powyższych rozważań skład mineralny spoiwa również nie jest czynnikiem determinującym przynależność danego piaskowca do warstw cergowskich czy krośnieńskich. Obserwowane są nawet pewne podobieństwa pod względem cech spoiwa określonych dla facji warstw krośnieńskich i warstw cergowskich. Dotyczy to zwłaszcza piaskowców facji glaukonitowej, w obrębie których Peszat (1997a) obserwuje korelację, podobną jak w warstwach cergowskich, pomiędzy obecnością dolomitu (wchodzącego w skład spoiwa i występującego w okruchach skalnych) a uziarnieniem skały i zawartością spoiwa w piaskowcu. Zauważa on również, że występujący w tych utworach dolomit wykazuje identyczne wykształcenie teksturalne w obydwu wydzieleniach (Peszat 1997a). Autor sugeruje, że dolomit ten ma prawdopodobnie takie samo źródło, a mianowicie jest produktem redepozycji ze stref pływacz litoralnych (Peszat & Buczek-Pułka 1984, Peszat 1997a).

Duży wpływ na cechy skały ma również ilościowy udział spoiwa przypadający na daną skałę. W warstwach cergowskich opisywanych z jednostki dukielskiej waha się on między 8.7 – 45.8 % (Peszat 1984). Natomiast w jednostce grybowskiej ilość spoiwa jest znacznie mniejsza i wynosi 4.2 – 12.6 % (Peszat 1997). W warstwach krośnieńskich wartości te wykazują jeszcze większą zmienność. Na przykład we wschodnich Karpatach w facji beskiej wynosi 5.6 – 26.7 % (Peszat 1999), a w dolnych warstwach krośnieńskich (poniżej łupków jasielskich) waha się od 9.5 % do nawet 67.5 % (Ślaczka & Unrug 1972). Jak widać udział spoiwa również nie będzie wskazywać na konkretną odmianę facjalną w obrębie serii menilitowo-krośnieńskiej.

Rodzaj spoiwa, jego ilość, typ wpływa również na własności fizyczno-mechaniczne skały. Autorka zestawiała dane opracowane w Zakładzie Złóż Surowców Skalnych Akademii Górniczo-Hutniczej (1974/75) dotyczące własności fizyczno-mechanicznych piaskowców zarówno z warstw cergowskich, jak i z krośnieńskich. Przedstawione w tabeli 1 zakresy danych dla poszczególnych jednostek w obrębie Karpat pokazują, że zmienność cech fizyczno-mechanicznych piaskowców nie jest znacząca, aby mówić o odrębności któregoś z wydzielenia i na tej podstawie kwalifikować utwory.

Jak widać z przeprowadzonej analizy trudno na podstawie składu mineralogiczno-petrograficznego skały, rodzaju spoiwa, własności fizyczno-mechanicznych piaskowców jednoznacznie stwierdzić z jakimi warstwami mamy do czynienia. Autorka ma jednak świadomość, że powyższe rozważania mogą być obarczone pewnym błędem, jako że większość danych, jakie znajdują się w literaturze dotyczy gruboławicowych piaskowców, a jedynie nieliczne badania (Moroz-Kopczyńska 1977) prowadzone były w obrębie

cienioławicowych i średnioławicowych piaskowców. Ponadto badania prowadzono na piaskowcach, w obrębie których obserwowano różne struktury sedymentacyjne. Jak się okazuje, w zależności od rodzaju struktury, w ławicy piaskowca można obserwować różny udział składników mineralnych, a ponadto zmienne własności fizyczno - mechaniczne (por. Peszat 1997). Jednakże nawet biorąc pod uwagę te niedoskonałości przedstawionej analizy można wysnuć wniosek, że różnice pomiędzy poszczególnymi facjami są niewielkie, a więc wymienione na wstępie facje wyróżnione zostały prawdopodobnie głównie na podstawie cech strukturalno-teksturalnych warstw krośnieńskich na danym obszarze. Na niedoskonałość tej metody autorka zwróciła już uwagę.

Tab. 1. Własności fizyczno-mechaniczne warstw cergowskich i krośnieńskich w różnych jednostkach Karpat fliszowych (*Surowce skalne Karpat, 1974/75, uproszczone*).

	warstwy cergowskie		warstwy krośnieńskie		
	jednostka dukielska	jednostka grybowska ¹⁾	jednostka śląska	jednostka skolska	jednostka przedmagurska
gęstość [g/cm ³]	2.70 – 2.83	2.71 – 2.73	2.65 – 2.78	2.67 – 2.71	2.72 – 2.73
gęstość pozorna [g/cm ³]	2.60 – 2.67	2.63	2.28 – 2.68	2.34 – 2.58	2.59 – 2.71
nasiąkliwość wagowa [%]	0.79 – 1.77	0.96 – 0.99	0.62 – 3.24	1.80 – 4.78	0.57 – 1.25
wytrzymałość na ściskanie w stanie powietrzno-suchym [kg/cm ²]	648 - 1400	1246 - 1590	341 - 1799	560 – 667	848 – 1382
ścieralność na tarczy Boehmego [cm]	0.24 – 0.63	0.12 – 0.34	0.33 – 1.04	0.68 – 0.70	0.38

¹⁾ wyniki dotyczą piaskowców z kamieniołomu Kłęczany błędnie zaliczonych w publikacji „*Surowce skalne Karpat*” do warstw magurskich

Rozstrzygającą metodą na odróżnienie warstw cergowskich od krośnieńskich wydaje się być pozycja badanych utworów w profilu danej jednostki. Z punktu widzenia niniejszego opracowania interesujące będzie położenie warstw cergowskich i krośnieńskich w obrębie jednostki przedmagurskiej, dukielskiej i grybowskiej.

W profilu jednostki dukielskiej we wschodnich Karpatach warstwy cergowskie podścielone są marglami podcergowskimi (Ryłko 2004, Malata & Poprawa 2006). Dalej pojawiają się piaskowce cergowskie z łupkami cergowskimi, w obrębie których znajduje się poziom wapieni tylawskich. Nad warstwami cergowskimi leżą łupki menilitowe, warstwy

przejściowe i warstwy krośnieńskie z poziomem wapieni jasielskich (Malata & Poprawa 2006, Ślącza *et al.* 2006). W Karpatach zachodnich następuje redukcja utworów profilu jednostki dukielskiej (nadal trwa dyskusja nad przynależnością utworów występujących w oknach tektonicznych i na przedpolu jednostki magurskiej, do konkretnych jednostek – temat ten szerzej zostanie opisany w rozdziale dotyczącym budowy geologicznej poszczególnych rejonów badań). Obecnie uważa się, że jednostka dukielska odsłania się w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2002, 2004). Na taką możliwość zwróciła już uwagę Burtan *et al.* (1992b). W obrębie tej jednostki, poniżej warstw krośnieńskich, Burtan *et al.* (1992b) opisuje warstwy menilitowe – grybowskie. Dodaje, że leżące powyżej warstwy krośnieńskie wykazują częściowo cechy warstw cergowskich (grube uławicenie w obrębie piaskowców oraz obecność brunatnych łupków grybowskich w wyżej ległych kompleksach piaskowcowo-łupkowych) (Burtan *et al.* 1992b). Dlatego w profilu litostratygraficznym po warstwach menilitowych (grybowskich) wyróżnia warstwy krośnieńskie w facji gruboławicowych piaskowców (piaskowce cergowskie), z wkładkami łupków grybowskich, dalej w sposób ciągły, warstwy krośnieńskie (cergowskie) przechodzą w typowe warstwy krośnieńskie wykształcone w facji piaskowcowo-łupkowej i łupkowej. Podobnie wykształcony profil jednostki dukielskiej opisuje Oszczypko-Clowes & Oszczypko (2002, 2004), przy czym nad warstwami menilitowymi (grybowskimi) wyróżniają kompleks warstw krośnieńskich, przy czym spągowa część tych utworów wykształcona jest w typie warstw cergowskich.

Jednostka grybowska w rejonie Klęczan, Męciny dzieli się na dwie strefy – południową i północną, o odmiennym wykształceniu litostratygraficznym (Cieszkowski 1992). W profilu jednostki grybowskiej południowej warstwy cergowskie podścielone są warstwami grybowskimi, (Cieszkowski 1992). Warstwy cergowskie wykształcone są w facji łupkowo-piaskowcowej. W ich obrębie znajduje się poziom wapieni tylawskich. Powyżej nie występuje już żadne inne ogniwo (Cieszkowski 1992). Natomiast w obrębie serii grybowskiej północnej, profil litostratygraficzny jest bardziej urozmaicony. Bezpośrednio pod piaskowcami cergowskimi występują warstwy podgrybowskie, zawierające margle podcergowskie. Dalej występują piaskowce cergowskie, w obrębie których pojawiają się wkładki łupków grybowskich. Ponad facją piaskowców cergowskich znajdują się warstwy cergowskie w facji łupkowo-piaskowcowej, które następnie przechodzą w fację łupkowo-piaskowcową i dalej łupkową warstw krośnieńskich (Cieszkowski 1992). Dalej na zachód, w rejonie okna tektonicznego Mszany Dolnej oraz Szczawy interesująca autorkę część profilu jednostki grybowskiej rozpoczyna się warstwami menilitowymi (grybowskimi), nad którymi występują

zazębiające się facje piaskowców cergowskich i warstw krośnieńskich piaskowcowo-łupkowych (z wkładkami łupków grybowskich) oraz warstwy krośnieńskie w facji łupkowej (Burtan *et al.* 1992b) lub powyżej warstw grybowskich występują same warstwy cergowskie (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2002, 2004).

Jednostka przedmagurska *sensu stricte* jest najbardziej wysuniętą na zachód jednostką grupy przedmagurskiej. Dzielona jest ona na dwie strefy – południową i północną. W strefie południowej (Paul & Ryłko 1996b, Paul *et al.* 1996a, d, nazywanej przez cytowanych autorów serią grybowską) pod warstwami krośnieńskimi (cergowskimi) wykształconymi w facji piaskowcowo-łupkowej wyróżnia się warstwy menilitowe – grybowskie. Podobne następstwo warstw obserwuje się w strefie północnej (nazywanej przez cytowanych autorów serią dukielską), a więc na warstwach menilitowych położone są warstwy krośnieńskie, przy czym rozpoczynają się one gruboławicowymi piaskowcami, przechodzącymi ku górze w fację cienkoławicowych piaskowców z łupkami, a następnie w szare łupki z egzotykami (Paul & Ryłko 1996 b, Paul *et al.* 1996a, d).

Na podstawie powyższych rozważań można zaobserwować pewną prawidłowość przy interpretacji warstw krośnieńskich i cergowskich. O ile we wschodnich Karpatach pozycja warstw cergowskich jest raczej ugruntowana, tak w Karpatach zachodnich jest trudna do precyzyjnego ustalenia. Jeśli na danym obszarze nie występują wapienie tylawskie, a warstwy cergowskie (o ile rzeczywiście występują) przechodzą w sposób ciągły w krośnieńskie to trudno jest precyzyjnie postawić granicę między tymi dwoma litotypami. Jak wykazują analizy sedimentologiczne prowadzone przez autorkę w Karpatach zachodnich (Stadnik 2001, 2007) różnorodność w wykształceniu facjalnym warstw o typie krośnieńskim jest ściśle związana ze środowiskiem sedimentacji tych utworów, a przechodzenie facji gruboławicowych piaskowców w facje piaskowcowo-łupkowe czy łupkowo-piaskowcowe jest następstwem zmiany subs środowiska sedimentacji zachodzącej w obrębie jednego stożka głębokomorskiego. Stąd też według autorki nie powinno się osobno wyróżniać warstw cergowskich i krośnieńskich jeśli jedne przechodzą w drugie. Ponadto jak widać z porównania różnych cech utwory te są do siebie bardzo podobne. Dlatego w niniejszej pracy traktowane są jako jedna facja krośnieńska.

6. Opis litofacji

W trakcie badań litologiczno – sedimentologicznych warstw krośnieńskich wyróżniono następujące litofacje: litofację piaskowców zlepieńcowatych, piaskowców, piaskowców z mułowcami, mułowców z piaskowcami, mułowców, mułowców

zlepieńcowatych oraz litofację osadów zdeformowanych sedymentacyjnie. Podziału na poszczególne litofacje dokonano opierając się głównie na podziale Pickering'a *et al.* (1986), Ghibaudy (1992), Słomki (1995) oraz Stow'a *et al.* (1998). Symboliczne oznaczenie poszczególnych litofacji odnosi się do pierwszych liter nazw angielskich. Jako kryterium podziału na litofacje wzięto pod uwagę cechy litologiczne i sedimentologiczne badanych utworów. Były to między innymi wielkość frakcji, miąższość ławic i w przypadku mieszanych pod względem litologicznym ławic – ilościowy stosunek członów o frakcji różnej wielkości (na przykład członu piaskowcowego do mułowcowego w ławicy czy materiału pselitowego do psamitowego). Podziału na subfacje dokonano biorąc pod uwagę zespoły struktur wewnątrzławicowych. Przy opisie poszczególnych litofacji podano również zespoły litofacjalne kontaktujące z nimi w profilu pionowym. Poniżej opisano wszystkie litofacje występujące na badanych obszarach.

LITOFACJA PIASKOWCÓW ZLEPIEŃCOWATYCH (SC). Osady tej litofacji spotykano stosunkowo rzadko. Odsłaniały się jedynie w paśmie Koniaków – Kamesznica oraz w nielicznych odsłonięciach okna tektonicznego Mszany Dolnej i Szczawy. Ławice piaskowców zlepieńcowatych miały miąższości od 3.5 metra do prawie 8 metrów. Najczęściej zbudowane były z gruboziarnistego piaskowca z domieszką żwiru drobnego i średniego (2 – 8 mm). Generalnie w utworach tych dominowała frakcja piaskowa, przy czym ilość frakcji żwirowej w ławicy na ogół nie przekraczała 20 %. W obrębie materiału żwirowego oprócz kwarcu znajdowano pojedyncze otoczaki różnych skał. Niektóre ławice zawierały poziomy z klastami łupkowymi (Pl. I.1., I.2) i detrytusem roślinnym. Wielkość klastów łupkowych dochodziła nawet do kilkudziesięciu centymetrów. Powierzchnie spągowe ławic były najczęściej ostre, równe lub nierówne (erozyjne lub deformacyjne), natomiast powierzchnie stropowe były ostre i równe. W zależności od występujących w ławicach struktur sedymentacyjnych w obrębie tej litofacji wyróżniono trzy subfacje: piaskowców zlepieńcowatych masywnych (Fig. 3.A.1), piaskowców zlepieńcowatych masywnych przechodzących w warstwowane równoległe (Fig. 3.A.2) oraz piaskowców zlepieńcowatych uziarnionych frakcjonalnie (Fig. 3.A.3).

Subfacja piaskowców zlepieńcowatych masywnych w klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) i Stow'a *et al.* (1998) odpowiada subfacji A1.4, według Leszczyńskiego (1989) subfacji E(5), Ghibaudy (1992) subfacji mGyS i według Słomki (1995) subfacji mSC. Utwory te powstały poprzez gwałtowną, masową depozycję materiału piaszczysto-żwirowego z wysoko-gęstościowych prądów zawieszinowych. (Lowe 1982, Pickering *et al.* 1986, Ghibaudo 1992,

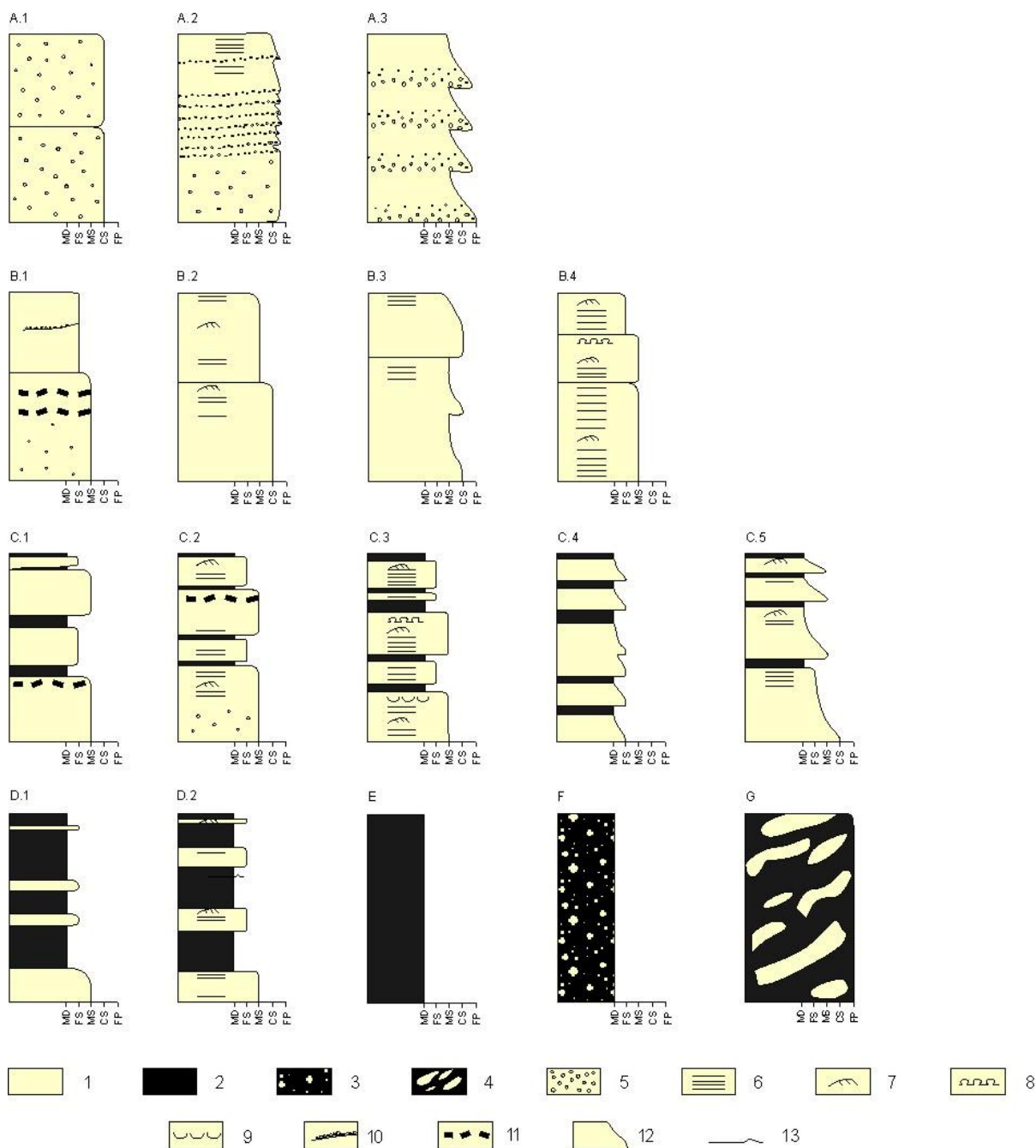


Fig. 3. Litofacja piaskowców zlepieńcowatych (A.1-A.3), piaskowców (B.1-B.4), piaskowców z mułowcami (C.1-C.5), mułowców z piaskowcami (D.1-D.2), mułowców (E), mułowców zlepieńcowatych (F), osadów zdeformowanych sedimentacyjnie (G) (na podstawie Ghibaudo (1992) oraz Słomka (1995), zmodyfikowane).

Objaśnienia do profili: frakcja: MD - pelitowa i aleurytowa, FS - drobnopsamitowa, MS - średniopsamitowa, CS - grubopsamitowa, FP - drobnopsefitowa; litologia: 1 - piaskowce, 2 - mułowce, 3 - mułowce zlepieńcowate, 4 - osady osuwisk podmorskich, 5 - materiał żwirowy w obrębie piaskowca; struktury sedimentacyjne: 6 - laminacja pozioma, 7 - laminacja przekątna, 8 - warstwowanie konwolutive, 9 - struktury miseczkowe, 10 - smugi podkreślone materiałem żwirowym, 11 - ślady po klastach łupkowych, 12 - uziarnienie frakcjonalne, 13 - cienkie piaskowce (poniżej 3 cm) laminowane przekątnie.

Słomka 1995). Interpretowane też są jako piaszczyste niekohezyjne spływy rumoszowe (ang. *non-cohesive debris flow*) (Shanmugam 1997, Stow *et al.* 1998, Gani 2004).

Piaskowce zlepieńcowate masywne przechodzące w warstwowane równoległe odpowiadają subfacji E(8), S(8) Leszczyńskiego (1989). Podobne są też do subfacji S₁ i S₂ Lowe (1982) oraz piaskowców zlepieńcowatych warstwowanych określanych jako subfacja A2.5 Pickering'a *et al.* (1986), sGyS według Ghibaudy (1992) i sSC według Słomki (1995). Osady te powstały prawdopodobnie wskutek gwałtownej masowej depozycji materiału piaszczysto-żwirowego z wysokogęstościowych prądów zawiesinowych z przejściem do transportu trakcyjnego (por. Pickering *et al.* 1986, Ghibaudo 1992, Słomka 1995).

Piaskowce zlepieńcowate uziarnione frakcjonalnie odpowiadają subfacji A2.7 Pickering'a *et al.* (1986), gGyS Ghibaudy (1992), gSC Słomki (1995), A2.3 Stow'a *et al.* (1998). Powstały wskutek szybkiej sedimentacji z suspensji z wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Pickering *et al.* 1986, Ghibaudo 1992, Słomka 1995, Mattern 2002).

Utwory litofacji piaskowców zlepieńcowatych występowały najczęściej z litofacjami piaskowców i piaskowców z mułowcami.

LITOFACJA PIASKOWCÓW (S). Osady tej litofacji spotykano często w trakcie badań prowadzonych w okolicach Żywca i w kamieniołomie Klęczany oraz rzadziej w oknie tektonicznym Mszany Dolnej. Miąższość ławic piaskowcowych wynosiła od kilkunastu centymetrów do prawie 10 metrów. Najczęściej jednak występowały ławice średnie i grube (Pl. II.1, II.2). Powierzchnie spągowe ławic były ostre, równe lub nierówne (erozyjne, deformacyjne), powierzchnie stropowe – ostre, równe czasem nierówne (związane z późniejszą erozją). Często w obrębie jednej ławicy pojawiały się powierzchnie amalgamacji (Pl. II.1). Utwory tej litofacji zbudowane były głównie z frakcji drobno- i średniopsamitowej, rzadziej grubopsamitowej. Czasem w obrębie frakcji piaskowej spotykano pojedyncze ziarna żwirowe, których wielkość nie przekraczała 2 centymetrów. Rozrzucone były one bezładnie na tle skały lub też koncentrowały się w postaci smug. W obrębie piaskowców pojawiały się również poziomy z klastami łupkowymi lub śladami po klastach. Dość często spotykano liczne struktury depozycyjne w postaci uziarnienia frakcjonalnego lub różnego rodzaju laminacji i warstwowania. Te ostatnie podkreślone były zazwyczaj zmianą wielkości ziarna lub obecnością detrytusu roślinnego (Pl. III.1).

W obrębie litofacji piaskowców wyróżniono następujące subfacje: piaskowców masywnych (Fig. 3.B.1), masywnych i laminowanych (Fig. 3.B.2), uziarnionych frakcjonalnie przechodzących do laminowanych (Fig. 3.B.3) i piaskowców laminowanych (Fig. 3.B.4).

Piaskowce masywne według klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) i Stow'a *et al.* (1998) należą do subfacji B1.1, według Leszczyńskiego (1989) są to fluksoturbidyty subfacji E(11). Ghibaudo (1992) i Słomka (1995) zaliczają je do subfacji mS. Utwory te powstały w efekcie szybkiej masowej depozycji z wysokogęstościowych piaszczystych prądów zawiesinowych (Pickering *et al.* 1986, Leszczyński 1989, Ghibaudo 1992, Słomka 1995) lub też interpretowane są jako osady masowych piaszczystych spływów grawitacyjnych (Shanmugam 1997, 2000, 2002, Mulder & Alexander 2001).

Piaskowce masywne i laminowane odpowiadają subfacji mlS według Ghibaudy (1992) i Słomki (1995). Powstały poprzez gwałtowną depozycję osadu z wysokogęstościowych piaszczystych prądów zawiesinowych z przejściem do trakcji (Lowe 1982, Ghibaudo 1992, Słomka 1995).

Piaskowce uziarnione frakcjonalnie i laminowane odpowiadają subfacji gsS według Ghibaudy (1992) i glS według Słomki (1995). Powstały na skutek szybkiej sedymentacji z suspensji z wysokogęstościowych piaszczystych prądów zawiesinowych z przejściem do transportu trakcyjnego (Lowe 1982) lub przerobienia osadu prądami dennymi (Shanmugam & Moiola 1997). W przypadku obecności w spągu ławicy członu masywnego w pierwszej kolejności następowała gwałtowna depozycja z wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Lowe 1982, Słomka 1995).

Piaskowce laminowane przypominają subfację B2.1 i B2.2 w klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) i Stow'a *et al.* (1998) oraz subfację slS według Ghibaudy (1992). Powstały z wysokogęstościowych piaszczystych prądów zawiesinowych przy transporcie trakcyjnym (Lowe 1982, Ghibaudo 1992).

Litofacja piaskowców występowała najczęściej w sąsiedztwie litofacji piaskowców z mułowcami i piaskowców zlepieńcowatych.

LITOFACJA PIASKOWCÓW Z MUŁOWCAMI (SM). Litofacja ta występuje powszechnie we wszystkich rejonach badań. Podobnie, jak w przypadku dwóch kolejnych litofacji (mułowców z piaskowcami i mułowców), autorka posługiwać się będzie mianem mułowców (lub łupków). Termin ten będzie dotyczył utworów o nierozdzielonej frakcji aleurytowej i pelitowej oraz samej aleurytowej.

Litofacja piaskowców z mułowcami utworzona była z dwóch członów: dolnego – piaskowcowego i górnego – mułowcowego, przy czym człon piaskowcowy pod względem miąższościowym dominował. Utwory te powstały w jednym akcie depozycyjnym, stąd też przejście od piaskowca do mułowca było ciągłe. Miąższości kompleksów piaskowców z mułowcami wahały się od kilku centymetrów do nawet nieco ponad 10 metrów, przy czym

najczęściej spotykano ławice cienkie, średnie lub grube (Pl. III.2 i IV.1). Powierzchnie spągowe ławic były ostre, rzadziej nieostre, równe bądź nierówne – erozyjne, deformacyjne. Często znajdowały się na nich hieroglify biogeniczne (Pl. IV.2) i mechaniczne. Powierzchnie stropowe – ostre, równe lub nierówne. Materiał osadowy, budujący człon piaskowcowy utworzony był najczęściej z frakcji drobno- lub średnioziarnistej. W obrębie członu piaskowcowego obserwowano różnego rodzaju struktury sedimentacyjne: uziarnienie frakcjonalne, laminacje poziome, faliste, przekątne, warstwowanie konwolutne i struktury miseczkowe (Pl. V.1). Rzadziej spotykane były poziomy z klastami łupkowymi, których średnica na ogół nie przekraczała kilku centymetrów. Człon mułowcowy wykazywał strukturę masywną albo laminowaną poziomo lub przekątnie. Czasem bywał silnie zapiaszczony i zawierał znaczne ilości detrytusu roślinnego.

W obrębie tej litofacji wyróżniono następujące subfacje: piaskowców masywnych przechodzących w mułowce (Fig. 3.C.1), piaskowców masywnych i laminowanych przechodzących w mułowce (Fig. 3.C.2), piaskowców laminowanych przechodzących w mułowce (Fig. 3.C.3), piaskowców uziarnionych frakcjonalnie przechodzących w mułowce (Fig. 3.C.4), piaskowców uziarnionych frakcjonalnie i laminowanych przechodzących w mułowce (Fig. 3.C.5).

Piaskowce masywne przechodzące w mułowce według klasyfikacji Słomki (1995) należą do subfacji mSM. Mają wiele cech wspólnych z subfacją C1.1 według klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) i Stow'a *et al.* (1998). Powstały w wyniku sedimentacji z prądów zawieszinowych o niskiej gęstości i wysokiej energii (Lowe 1982, Słomka 1995). Człon piaskowcowy powstał podczas gwałtownego zamrożenia transportowanego grubszego osadu, natomiast człon mułowcowy przez spokojniejszą depozycję z mułowej zawiesiny czasem przy transporcie trakcyjnym (por. Ghibaudo 1992).

Piaskowce masywne i laminowane przechodzące w mułowce według klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) należą do subfacji C2.1 i C2.2, według Ghibaudy (1992) utwory te należałyby zaliczyć do subfacji mlSM. Powstały w podobnych warunkach jak wyżej wymieniona subfacja, z tym że interwał laminowany przy udziale transportu trakcyjnego (Słomka 1995).

Piaskowce laminowane przechodzące w mułowce w klasyfikacji Ghibaudy (1992) i Słomki (1995) odpowiadają subfacji lSM. Powstały w wyniku sedimentacji z prądów zawieszinowych o niskiej energii i szybkim przejściu do trakcji drobniejszego materiału (Bouma 1962, Middleton & Hampton 1976, Lowe 1982, Słomka 1995).

Piaskowce uziarnione frakcjonalnie przechodzące w mułowce w klasyfikacji Ghibaudy (1992) i Słomki (1995) odpowiadają subfacji gSM. Powstały dzięki stopniowemu

wyhamowaniu prądów zawiesinowych o zróżnicowanej gęstości, czasem z przejściem do trakcji najdrobniejszego materiału (w przypadku laminacji w mułowcach) (Ghibaudo 1992, Słomka 1995).

Piaskowce uziarnione frakcjonalnie i laminowane przechodzące w mułowce odpowiadają subfacji gISM według klasyfikacji Ghibaudy (1992) i Słomki (1995). Powstały z mułowopiaszczystych prądów zawiesinowych o zróżnicowanej gęstości, dzięki stopniowemu wyhamowaniu energii prądu z przejściem do transportu trakcyjnego (Ghibaudo 1992, Słomka 1995). Według Shanmugam (1997, 2000) i Shanmugam & Moiola (1997) powstałe laminacje są wynikiem przerabiania osadów przez prądy denne.

Litofacja piaskowców z mułowcami najczęściej występowała z litofacją mułowców z piaskowcami i piaskowców.

LITOFACJA MUŁOWCÓW Z PIASKOWCAMI (MS). Litofacja ta występowała we wszystkich rejonach badań, aczkolwiek w rejonie Żywca spotykana była sporadycznie. Osady tej litofacji wykształcone były w postaci ławic piaskowcowo – mułowcowych, przy czym udział mułowców był większy niż piaskowców (Pl. V.2). Przejście od członu piaskowcowego do mułowcowego następowało stopniowo i związane było z jednym aktem depozycyjnym. Człon piaskowcowy osiągał miąższości od kilku do maksymalnie 30 centymetrów. Natomiast człon mułowcowy maksymalnie miał miąższość około 170 centymetrów. Powierzchnie spągowe ławic były na ogół ostre, rzadziej nieostre, równe, czasem nierówne (erozyjne i deformacyjne). Człon piaskowcowy zbudowany był głównie z frakcji drobnoziarnistej, bardzo rzadko średnioziarnistej. Wśród struktur sedimentacyjnych w obrębie piaskowców występowały struktury masywne oraz laminacje poziome, faliste, przekątne. Mułowce były masywne lub laminowane (najczęściej poziomo).

W obrębie tej litofacji zaobserwowano dwie subfacje: piaskowców masywnych przechodzących w mułowce (Fig. 3.D.1) oraz piaskowców masywnych i laminowanych przechodzących w mułowce (Fig. 3.D.2).

Piaskowce masywne przechodzące w mułowce odpowiadają subfacji gMS według klasyfikacji Słomki (1995). Przypominają również subfację C2.4 według Pickering'a *et al.* (1986). Powstały przez szybką, masową depozycję z suspensji rozrzedzonych piaszczysto-mułowych prądów zawiesinowych (Słomka 1995).

Piaskowce masywne i laminowane przechodzące w mułowce według nazewnictwa Ghibaudy (1992) odpowiadają subfacji gIMS oraz IMS (por. Słomka 1995). Podobnie jak wyżej opisywana subfacja mają one wiele cech wspólnych z subfacją C2.4 według Pickering'a *et al.* (1986). Są one wynikiem depozycji z suspensji mułowopiaszczystego prądu zawiesinowego,

gdzie sedimentacja następuje szybko, masowo lub dochodzi do depozycji z trakcji (człon laminowany) (Słomka 1995). Może być również związana z pulsacyjnie powtarzającymi się prądami w trakcie depozycji (Pickering *et al.* 1986) lub prądami odbitymi (na przykład od nierówności na dnie morskim) (Pickering & Hiscott 1985). Podobnie jak, w przypadku innych laminowanych piaskowców mogą być też wynikiem przerabiania osadu przez prądy denne (Shanmugam 1997, 2000, Shanmugam & Moiola 1997).

Osady litofacji mułowców z piaskowcami występowały najczęściej w sąsiedztwie litofacji piaskowców z mułowcami i mułowców.

LITOFACJA MUŁOWCÓW (M). Osady tej litofacji występują głównie w rejonie okna tektonicznego Mszany Dolnej. Na pozostałych obszarach obserwowane były sporadycznie. Litofacja ta występowała w kompleksach od kilku do kilkudziesięciu centymetrów (maksymalnie stwierdzono kompleks 108 cm) (Fig. 3.E, Pl. VI.1). Powierzchnie spagowe mułowców były na ogół nieostre, natomiast stropowe ostre. Litofacja ta obejmuje utwory zbudowane z frakcji pyłowej i iłowej. Są one makroskopowo trudne do wydzielenia (Fritz & Moore 1988), dlatego autorka nie wyróżniała w obrębie tych frakcji odrębnych litofacji mułowców z pyłowcami i mułowców, a jedynie zastosowała wspólną nazwę dla tych utworów.

Opisywana litofacja wykształcona była w postaci łupków mułowcowych, rzadziej ilastych i marglistych. W obrębie członu mułowcowego pojawiały się czasem iłowce stanowiąc kilkucentymetrowe epizody wewnątrz mułowców lub kończąc kompleks mułowcowy. Również, w obrębie tej litofacji obserwowano utwory o smużystej bądź poziomej laminacji, podkreślonej obecnością materiału frakcji pyłowej (por. litofacja mułowców z pyłowcami MT według Ghibaudy (1992) i Słomki (1995)). Czasem osady te były zapiaszczone lub też zawierały duże ilości muskowitu albo detrytusu roślinnego. W obrębie tej litofacji występowały laminacje równoległe, przekątne, struktury masywne i kanały żerowiskowe.

Powyzsze utwory odpowiadają litofacji TM, MT i M w klasyfikacji Ghibaudy (1992), MT i M w klasyfikacji Słomki (1995). W klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) są to subfacje D2, E1.1 oraz E2.1, a w klasyfikacji Stow'a *et al.* (1998) należą do subfacji D2 i E2. Ich powstanie jest prawdopodobnie związane z depozycją z suspensji drobnej zawiesiny, przerywanej wypadaniem materiału pyłowego z trakcji, z silnie rozrzedzonych prądów zawiesinowych (Pickering *et al.* 1986, Ghibaudo 1992, Słomka 1995) lub prądów o wysokiej koncentracji (Pickering *et al.* 1986).

Litofacja mułowców pojawiała się najczęściej w sąsiedztwie litofacji mułowców z piaskowcami i piaskowców z mułowcami.

LITOFACJA MUŁOWCÓW ZLEPIEŃCOWATYCH (MC). Osady tej litofacji rozpoznano w rejonie na wschód od Żywca i w oknie tektonicznym Szczawy. W stalowoszarzym tle mułowcowym występowały otoczaki różnych skał egzotycznych (Fig. 3.F, Pl. VI.2). Spoiwo miało najczęściej charakter marglisty, nieco zapiaszczony. Wielkość egzotyków najczęściej wahała się od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów, ale również pojawiały się głazy wielkości 1-2 metrów. W rejonie Żywca w obrębie tej litofacji, opisywane są także olistolity wielkości stu kilkudziesięciu metrów (Paul *et al.* 1996d). Materiał psefitowy w litofacji mułowców zlepieńcowatych na ogół był dobrze i bardzo dobrze obtoczony. W składzie petrograficznym egzotyków rozpoznano głównie skały osadowe: piaskowce grubo- i średnioziarniste, zlepieńce, wapienie. Ponadto różne skały magmowe i metamorficzne, głównie kwarc żyłowy, granitoidy, porfiroidy, gnejsy, fylity. Skład petrograficzny tych otoczków i ich pochodzenie opracowali Paul *et al.* (1996d, 1997), Skulich (1996) oraz Wieser (1996). Sposób rozmieszczenia egzotyków w obrębie tła mułowcowego nie wykazywał uporządkowania (Pl. VI.2).

Osady tej litofacji Leszczyński (1981) zaliczył do parazlepieńców. W klasyfikacji Ghibaudy (1992) utwory te odpowiadają sublitoacji mMyG, w klasyfikacji Słomki (1995) należą do litofacji MC, według Pickering'a *et al.* (1986) mieszczą się w subfacji A1.3, a Stow *et al.* (1998) opisuje je jako subfacja F3.1. Powstały one przez osadzenie materiału mułowo – żwirowego z gruzowych prądów kohezyjnych (Pickering *et al.* 1986, Słomka 1995, Stow *et al.* 1998, Gani 2004).

Zły stan odsłoneń i niewielka ciągłość profili uniemożliwiła prześledzenie bezpośredniego kontaktu tej litofacji z innymi litofacjami. Z badań terenowych wynika jednak, że utwory te występują w bliskim sąsiedztwie z litofacją mułowców z piaskowcami, piaskowców z mułowcami i mułowców.

LITOFACJA OSADÓW ZDEFORMOWANYCH SEDYMENTACYJNIE (F). Utwory tej litofacji spotykane były we wszystkich rejonach badań, aczkolwiek pojawiały się raczej rzadko. Ich miąższość wahała się od 40 centymetrów do 7 metrów. Litofacja ta zbudowana była z przemieszanych utworów piaskowcowo-mułowcowych (Fig. 3.G). W ich obrębie obserwowano porozrywane, słabo obtoczone fragmenty ławic piaskowcowych występujących w osadzie mułowcowym (Pl. VII.1). Powierzchnie spągowe utworów tej litofacji były erozyjne (Pl. VII.2).

Osady te w klasyfikacji Pickering'a *et al.* (1986) należą do subfacji F2.1 oraz F2.2, według Słomki (1995) należą do litofacji F, według Stow'a *et al.* (1998) odpowiadają subfacji F2.2. Są to produkty podmorskich osuwisk (Pickering *et al.* 1986, Słomka 1995, Stow *et al.* 1998).

Osady zdeformowane sedymentacyjnie obserwowano głównie w sąsiedztwie litofacji piaskowców, piaskowców zlepieńcowatych i piaskowców z mułowcami.

7. Budowa geologiczna obszaru badań i wykształcenie warstw krośnieńskich

Badaniami objęto wychodnie warstw krośnieńskich odsłaniające się w jednostkach grupy przedmagurskiej na zachód od Dunajca. Są to stosunkowo niewielkie, izolowane obszary odsłaniające się pomiędzy jednostką śląską i magurską lub w oknach tektonicznych w obrębie jednostki magurskiej (Fig. 1). Najdalej wysuniętym na zachód obszarem badań jest pasmo wychodni jednostki przedmagurskiej (*sensu stricte*) odsłaniające się pomiędzy Koniakowem a Kamesznicą. Natomiast najdalej położonym na wschodzie obszarem badań jest okno tektoniczne Klęczan – Limanowej. W związku z tak dużymi odległościami pomiędzy badanymi obszarami (w linii prostej około 130 kilometrów), a także stosunkowo niewielkimi, ograniczonymi wychodniami tych jednostek, trudno w pełni precyzyjnie scharakteryzować wykształcenie warstw krośnieńskich na zachód od Dunajca. Profile są często nieciągłe, a ich pełny obraz uzyskuje się dopiero w odniesieniu do otworów wiertniczych. Dodatkowym problemem przy analizie profili litologicznych i dalej rekonstrukcji środowiska sedymentacji tych utworów i paleogeografii basenów przedmagurskich, jest fakt, iż nadal nie ma pełnej zgodności wśród geologów, co do przynależności poszczególnych serii okiennych do konkretnych jednostek geologicznych. Poniżej autorka zestawiała obecny stan wiedzy na temat budowy geologicznej poszczególnych obszarów badań, a także przedstawiła wyniki badań na temat wykształcenia warstw krośnieńskich w tych rejonach.

7.1. Okolice Żywca

Obszar badań odsłania się w wąskich strefach na południe i na wschód od Żywca (Fig. 1), pomiędzy płaszczowiną śląską (na północy i północnym zachodzie), a płaszczowiną magurską (na południu) (Burtan *et al.* 1959, Burtan 1973, Golonka 1981). Jest to pas wychodni ciągnący się poprzez Koniaków, Kamesznicę, Przybędzę, Rychwałd aż po Gilowice (Fig. 1, Fig. 4, Fig. 5). Jego budowa geologiczna była wielokrotnie dyskutowana.

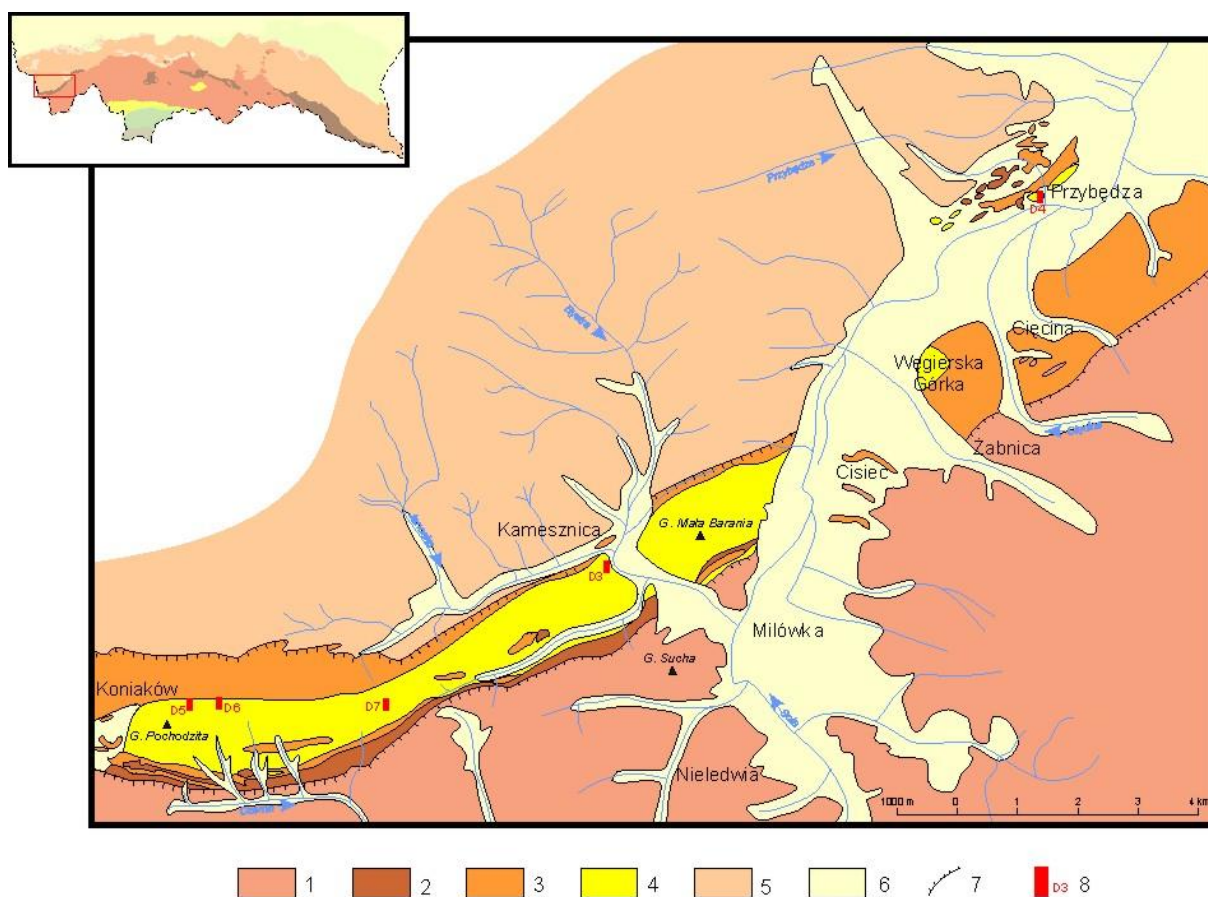


Fig. 4. Mapa geologiczna obszaru badań na południe od Żywca (wg Burtan *et al.* 1956, Burtan 1972, uproszczone). Objasnienia: 1 - jednostka magurska, 2 - jednostka przedmagurska południowa, 3 - jednostka przedmagurska północna (bez warstw krośnieńskich), 4 - warstwy krośnieńskie jednostki przedmagurskiej północnej, 5 - jednostka śląska, 6 - utwory czwartorzędowe, 7 - główne nasunięcia, 8 - profile szczegółowe.

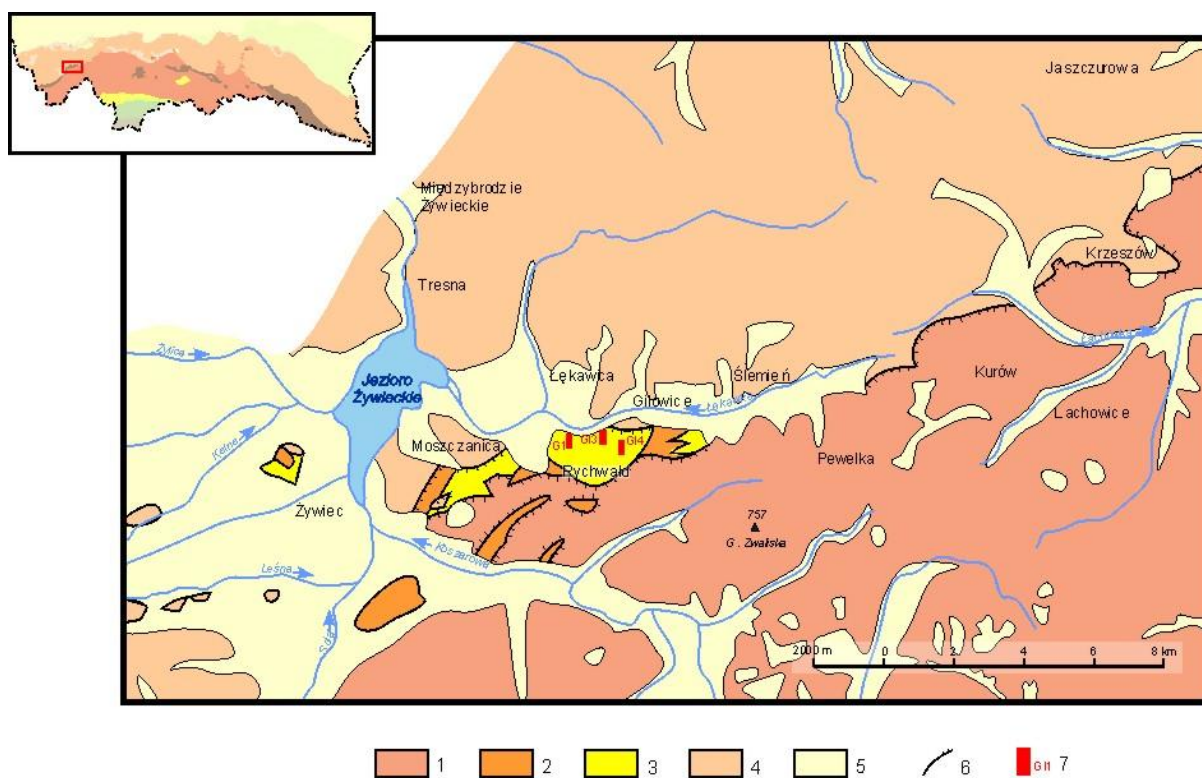


Fig. 5. Mapa geologiczna obszaru na wschód od Żywca (wg Golonka *et al.* 1979, uproszczone). Objaśnienia: 1 - jednostka magurska, 2 - jednostka przedmagurska północna (bez warstw krośnieńskich), 3 - warstwy krośnieńskie jednostki przedmagurskiej północnej, 4 - jednostka śląska, 5 - utwory czwartorzędowe, 6 - nasunięcia, 7 - profile szczegółowe.

Początkowo Burtanówna *et al.* (1937) obszar ten zaliczyła do strefy przedmagurskiej. Następnie Tokarski (1947) przyporządkował występujące tu utwory do tak zwanej łuski Juraszowa, którą zaliczył do jednostki śląskiej – godulskiej (por. Żytko 1978, Ryłko & Żytko 1980). W wyniku dalszych badań ugruntował się pogląd, że jest to jednak jednostka przedmagurska (Książkiewicz 1953, 1972, Burtan & Sokołowski 1956, Burtan *et al.* 1959, Żytko 1966a, b, Unrug 1968, 1969, Burtan 1973, Moroz-Kopczyńska 1977, Żytko 1978, Ryłko & Żytko 1980, Golonka 1981, Cieszkowski *et al.* 1985, Cieszkowski 2001, 2002). W latach 90-tych pojawiła się koncepcja, że występujące tu jednostki przedmagurskie to odpowiedniki odsłaniających się dalej na wschodzie jednostek dukielskiej i grybowskiej, i jako takie należy je traktować (Paul & Ryłko 1995, Paul *et al.* 1996 a, b, c). Do takiej interpretacji przyczyniła się szczegółowa analiza otworu wiertniczego Bystra IG-1 (Paul & Ryłko 1995, Paul *et al.* 1996 a, b, c, Paul *et al.* 1997). Powyższa interpretacja, jak pisze Golonka (2007) (por. Ryłko 2004), jest jednak niejasna i spekulacyjna i na bazie dzisiejszego stanu wiedzy nie powinno się jednostek z okolic Żywca nazywać dukielską i grybowską, a pozostać przy tradycyjnym nazewnictwie – jednostka przedmagurska lub też stosować szerokie pojęcie – grupa płaszczowin przedmagurskich (Ślącza *et al.* 2006, Golonka 2007). Autorka w dalszej części tego tekstu będzie zatem stosować nazwę jednostka przedmagurska (północna i południowa).

Profil jednostki przedmagurskiej ma wiele cech wspólnych z profilami otaczających ją jednostek śląskiej i magurskiej. Przy czym strefa północna zawiera elementy jednostki śląskiej i magurskiej, a południowa – jednostki magurskiej (Burtan & Sokołowski 1956, Książkiewicz 1972, Golonka *et al.* 2005c, Golonka 2007) (Fig. 6, Fig. 7). Warstwy krośnieńskie w obrębie serii przedmagurskiej północnej są wyraźnie trójdzielne, przy czym podział ten opiera się wyłącznie na wykształceniu litologicznym tych utworów. W dolnej części występują gruboławicowe piaskowce z nielicznymi przelawiczeniami łupkowymi. Środkowe warstwy krośnieńskie reprezentowane są przez cienkoławicowe piaskowce z szarymi łupkami. Ostatni kompleks warstw krośnieńskich budują szare łupki z egzotykami (Paul & Ryłko 1995, Paul *et al.* 1996a) (Fig. 6, Fig. 7). W profilu serii przedmagurskiej południowej utwory te wykształcone są jako cienkoławicowe piaskowce z łupkami, z nielicznymi gruboławicowymi piaskowcami (Paul & Ryłko 1995, Paul *et al.* 1996d) (Fig. 6, Fig. 7).

Warstwy krośnieńskie w rejonie na południe od Żywca najlepiej można prześledzić w nieczynnych kamieniołomach, które założone są w różnych częściach pasma Koniaków – Kamesznica. Utwory te wykształcone są tu głównie w litofacjach piaskowców z mułowcami

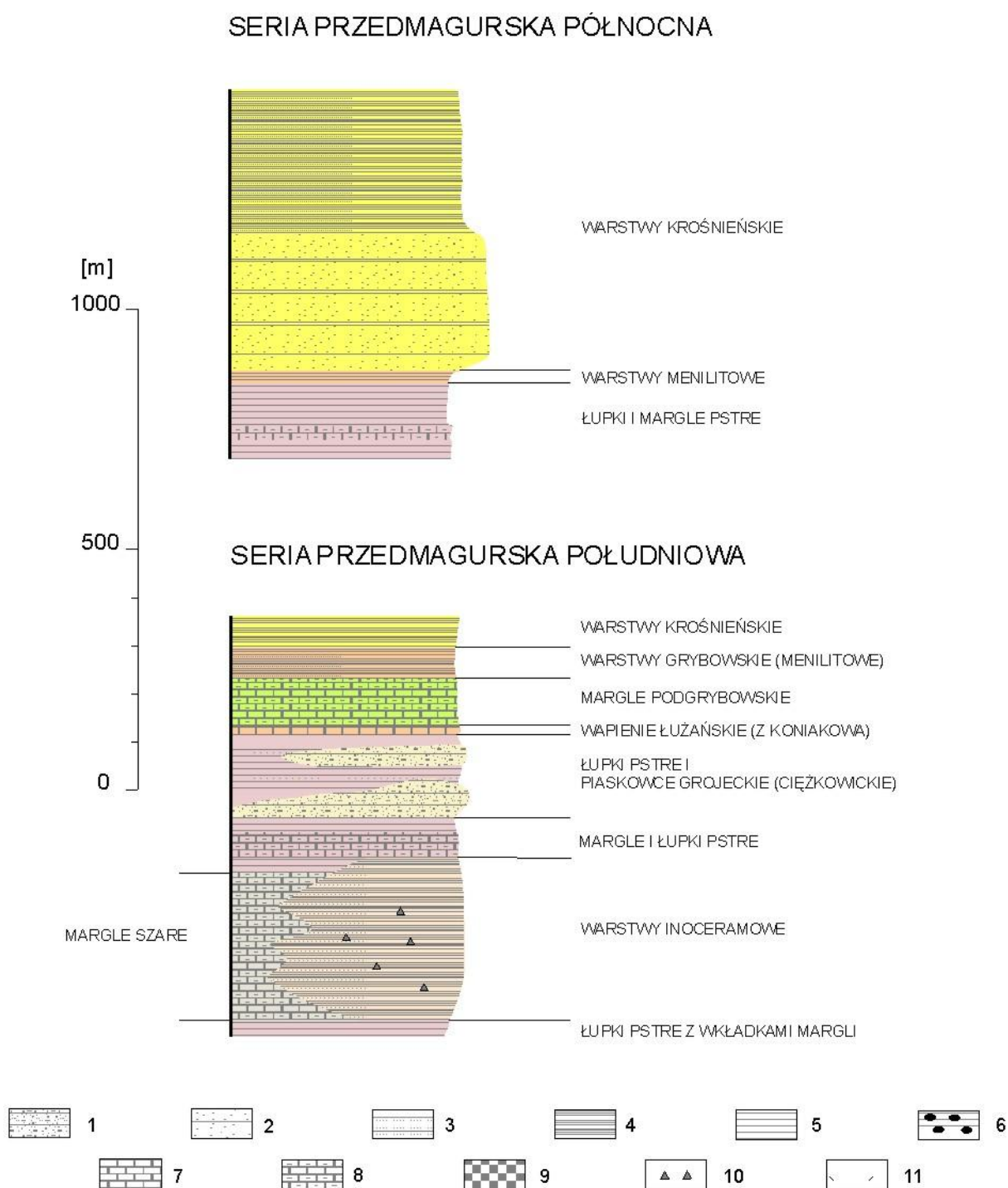


Fig. 6. Profile litostratigraficzne serii przedmagurskiej północnej i południowej rejonu na południe od Żywca (Paul & Ryłko 1996b, uproszczone). Objasnienia: 1 - piaskowce zlepniencowate, 2 - grubolawicowe piaskowce, 3 piaskowce srednio- i cienkolawicowe z lupkami, 4 - lupki z cienkolawicowymi piaskowcami, 5 - lupki, 6 - lupki z egzotykami, 7 - wapienie, 8 - margle, 9 - rogowce, 10 - syderyty, 11 - tufity.

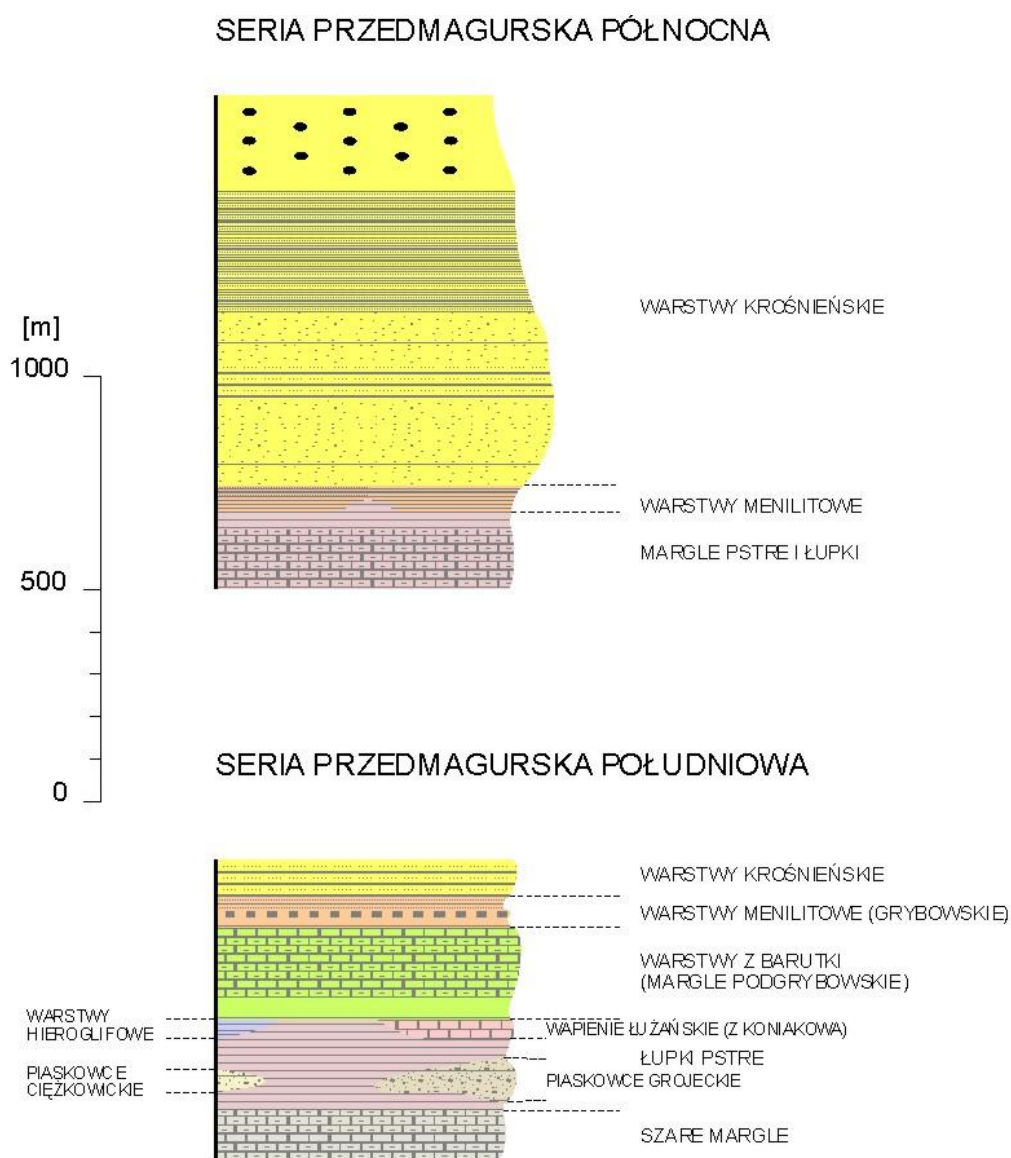


Fig. 7. Profile litostratygraficzne serii przedmagurskiej północnej i południowej na wschód od Żywca (Paul *et al.* 1996d, uproszczone). Oznaczenia jak do fig. 6.

(przy czym człon piaskowcowy na ogół jest bardzo grubo- i gruboławicowy), piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych (Fig. 8). Podrzędnie spotyka się tu litofacje mułowców z piaskowcami i osady zdeformowane sedimentacyjnie. Pojedyncze ławice piaskowców krośnieńskich spotykano również w słabo odsłoniętych lewych dopływach potoku Czernej. Tutaj reprezentowane były głównie przez litofację piaskowców z mułowcami i mułowców z piaskowcami, przy czym piaskowce występowały w ławicach średnich lub cienkich.

W rejonie na wschód od Żywca warstwy krośnieńskie obserwowane były w nielicznych odsłonięciach. W Rychwałdzie znajduje się nieczynny i obecnie mocno zarosnięty kamieniołom, w którym utwory krośnieńskie reprezentowane są przez litofację piaskowców i piaskowców z mułowcami, przy czym piaskowce są grubo- i średnioławicowe. Dalej na wschód, w potokach będących lewymi dopływami rzeki Łękawki, warstwy krośnieńskie wykształcone są w litofacjach mułowców z piaskowcami, mułowców, piaskowców z mułowcami i mułowców zlepieńcowatych. Ławice piaskowcowe są na ogół cienkie, rzadziej średnie.

Generalnie piaskowce krośnieńskie na tych obszarach są barwy szarej, zawierają duże ilości muskowitu. Są grubo-, średniopsamitowe w przypadku piaskowców gruboławicowych i drobnopsamitowe (w przypadku średnio- i cienkoławicowych). W odsłonięciach występują nieliczne ławice piaskowców zlepieńcowatych, przy czym średnica materiału żwirowego na ogół nie przekracza wielkości kilku centymetrów. W obrębie ławic piaskowcowych często występują smugi lub gniazda zlepieńcowe, a także nagromadzenia klastów łupkowych (głównie w rejonie na południe od Żywca), których średnica przekraczała kilkadziesiąt centymetrów. Wśród struktur depozycyjnych występuje laminacja i warstwowanie równoległe, laminacja przekątna, falista i konwolutna, a także uziarnienie frakcyjne, które czasem pojawia się wielokrotnie w obrębie jednej ławicy.

Łupki warstw krośnieńskich są szare, margliste, często zawierają domieszkę pelitu muskowitowego. Niekiedy mają barwę brunatną (typ menilitowy). Ich najwyższa część (łupki z egzotykami) jest zapiaszczona i zawiera różnorodne pod względem petrograficznym egzotyki (Paul *et al.* 1996d, 1997, Skulich 1996, Wieser 1996).

Wiek warstw krośnieńskich na południe od Żywca został określony przez dr Martę Oszczypko-Clowes na oligocen, przy czym obecność gatunku *Sphenolithus conicus* sugeruje, że jest to wyższa część poziomu NP25, natomiast brak gatunku *Sphenolithus capricornutus* (typowego dla tego poziomu) sprawia, że przynależność tych utworów do tego poziomu jest niejednoznaczna.

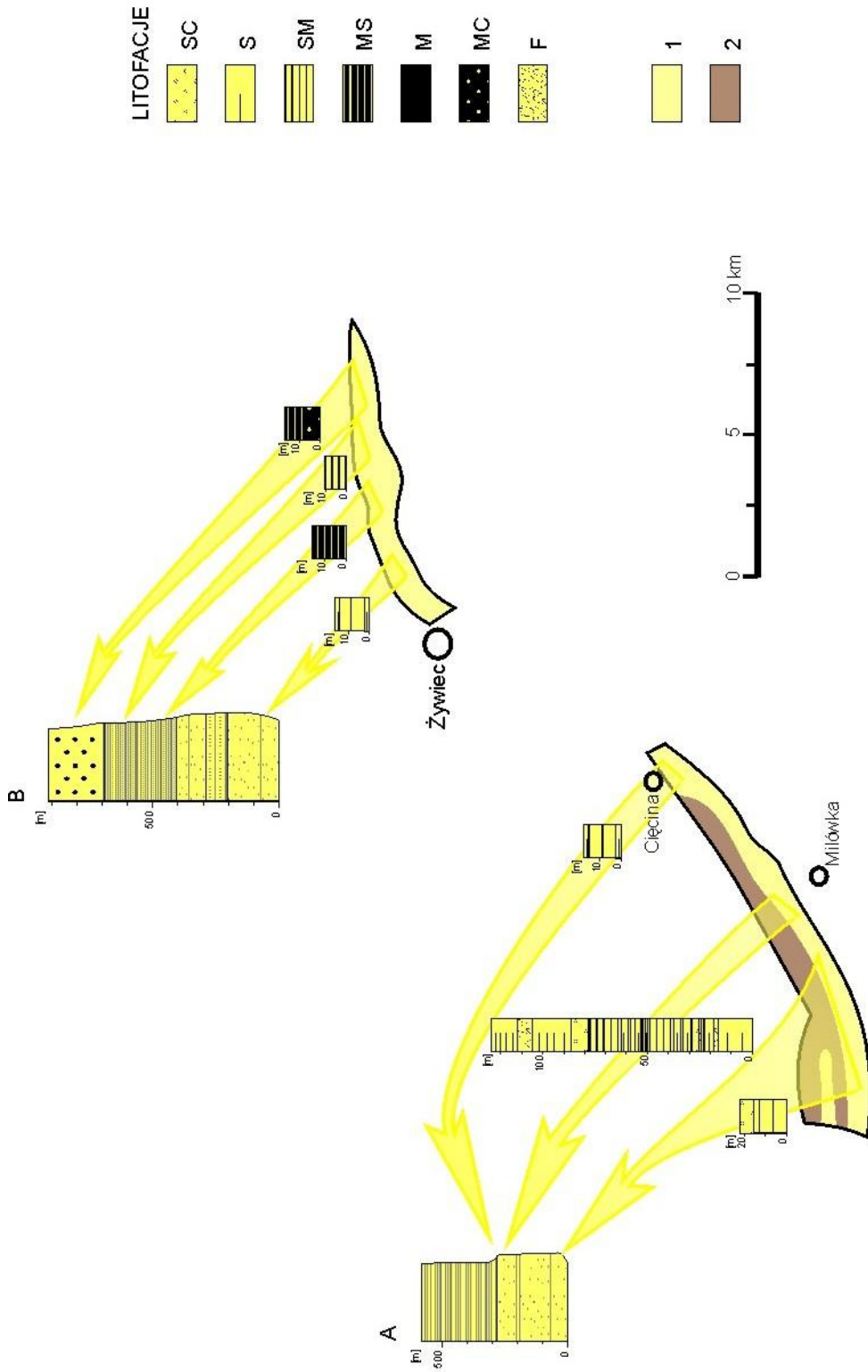


Fig. 8. Wykształcenie warstw krośnieńskich w jednostkach przedmagurskich rejonu Żywca udokumentowane ciągłymi profilami litofacjalnymi w odniesieniu do profili syntetycznych (A, B) (por. Paul & Rylko 1996b, Paul *et al.* 1996d). Objaśnienia: 1 - wychodnie warstw krośnieńskich, jednostek przedmagurskich, 2 - pozostałe utwory jednostki przedmagurskiej; dalsze objaśnienia jak do fig. 6.

Wiek warstw krośnieńskich odsłaniających się na wschód od Żywca w kamieniołomie w Rychwałdzie oszacowany jest na oligocen dolny (Paul & Ryłko 1996a), natomiast szare łupki z egzotykami reprezentują prawdopodobnie środkowy i górny oligocen (Paul *et al.* 1996d), a być może nawet miocen (Jankowski 1998).

7.2. Okno tektoniczne Mszany Dolnej

Okno tektoniczne Mszany Dolnej rozciąga się na obszarze około 60 km² pomiędzy Mszaną Dolną na północy, a Olszówką, Porębą Wielką, Koniną na południu, doliną Raby na zachodzie i Łętowymi na wschodzie (Fig. 1, Fig. 9). Utwory odsłaniające się w jego obrębie otoczone są jednostką magurską.

Tektoniczna przynależność jednostki budującej okno tektoniczne Mszany Dolnej wielokrotnie była tematem dyskusji. Już na początku XX wieku prowadzono badania geologiczne na tym obszarze próbując rozwiązać problem nazewnictwa jednostek, które tutaj występują (Nowak 1927, Bujalski 1929, 1930, Świdorski 1932, 1933). Niestety brak dostatecznej ilości danych pozwolił jedynie na wyróżnienie w tym rejonie wyraźnie różniących się dwóch jednostek: niższej, którą budują głównie warstwy krośnieńskie i wyższej – magurskiej. Dalsze badania prowadzone przez Świdorskiego (1953a, b) szczegółowiej przedstawiają budowę geologiczną okna tektonicznego Mszany Dolnej. Autor wyróżnia wyłaniającą się spośród jednostki magurskiej, jednostkę pogórską. Kozikowski (1956a, b, 1958) prowadząc badania w okolicach Rabki wyróżnił w tym rejonie trzy podstawowe elementy tektoniczne: jednostkę magurską, jednostkę Ropy – Pisarzowej oraz „wysad” Mszany Dolnej.

Kolejne prace prowadzone były na tym obszarze przez Burtan & Sokołowskiego (1956), Burtan (1974, 1978), Burtan *et al.* (1976, 1978), Cieszkowskiego *et al.* (1985). W ich wyniku utwory należące do okna tektonicznego Mszany Dolnej zostały zaliczone do jednostki przedmagurskiej południowej i północnej. Mastella (1988), nie wnikając w nazewnictwo jednostek budujących okno tektoniczne Mszany Dolnej, zauważa, że zbudowane jest ono z dwóch jednostek: niższej – jednostki Mszany Dolnej i wyższej – grybowskiej. Jednostka Mszany Dolnej utworzona jest z fałdów o przebiegu równoleżnikowym, przy brzegach okna obalonych i złuskowanych. Na jednostkę Mszany nasunięta jest jednostka grybowska, która występuje na południowym i wschodnim skraju okna tektonicznego, tuż przy nasunięciu płaszczowiny magurskiej lub też w postaci izolowanych czapek tektonicznych leżących bezpośrednio na warstwach krośnieńskich.

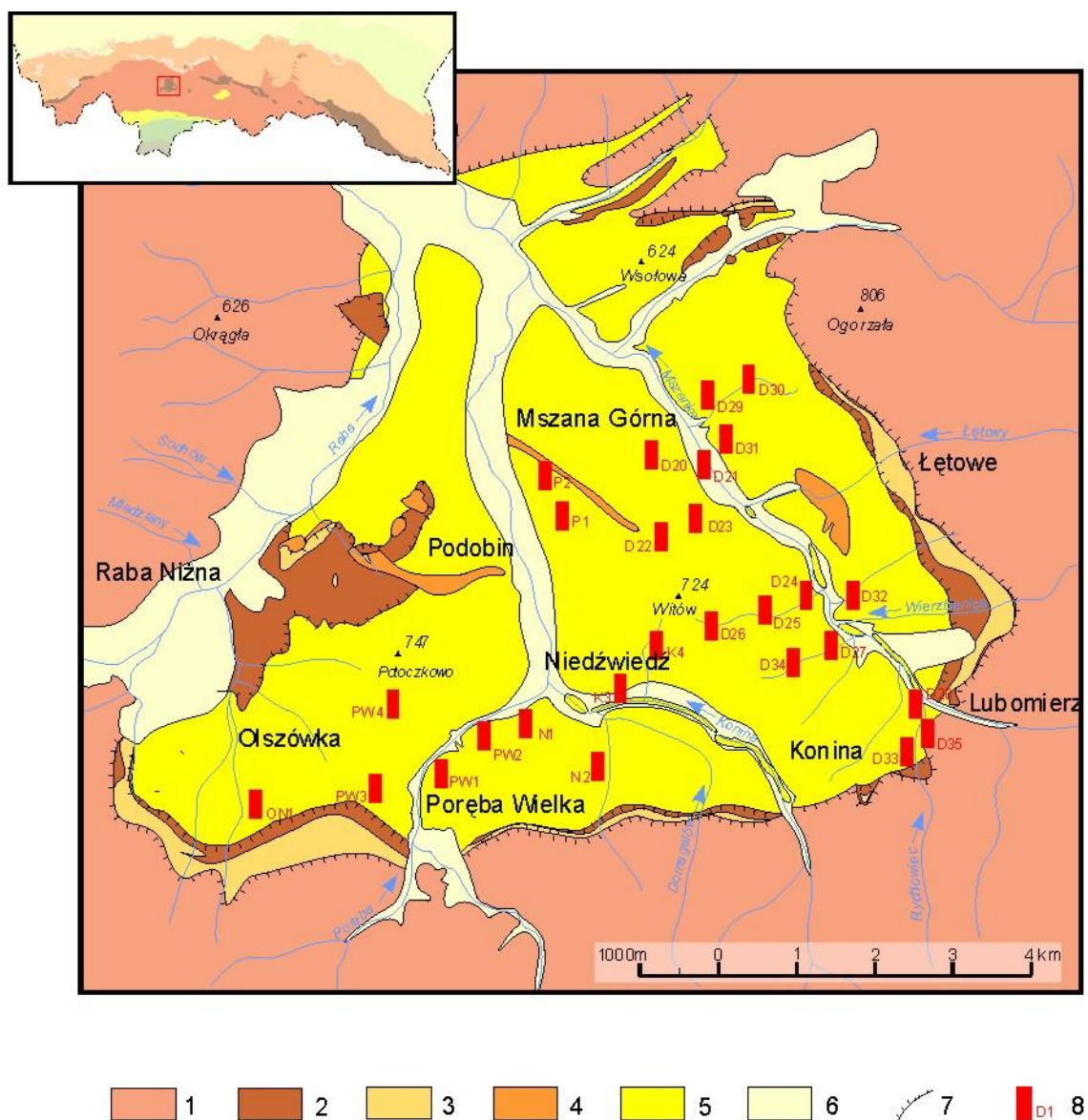


Fig. 9. Mapa geologiczna okna tektonicznego Mszany Dolnej (Burtan 1974, Burtan *et al.* 1976 - uproszczone). Objaśnienia: 1 - jednostka magurska, 2 - jednostka grybowska (bez warstw krośnieńskich), 3 - warstwy krośnieńskie jednostki grybowskiej, 4 - jednostka dukielska (bez warstw krośnieńskich), 5 - warstwy krośnieńskie jednostki dukielskiej, 6 - utwory czwartorzędowe, 7 - nasunięcia, 8 - profile szczegółowe.

Burtan *et al.* (1992b) stwierdza, że jednostka Mszany Dolnej jest facjalnym przedłużeniem jednostki dukielskiej w kierunku zachodnim (sugerował to już Tołwiński 1956, por. Ślącza 1971). Podobny pogląd prezentują Oszczytko (2001), Oszczytko-Clowes & Oszczytko (2002, 2004). Obserwacje profili otworów wiertniczych prowadzone przez Żytkę i Malatę (Żytka 2001, Żytka & Malata 2001a, b) doprowadziły do stwierdzenia, że okno tektoniczne Mszany Dolnej utworzone jest przez jednostkę Obidowej – Słopic, będącej przedłużeniem jednostki skolskiej (potwierdzać tą tezę miały badania wykonane na egzotykach pochodzenia metamorficznego (Poprawa *et al.* 2004, Poprawa *et al.* 2006b). Koncepcja ta ma jednak charakter dyskusyjny, co stwierdzają sami autorzy, stąd też w niniejszej pracy przyjęto pogląd Burtan *et al.* (1992b), iż jednostka Mszany Dolnej jest przedłużeniem jednostki dukielskiej i jako taką należy ją traktować, a na niej znajduje się jednostka grybowska. Silne sfałdowanie utworów oligoceńskich, widocznych na powierzchni i słabsze utworów niżej ległych wskazuje, że obszar ten ma prawdopodobnie budowę dupleksową (Oszczytko 2001, Zuchiewicz 2001, Oszczytko *et al.* 2006a, b, Golonka *et al.* 2005c).

Warstwy krośnieńskie występujące w oknie tektonicznym Mszany Dolnej, zarówno w jednostce grybowskiej, jak i dukielskiej przypominają swym wykształceniem warstwy cergowskie, często nazywa się je warstwami krośnieńskimi o typie cergowskim (Oszczytko 2001, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004). Podobieństwa te związane są z grubym uławiczeniem piaskowców dolnych warstw krośnieńskich, będącym cechą charakterystyczną warstw cergowskich, a także z obecnością brunatnych łupków typu grybowskiego w obrębie górnych warstw krośnieńskich (Cieszkowski *et al.* 1985, Burtan *et al.* 1992b) (Fig. 10, Fig. 11). Przeprowadzone przez autorkę badania nad środowiskiem sedymentacji warstw krośnieńskich odsłaniających się w oknie tektonicznym Mszany Dolnej, doprowadziły do wniosku, że zarówno niżej ległe „warstwy cergowskie”, jak i leżące na nich młodsze warstwy krośnieńskie powstawały w obrębie jednego stożka głębokomorskiego. Stąd też ich wydzielenie wydaje się być bezzasadne, zwłaszcza, że cechy litologiczne, na podstawie których stosuje się taki podział, wskazują na konkretne subśrodowisko sedymentacyjne, a obecność brunatnych łupków może być tłumaczona diachronicznością warstw menilitowych (grybowskich) i krośnieńskich.

Warstwy krośnieńskie na obszarze jednostki dukielskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej odsłaniają się w licznych naturalnych odsłonięciach. Sprofilowano je również w jednym nieczynnym niewielkim łomie w miejscowości Mszana Górna. Wyraźnie dzielą się one na dwa kompleksy. Dolny kompleks reprezentują głównie litofacje piaskowców z

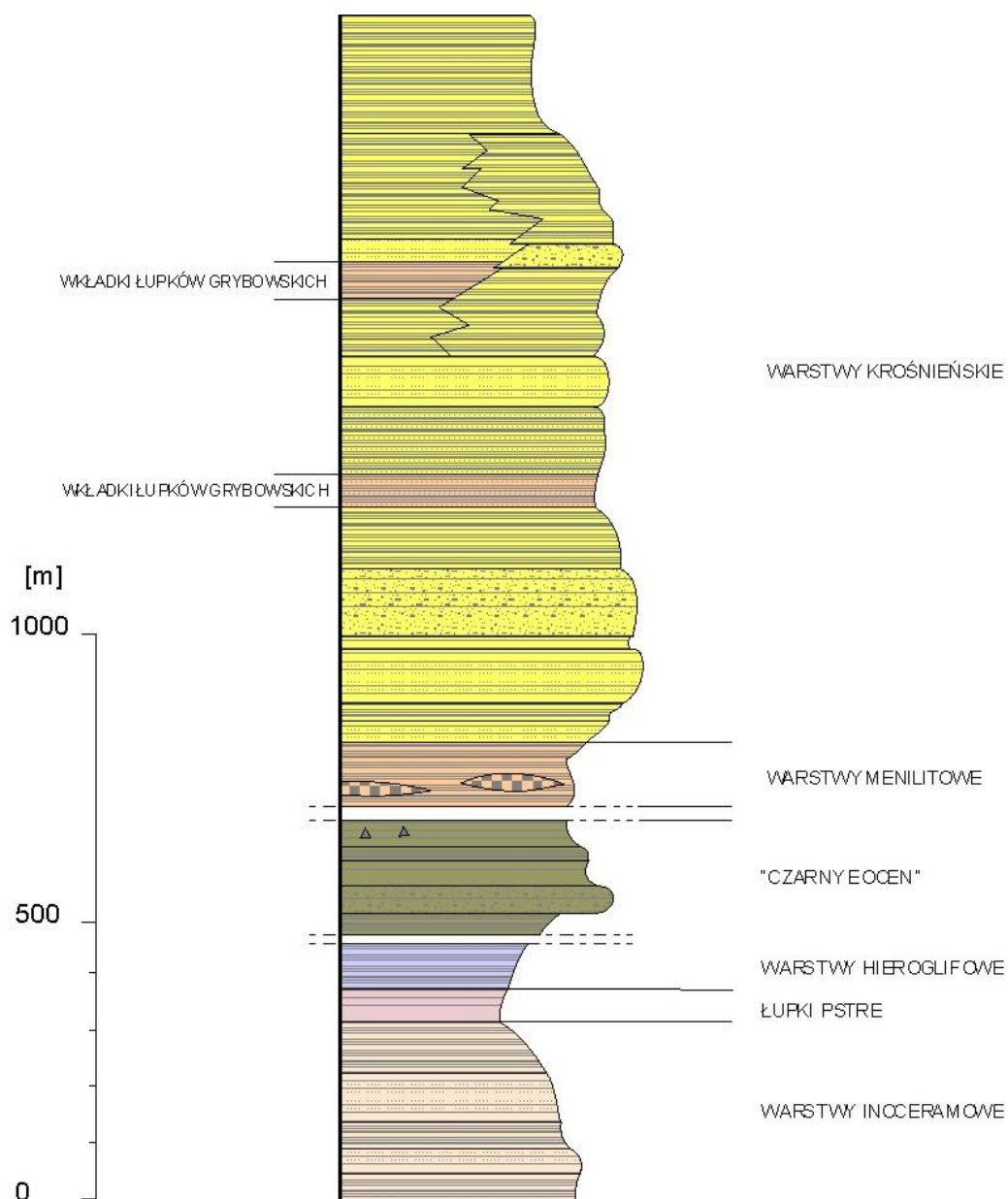


Fig. 10. Profil litostratygraficzny jednostki dukalskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej (wg Burtan *et al.* 1992, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004, zmodyfikowane). Oznaczenia jak do Fig. 6.

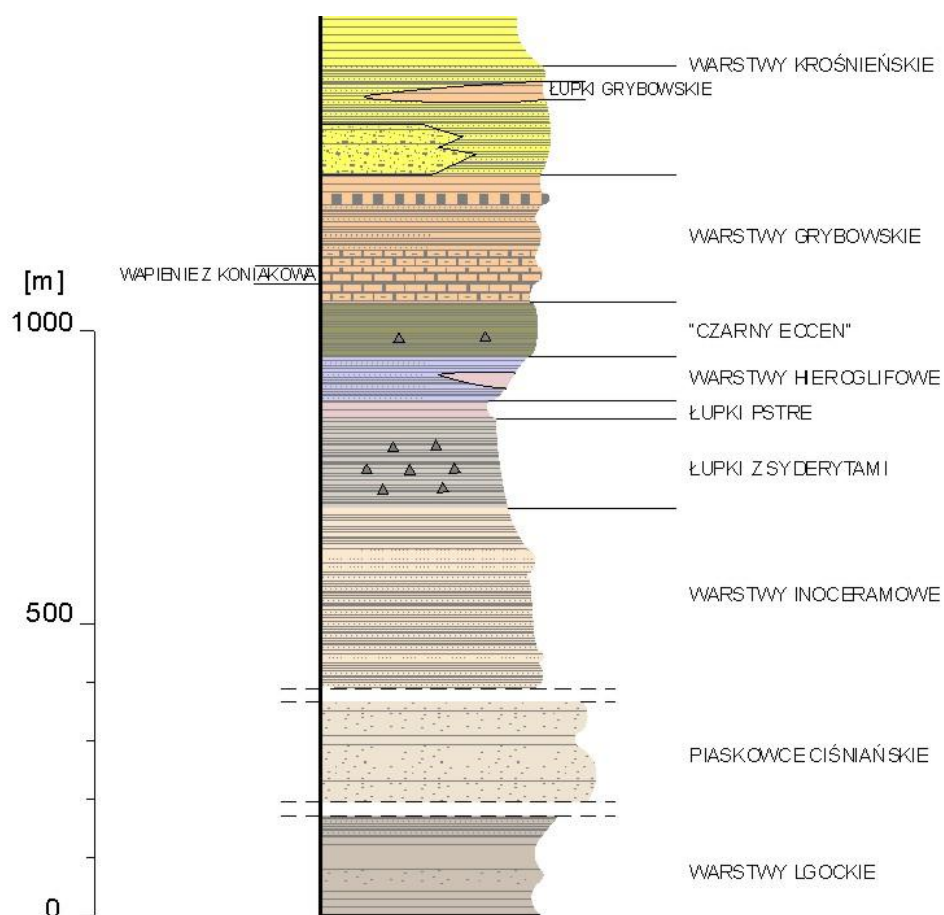


Fig. 11. Profil litostratygraficzny jednostki grybowskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej (wg Burtan *et al.* 1992, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004, zmodyfikowane). Oznaczenia jak do Fig. 6.

mułowcami, towarzyszą im litofacje piaskowców i podrzędnie piaskowców zlepieńcowatych (Fig. 12). Piaskowce występują tu głównie w ławicach grubych i bardzo grubych, rzadziej średnich i przeławicane są cienkimi wkładkami ciemnopopielatych łupków. Są na ogół średnio- lub drobnopopielate, rzadziej grubopopielate czy zlepieńcowate. W szczelinach ciosowych piaskowców występują liczne żyłki kalcytowe, czasem zawierające substancję bitumiczną i krystaliczny kwarc („diamenty marmaroskie”).

Górne warstwy krośnieńskie jednostki dukielskiej to kompleks z dominacją litofacji mułowców z piaskowcami i podrzędnie występującymi litofacjami piaskowców z mułowcami i mułowców (Fig. 12). W obrębie szarych, czasem czekoladowych, marglistych łupków występują cienkie lub średnie ławice piaskowców. Łupki czasem są zapiaszczone i zawierają spore ilości muskowitu. Piaskowce mają barwy szare, są wapniste i zbudowane z drobnopopielatego materiału. Zawierają duże ilości muskowitu, a także rozproszony detrytus roślinny.

Warstwy krośnieńskie jednostki grybowskiej wykształcone są głównie w litofacji mułowców z piaskowcami, rzadziej piaskowców z mułowcami (Fig. 12). Ławice piaskowców należą najczęściej do cienkich i bardzo cienkich. Łupki są margliste, mają barwy ciemnoszare, prawie czarne. Miąższość tych utworów wynosi około 100 m.

Wiek warstw krośnieńskich w rejonie okna tektonicznego Mszany Dolnej określony został na podstawie nanoplanktonu wapiennego przez dr Martę Oszczytko-Clowes na oligocen – zonę NP24, chociaż występują tu też formy wskazujące na zonę NP25 (por. Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004).

7.3. Okno tektoniczne Szczawy

Okno tektoniczne Szczawy jest niewielkim fragmentem jednostki grybowskiej wyłaniającym się spod płaszczowiny magurskiej (Świdorski 1953a, b, Książkiewicz 1972, Chrzastowski 1992, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2002, 2004), kilkanaście kilometrów na południowy-wschód od okna tektonicznego Mszany Dolnej (Fig. 1, Fig. 13). Jego powierzchnia wynosi około 1 km². Opisywano je również jako jednostkę przedmagurską (Paul 1978, 1979, 1980) i jednostkę dukielską *sensu lato* (Oszczytko *et al.* 1991, Chrzastowski 1992).

Występowanie w oknie tektonicznym Szczawy warstw krośnieńskich jest problematyczne. Podobnie jak w pozostałych jednostkach utwory te nazywane były bądź warstwami krośnieńskimi lub też warstwami cergowskimi (Fig. 14). Być może należałoby je nazywać piaskowcami z Mszanki (informacja ustna prof. M. Cieszkowskiego). Rzeczywiście

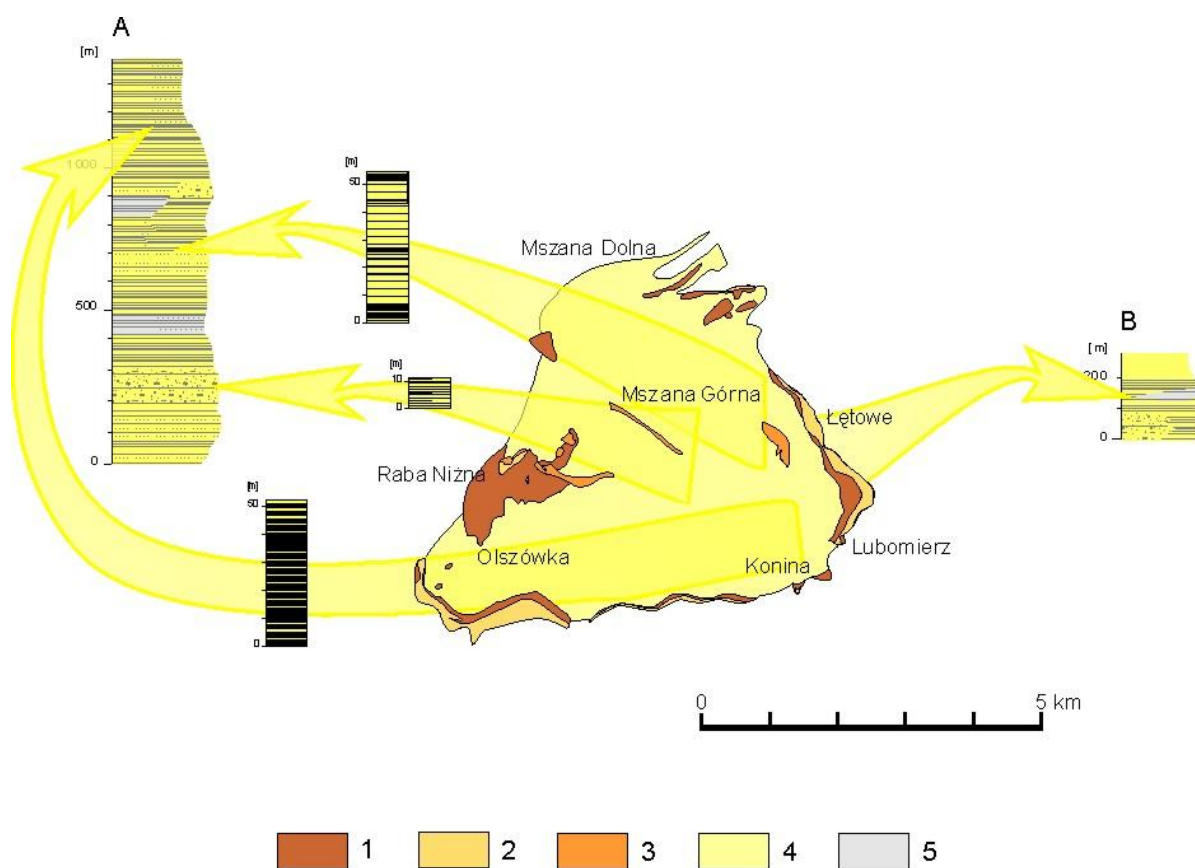


Fig. 12. Wykształcenie warstw krośnieńskich w jednostkach dukielskiej i grybowskiej na obszarze okna tektonicznego Mszany Dolnej udokumentowane ciągłymi profilami litofacjalnymi w odniesieniu do profili syntetycznych (A - dla jednostki dukielskiej, B - dla jednostki grybowskiej) (Burtan *et al.* 1992, Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004). Objaśnienia: 1 - jednostka grybowska bez warstw krośnieńskich, 2 - wychodnie warstw krośnieńskich jednostki grybowskiej, 3 - jednostka dukielska bez warstw krośnieńskich, 4 - wychodnie warstw krośnieńskich jednostki dukielskiej, 5 - wkładki menilitowe/grybowskie. Pozostałe objaśnienia jak do fig. 6 i fig. 8.

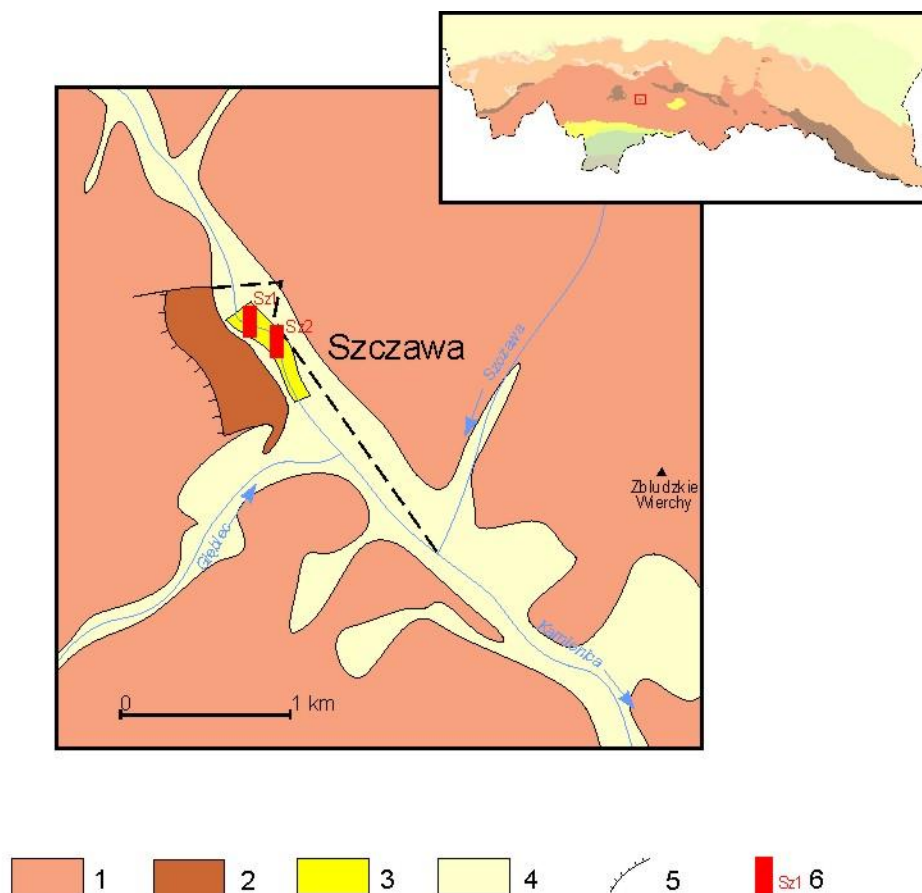


Fig. 13. Mapa geologiczna okna tektonicznego Szczawy (Paul 1978 - uproszczone).

Objaśnienia: 1 - jednostka magurska, 2 - jednostka grybowska bez warstw krośnieńskich, 3 - warstwy krośnieńskie jednostki grybowskiej, 4 - utwory czwartorzędowe, 5 - nasunięcia, 6 - profile szczegółowe.

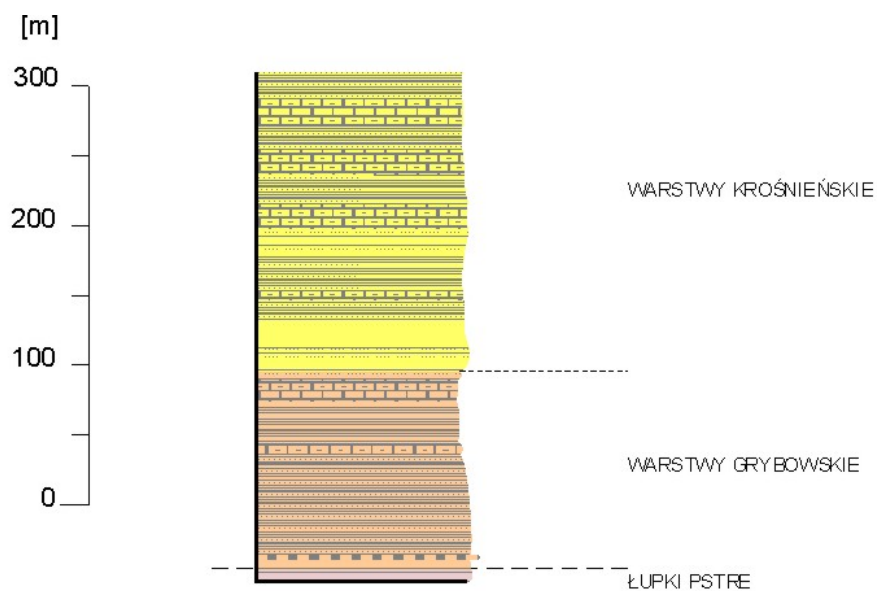


Fig. 14. Profil litostratygraficzny jednostki grybowskiej okna tektonicznego Szczawy (wg Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004, uproszczone). Oznaczenia jak do Fig. 6.

ich wykształcenie litologiczne odbiega nieco od opisywanych wcześniej warstw krośnieńskich. Związane jest to zapewne z odmiennym, niż w pozostałych przypadkach, środowiskiem sedimentacji, w którym powstawały te utwory. Ponieważ wiek profilu ze Szczawy (oligocen zona NP24) (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2004, Oszczypko-Clowes 2006) wskazuje na fację krośnieńską, dlatego autorka tak też będzie te utwory nazywać.

Wychodnie warstw krośnieńskich w obrębie tego okna odsłaniają się wzdłuż rzeki Kamienicy, w centralnej części miejscowości Szczawa. Utwory te reprezentują wszystkie wcześniej opisane litofacje, jednakże głównie wykształcone są w litofacjach mułowców z piaskowcami i piaskowców z mułowcami (Fig. 15). Piaskowce mają barwy szare, stalowoszare, są na ogół drobnoziarniste. Najczęściej występują w ławicach cienkich i średnich, rzadziej grubych, bardzo grubych i bardzo cienkich. W piaskowcach obserwowano głównie strukturę masywną, laminację poziomą i przekątną, a w litofacji piaskowców zlepieńcowatych - uziarnienie frakcyjne. W tych ostatnich, w spągowych częściach ławic znajdowano słabo obtoczone okruchy, wielkości kilku centymetrów, zbudowane z podobnego pod względem litologicznym piaskowca (Pl. VIII.1). Wypełniały one kanały erozyjne (Pl. VIII.2). Ku stropowi ławicy ziarno stopniowo malało aż do drobnopsamitowego.

Występujące tutaj łupki przybierają barwy ciemnoszare, stalowe do czarnych. Są to najczęściej łupki mułowcowe, twarde, margliste, czasem silnie zapiaszczone i muskowitzowe. Niekiedy (podobnie jak i człony piaskowcowe) zawierają spore ilości detrytusu roślinnego. W ich obrębie obserwować można wyraźne powierzchnie oddzielności płytkowej oraz całą gamę struktur sedimentacyjnych począwszy od masywnej poprzez laminację poziomą, przekątną i struktury biogeniczne (Pl. IX.1, Pl. IX.2).

Wiek warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Szczawy określony jest na oligocen, zonę NP24, przy czym utwory te są starsze od warstw krośnieńskich okna tektonicznego Mszany Dolnej (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2004, Oszczypko-Clowes 2006).

7.4. Okno tektoniczne Kłęczan – Limanowej

Okno tektoniczne Kłęczan – Limanowej (Pisarzowej) stanowi wąską strukturę rozciągającą się między Limanową na zachodzie, a Ubidem i Klimkówką na wschodzie. Rejon badań kończy się w dolinie Dunajca, nad brzegami jeziora Rożnowskiego (Fig. 1, Fig. 16).

Przez lata różnie interpretowano budowę geologiczną okna tektonicznego Kłęczan – Limanowej. Jednakże od samego początku zauważano różnicę pomiędzy północną

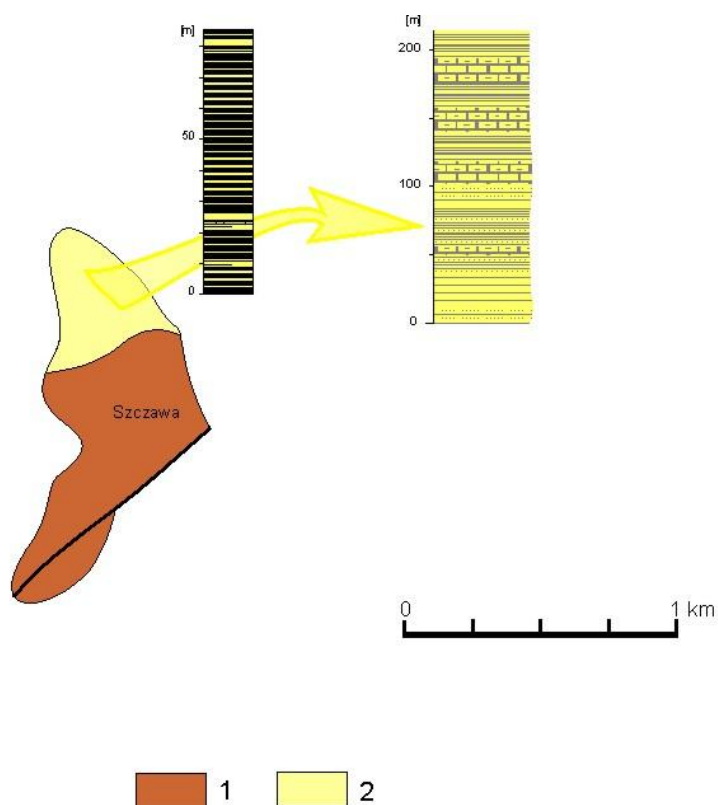


Fig. 15. Wykształcenie warstw krośnieńskich w jednostce grybowskiej na obszarze okna tektonicznego Szczawy udokumentowane ciągłymi profilami litofacjalnymi w odniesieniu do profilu syntetycznego (Oszczypko-Clowes & Oszczypko 2004).
Objaśnienia: 1 - jednostka grybowska bez warstw krośnieńskich, 2 - wychodnie warstw krośnieńskich jednostki grybowskiej. Pozostałe objaśnienia jak do fig. 6 i fig. 8.

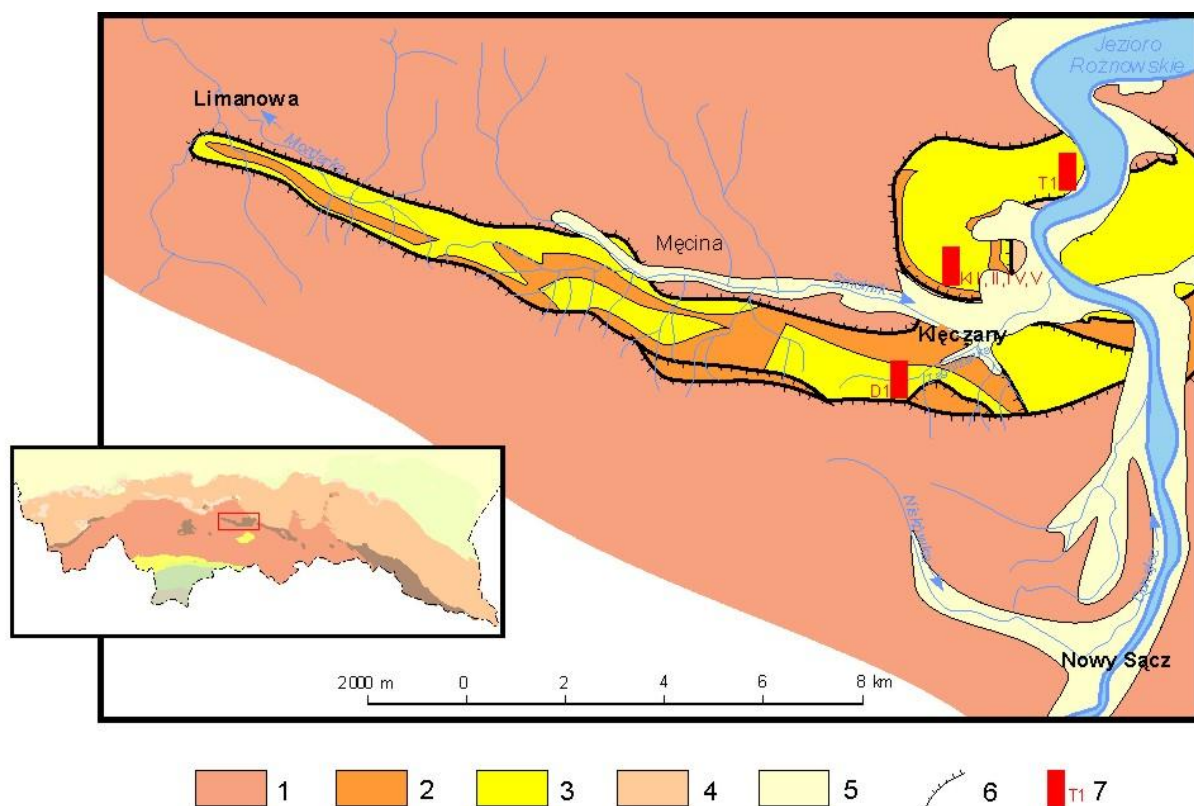


Fig. 16. Mapa geologiczna okna tektonicznego Kłęczan - Limanowej (Gucik 1964, Cieszkowski 1992 - zmodyfikowane). Objasnienia: 1 - jednostka magurska, 2 - jednostka grybowska bez warstw krośnieńskich, 3 - warstwy krośnieńskie jednostki grybowskiej, 4 - jednostka śląska, 5 - utwory czwartorzędowe, 6 - nasunięcia, 7 - profile szczegółowe.

a południową częścią okna związaną ze skomplikowaną budową geologiczną tego obszaru. Okno to zbudowane jest z przynajmniej dwóch nasuniętych na siebie łusek różniących się wykształceniem litologicznym (Połtowicz (1985) opisuje trzy łuski). Kozikowski (1953, 1956a) na obszarze tym wyróżnił jednostkę Ropy – Piszczowej (jednostkę podmagurską), która dzieli się na dwie strefy – północną i południową. Łuska północna nazywana była jednostką dukielską, a południowa – grybowską (Oszczypko & Wójcik 1992, 1993, Paul 2001). Na szczegółowych mapach geologicznych w wydaniach tymczasowych, które obejmowały omawiany obszar wyróżniano jednostkę dukielską (Burtan & Skoczylas–Ciszewska 1964a, b, Gucik 1964, por. Cieszkowski 1992). Obecnie przyjmuje się (Cieszkowski *et al.* 1985, Burtan *et al.* 1992a, Cieszkowski 1992, 2001, 2002, Cieszkowski & Włodyka 2004), że obszar ten buduje jednostka grybowska, która składa się z dwóch stref: północnej – odsłaniającej się we wschodniej części okna, między Klęczanami i Białowodą oraz południowej, występującej w rejonie Marcinkowic, Klęczan i Męciny.

Autorka również w tym rejonie badań unika nazwy warstwy cergowskie, pomimo iż w profilu serii grybowskiej południowej występują wapienie tylawskie (Fig. 17), będące poziomem korelacyjnym dla tych utworów. Jednakże analiza środowiska sedimentacji potwierdziła tezę, że prawdopodobnie warstwy te powstały w obrębie jednego systemu depozycyjnego co warstwy krośnieńskie, dlatego uznane zostały przez autorkę jako facja warstw krośnieńskich.

Warstwy krośnieńskie na obszarze Klęczan – Limanowej odsłaniają się w nielicznych miejscach. Najbardziej pełny profil tych utworów można prześledzić w czynnym kamieniołomie Klęczany (jednostka grybowska północna). W obrębie jednostki grybowskiej południowej sprofilowano szczegółowo jedno naturalne odsłonięcie. Większość wychodni warstw krośnieńskich pojawia się tu sporadycznie wśród aluwii i nie tworzy ciągłych profili. W strefie południowej dominują litofacje mułowców z piaskowcami, rzadziej występują litofacje piaskowców z mułowcami i mułowców (Fig. 18). Piaskowce tworzą ławice cienkie, bardzo cienkie, rzadziej średnie. Są na ogół drobnoziarniste, rzadziej średnioziarniste. W obrębie jednostki grybowskiej północnej zwiększa się udział litofacji piaskowców z mułowcami, a nawet pojawiają się litofacje piaskowców (Fig. 18). Wyraźnie wzrasta też udział bardzo grubo- i gruboławicowych piaskowców. Są one najczęściej średnio- i drobnoziarniste, ale także pojawiają się frakcje grubopsamitowe z domieszką materiału psefitowego. W ich obrębie spotykane są poziomy z klastami łupkowymi.

Warstwy krośnieńskie zarówno w obrębie jednostki grybowskiej południowej, jak i północnej mają barwy szare, przeławicane są łupkami, często marglistymi lub

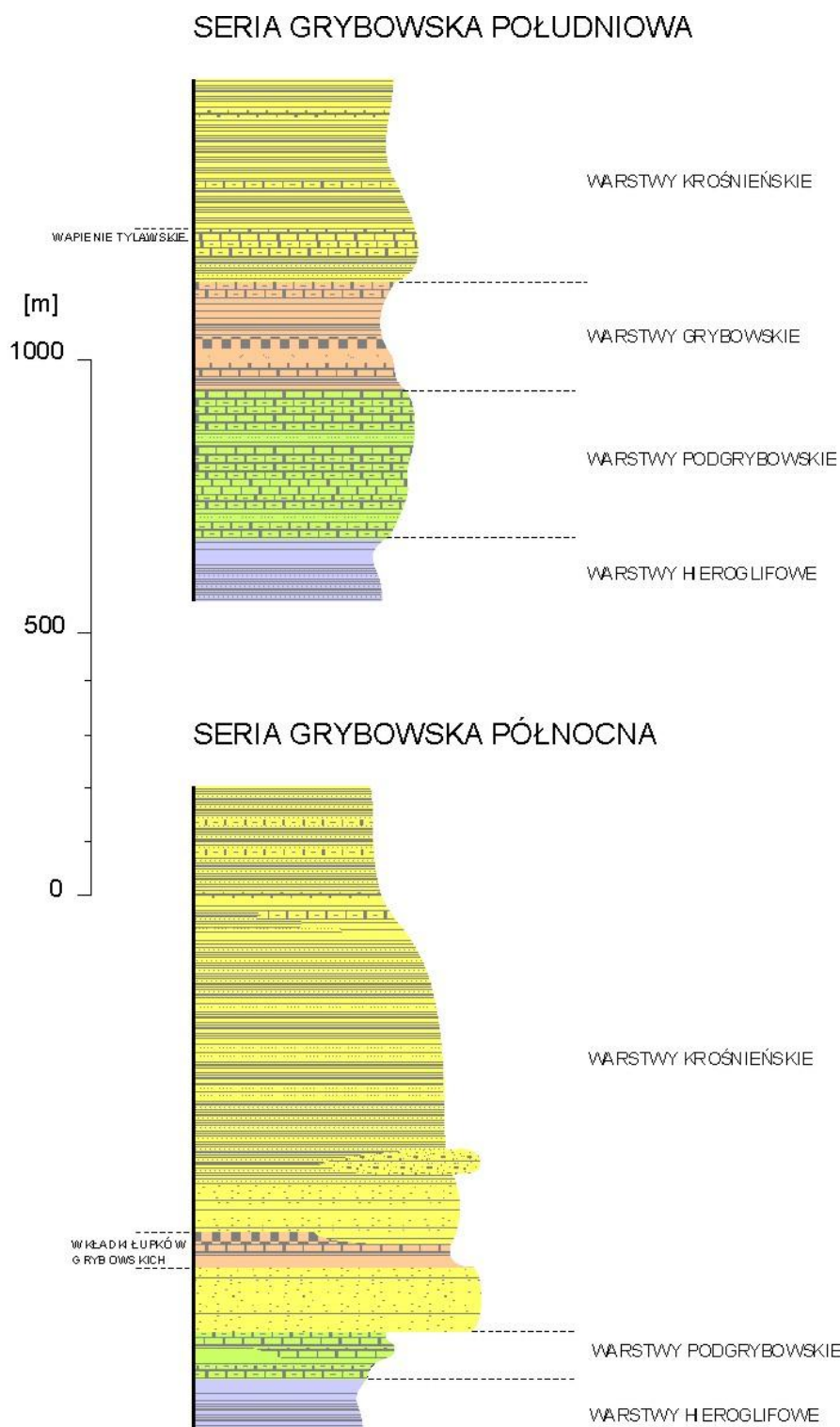


Fig. 17. Profile litostratigraficzne serii grybowskiej południowej i północnej okna tektonicznego Kłęczan - Limanowej (Cieszkowski 1992, uproszczone). Oznaczenia jak do Fig. 6.

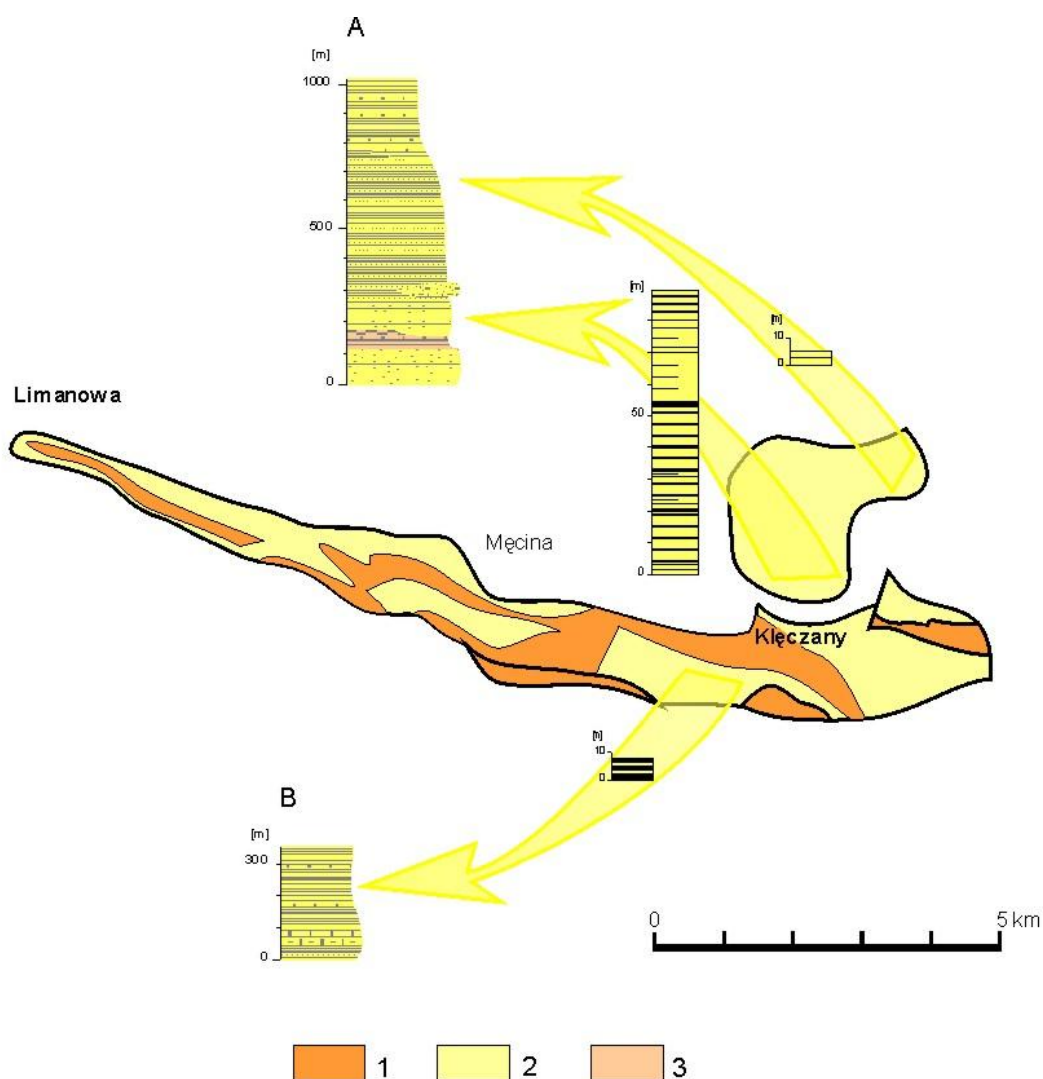


Fig. 18. Wykształcenie warstw krośnieńskich w jednostce grybowskiej na obszarze okna tektonicznego Klęczan - Limanowej udokumentowane ciągłymi profilami litofacjalnymi w odniesieniu do profili syntetycznych (A - dla jednostki grybowskiej północnej, B - dla jednostki grybowskiej południowej) (Cieszkowski 1992).
 objaśnienia: 1 - jednostka grybowska bez warstw krośnieńskich, 2 - wschodnie warstw krośnieńskich jednostki grybowskiej, 3 - wkładki warstw grybowskich.
 Pozostałe objaśnienia jak do fig. 6 i fig. 8.

zapiaszczonymi, zawierającymi niejednokrotnie duże ilości rozproszonego muskowitu lub detrytusu roślinnego.

Wiek tych utworów określany jest na wyższą część wczesnego oligocenu (Burtan *et al.* 1992a, Cieszkowski 1992).

8. Charakterystyka środowisk sedymentacji na skłonach kontynentalnych

Badania środowisk sedymentacji fliszowej wskazują na istnienie trzech podstawowych głębokomorskich systemów depozycyjnych. Są to jednopunktowo zasilane podmorskie stożki z wyraźnymi kanałami i lobami depozycyjnymi, wielopunktowo zasilane rampy oraz nieuporządkowane, liniowo zasilane fartuchy (Einsele 1992, Reading & Richards 1994, Galloway 1998, Stow *et al.* 1998, Shanmugam 2000, Stow & Mayall 2000). Osady tych środowisk zazębiają się z osadami równi basenowej. Powstanie określonego systemu depozycyjnego uwarunkowane jest wieloma czynnikami. Są to między innymi: odległość od obszaru źródłowego, kształt i rodzaj szelfu, geometria i głębokość basenu sedymentacyjnego, lokalna tektonika, zmiany poziomu morza, zmiany klimatyczne i wiele innych (Shanmugam *et al.* 1985, Stow *et al.* 1985, Reading & Richards 1994, Einsele 1996, Stow *et al.* 1998, Mattern 2005). Ta złożoność czynników warunkująca powstanie określonego systemu depozycyjnego wpływa również na ilość i frakcję materiału okrucowego, który przedostaje się do zbiornika sedymentacyjnego. Stąd też w obrębie wymienionych systemów depozycyjnych wyróżnia się odpowiednio systemy mułowe, mułowo-piaszczyste, piaszczyste i żwirowe (Shanmugam & Moiola 1985, Reading & Richards 1994, Stow *et al.* 1998, Bouma 2000).

Na badanym obszarze autorka wyróżniła przede wszystkim osady charakteryzujące się zespołem cech typowych dla głębokomorskiego stożka. Stąd też środowisko to zostało opisane bardziej szczegółowo niż pozostałe systemy depozycyjne.

8.1. Środowisko głębokomorskiego stożka

Środowisko to opisywane i dyskutowane było w literaturze wielokrotnie (Mutti & Ricci Lucchi 1972, 1975, Normark 1978, Walker 1978, Nilsen 1980, Normark 1980, Walker 1980, Shanmugam & Moiola 1985, 1988, Reading & Richards 1994, Stow *et al.* 1998, Shanmugam 2000, Mattern 2002, 2005, Wynn *et al.* 2002). Głębokomorski stożek składa się z trzech podstawowych stref: wewnętrznej, środkowej i zewnętrznej (Mutti & Ricci Lucchi 1972, 1975, Pickering 1983, 1985, Shanmugam & Moiola 1985, 1988). Podział ten jest

umowny, gdyż w rzeczywistości okazuje się, że jednoznaczne wyróżnienie tych subsródownisk w kopalnych stożkach sprawia wiele trudności (Shanmugam & Moiola 1988).

Stożek wewnętrzny rozpoznawalny jest głównie za sprawą występowania jednego głównego kanału (kanionu) oraz jego obrzeżenia – wałów (Shanmugam & Moiola 1988). Kanał w tej części stożka ma głównie charakter erozyjny, gdyż występuje w górnych częściach skłonu, gdzie prądy grawitacyjne są mocno przyspieszane (Galoway 1998), ale może mieć również charakter depozycyjny (Normark 1978). Powierzchnie spągowe ławic budujących osady kanałowe najczęściej są nierówne, erozyjne. Powszechnie występują powierzchnie amalgamacji. Ławice szybko ulegają bocznemu wyklinowaniu (Pickering 1983, Shanmugam & Moiola 1988, Stow *et al.* 1998). Bezpośrednio kontaktują z osadami skłonu. Ich miąższość na ogół jest bardzo gruba i gruba, rzadko średnia. Zbudowane są z litofacji zlepieńców, zlepieńców zapiaszczonych, piaskowców zlepieńcowatych i rzadziej piaskowców (Nilsen 1985, Słomka 1995). Utwory te na ogół są źle wysortowane, masywne, często w ich obrębie można znaleźć poziomy z klasami łupkowymi (por. Pickering 1983, 1985, Nilsen 1985, Nilsen & Abbate 1985, Stow *et al.* 1998, Bouma 2000). Czasem można zaobserwować pewną prawidłowość w wykształceniu sekwencji osadów kanałowych, a mianowicie zmniejszanie się miąższości ławic i wielkości frakcji ku stropowi (tzw. sekwencja pozytywna) (Mutti & Normark 1987). Pojawia się ona jednak rzadko w osadach tego subsródowniska.

Kaniony stożka wewnętrznego ograniczone są osadami wałów kanałowych (głównie w niższych częściach stożka wewnętrznego). Wały powstają na skutek przelewania się zawiesiny z głównego kanału na boki (Shanmugam 2000). W związku z tym charakteryzują się cienkim i bardzo cienkim uławiceniem, niewielkim udziałem frakcji psamitowych kosztem najdrobniejszych (mniej niż 10% por. Pickering 1983, 1985, Clark & Pickering 1996), dość regularnym uławiceniem.

Cechą charakterystyczną stożka środkowego jest obecność sieci kanałów rozprowadzających, przedzielonych osadami międzykanałowymi (Shanmugam & Moiola 1988). Wyróżnia się tu subsródownisko wypełnienia kanału, obrzeżenia kanału, wałów kanału i osadów międzykanałowych (Pickering 1983, 1985).

Kanały rozprowadzające mogą mieć charakter erozyjny, depozycyjny lub mieszany – erozyjno-depozycyjny (Słomka 1995, Clark & Pickering 1996, Galoway 1998, Stow *et al.* 1998). Cechą charakterystyczną osadów wypełnienia kanałów stożka środkowego jest zmniejszająca się ku stropowi profilu miąższość ławic i wielkość ziarna (tzw. sekwencja pozytywna) (Nilsen 1985, Shanmugam & Moiola 1988, Słomka 1995, Galoway 1998). Ławice są na ogół nieregularne, soczewkowate (Reading & Richards 1994) i dość szybko

ulegają lateralnemu wyklinowaniu. Powszechnie występują powierzchnie amalgamacji (Pickering 1983, 1985, Nilsen 1985). Dominują ławice bardzo grube i grube (rzadziej cienkie i średnie), wykształcone w litofacji piaskowców, piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców zapiaszczonych (Słomka 1995, Clark & Pickering 1996, Galloway 1998). Czasem sekwencja pozytywna kończy się litofacją piaskowców z mułowcami i mułowców z piaskowcami. Jest to związane z migracją kanału rozprowadzającego po skłonie i jego zasypywaniem (Mutti & Normark 1987). Dominują frakcje średnio- i grubopsamitowe (Nilsen 1985, Pickering 1985). W ławicach obserwować można uziarnienie frakcjonalne, laminację poziomą i przekątną.

Osady obrzeżenia (krawędzi) kanałów zazębiają się lateralnie z utworami wypełnienia kanałów. Podobnie jak utwory wypełnienia kanałów występują w nieregularnych, wyklinowujących się ławicach. Tworzą je głównie litofacje piaskowców z mułowcami (udział piaskowców w profilu wynosi 60-90 % według Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). Są to utwory od grubo- do cienkoławicowych. Na ogół rzadko w ich obrębie występują powierzchnie amalgamacji. Dominują frakcje średnio- do drobnopsamitowych. Wśród struktur sedimentacyjnych obserwuje się laminacje poziome i przekątne (Pickering 1983, 1985).

Podobnie, jak w przypadku kanionu w stożku wewnętrznym, tak i tutaj kanały ograniczone są wałami. Generalnie osady wałów charakteryzują się nieregularnym uławiczeniem, szybko ulegają lateralnemu wyklinowaniu (w profilach sejsmicznych przypominają „skrzydła mew” – Galloway 1998). Zbudowane są głównie z litofacji mułowców z piaskowcami oraz mułowców (Słomka 1995). Dominują ławice cienkie i średnie, zbudowane z frakcji drobnopsamitowej lub aleurytowej. Udział piaskowców w profilu waha się od 20 do 60 % (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). W ławicach można obserwować laminacje przekątne i poziome. W obrębie tych osadów znajdują się niekiedy osady spłynięte (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995, Clark & Pickering 1996, Stow *et al.* 1998).

W obrębie stożka środkowego, pomiędzy strefami kanałów rozprowadzających występują osady międzykanałowe. Wykazują one regularne uławiczenie. Piaskowce występują w ławicach cienkich i bardzo cienkich (Słomka 1995, Bouma 2000). Dominują litofacje mułowców z piaskowcami i mułowców, podrzędnie może się też pojawić litofacja piaskowców z mułowcami (Słomka 1995). Generalnie największy udział mają człony mułowcowe (ilość piaskowców w profilach nie przekracza 20 % według Pickering 1983, 1985 lub 40 % według Słomka 1995). Frakcją dominującą jest frakcja aleurytowa, a podrzędnie występuje drobnopsamitowa. W ławicach można obserwować laminację

przekątną i poziomą. Słomka (1995) opisuje w obrębie tych osadów występowanie sekwencji grubiejących ku górze o miąższości 50 – 650 centymetrów. Utwory międzykanałowe mogą współwystępować z osadami glifów krewasowych, które powstają na skutek chwilowego przerwania wału kanałowego (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995).

Stożek zewnętrzny charakteryzuje się występowaniem tzw. lobów depozycyjnych i osadów obrzeżenia lobów (wachlarza lobowego) i obrzeżenia stożka (wachlarza stożkowego). Loby depozycyjne tworzą się w końcowej części kanału rozprowadzającego. Czasem wzdłuż lobu depozycyjnego może jeszcze migrować niewielki efemeryczny kanał rozprowadzający, doprowadzając materiał w dalsze części lobu (Reading & Richards 1994). Cechą diagnostyczną tych utworów jest występowanie tzw. sekwencji negatywnych polegających na wzroście miąższości ławic i/lub wielkości frakcji ku stropowi (Nilsen 1985, Shanmugam & Moiola 1988, Galloway 1998, Shanmugam 2000). Rzadziej, obok sekwencji negatywnych, rozpoznawane są także w tych osadach sekwencje pozytywne (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995, Galloway 1998, Stow *et al.* 1998). W profilach dominują ławice regularne, bardzo grube i grube, ale także mogą występować średnie, cienkie i bardzo cienkie (jest to uzależnione od bliskości kanału rozprowadzającego i jego bocznej migracji) (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). W ich obrębie można obserwować powierzchnie amalgamacji (Galloway 1998, Stow *et al.* 1998). Dominują litofacje piaskowców z mułowcami, piaskowców i piaskowców zlepieńcowatych (Słomka 1995). Najczęściej występują frakcje grubo- i średniopsamitowe, przy czym udział frakcji psamitowej w profilach przekracza 80 % (Pickering 1983, 1985) lub 70 % (Słomka 1995). W ławicach mogą się pojawiać poziomy z klasami łupkowymi (Stow *et al.* 1998). Wśród struktur sedimentacyjnych najczęstszymi są uziarnienie frakcjonalne oraz laminacje poziome i przekątne.

Im dalej od kanału rozprowadzającego, tym materiał, który ulega depozycji jest drobniejszy. Równocześnie zmniejsza się średnia miąższość ławic – dominują ławice cienkie i średnie. Tworzą się osady obrzeżenia lobu. Ławice są tu regularne i o dobrej ciągłości lateralnej (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). W ich obrębie rzadko występują powierzchnie amalgamacji (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). W profilach mogą zaznaczać się sekwencje negatywne i pozytywne. Dominują litofacje piaskowców z mułowcami, mułowców z piaskowcami, ale może też występować litofacja mułowców. Piaskowce zbudowane są głównie z frakcji drobnopsamitowej. Ich udział w stosunku do mułowców wynosi 40-80 % (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). Wśród struktur sedimentacyjnych występują przede wszystkim laminacja pozioma i przekątna.

Utwory stożka zewnętrznego kończą się osadami obrzeżenia stożka. Ławice piaskowców są regularne, ale często nieciągłe (Słomka 1995), najczęściej cienkie i bardzo cienkie. Dominującymi litofacjami są litofacje mułowców z piaskowcami i mułowców. Udział piaskowców w profilach nie przekracza 40 % (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). Najczęstszymi strukturami sedimentacyjnymi są laminacja pozioma i przekątna. Osady obrzeżenia stożka bezpośrednio zazębiają się z osadami równi basenowej.

8.2. Środowisko wielopunktowo zasilanych ramp

Podstawową cechą różniącą środowisko wielopunktowo zasilanych ramp od jednopunktowo zasilanych stożków jest istnienie wielu źródeł materiału klastycznego, z których materiał okruchowy transportowany jest, głównie po deltach, w głąb zbiornika sedimentacyjnego (Reading & Richards 1994, Stow *et al.* 1998, Stow & Mayall 2000). W obrębie tego systemu depozycyjnego występują analogiczne środowiska i podobnie wykształcone osady jak w głębokomorskich stożkach. Wyróżnia się więc tutaj kanały rozprowadzające ograniczone mniej lub bardziej wyraźnymi wałami, rozdzielone osadami międzykanałowymi. Niekiedy, zwłaszcza w przypadku piaskowcowych i żwirowych ramp, kanały mogą być słabiej zaznaczone, w związku z czym tworzą się duże płytowe ciała piaszczyste lub żwirowe. U wylotu kanałów powstają loby depozycyjne. Często zazębiają się one z ciałami lobowymi pochodzącymi od innego żywiciela stożka.

8.3. Środowisko liniowo zasilanych fartuchów

Fartuchy rozwijają się na niezorganizowanych, liniowo zasilanych skłonach (Einsele 1996, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Stow *et al.* 1998, Stow & Mayall 2000). Dostawa materiału okruchowego odbywa się nieregularnie, za pomocą mechanizmów depozycyjnych o różnej energii. W transporcie osadu biorą udział między innymi spływy (rumoszowe, gruzowo-błotne), prądy zawieszinowe, prądy konturowe. Dzięki temu udział i rodzaj gromadzonego materiału jest urozmaicony. Osady tego środowiska charakteryzują się dużą chaotycznością w swoim wykształceniu. Obok siebie mogą występować litofacje drobnoziarniste w postaci mułowców i gruboziarniste – zlepieńce. Często pojawiającą się litofacją w obrębie tego środowiska jest litofacja mułowców zlepieńcowatych i osadów zdeformowanych sedimentacyjnie. W obrębie ławic powszechne są poziomy z klastami łupkowymi. W profilach nie obserwuje się trendowych zmian w wykształceniu litofacyjnym i uławiceniu. Jeżeli występują sekwencje pozytywne lub negatywne, to wiąże się je nie z mechanizmem rozprowadzającym materiał okruchowy, a raczej z regionalnymi zmianami

poziomu morza, czy też ruchami górotwórczymi. Ławice często są nieregularne, a ich miąższość zmienia się lateralnie. W ich obrębie można obserwować liczne powierzchnie amalgamacji. Wśród struktur depozycyjnych najczęściej występuje struktura masywna lub uziarnienie frakcjonalne odwrócone.

9. Środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich

Analizę środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich przeprowadzono wykorzystując dane z profilowań szczegółowych oraz z badań litofacjalnych w poszczególnych obszarach badań. Najpełniejszy obraz środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich uzyskano z jednostki przedmagurskiej północnej rejonu na południe od Żywca, jednostki dukielskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej i jednostki grybowskiej północnej okna tektonicznego Kłęczan – Limanowej. Na pozostałych obszarach ze względu na zbyt małą ilość odsłoneń i niewielkie rozprzestrzenienie tych utworów, analiza środowiska sedymentacji była niemożliwa lub też uzyskane wyniki muszą być traktowane jedynie jako hipotetyczne.

9.1. Rejon Żywca

Najbardziej precyzyjne dane dotyczące środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich jednostki przedmagurskiej uzyskano w rejonie na południe od Żywca. Sprofilowane tutaj odsłoneńca wskazują na dwa podstawowe subśrodowiska sedymentacji tych utworów, a mianowicie subśrodowisko kanałów rozprowadzających stożka środkowego i subśrodowisko łobów depozycyjnych stożka zewnętrznego. Należy jednak podkreślić, że obszar badań stanowiła wąska strefa wychodni (szeroka na około 1 kilometr), w której warstwy krośnieńskie odsłonięte były jedynie punktowo w obrębie niewielkich kamieniołomów. Jedynie w jednym odsłonięciu, w kamieniołomie w Kamesznicy, prześlędzono ciągły, prawie 120 metrowej miąższości profil, w obrębie którego, obok gruboławicowych utworów, odsłaniał się flisz bardziej drobnorytmiczny, wskazujący na zmianę środowiska sedymentacji (Fig. 19). Obserwacje poczynione w okolicach Koniakowa, w obrębie dopływów potoku Czernej są szczątkowe i nie pozwalają na charakterystykę środowiska sedymentacji.

Podstawowym środowiskiem tworzenia się warstw krośnieńskich w rejonie Koniaków – Kamesznica, zinterpretowanym w większości istniejących tu kamieniołomów jest środowisko stożka środkowego – kanałów rozprowadzających. Być może opisywane przez Burtan (1973), a obecnie słabo odsłonięte litofacje cienko- i średnioławicowych

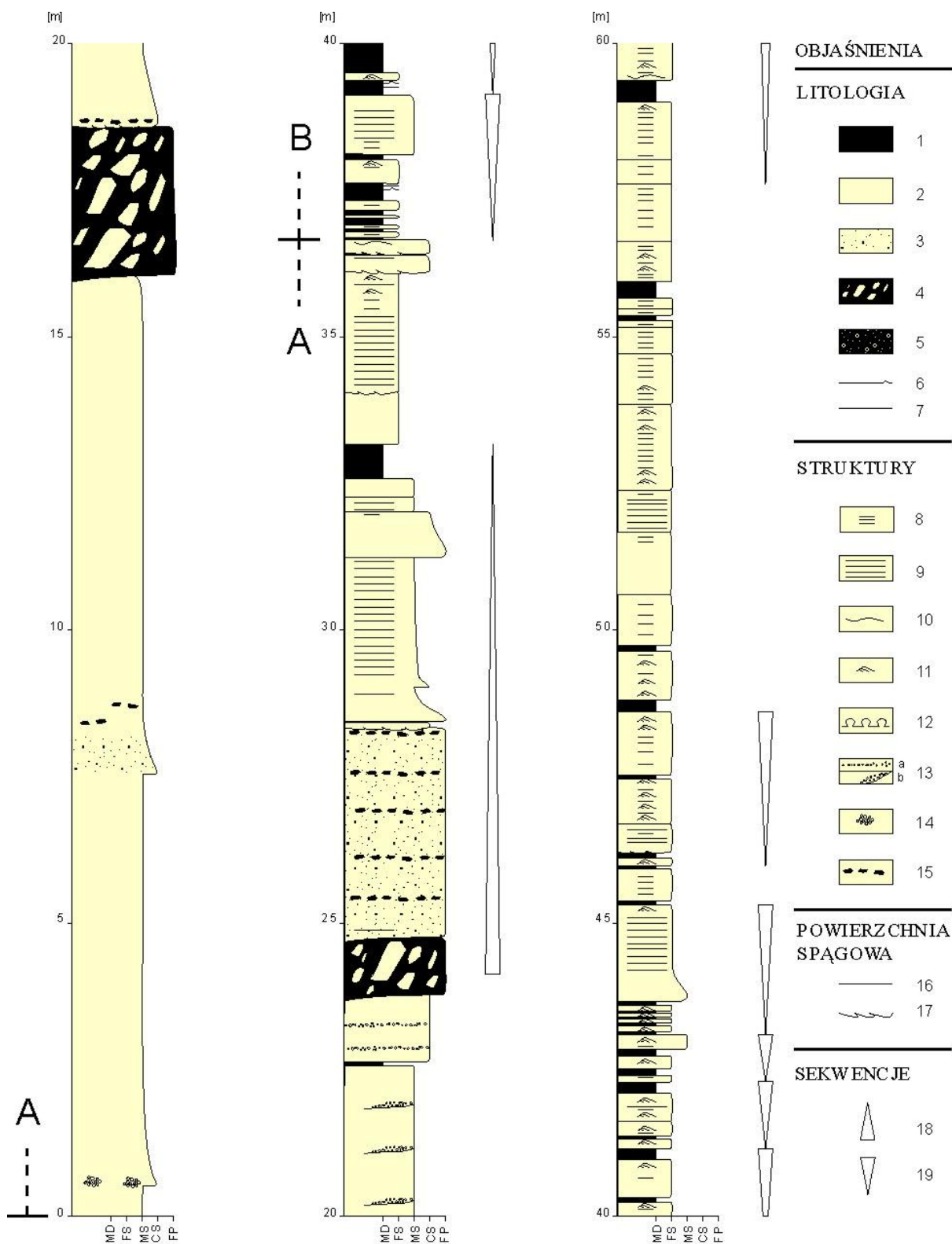


Fig. 19. Profil warstw krośnieńskich w kamieniołomie w Kamesznicy (profil D3): A - osady kanałów rozprowadzających, B - osady lobowe.

Objaśnienia: frakcja MD - muł i il, FS - piasek drobny, MS - piasek średni, CS - piasek grubo, FP - żwir; litologia: 1 - mułowce 2 - piaskowce, 3 - piaskowce ze żwirem, 4 - osady osuwisk podmorskich, 5 - mułowce zlepiciowate, 6 - cienkie piaskowce (poniżej 3cm) riplemarkowe, 7 - cienkie piaskowce (poniżej 3cm) laminowane i masywne; struktury: 8 - laminacja równoległa, 9 - warstwowanie równoległe, 10 - laminacja faldista, 11 - warstwowanie przekątne, 12 - warstwowanie konwolucyjne, 13a - warstewki zlepiciowe, 13b - smugi zlepiciowe, 14 - gniazda materiału żwirowego, 15 - klasty łupkowe; powierzchnia spągowa: 16 - równa, płaska 17 - erozyjna lub deformacyjna; sekwencje: 18 - pozytywna, 19 - negatywna

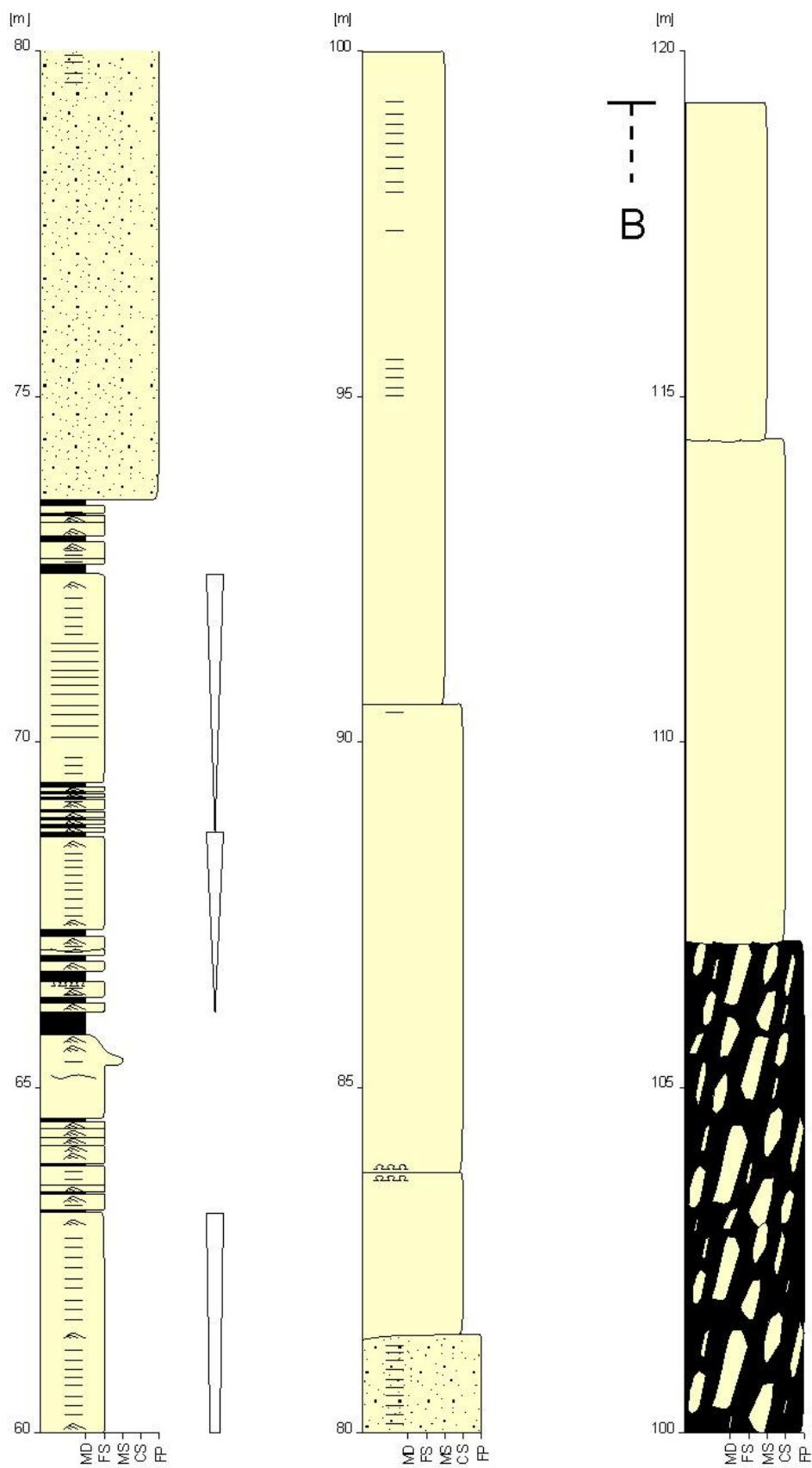


Fig. 19. kontynuacja profilu D3

piaskowców z łupkami reprezentują subsródownisko międzykanałowe tej części stożka. Brak jest jednak wystarczającej ilości danych by udowodnić tą tezę.

Osady kanałów rozprowadzających rozpoznane zostały w nieczynnych kamieniołomach pomiędzy miejscowościami Koniaków – Kamesznica w profilach D5, D6, D7 oraz w niższej części profilu D3 (Fig. 4, Fig. 19). Na środowisko kanałów rozprowadzających w tym rejonie badań jednoznacznie wskazywało szereg cech podanych w tabeli 2. Do najważniejszych należą: obecność sekwencji pozytywnych w profilach (Pl. X.1 i Pl. X.2), występowanie powierzchni amalgamacji, częste powierzchnie spągowe erozyjne, znaczne miąższości ławic (najczęściej przekraczające 100 centymetrów), a także charakterystyczne wykształcenie litofacjalne, które dość szybko zmienia się w profilu pionowym, co związane jest z boczną migracją kanałów rozprowadzających (Mutti & Normark 1987). Taką sytuację zaobserwowano w kamieniołomie Kamesznica, gdzie tuż nad gruboławicowymi utworami kanałowymi utworzyły się cienko- i średnioławicowe piaskowce z mułowcami w sekwencji negatywnej, charakterystycznej dla środowiska lobowego (Fig. 19). Istotne znaczenie dla interpretacji osadów kanałów rozprowadzających miał również procentowy udział skał frakcji grubszych (psamitowych i psefitowych) w stosunku do skał frakcji drobniejszych. W przypadku badanych profili przekraczał on 97 % (Tab. 2).

Stożek zewnętrzny na omawianym obszarze reprezentowany jest przez osady powstałe w subsródownisku lobów depozycyjnych. Utwory charakterystyczne dla tego środowiska sprofilowano szczegółowo w wyżej wspomnianym kamieniołomie w Kamesznicy (profil D3) oraz w nieczynnym kamieniołomie warstw krośnieńskich w Przybędzy (profil D4) (Fig. 4, Fig. 19, Fig. 20). W obydwu przypadkach pierwszą cechą jaka wskazywała na to środowisko było występowanie wyraźnych sekwencji negatywnych (Fig. 19, Fig. 20) (Pl. XI.1, Pl. XI.2). Ponadto obserwowano nieco lepsze wysortowanie ziaren w ławicach niż w przypadku osadów kanałowych, przy dominacji w profilach frakcji średnio- i grubopsamitowych (obecność frakcji psefitowej w profilu D3 być może związana jest z bliskością kanału rozprowadzającego, na co również wskazuje słabo zaznaczająca się tu sekwencja pozytywna). W przypadku omawianych profili następowała wyraźna stabilizacja wykształcenia litofacjalnego (głównie osady litofacji piaskowców z mułowcami i piaskowców), przy równocześnie przeważającym udziale skał frakcji grubszych nad drobniejszymi, wynoszącym ponad 90 % (Tab. 3). Znamiennej cechą tych utworów były ponadto na ogół równe powierzchnie spągowe piaskowców, jedynie sporadycznie nierówne – erozyjne.

Tab. 2. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady kanałów rozprowadzających w rejonie na południe od Żywca.

Objaśnienia: frakcja: MD – pył, il (<0.063 mm), FS – piasek drobny (0.063-0.5 mm), MS – piasek średni (0.5-1 mm), CS – piasek gruby (1-2 mm), FP – żwir drobny (2-8 mm), MP – żwir średni (8-16 mm); litofacje: SC – piaskowce zlepieńcowate, S – piaskowce, SM – piaskowce z mułowcami, MS – mułowce z piaskowcami, M – mułowce, MC – mułowce zlepieńcowate, F – osady zdeformowane synsedymencyjnie.

		KAMESZNICA D3/A	KONIAKÓW D5	KOCI ZAMEK D6	POCHODZITA D7
UŁAWICZENIE	OD – DO [cm]	6 - 1600	111 - 426	172 - 658	25 - 1038
	NAJCZĘSTSZE	bardzo grube	bardzo grube	bardzo grube	bardzo grube
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		97	99	99	99
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MS, CS, FP	MS, CS, FP	CS, MS	MS
	TOWARZYSZĄCA	MD	MD	FS, MD	CS, FP, FS, MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		złe	dobrze	złe	złe
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW I PIASKOWCÓW ZLEPIEŃCOWATYCH	SPĄGOWA	ostra, nieostra, równa, nierówna (deformacyjna, erozyjna)	ostra, równa, nierówna (erozyjna)	ostra, równa, nierówna (erozyjna)	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		brak	brak	obecne	brak
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		pozytywne	pozytywne	pozytywne	pozytywne
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	S	S	SM, S	SM
	PODRZĘDNE	SM, SC, MS, F	SM, SC	-	SC
INNE CECHY		szybkie przejście w pionie do osadów innego środowiska	-	-	-

Tab. 3. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady lobów depozycyjnych w rejonie na południe od Żywca. Objaśnienia jak w tab.2.

		KAMESZNICA D3/B	PRZYBĘDZA D4
UŁAWICZENIE	OD – DO [cm]	2 - 981	10 - 212
	NAJCZĘSTSZE	średnie, bardzo grube	grube
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		93	94
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	CS, MS, FS	MS
	TOWARZYSZĄCA	FP, MD	CS, FS, MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		dobrze	bardzo dobrze
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW I PIASKOWCÓW ZLEPIŃCOWATYCH	SPĄGOWA	ostra, nieostra, równa, nierówna (erozyjna, deformacyjna)	ostra, nieostra, równa, nierówna (erozyjna, deformacyjna)
	STROPOWA	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		obecne	brak
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		negatywne	negatywne
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	S, SM	SM
	PODRZĘDNE	MS, F	S, MS
INNE CECHY		-	-

W rejonie na wschód od Żywca autorka napotkała na znaczne trudności w interpretacji środowiska sedimentacji warstw krośnieńskich. Podstawowym problemem z jakim spotkano się na tym obszarze był zły stan odsłoneń, niewielka ilość wychodni warstw krośnieńskich, a co się z tym wiąże, niemożność prześledzenia ciągłych profili. W konsekwencji uzyskano jedynie trzy szczegółowe profile (profil G1, G13, G14) (Fig. 5), na podstawie których można jedynie spekulować na temat środowiska powstawania warstw krośnieńskich w końcowym etapie ich tworzenia się. Cechy warstw krośnieńskich, obserwowane w tych profilach zestawiono w tabeli 4. Najbardziej jednoznacznym dla interpretacji profilem jest profil wykonany w Gilowicach (G13) o miąższości około 9 metrów (Fig. 21A). Duży udział piaskowców w stosunku do łupków (80 %) oraz liczne sekwencje

Tab. 4. Cechy warstw krośnieńskich sprofilowanych szczegółowo w rejonie na wschód od Żywca. Objaśnienia jak w tab. 2.

		GILOWICE G1	GILOWICE G13	GILOWICE G14
UŁAWICZENIE	OD – DO [cm]	1 - 23	2 - 54	1 - 4
	NAJCZĘSTSZE	cienkie, bardzo cienkie	cienkie, średnie	bardzo cienkie, cienkie
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		11	80	28
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MD	FS	MD
	TOWARZYSZĄCA	FS	MD, MS	FS
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		bardzo dobre	bardzo dobre	bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, nieostra, równa	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)	ostra, równa
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		brak	brak	brak
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		pozytywne (?)	negatywne, pozytywne (?)	brak
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	MS	SM	MS
	PODRZĘDNE	SM, M	MS	SM
INNE CECHY		-	-	-

negatywne w profilu to podstawowe cechy, które mogą sugerować, że utwory te powstawały w obrębie stożka zewnętrznego w subsródownisku lobów depozycyjnych. Taka interpretacja wydaje się być całkiem prawdopodobna, przyjmując, że utwory występujące w kierunku zachodnim w obrębie nieczynnego kamieniołomu w Rychwałdzie powstawały w obrębie tego samego systemu depozycyjnego. Niestety z powodu bardzo złego stanu tego odsłonięcia nie udało się uzyskać pełnego szczegółowego profilu z tego miejsca. Jednakże uzyskane obserwacje wskazują, że występujące tu litofacje bardzo gruboławicowych piaskowców (S) i piaskowców z mułowcami (SM) mogą pochodzić ze środowiska albo kanałów rozprowadzających stożka środkowego lub też lobów depozycyjnych stożka zewnętrznego. Przyjmując takie założenie, utwory z profilu G13 mogłyby być dalszą (może boczną) częścią tego systemu.

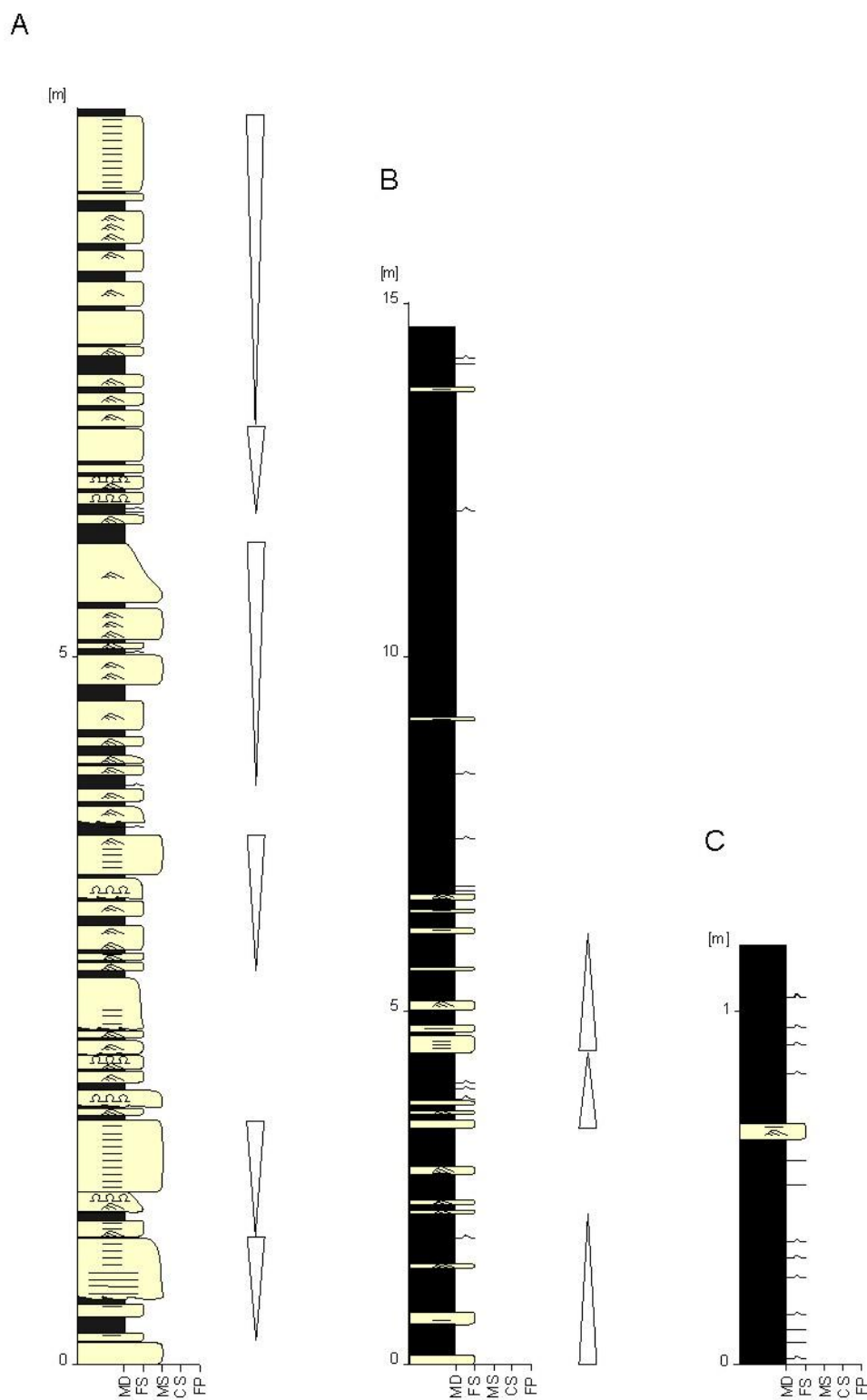


Fig. 21. Profile szczegółowe warstw krośnieńskich w Gilowicach: A - profil G13, B - profil G1, C - profil G14. Objaśnienia jak do fig. 19.

Powyżej profilu G13 zanotowano zmniejszający się udział piaskowców w stosunku do łupków. Pojawiały się tu litofacje mułowców z piaskowcami (MS) i mułowców (M). W sąsiednich potokach wykonano dwa profile szczegółowe (G1 i G14) (Fig. 21B, Fig. 21C) o podobnym wykształceniu litofacjalnym. Profil G1 może świadczyć o uspokojeniu sedymentacji. Być może reprezentuje osady wachlarza łobowego lub obrzeżenia stożka. Niewielki udział piaskowców w profilu wskazywałby raczej na ta drugą ewentualność. W trakcie badań terenowych, w pobliżu tego profilu obserwowano, w obrębie podobnych litofacji, pojedyncze grube (do 80 cm) ławice piaskowców drobno- i średniopsamitowych z zapiaszczonymi mułowcami. Takie ławice opisywane są na przykład ze stożka środkowego, subsródowniska międzykanałowego jako utwory gliców krewasowych (Pickering 1983, 1985, Słomka 1995). Stąd też być może profil G1 reprezentuje środowisko międzykanałowe, co tłumaczyłoby występowanie tutaj sekwencji pozytywnych. Podobnie profil G14 może wskazywać na uspokojenie środowiska sedymentacji. Jednakże, jak wynika z badań terenowych, kilka metrów poniżej spągu profilu G14 występuje litofacja mułowców zlepieńcowatych (MC) reprezentująca spływy rumoszowe (Pl. VI.2). Taka sama litofacja występuje prawdopodobnie jeszcze powyżej wspomnianego profilu, o czym mogą świadczyć występujące w aluwiach potoku otoczaki różnego rodzaju egzotyków. Być może obecność tej litofacji jest dowodem na intensywne ruchy tektoniczne związane z zamykaniem się basenu przedmagurskiego (por. Jankowski 1998, 2006), wskutek czego rozpoczyna się bardziej chaotyczna sedymentacja w basenie w obrębie liniowo zasilanych fartuchów. Na takie środowisko wskazywałaby różnorodność litofacjalna i miąższościowa utworów (obok siebie występują litofacje fliszu drobnorytmicznego z bardzo cienkimi i cienkimi piaskowcami, przedzielane pojedynczymi grubymi ławicami piaskowców oraz litofacją mułowców zlepieńcowatych). Podobnie interpretuje się analogiczne utwory z jednostki śląskiej, strefy przeddukielskiej na Ukrainie (Hnylko 2001). Sedymentacja w obrębie stożka zanika, a względny spokój przerywany jest pojedynczymi spływami rumoszowymi.

9.2. Okno tektoniczne Mszany Dolnej

Warstwy krośnieńskie na obszarze okna tektonicznego Mszany Dolnej są na ogół bardzo dobrze odsłonięte. Dzięki temu sprofilowano szczegółowo liczne odsłonięcia oraz prześledzono zmienność litofacjalną na znacznym obszarze. W wyniku poczynionych obserwacji dokonano interpretacji środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich. Wykształcenie tych utworów wskazuje, że powstawały one w obrębie strefy zewnętrznej

stożka głębokomorskiego. Rozpoznano tutaj trzy subsródowniska: loby depozycyjne, wachlarz lobowy i wachlarz stożkowy.

Środowisko lobów depozycyjnych rozpoznano w środkowej części obszaru badań w miejscowości Mszana Górna (profile D20, D21, D22, D24, D29, D31), Podobin (profil P1 i P2) i w jednym odsłonięciu w Porębie Wielkiej (profil PW4) (Fig. 9). Cechą charakterystyczną występujących tutaj utworów jest regularne uławicenie, o dobrej ciągłości lateralnej (Pl. III.2), z dominacją ławic piaskowcowych średnich i grubych. Prezentowane dane w tabeli 5, w niektórych profilach sugerują dominację ławic cienkich i średnich. Jednakże obserwacje terenowe wskazują na kontynuację tych profili w postaci grubych ławic piaskowcowych, które niestety z przyczyn praktycznych (brak dostępu do tej części odsłonięcia) nie zostały precyzyjnie pomierzone. Wzięto je jednak pod uwagę w trakcie interpretacji sedimentologicznej. Jednoznacznie na środowisko lobów depozycyjnych wskazują często występujące w profilach sekwencje negatywne, polegające tutaj głównie na wzroście miąższości ławic piaskowcowych ku stropowi (Fig. 22) (Pl. XII.1 i XII.2). Ponadto potwierdzeniem takiej interpretacji środowiska jest dominująca obecność litofacji piaskowców z mułowcami (SM), co bezpośrednio przekłada się na znaczny (na ogół powyżej 80 %) udział skał frakcji grubszych (tu psamitowych) w profilach (Tab. 5).

Kolejnym rozpoznaniem subsródowniskiem jest subsródownisko wachlarza lobowego. Utwory, które zaliczono do tego środowiska sprofilowano szczegółowo między innymi w Mszanie Górnej (profil D23, D30, D33) oraz pomiędzy Porębą Wielką a Niedźwiedziem (profil PW1, PW2, N1, N2) (Fig. 9). Podobnie, jak osady lobów depozycyjnych, utwory te charakteryzują się bardzo dobrą ciągłością lateralną. Jednak ich miąższości są zdecydowanie mniejsze – w profilach dominują ławice cienkie, a tylko sporadycznie pojawiają się ławice grubsze (Fig. 23) (Tab.6) (Pl. V.2, Pl. XIII.1 i Pl. XIII.2). W niektórych profilach można zaobserwować sekwencje negatywne (Fig. 23A) (Pl. XIII.2). Najczęściej występującymi tutaj litofacjami są litofacje piaskowców z mułowcami (SM) i mułowców z piaskowcami (MS), co wpływa na znacznie mniejszy niż w osadach lobów depozycyjnych, udział w profilu skał frakcji grubszych (psamitowych), nie przekraczający na ogół 80 % (Tab. 6). W przypadku profilu PW2 (Tab.6) duży procent piaskowców związany jest zapewne z blisko położonym lobem depozycyjnym. Jednakże dominacja cienkich ławic i ich duża ciągłość w profilu pionowym przesądziła o zakwalifikowaniu tych osadów do środowiska wachlarza lobowego.

Ostatnim środowiskiem zinterpretowanym na omawianym obszarze jest subsródownisko wachlarza stożkowego. Utwory należące do tego środowiska znajdowały się głównie w południowo-wschodniej części okna Mszany Dolnej (profil D26, D27, D32, D34,

Tab. 5. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady łobów depozycyjnych w oknie tektonicznym Mszany Dolnej.

Objaśnienia jak w tab.2.

		MSZANA GÓRNA D20	MSZANA GÓRNA D21	MSZANA GÓRNA D22	MSZANA GÓRNA D24	MSZANA GÓRNA D29	MSZANA GÓRNA D31	PODOBIN P1	PODOBIN P2	PORĘBA WIELKA PW4
ULAWICZENIE	OD - DO [cm]	1 - 52	1 - 79	3 - 102	3 - 41	1 - 29	1 - 83	2 - 58	2 - 120	1 - 50
	NAJCZĘSTSZE	cienkie	cienkie, średnie	średnie, grube	cienkie, średnie	średnie, cienkie	cienkie, średnie, grube	średnie, grube	średnie, grube	średnie
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		80	89	84	79	83	64	79	84	79
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	FS	FS	FS	FS	FS	MS, FS	FS	FS	FS
	TOWARZYSZĄCA	MD	MD	MD	MS, MD	MS, MD	MD	MD	MD, MS	MS, CS, MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		dobrze	bardzo dobrze	bardzo dobrze	dobrze	bardzo dobrze	bardzo dobrze	dobrze	dobrze	dobrze
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, czasem nieostra	ostra, deformacyjna	ostra, deformacyjna	ostra, nieostra, erozyjna	ostra	ostra, deformacyjna	ostra	ostra	ostra, nieostra, deformacyjna
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		-	rzadkie	rzadkie	rzadkie	-	-	-	rzadkie	-
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		-	-	-	-	negatywne i pozytywne	negatywne	negatywne	-	negatywne
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	SM	SM	SM	SM	SM	SM, MS	SM, S	SM, S	SM, S
	PODRZĘDNE	MS, S	MS, S	MS, S	S, MS	MS, S	M	MS	MS	MS
INNE CECHY		-	-	-	-	-	-	-	-	-

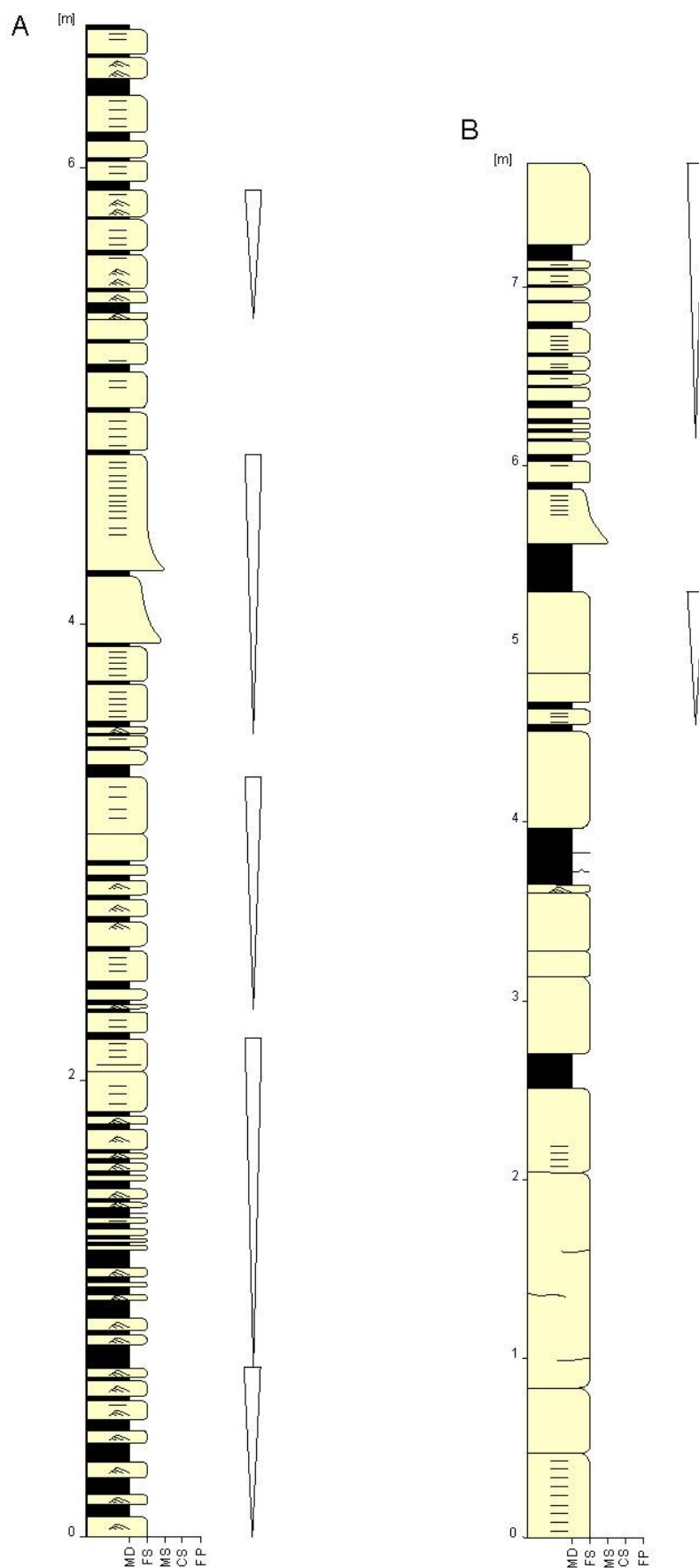


Fig. 22. Profile warstw krośnieńskich reprezentujące osady łobów depozycyjnych: A - profil D20, Mszana Górna, B - profil P2, Podobin. Objasnienia jak do fig. 19.

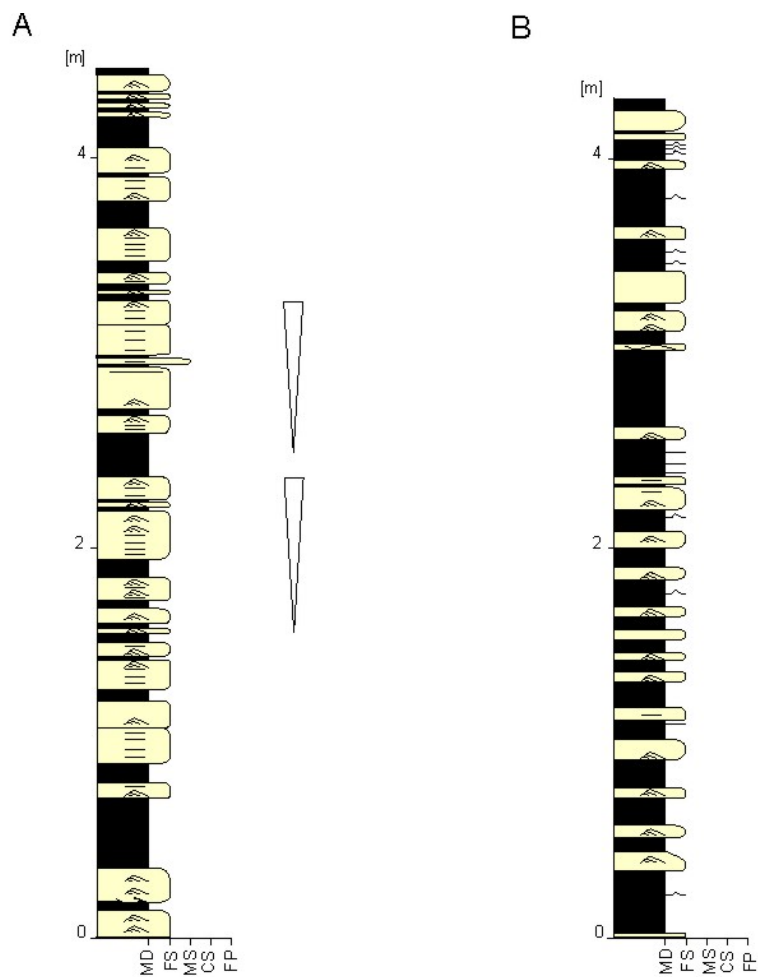


Fig. 23. Profile warstw krośnieńskich reprezentujące osady wachlarza łobowego: A - profil D30, Mszana Górna, B - profil PW1, Poręba Wielka. Objasnienia jak do fig. 19.

Tab. 6. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady wachlarza łobowego w oknie tektonicznym Mszany Dolnej.

Objaśnienia jak w tab. 2.

		MSZANA GÓRNA D23	MSZANA GÓRNA D30	MSZANA GÓRNA D33	POREBA WIELKA PW1	POREBA WIELKA PW2	NIEDŹWIEDŹ NI/grn	NIEDŹWIEDŹ N2
ULAWICZENIE	OD – DO [cm]	1 – 67	2 – 26	1 – 39	1 – 16	1 – 33	2 – 36	2 – 33
	NAJCZĘSTSZE	ciemne	średnie, ciemne	ciemne	ciemne	ciemne	ciemne	ciemne
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		54	66	58	47	83	73	68
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	FS	FS	FS	MD	FS	FS	FS
	TOWARZYSZĄCA	MD, CL	MD, MS	MS, MD	FS	MD	MD	MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		bardzo dobre	bardzo dobre	dobre	bardzo dobre	bardzo dobre	bardzo dobre	bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, nieostra	ostra, nieostra	ostra, erozyjna, deformacyjna	ostra, nieostra, deformacyjna	ostra	ostra, deformacyjna	ostra, nieostra, deformacyjna
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra	ostra
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		-	negatywne	-	-	-	-	-
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	SM, MS	SM	SM	SM, MS	SM	SM	SM
	PODRZĘDNE	M	MS, S	MS, S, F	-	S, MS	S, MS	MS
INNE CECHY		-	-	-	-	-	-	-

D35, K3, K4) oraz pomiędzy Olszówką a Porębą Wielką (profil ON1, PW3) (Fig. 9). Cechą charakterystyczną tych utworów jest przede wszystkim występowanie cienkich i bardzo cienkich ławic, regularnych, o dużej ciągłości lateralnej (Tab.7) (Pl. XIV.1 i Pl. XIV.2). W odsłonięciach dominują litofacje mułowców z piaskowcami (MS) i mułowców (M), przy niewielkim udziale litofacji piaskowców z mułowcami (SM) (Fig. 24) (Tab. 7). Wpływa to w sposób oczywisty na dominację frakcji drobniejszej (aleurytowej) w profilach.

Powyzsza interpretacja środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Mszany Dolnej opierała się jak widać na zespole cech, które zmieniały się w obrębie kolejnych odsłoneń. Duża ilość danych terenowych, głównie dotyczących zmienności litofacyjnej tych utworów na znacznym obszarze pozwalała na interpretację środowiska sedymentacji nawet niejednoznacznych profili szczegółowych. Dzięki temu uzyskano pełny i bardzo prawdopodobny obraz powstawania warstw krośnieńskich w tej części basenu dukielskiego.

9.3. Okno tektoniczne Szczawy

Warstwy krośnieńskie w oknie tektonicznym Szczawy sprofilowane zostały szczegółowo w dwóch odsłonięciach w potoku Kamienica (profil Sz1, Sz2) (Fig. 13, Fig. 25). Prześlędzono tutaj w miarę ciągły kilkudziesięciometrowy profil tych utworów. Ograniczony obszar wychodni nie pozwolił na określenie ciągłości lateralnej występujących tutaj warstw. To powoduje, że interpretacja środowiska sedymentacji jest wysoce niepewna, zwłaszcza, że cechy tych utworów nie wskazują jednoznacznie na konkretne środowisko.

Obserwując profil szczegółowy Sz1 (Fig. 25B) można przypuszczać, że występujące tutaj utwory powstały w obrębie wachlarza lobowego stożka zewnętrznego. Za hipotezą tą przemawia między innymi procentowy udział skał piaskowcowych w profilu wynoszący około 45 %, obecność sekwencji negatywnych i pozytywnych w profilu, miąższość ławic i wielkość frakcji materiału okrucowego (Fig. 25B) (Tab. 8). Patrząc jednak na cały profil warstw krośnieńskich odsłaniający się w potoku Kamienica nasuwają się pewne wątpliwości. Otóż pełny profil występujących tutaj warstw krośnieńskich zbudowany jest z pakietów łupków mułowcowych (marglistych), silnie zapiaszczonych, muskowitzowych, przedzielonych na ogół cienkimi i bardzo cienkimi ławicami piaskowców (litofacja mułowców z piaskowcami (MS)). Jednakże co pewien czas pojawiają się w nim pojedyncze ławice średnie, grube, nawet bardzo grube piaskowców, czy też piaskowców zlepieńcowatych (Fig. 25A, Pl. VIII.1). Nie tworzą one charakterystycznych dla konkretnych subsródoisk stożka głębokomorskiego sekwencji facjalnych. Pojawiają się przypadkowo. Ponadto w profilu

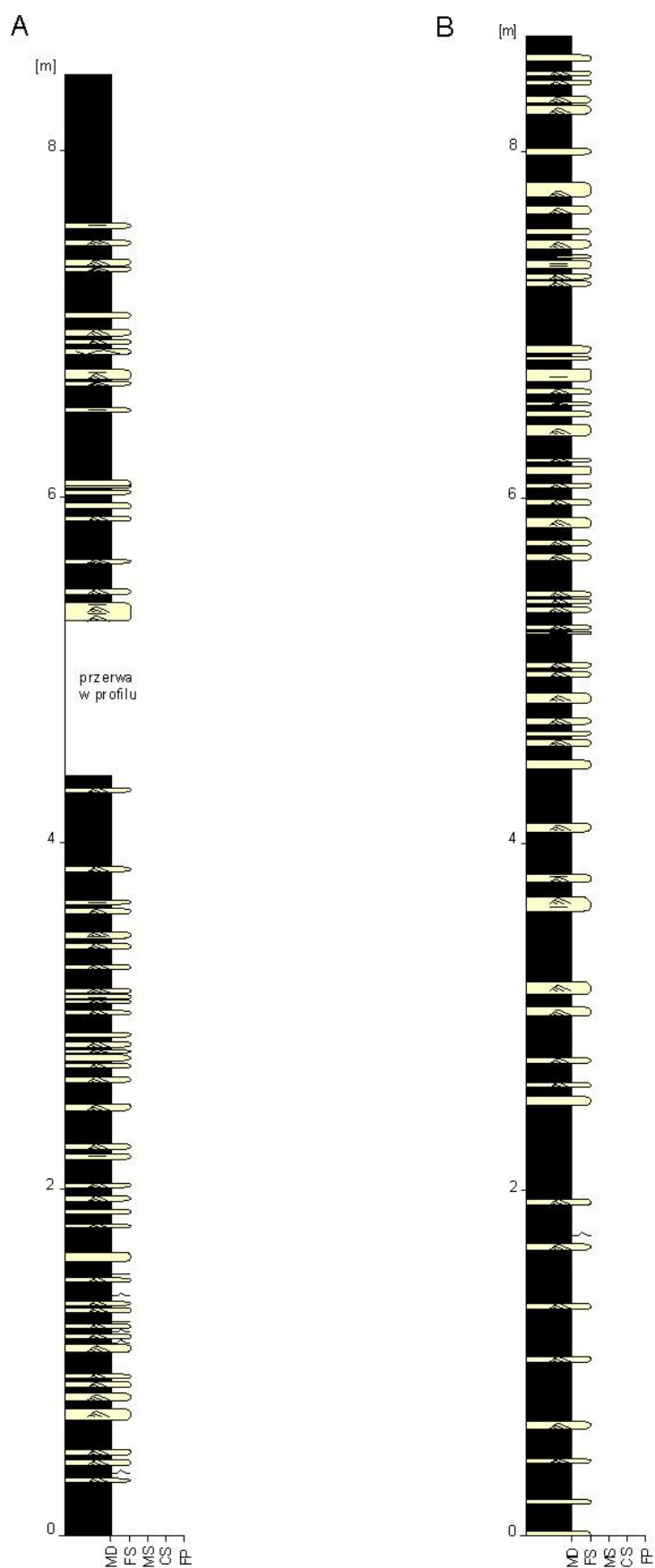


Fig. 24. Profile warstw krośnieńskich reprezentujące osady wachlarza stożkowego: A - profil D27, Mszana Górna, B - profil D32, Mszana Górna. Objasnienia jak do fig. 19.

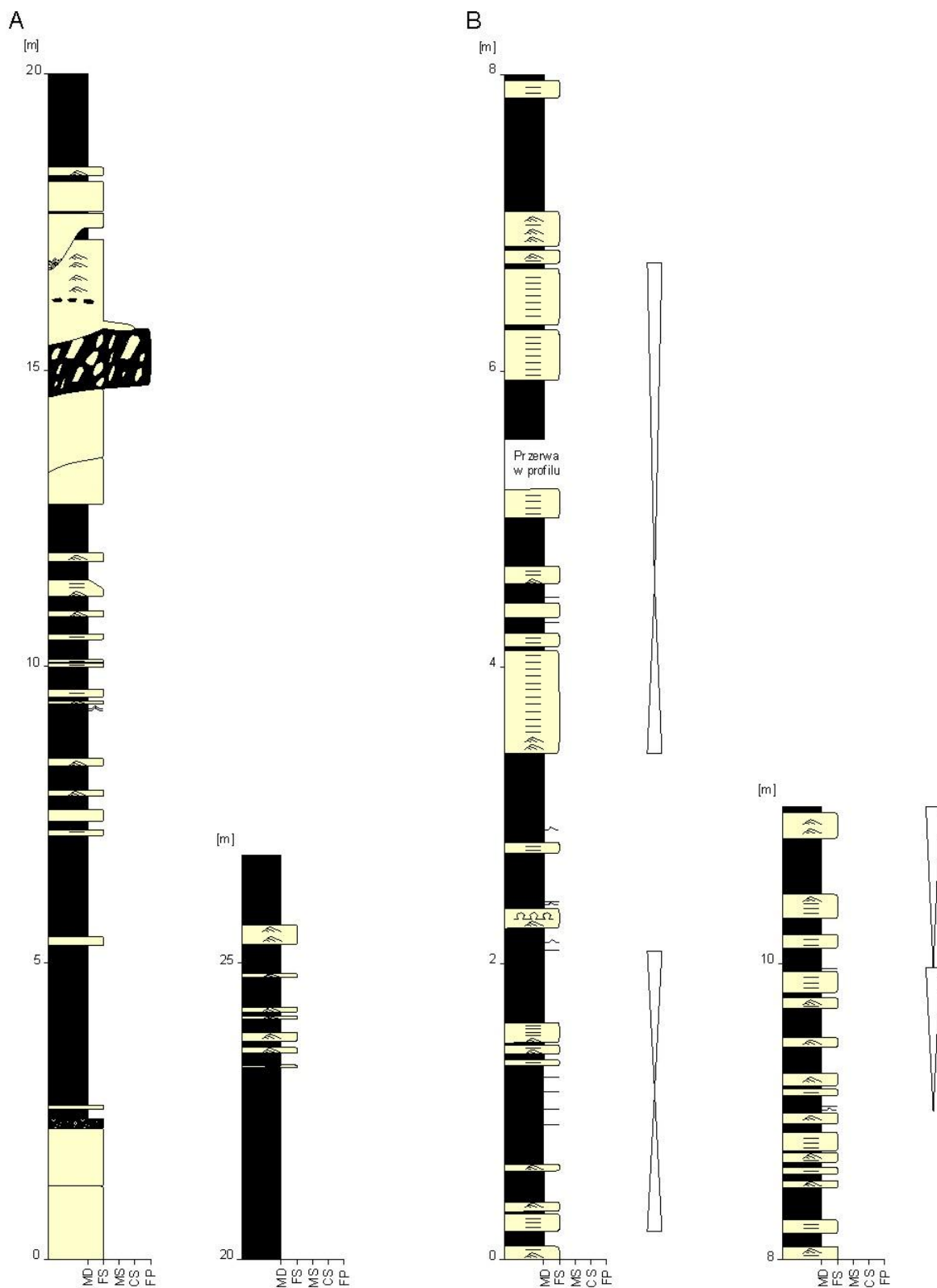


Fig. 25. Profile warstw krośnieńskich w Szczawie: A - profil Sz2, B - profil Sz1. Objasnienia jak do fig. 19.

obserwować można również inne litofacje w postaci mułowców zlepieńcowatych (MC) i osadów zdeformowanych sedimentacyjnie (F) (Tab. 8). Można zatem mówić o pewnej chaotyczności w wykształceniu litofacjalnym tego profilu. Takie zmienne wykształcenie litofacjalne może sugerować, że utwory te powstały w obrębie linowo zasilanych fartuchów.

Tab. 8. Cechy warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Szczawy. Objasnienia jak w tab.2.

		SZCZAWA Sz2	SZCZAWA Sz1
UŁAWICENIE	OD – DO [cm]	2 – 148	1 – 68
	NAJCZĘSTSZE	cienne, średnie	cienne, bardzo cienne
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		40	45
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MD	MD
	TOWARZYSZĄCA	FS, CS, FP	FS
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		złe	bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, równa, nierówna (erozyjna, deformacyjna)	ostra, równa
	STROPOWA	ostra, nieostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		brak	brak
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		brak	negatywne, pozytywne
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	MS	SM, MS
	PODRZĘDNE	SM, S, SC, M, MC, F	M
INNE CECHY		fukoidy, kanały żerowiskowe	-

Cechą charakterystyczną dla osadów fartuchowych jest brak struktur sedimentacyjnych typu laminacja pozioma czy przekątna. W omawianych profilach struktury te występują bardzo często zarówno w przypadku piaskowców, jak i mułowców. Co raczej eliminuje to środowisko sedimentacji. Być może utwory te powstały zatem w innym środowisku

graniczącym ze skłonem kontynentalnym, a mianowicie na podniesieniu przedkontynentalnym, w wyniku działalności prądów konturowych (Stow *et al.* 1998, por. Słomka 1986). Dominacja litofacji mułowców z piaskowcami obserwowana w profilu jak najbardziej może wskazywać na to środowisko. Obecność struktur typu laminacja pozioma czy przekątna może być tłumaczona przerobieniem osypującego się materiału okrucowego przez prądy konturowe. Co jakiś czas na obszar ten mogły docierać silniejsze prądy zawieszinowe, niosące większe ilości materiału ziarnowego, co widoczne jest w postaci grubszych ławic, a nawet pojedynczych osadów wypełnień kanałowych (profil Sz2, Pl. VIII.2). Niepokój tektoniczny mógł inicjować powstawanie litofacji mułowców zlepieńcowatych i osuwisk podmorskich. W środowisku tworzenia się konturytów dość powszechnie spotyka się ślady biogeniczne (Pl. IX.1 i Pl. IX.2), a także znaczne ilości detrytusu roślinnego i muskowitu, które również obserwowane było w profilach. Taka interpretacja środowiska sedimentacji wydaje się być prawdopodobna, ale z braku wystarczającej ilości danych należy ją jednak traktować z pewną ostrożnością.

9.4. Rejon Klęczan – Limanowej

Najpełniejszy obraz środowiska sedimentacji warstw krośnieńskich uzyskano po analizie wykształcenia profilu odsłaniającego się w kamieniołomie Klęczany. Jest to niezwykle ciekawe odsłonięcie reprezentujące kilka subsródownisk sedimentacji w obrębie głębokomorskiego stożka w strefie stożka środkowego i zewnętrznego. W odsłonięciu tym można prześledzić zmienność środowiska sedimentacji następującą zarówno w profilu pionowym, jak i lateralnie.

W dolnej części profilu kamieniołomu Klęczany występują utwory zaliczone do środowiska stożka środkowego. Można tu obserwować właściwie wszystkie subsródowniska tej części stożka. Ilościowo przeważają osady kanałów rozprowadzających. Przy czym wyróżnić można wśród nich przynajmniej jeden główny kanał o szerokości około 250 metrów oraz szereg mniejszych kanałów rozprowadzających o szerokościach dochodzących do kilkudziesięciu metrów. Osady tego subsródowniska wykazują głównie bardzo grube i grube uławiczenie (Tab. 9) (Fig. 26B) maksymalnie do 15 metrów. W profilach zaznaczają się sekwencje pozytywne. Na fig. 26B widoczna jest również w górnej części profilu sekwencja negatywna. Osady budujące tę część profilu kontaktują lateralnie z utworami środowiska obrzeżenia kanałów (Fig. 27), a w profilu pionowym bezpośrednio przechodzą w drobniejszy flisz, a następnie w kolejny kanał rozprowadzający (Pl. XV.1). Dlatego też autorka wyklucza tutaj przechodzenie do środowiska łobów depozycyjnych.

Tab. 9. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady kanałów rozprowadzających, obrzeżenia kanałów i wałów kanałowych w kamieniołomie w Kłęczanach. Objasnienia jak w tab. 2.

		KANALEY ROZPROWADZAJĄCE		OBRZEŻENIE KANALU	WAŁY KANALOWE
		KLĘCZANY K1 IB	KLĘCZANY K1 III	KLĘCZANY K1 II	KLĘCZANY K1 IA
UŁAWICENIE	OD – DO [cm]	1-1474	3-278	2-88	1-14
	NAJCZĘSTSZE	bardzo grube, grube	średnie, grube	średnie, grube	cienkie
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		94	93	94	64
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MS, FS, CS	MS, CS	FS	FS
	TOWARZYSZĄCA	MD	FS, MD	MS, MD	MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		słabe	bardzo dobre	bardzo dobre	bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, równa, nierówna (erozyjna, deformacyjna)	ostra, równa, nierówna (erozyjna, deformacyjna)	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		powszechne	-	-	-
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		pozytywne, negatywne	pozytywne	pozytywne	pozytywne (?), negatywne (?)
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	SM, S	SM, S	SM	SM
	PODRZĘDNE	MS, F	MS	S, F	MS, S
INNE CECHY		szybka zmiana wykształcenia litofacjalnego w profilu pionowym i lateralnie	szybka zmiana wykształcenia litofacjalnego w profilu pionowym i lateralnie	szybka zmiana wykształcenia litofacjalnego w profilu pionowym i lateralnie	szybka zmiana wykształcenia litofacjalnego w profilu pionowym i lateralnie

Charakterystyczną cechą rozpoznanych tutaj kanałów rozprowadzających jest szybka zmiana charakteru środowiska obserwowana zarówno w profilu pionowym, jak i lateralnie. Świadczyć to może o dużej dynamice kanałów rozprowadzających i ich migracji po skłonie. Kolejną cechą tych utworów, opisywaną w literaturze jako charakterystyczną dla utworów kanałów rozprowadzających jest powszechnie występująca amalgamacja. Powierzchnie spągowe ławic często są nierówne – erozyjne lub deformacyjne. W profilach

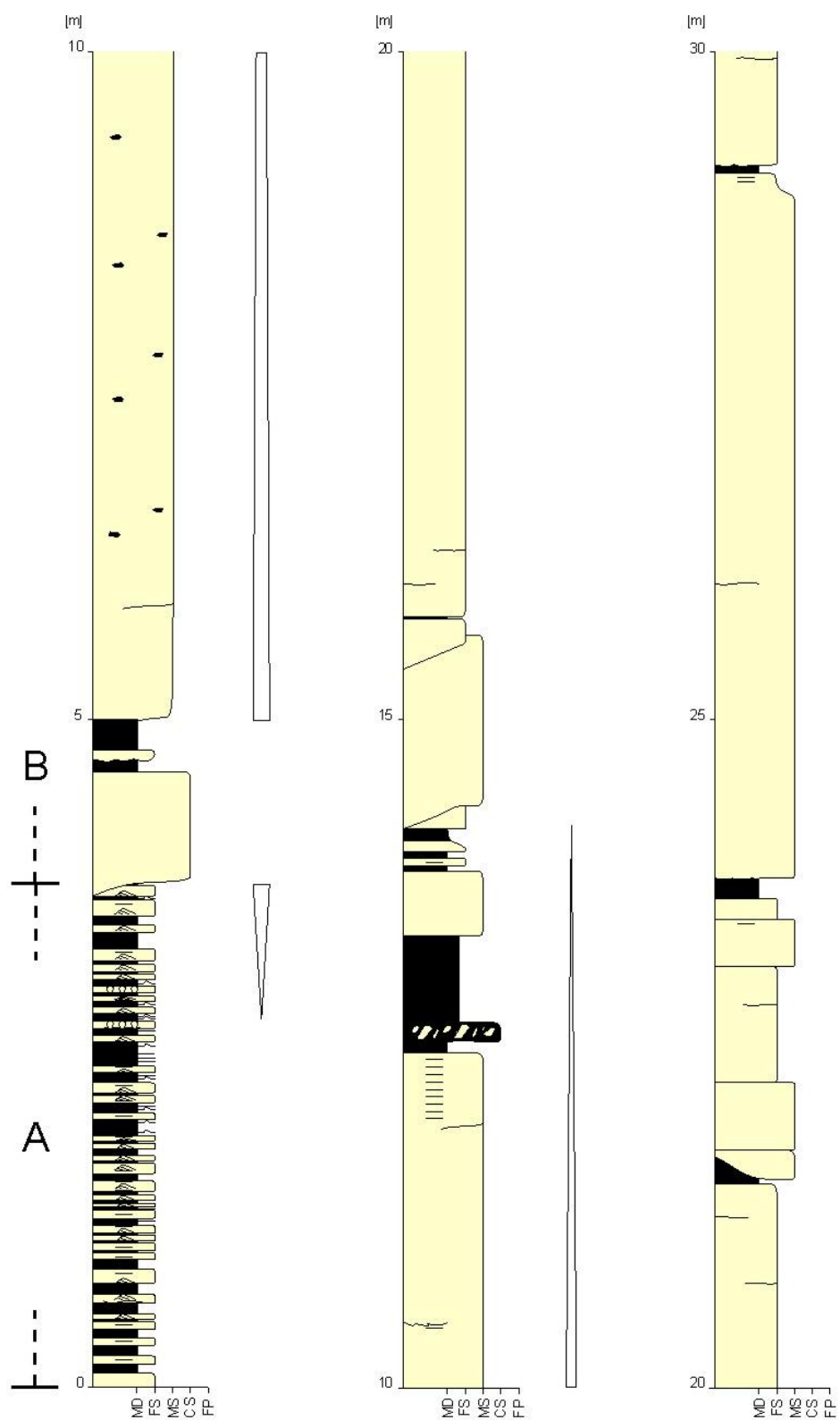


Fig. 26. Profil warstw krośnieńskich w kamieniołomie w Klęczanach (profil Kl I): A - osady reprezentujące wały kanałowe, B - osady kanału rozprowadzającego. Objaśnienia jak do fig. 19.

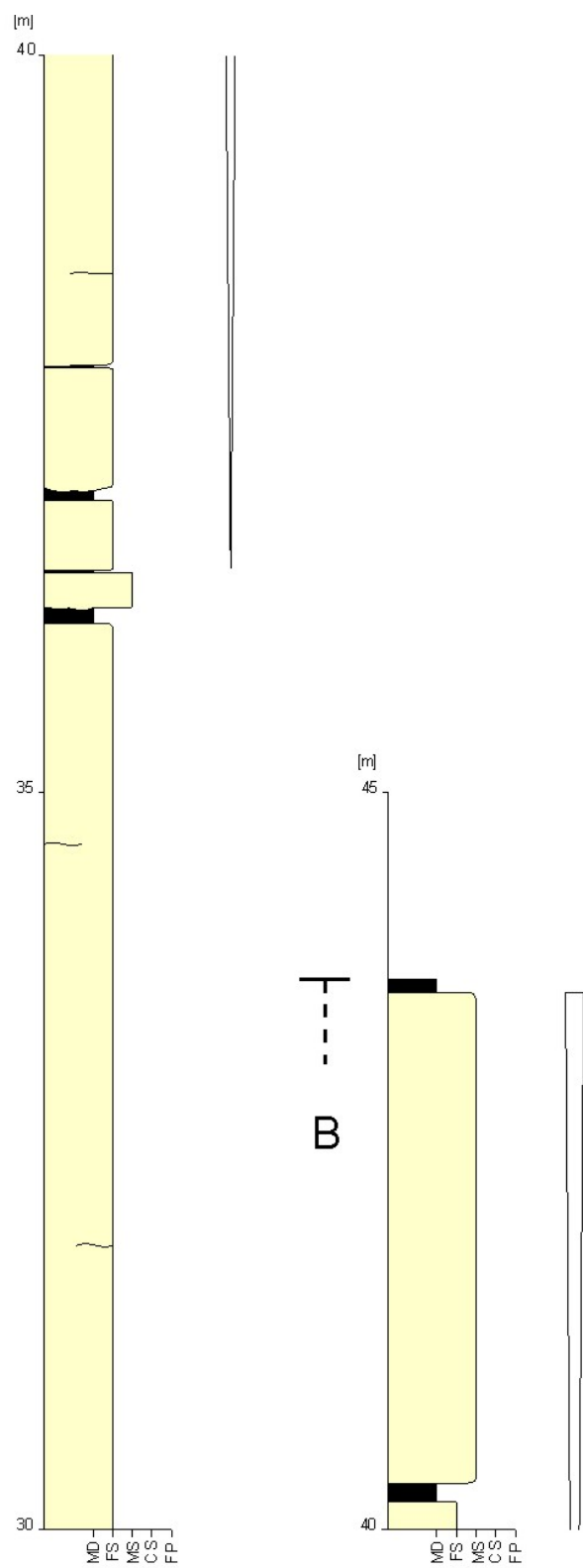


Fig. 26. Kontynuacja profilu Kl I, osady kanałów rozprowadzających.

dominują litofacje piaskowców i piaskowców z mułowcami, podrzędnie występują litofacje mułowców z piaskowcami i osady zdeformowane sedymentacyjnie (Tab. 9).

W bezpośrednim sąsiedztwie kanałów rozprowadzających rozpoznano osady wałów kanałowych (Fig. 26A) oraz obrzeżenia kanałów (Fig. 27). Według autorki w kamieniołomie występują również osady międzykanałowe o bardzo niewielkim udziale warstw piaskowcowych i zdecydowanej dominacji członów mułowcowych. Na Pl. XV.1 wyraźnie widać jak bardzo grube ławice piaskowców z kanału rozprowadzającego przechodzą obocznie w grube i średnie ławice obrzeżenia kanałów. Utwory te kontynuują się lateralnie na długości około 27 metrów, po czym obocznie przechodzą w bardziej cienkoławicowy flisz, a następnie kolejne wypełnienie niewielkiego (o szerokości około 35 m) kanału rozprowadzającego (profil Kl III w tab. 9). W obrębie sprofilowanych osadów obrzeżenia kanałów dominują litofacje piaskowców z mułowcami, przy czym ilościowo zdecydowanie przeważają piaskowce (około 93 %) (Fig. 27) (Tab. 9). W profilu rozpoznać można sekwencję pozytywną.

W bliskim sąsiedztwie kanałów rozprowadzających (Fig. 26A) (Pl. XV.2) rozpoznano również osady wałów kanałowych. Charakteryzują się one znacznym udziałem piaskowców w stosunku do łupków (około 64 %) i dominacją cienkoławicowych piaskowców (Tab. 9). W ich obrębie słabo zaznaczają się krótkie sekwencje pozytywne i negatywne. Podobnie wykształcone utwory występowały w kamieniołomie wielokrotnie w pobliżu poszczególnych wypełnień kanałowych.

W wyższej części odsłonięcia wyraźnie zaznacza się ujednoczenie litofacji. Tworzą się głównie gruboławicowe piaskowce, ciągle lateralnie, poprzedzielane niekiedy pojedynczymi, i raczej niewielkimi (do kilku metrów szerokości) strefami efemerycznych kanałów rozprowadzających. Zaczynają się tu pojawiać sekwencje negatywne. Prawdopodobnie utwory te reprezentują strefy przejściowe pomiędzy stożkiem środkowym a zewnętrznym, gdzie energia prądu zawieszinowego znacznie spada, materiał okrucowy gromadzony jest masowo w lobach, po których migrują jeszcze niewielkie kanały rozprowadzające.

W górnej części profilu pojawiają się typowe osady dla lobów depozycyjnych stożka zewnętrznego. W odsłonięciu sprofilowano szczegółowo dwa profile reprezentujące to środowisko. Pierwszy z nich (Fig. 28A) reprezentuje prawdopodobnie proksymalną część lobu, drugi natomiast dystalną (Fig. 28B). Podobnie wykształcone utwory rozpoznano w profilu Tęgoborze (T1) (Fig. 28C). W sprofilowanych utworach lobowych dominują ilościowo piaskowce nad mułowcami (Tab. 10). Występują one w regularnych, ciągłych

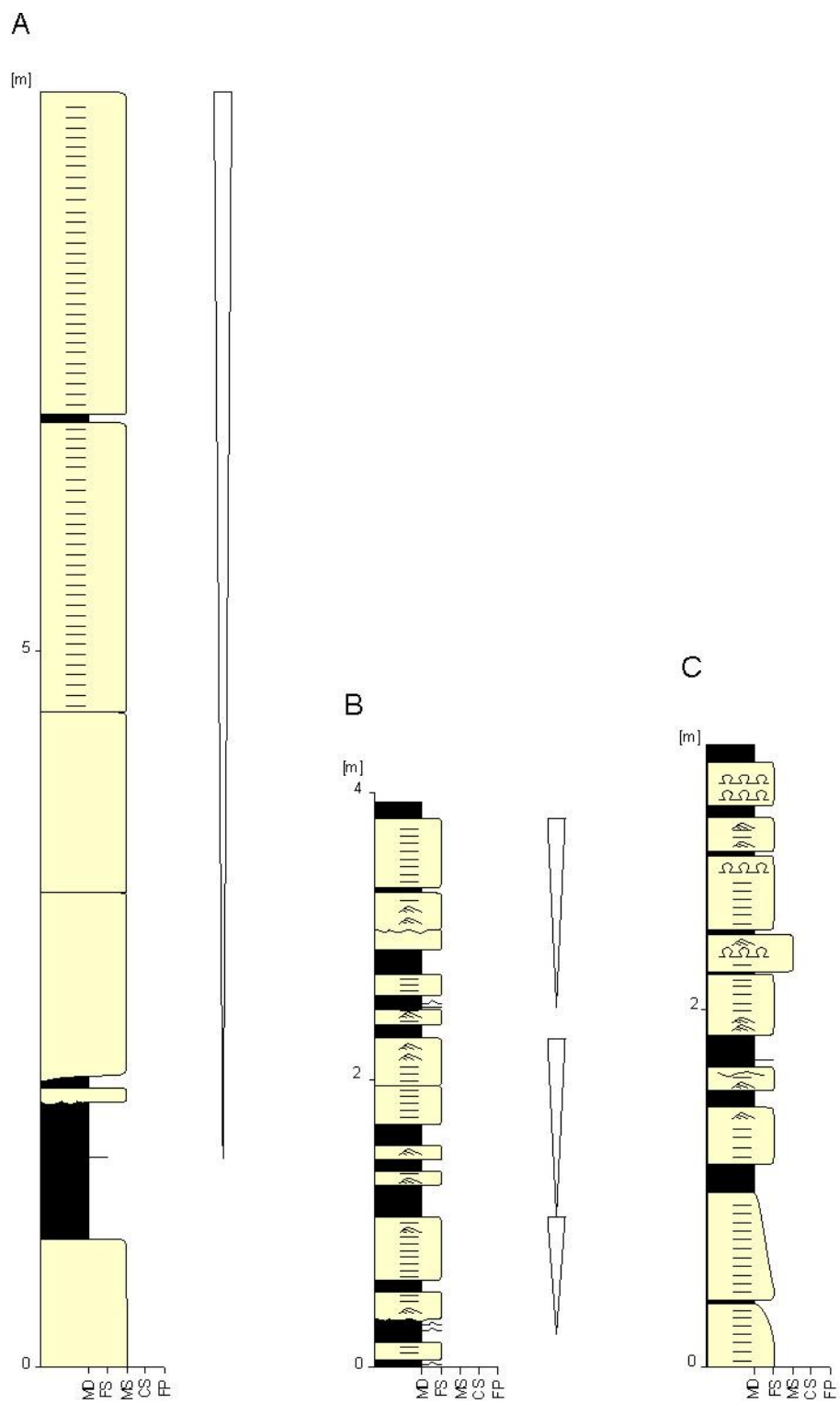


Fig. 28. Profile warstw krośnieńskich w kamieniołomie w Klęczanach (A - profil K1 IV, B - profil K1 V) i Tęgoborzy (C - profil T1) reprezentujące osady lobowe stożka zewnętrznego. Objaśnienia jak do fig. 19.

lateralnie ławicach, o miąższościach dochodzących do około 220 centymetrów (w przypadku profilu Kl IV) (Fig. 28A) (Tab. 10). W części proksymalnej lobu dominują ławice bardzo grube, zbudowane z frakcji średniopsamitowej (Pl. XVI.1). W dystalnej natomiast występują zarówno ławice średnie (które tutaj dominują ilościowo), ławice grube, cienkie i bardzo cienkie (Tab. 10) (Pl. XVI.2). Najczęściej pojawia się frakcja drobnopsamitowa.

Tab. 10. Cechy warstw krośnińskich zinterpretowanych jako osady lobów depozycyjnych w kamieniołomie w Klęczanach i w Tęgorozie. Objasnienia jak w tab. 2.

		KŁĘCZANY Kl IV	KŁĘCZANY Kl V	TĘGOROZIE T1
UŁAWICZENIE	OD – DO [cm]	1 – 220	1 – 46	1 – 61
	NAJCZĘSTSZE	bardzo grube	średnie	grube, średnie
UDZIAŁ FRAKCJI PSAMITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		88	68	83
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MS	FS	FS
	TOWARZYSZĄCA	MD, FS	MD	MS, MD
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		bardzo dobre	bardzo dobre	bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)	ostra, równa, nierówna (deformacyjna)	ostra, równa
	STROPOWA	ostra	ostra	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		-	-	-
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		negatywne	negatywne	negatywne
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	SM	SM, MS	SM
	PODRZĘDNE	MS, S	S	MS, F
INNE CECHY		bardzo dobra ciągłość lateralna warstw; ku górze profilu zwiększony udział średnich i cienkich ławic	bardzo dobra ciągłość lateralna warstw	litofacja F niesprofilowana, ale obserwowana w górnjej części odslonięcia

We wszystkich profilach wyraźnie zaznaczają się sekwencje negatywne. Litofacją dominującą jest litofacja piaskowców z mułowcami (SM), a towarzyszy jej litofacja mułowców z piaskowcami (MS). W Tęgoborzy obserwowano również w górnej części odsłonięcia (nie sprofilowanej ze względu na brak dostępu) litofację osadów zdeformowanych sedimentacyjnie (F).

W oknie tektonicznym Klęczan – Limanowej warstwy krośnieńskie sprofilowano szczegółowo jeszcze w jednym odsłonięciu w Klęczanach, w potoku Zagórzanka (Fig. 16, Fig. 29, Tab. 11). Analiza profilu oraz poczynione obserwacje terenowe wskazują na

Tab. 11. Cechy warstw krośnieńskich zinterpretowanych jako osady wachlarza stożkowego stożka zewnętrznego w oknie tektonicznym Klęczan – Limanowej. Objaśnienia jak w tab.2.

		KŁĘCZANY D1
UŁAWICENIE	OD – DO [cm]	1 – 12
	NAJCZĘSTSZE	bardzo cienkie, cienkie
UDZIAŁ FRAKCJI PSEFITOWEJ I PSAMITOWEJ [%]		27
FRAKCJA	DOMINUJĄCA	MD
	TOWARZYSZĄCA	FS
WYSORTOWANIE MATERIAŁU OKRUCHOWEGO		bardzo dobre
POWIERZCHNIA PIASKOWCÓW	SPĄGOWA	ostra, nieostra
	STROPOWA	ostra
POWIERZCHNIE AMALGAMACJI		brak
WYSTĘPOWANIE SEKWENCJI		-
WYSTĘPOWANIE LITOFACJI	NAJCZĘSTSZE	MS
	PODRZĘDNE	SM, M
INNE CECHY		-

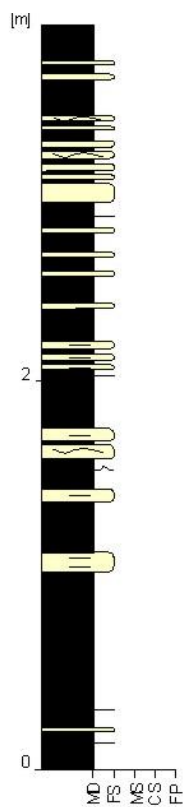


Fig. 29. Profil warstw krośnieńskich reprezentujący osady wachlarza stożkowego w Kłęczanach (profil D1). Objaśnienia jak do fig. 19.

powstanie tych utworów w subsródownisku wachlarza stożkowego. Osady charakterystyczne dla tego środowiska wykazują bardzo cienkie i cienkie uławicenie. Generalnie dominuje w nich litofacja mułowców z piaskowcami (MS), a towarzyszą jej litofacje piaskowców z mułowcami (SM) i mułowców (M) (Pl. XVII.1). Procentowy udział osadów o frakcji grubszej (drobnopsamitowej) w stosunku do osadów frakcji drobniejszej nie przekracza 30 % (Tab. 11). Podobnie wykształcone mogą być też osady wachlarza łobowego, aczkolwiek brak sekwencji negatywnych w profilu skłania autorkę raczej do zaklasyfikowania ich jako osadów wachlarza stożkowego.

10. Analiza kierunków paleotransportu

Analiza kierunków paleotransportu w obrębie warstw krośnieńskich jednostek przedmagurskich przeprowadzona została na podstawie pomiarów własnych oraz z wykorzystaniem danych literaturowych. Duży problem stanowiła mała liczebność cech azymutowych i kierunkowych w obrębie tych utworów, spowodowana chociażby ograniczonym obszarem ich występowania. W przypadku większości uzyskanych wyników autorka nie stosowała rotacji, gdyż ewentualne błędy wynikające z nachylenia warstw nie przekraczają kilku stopni i generalnie pomiary te wskazują na jeden główny kierunek paleoprądów na danych obszarach. Jedynie dla danych kierunkowych pomierzonych w kamieniołomie w Kamesznicy, ze względu na znaczne nachylenie występujących tutaj utworów (wynoszące około 60°), dokonano rotacji względem linii biegu warstw.

Innym problemem przy szacowaniu kierunków paleotransportu jest rotacja pozioma jednostek Karpat zewnętrznych. Dotychczasowe badania wskazują, że zarówno jednostka śląska, jak i magurska uległy rotacji wzdłuż uskoku przesuwczego. Ruch jednostki śląskiej odbywał się w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara (Rauch 2001, Márton 2003, Fodor 2004, 2006, Golonka 2004, Marko 2004, Márton *et al.* 2006). Nie ma jednak opublikowanych danych co do rotacji jednostek przedmagurskich. Stąd też trudno powiedzieć czy jednostki te uległy rotacji oraz jeśli tak, to w którym kierunku i o jaki kąt. Podane przez autorkę dane kierunkowe nie uwzględniają hipotetycznej rotacji.

Najbardziej zasobnym obszarem w dane kierunkowe było okno tektoniczne Mszany Dolnej. Wykorzystując własne pomiary sporządzono diagram rozetowy (Fig. 30), na podstawie którego można powiedzieć, że transport materiału okruchowego następował głównie z południowego zachodu i zachodu. Niewielka ilość pomiarów wskazuje na transport z północnego zachodu. W przypadku rejonu na południe od Żywca, diagram rozetowy wyraźnie wskazuje na jeden dominujący kierunek paleotransportu ze wschodu, z niewielkim

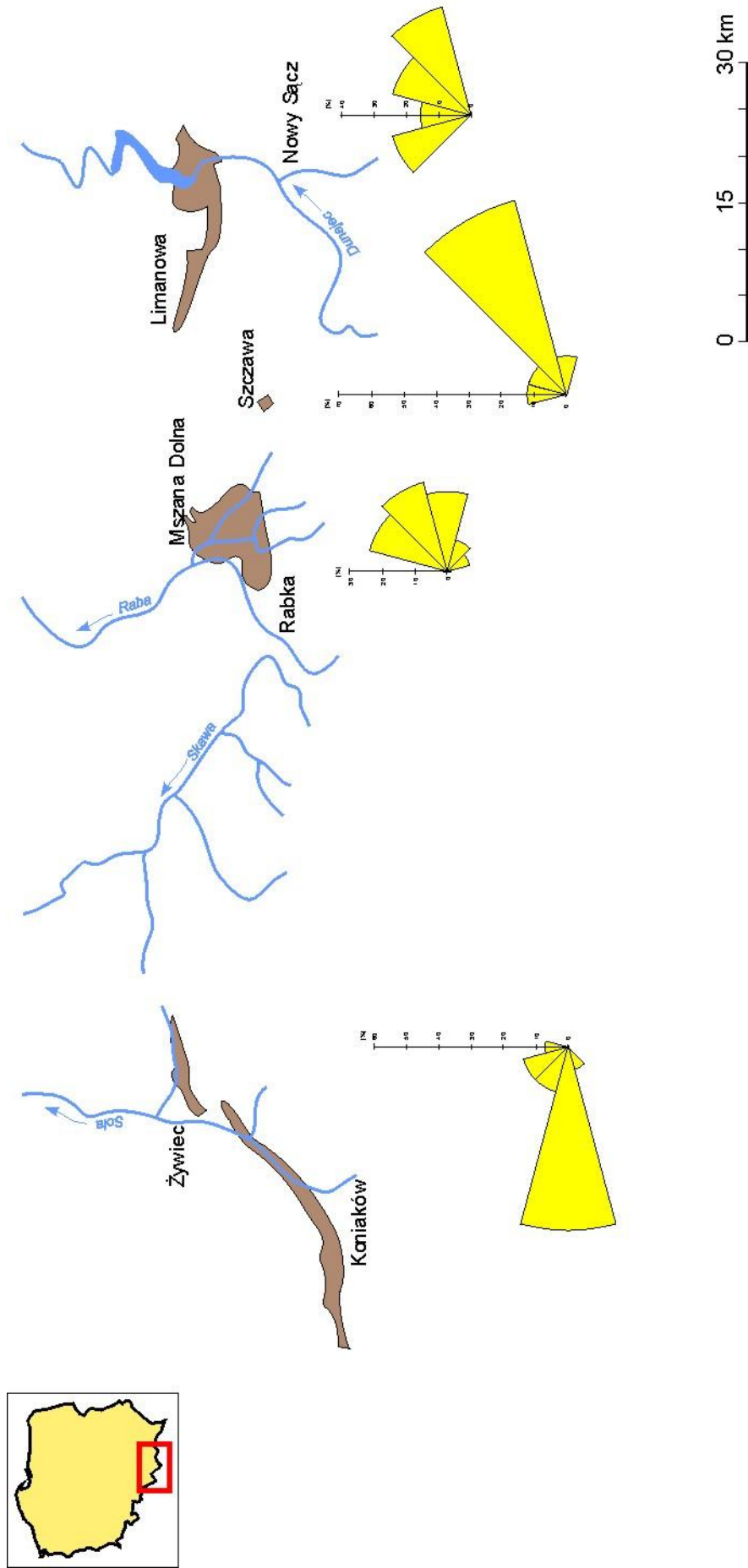


Fig. 30. Różne kierunków paleotransportu dla warstw krośnieńskich w jednostkach grupy przedmagurskiej na zachód od Dunajca, wyznaczone na podstawie własnych pomiarów i danych literaturowych (Dzuleński & Ślaczka 1959, Książkiewicz *et al.* 1962, Burtan *et al.* 1992a, Cieszkowski 1992).

odchyleniem na północny zachód (Fig. 30). Diagram wykonano w oparciu o niewielką populację danych, która liczyła kilkanaście pomiarów (sporządzonych w obrębie gruboławicowych piaskowców), a uzyskane wyniki generalnie pokrywają się z danymi Unruga (1968) ze wskaźników petrograficznych. Dżułyński & Ślaczka (1959) oraz Książkiewicz *et al.* (1962) w swoich publikacjach zamieszczają również dane z tego rejonu, pochodzące z pomiarów wykonanych na warstwach krośnieńskich w facjach o przewadze łupków (wyższa część warstw krośnieńskich). Kierunki te wskazują na transport z południa i południowego wschodu. Ponieważ autorce nie udało się sprofilować tak wykształconych osadów (z powodu braku odsłoneń) i w konsekwencji nie bierze ich pod uwagę do analizy sedymentologicznej, dlatego dane te zostały pominięte. W rejonie na wschód od Żywca uzyskano jeden pomiar wskazujący na transport materiału okrucowego z południowego wschodu. Ubogie we wskaźniki kierunkowe są również warstwy krośnieńskie okna tektonicznego Szczawy. W rejonie tym autorka dokonała kilku pomiarów, które wskazują, że transport odbywał się wzdłuż kierunku południowy zachód – północny wschód. Niestety autorka uzyskała jedynie jeden pomiar wskazujący na zwrot tego kierunku, w związku z czym uzyskany diagram rozetowy (wykonany na zaledwie ośmiu pomiarach) może być obarczony pewnym błędem. W rejonie okna tektonicznego Klęczan – Limanowej sporządzona róża kierunków wskazuje, że transport materiału klastycznego odbywał się z południa oraz południowego wschodu i zachodu (Fig. 30). Jednakże należy podkreślić, że diagram ten również wykonany został w oparciu o nieliczną populację danych (w sumie kilkanaście pomiarów własnych i z literatury), a ponadto autorka nie uzyskała własnych pomiarów azymutowych, a jedynie dane kierunkowe. Oznaczenie zwrotu paleoprądu dokonano w oparciu o dane literaturowe (Książkiewicz *et al.* 1962, por. Paul 2001).

Pomierzone kierunki paleotransportu bardzo dobrze korelują się ze zmianami facjalnymi osadów w poszczególnych rejonach badań. Na zachodzie, w okolicach Żywca osady zinterpretowane jako utwory kanałów rozprowadzających wskazują na kierunek dystrybucji materiału ze wschodu na zachód (Fig. 31). Prawdopodobnie wzdłuż kanałów tworzyły się ciała lobowe, w których przemieszczanie materiału odbywało się na boki w stosunku do kanału, zgodnie z modelem prezentowanym przez Reading & Richards (1994), Stow *et al.* (1998). W oknie tektonicznym Mszany Dolnej rozkład kierunków paleotransportu idealnie wpisuje się w rozmieszczenie litofacjalne warstw krośnieńskich w tym rejonie (Fig. 32). Podobne obserwacje uzyskano w oknie tektonicznym Klęczan – Limanowej (Fig. 33). Trudno cokolwiek powiedzieć o takiej zależności w przypadku okna tektonicznego Szczawy,

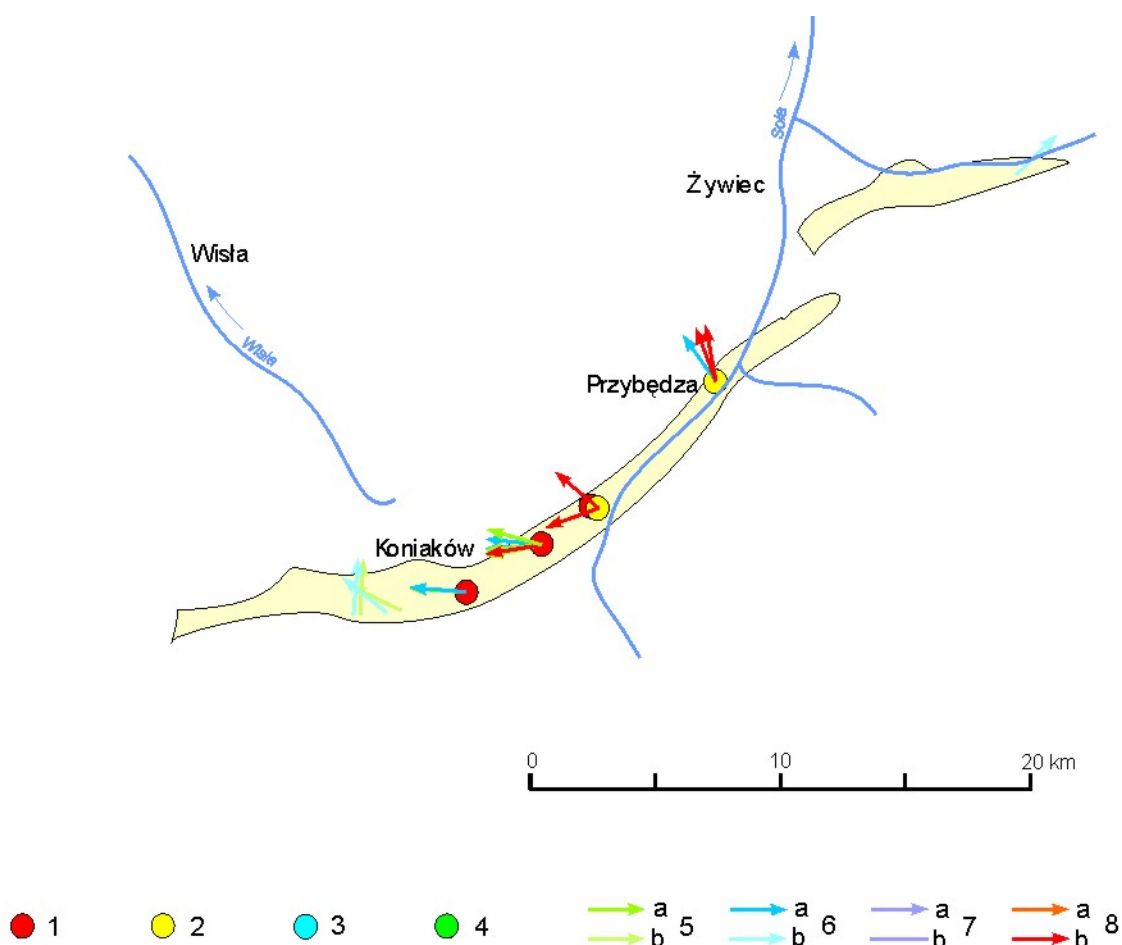


Fig. 31. Kierunki paleotransportu materiału okruchowego warstw krośnieńskich, rejon Żywca. Objasnienia: 1 - subsrodowisko kanalów rozprowadzajacych, 2 - subsrodowisko lobow depozycyjnych, 3 - subsrodowisko obrzezenia lobow, 4 - subsrodowisko wachlarza stożkowego, 5 - 7 kierunki paleotransportu wedlug: 5 - Dzułyński & Ślącza (1959): a - dla warstw krośnieńskich dolnych, b - dla warstw krośnieńskich górnych, 6 - Książkiewicz *et al.* (1962): a - dla warstw krośnieńskich dolnych, b - dla warstw krośnieńskich górnych, 7 - Burtan *et al.* (1992a), Cieszkowski (1992): a - z określonym zwrotem, b - bez określonego zwrotu, 8 - pomiary własne: a - dla jednostki grybowskiej, b - dla jednostki przedmagurskiej i dukielskiej.

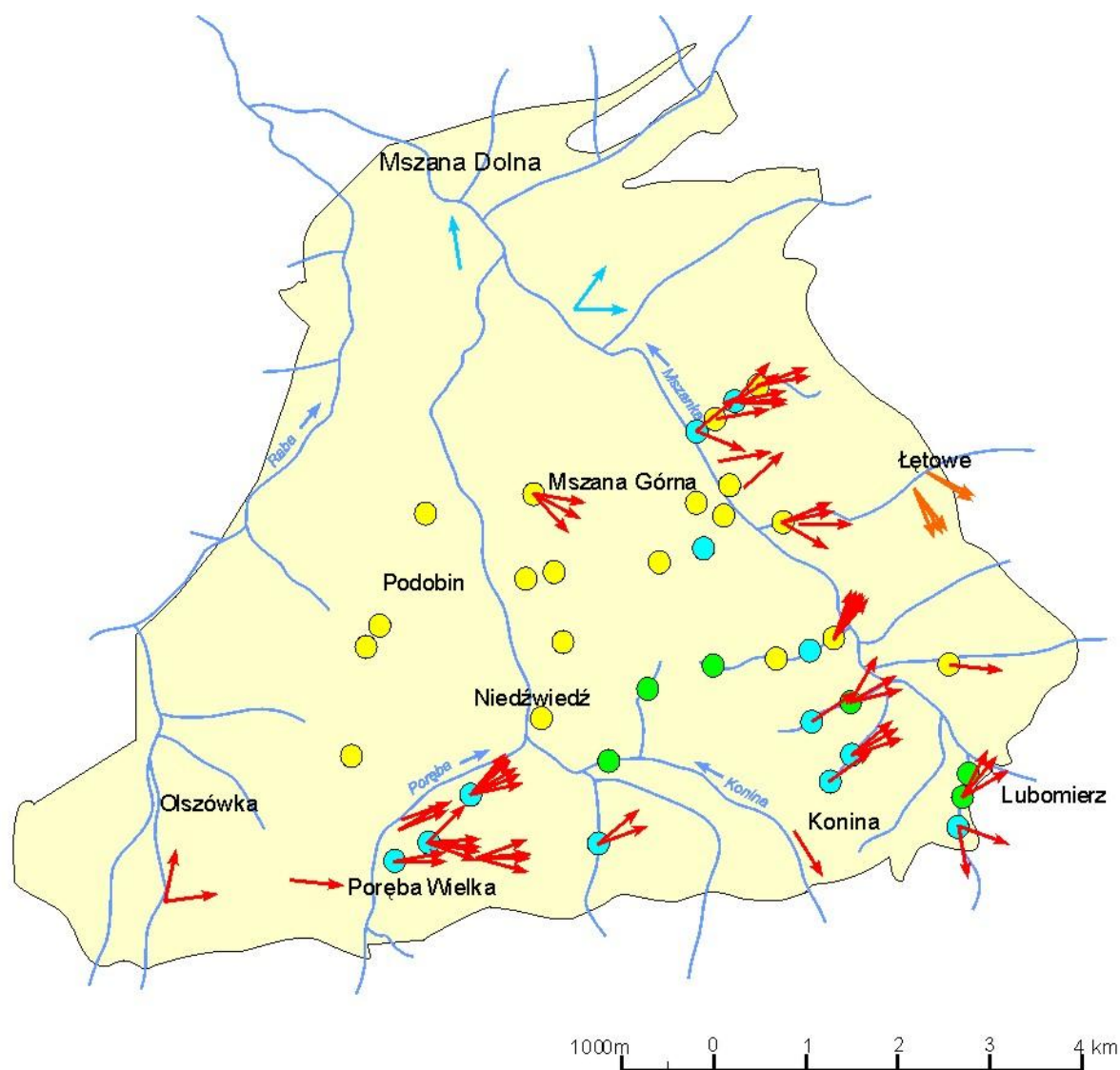


Fig. 32. Kierunki paleotransportu materiału okruchowego warstw krośnieńskich, rejon okna tektonicznego Mszany Dolnej. Objasnienia jak do fig. 31.

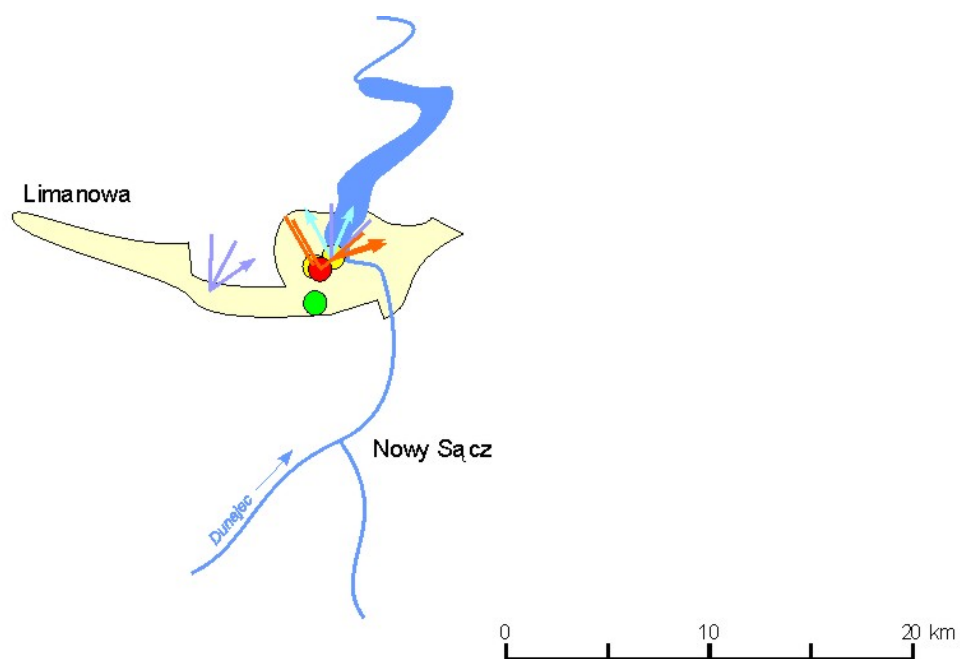


Fig. 33. Kierunki paleotransportu materiału okruchowego warstw krośnieńskich, rejon okna tektonicznego Kłęczan - Limanowej. Objasnienia jak do fig. 31.

gdyż ze względu na ograniczony obszar badań nie uzyskano zbyt wielu danych kierunkowych, a także analiza środowiska sedymentacji nie jest jednoznaczna.

11. Rekonstrukcja sedymentacji warstw krośnieńskich w basenach przedmagurskich na zachód od Dunajca

Sedymentacja warstw krośnieńskich w basenach przedmagurskich trwała około 10 milionów lat. Najwcześniej, na omawianym obszarze, utwory krośnieńskie powstały w obrębie basenu grybowskiego, najpóźniej pojawiły się w basenie przedmagurskim *sensu stricte* (por. Oszczytko-Clowes & Oszczytko 2004). Zwiększona dostawa materiału okruchowego do basenu i zmiana charakteru sedymentacji z warstw menilitowych na krośnieńskie, spowodowana była prawdopodobnie spływaniem basenu, związanym z wynoszeniem tektonicznym podłoża basenów (Oszczytko 1999, Jankowski 2000, Poprawa *et al.* 2002a). Potwierdza to Kotlarczyk *et al.* (2006) pisząc, że obniżenie poziomu oceanu Tetydy w początkowym etapie tworzenia się warstw krośnieńskich (zona NP23 - około 31.5 mln lat BP) mogło wynosić około 25 – 30 metrów, a swoje maksimum osiągnęło około 28.5 mln lat BP (zona NP24) i wynosiło nawet 175 metrów (por. Oszczytko 2004a, b, 2006a). Symulacje subsydencji dna basenów wykazują, że takie wynoszenie dna basenów mogło sięgać tysiąca, a nawet kilku tysięcy metrów (Poprawa *et al.* 2002a, b). Warstwy krośnieńskie są utworami synorogenicznymi, odznaczającymi się wysokim tempem depozycji, sięgającym w jednostce dukielskiej 140-600 m/mln lat (Poprawa *et al.* 2002a, 2006a, Malata & Poprawa 2006).

Sytuacja paleogeograficzna w czasie tworzenia się warstw krośnieńskich determinowana była wypiętrzaniem się obszaru magurskiego. Na jego przedpolu zaczął się formować, oddzielony od północy grzbietem śląskim, basen jednostek przedmagurskich (por. Kuśmierk 1990). Basen ten w paleogenie oddzielony został od basenu magurskiego strefą płycizn i wyniesień tzw. grzbietem grybowskim, przedmagurskim (Ślącza 1971, Oszczytko 1973, Cieszkowski 1992, 2002, 2003, Cieszkowski & Włodyka 2004, Golonka *et al.* 2000, 2005a, b, c, Cieszkowski *et al.* 2007). Wyniesienia te nie stanowiły prawdopodobnie ciągłego grzbietu, gdyż facje serii magurskich i przedmagurskich zazębiają się wzajemnie. Odzwierciedla się to w profilach litostratygraficznych różnych jednostek przedmagurskich, gdzie dolne ich części zawierają wydzielenia charakterystyczne dla jednostki magurskiej, a górne świadczą o bliskich związkach tych basenów z basenem śląskim (być może w związku ze stopniowym zanikiem kordyliery śląskiej por. Cieszkowski 1992) (Cieszkowski 1992, Golonka *et al.* 2005b, c, Oszczytko 2006a, b, Golonka 2007). Grzbiety przedmagurskie znane

są obecnie tylko z olistolitów i materiału egzotycznego, gdyż zostały zniszczone wraz z nasunięciem się przyzmy akrecyjnej (Golonka *et al.* 2005a, b, Cieszkowski & Golonka 2006). Prawdopodobnie wyłanianie się grzbietu przedmagurskiego odbywało się stopniowo. W pierwszej kolejności wynurzył się on na wschodzie, dając materiał okruchowy dla utworów występujących w oknie tektonicznym Szczawy i Klęczan – Limanowej (Fig. 34A, Fig. 35A). Potem stopniowo wynurzała się jego zachodnia część, będąca obszarem źródłowym dla stożka Mszany i Żywca (Fig. 34B, Fig. 35B). Bromowicz (1992, 1993) podaje, że rynnna basenu magurskiego pogłębiała się w kierunku zachodnim, a więc można przyjąć logiczne założenie, że grzbiet przedmagurski najpóźniej pojawił się na powierzchni w tej części basenu. Takie następstwo zdarzeń może również tłumaczyć podobny charakter starszych osadów serii przedmagurskiej *sensu stricte* do równowiekowych osadów serii magurskiej.

Prawdopodobnie baseny przedmagurskie dodatkowo, pomiędzy sobą, rozdzielone były wyniesieniami i tworzyły izolowane formy pomiędzy basenami magurskim i śląskim (typ basenu *pull-apart*). Dowodem na to mogą być pomierzone kierunki paleotransportu, które w najbardziej zachodnim obszarze badań – jednostce przedmagurskiej *sensu stricte*, przybierają zwroty na zachód i północny zachód (Fig. 30, Fig. 31), zaś w jednostce dukielskiej okna tektonicznego Mszany Dolnej (Fig. 30, Fig. 32) wskazują na transport na wschód, północny wschód i w niewielkim stopniu południowy wschód. Tak więc, materiał terygeniczny musiał być dostarczany z jakiejś wynurzającej się strefy pomiędzy tymi basenami (Fig. 34, Fig. 35). Być może baseny te miały charakter półrowów, lub też układ typu rów-horst (por. Jankowski 2004). Przeciwność kierunki paleotransportu w basenach przedmagurskich mogą być również związane z urozmaiconą morfologią dna basenu sedimentacyjnego, a co jest z tym związane z nieregularną linią brzegową grzbietu przedmagurskiego (liczne zatoki, półwyspy). Niszczenie półwyspu mogło przyczynić się do powstania dwóch stożków po przeciwnych jego stronach – stożka Mszany i stożka Żywca (Fig. 36, Fig. 37). Kierunki paleotransportu pomierzone w oknie tektonicznym Szczawy mogą potwierdzać taką tezę, gdyż jeśli badane tam osady są rzeczywiście produktami konturytów to skłon kontynentalny musiał być nachylony w kierunku NW lub SE. Nasuwają się jednak pewne wątpliwości co do takiej interpretacji. A mianowicie powstaje pytanie jak daleko musiał być wysunięty półwysep w kierunku północnym, jeśli stożki rozbudowane zostały w obrębie północnych części basenów grupy przedmagurskiej (basen przedmagurski północny *sensu stricte* i dukielski)? Ponadto, zastanawiające jest co było przyczyną tak silnej erozji tego fragmentu kordyliery, jeśli po jej obu stronach zaczęły się tworzyć stożki głębokomorskie? Według autorki grzbiet ten musiał

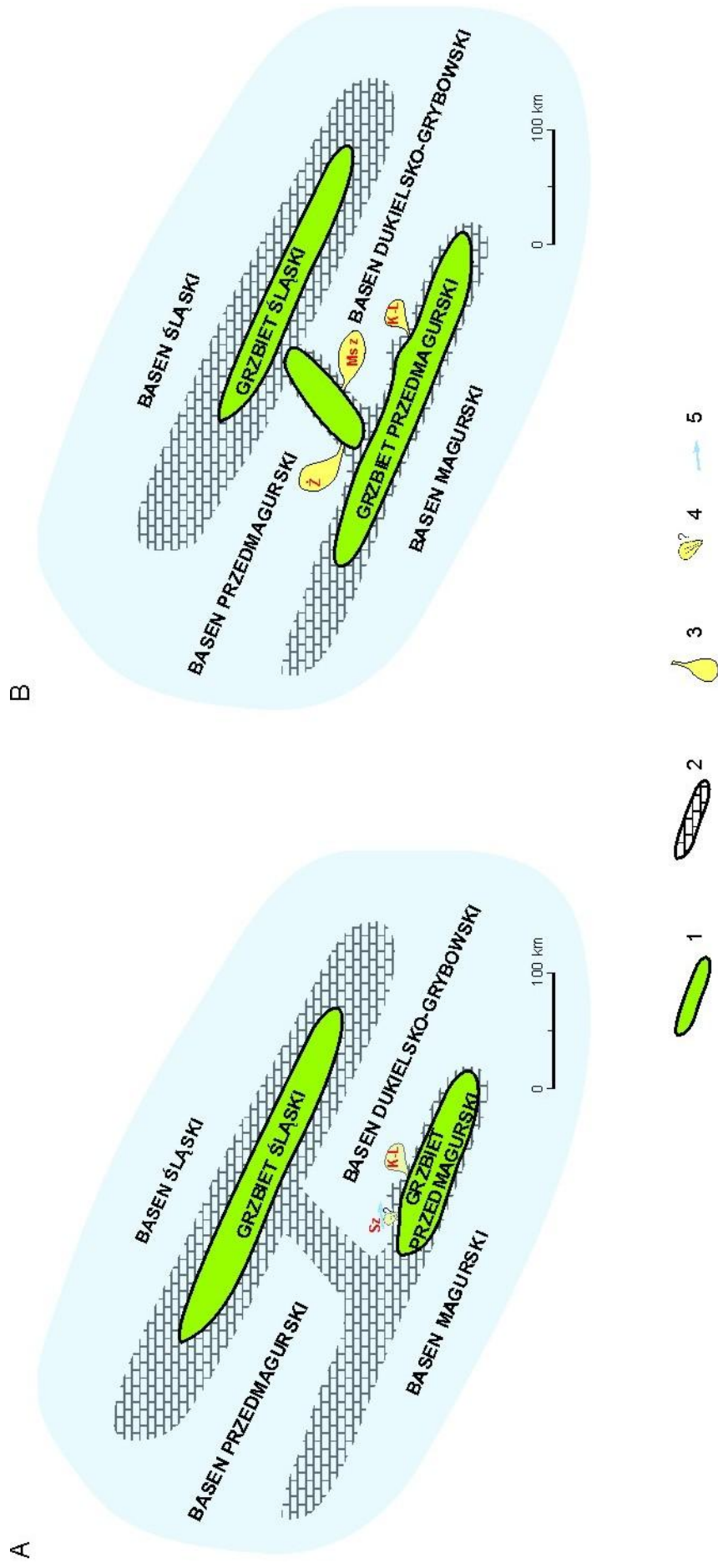


Fig. 34. Lokalizacja paleogeograficzna obszarów sedymentacji warstw krosnińskich w basenach grupy przedmagurskiej: A - etap pierwszy - oligocen zona NP24, B - etap drugi- oligocen zona NP24/NP25. Objasnienia: 1 - obszary wynurzone, 2 - obszary płycizn z sedymentacją węglanową, 3 - stożki osadów krosnińskich, 4 - hipotetyczne osady prądów zawieszinowych, 5 - prądy konturowe, Ż - stożek Żywca, Msz - stożek Mszany Górnej, Sz - osady prądów konturowych Szczawy, K-L - stożek Klęczan.

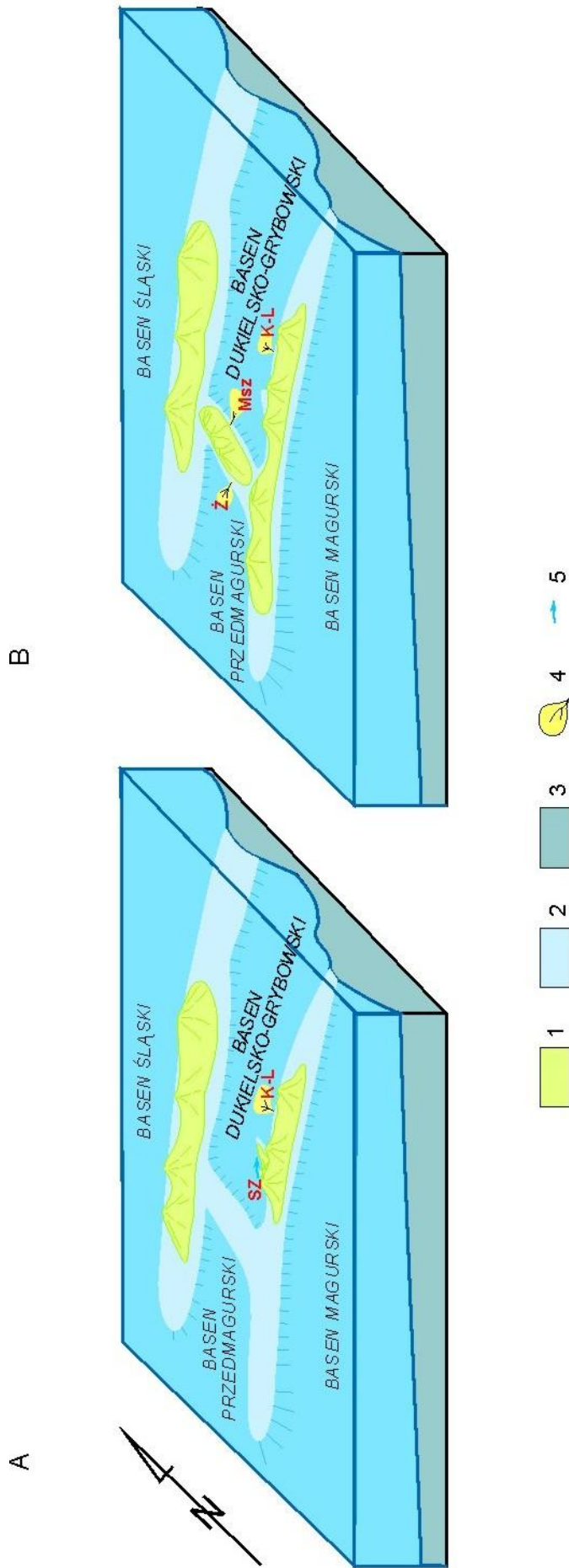


Fig. 35. Model sedimentacji warstw krośnieńskich w basenach przedmagurskich na zachód od Dunajca: A - etap pierwszy - oligocen zona NP24, B - etap drugi zona NP24/NP25 (bez rotacji tektonicznej). Objasnienia: 1 - obszary wynurzone, 2 - obszary pływczn z sedimentacją węglanową, 3 - osady dna morskiego, 4 - stożki osadów krośnieńskich, 5 - prądy konturowe; K-L - stożek Klęczan, Sz - osady prądów konturowych Szezawy, Msz - stożek Mszany Górnej, Z - stożek Żywca.

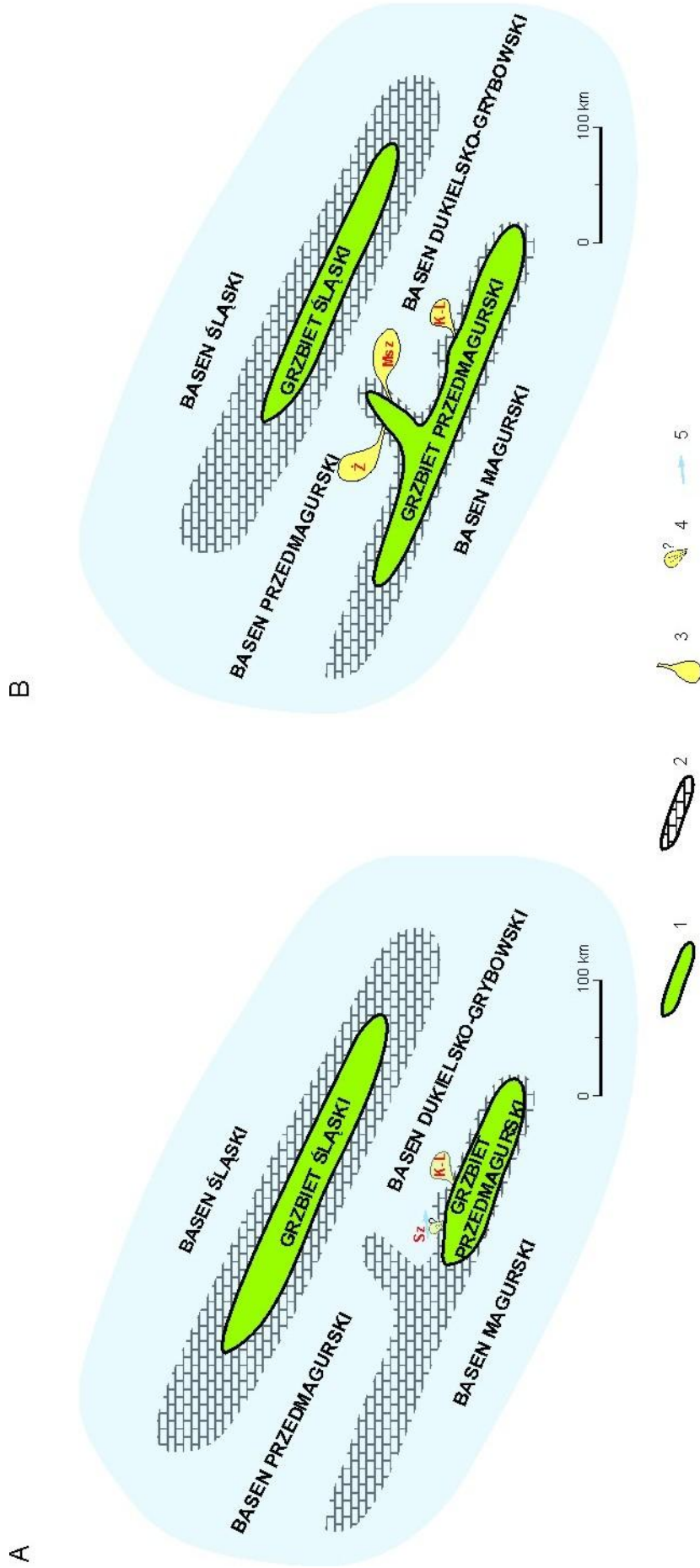


Fig. 36. Lokalizacja paleogeograficzna obszarów sedymentacji warstw krośnieńskich w basenach grupy przedmagurskiej: A - etap pierwszy - oligocen zona NP24, B - etap drugi - oligocen zona NP24/NP25 - model z urozmaiconą linią brzegową. Objasnienia: 1 - obszary wynurzone, 2 - obszary pływczyn z sedymentacją węglanową, 3 - stożki osadów krośnieńskich, 4 - hipotetyczne osady prądów zawieszinowych, 5 - prądy konturowe, Ż - stożek Żywca, Msz - stożek Mszany Górnjej, Sz - osady prądów konturowych Szczawy, K-L - stożek Kłęczan.

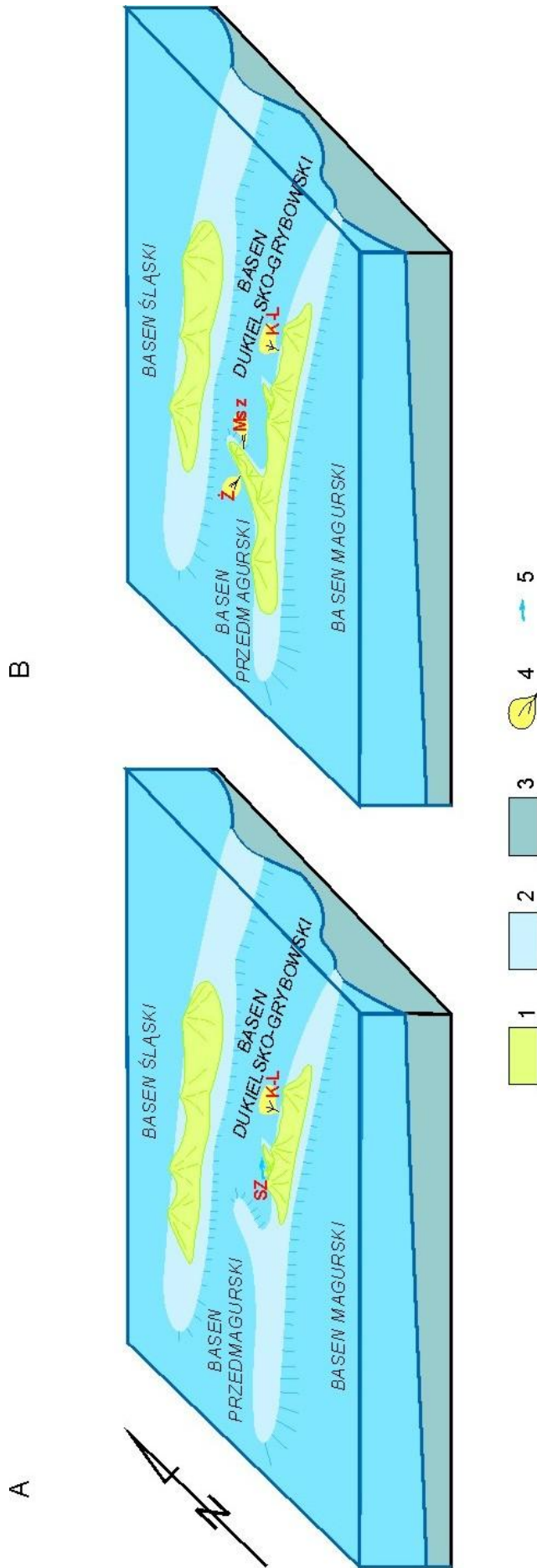


Fig. 37. Model sedymentacji warstw krośnieńskich w obrębie basenów przedmagurskich ograniczonych kordyliera o urozmaiconej linii brzegowej: A - etap pierwszy - oligocen zona NP24, B - etap drugi zona NP24/NP25 (bez rotacji tektonicznej). Objasnienia: 1 - obszary wynurzone, 2 - obszary plynizn z sedymentacja węgla nowa, 3 - osady dna morskiego, 4 - stożki osadów krośnieńskich, 5 - prądy konturowe; K-L - stożek Klęczan, Sz - osady prądów konturowych Szczawy, MsZ - stożek Mszany Górnej, Ż - stożek Żywca.

mieć jednak założenia tektoniczne, co skłania raczej do przyjęcia modelu basenu *pull-apart*. Być może dalsze badania pozwolą na rozstrzygnięcie tej kwestii.

Niszczenie wynurzających się fragmentów dna zbiornika fliszowego zapisane zostało w materiale okruchowym znajdującym w obrębie utworów krośnieńskich. Jak wykazują badania petrograficzne obserwować w nich można duży udział materiału okruchowego redeponowanego, pochodzącego z kanibalizmu wcześniej złożonych osadów fliszowych (Poprawa *et al.* 2002a, 2006b). Obok okruchów fliszowych duży udział przypada również na węglany, występujące tu zarówno w postaci okruchów, jak i spoiwa (Peszat 1984, 1997b, 1999). Ich pochodzenie wiąże się z sedymentacją w obrębie płycizn otaczających baseny fliszowe i następnie przenoszeniem ich w postaci okruchów w głębsze części basenów (Peszat 1997a, Peszat & Buczek-Pułka 1984, Słomka 1986) (Fig. 34, Fig. 35).

Pod koniec sedymentacji warstw krośnieńskich we wszystkich obszarach badań notuje się wyciszenie sedymentacji i zwiększony udział skał frakcji najdrobniejszej. Być może jest to związane z pogłębianiem się basenu (Poprawa *et al.* 2002a) i następującą transgresją w basenach resztkowych i/lub zanikiem stref źródłowych. Taka sytuacja sprzyja także powstawaniu osadów o charakterze chaotycznym obserwowanych na przykład w okolicach Żywca (por. Jankowski 2000). Analogiczne zdarzenia opisane są z jednostki magurskiej strefy Siar (Leszczyński & Malata 2002). Tutaj, na przełomie eocenu i oligocenu następowała intensywna resedymentacja osadów, po czym, na skutek zawijania się litosfery subdukowanej pod obszarem powstających Karpat doszło do zmniejszania się dostawy materiału gruboklastycznego. W konsekwencji, w basenie następowała zwiększona subsydencja związana z naporem przyzmy akrecyjnej i pogrążenie obszaru źródłowego (Leszczyński & Malata 2002). Być może podobne zdarzenia miały miejsce również w obrębie basenów przedmagurskich.

Powyższa analiza oparta została na obserwacjach poczynionych na niewielkich, pod względem obszarowym, rejonach badań. Ponadto w rekonstrukcji nie wzięto pod uwagę osadów opisywanych ze strefy Michalczowej, która również należy do grupy jednostek przedmagurskich. Z tego też względu należy ją traktować jedynie hipotetycznie i może stanowić materiał wyjściowy do rekonstrukcji sedymentacji w obrębie jednostek przedmagurskich w całych Karpatach fliszowych.

Rekonstrukcja paleogeograficzna basenów przedmagurskich, w świetle dzisiejszych badań jest utrudniona również i z innych względów. Otóż położenie głównych basenów (magurskiego i śląskiego) próbuje się sytuować odmiennie niż kilka lat temu. Basen pienińsko-magurski miałby przebieg południowy zachód – północny wschód, natomiast śląski

północny zachód – południowy wschód (Nemčok *et al.* 2000, Krobicki *et al.* 2003, Oszczypko & Golonka 2003, Golonka *et al.* 2004a). Koncepcja ta ma jednak swoje wady, gdyż jak pisze Oszczypko (2004a, b, 2006a, 2006c) zarówno kierunki paleotransportu, rozkład facji, a już na pewno przejściowa pozycja osadów basenów przedmagurskich pomiędzy osadami jednostki magurskiej i śląskiej przeczą tej tezie (por. Oszczypko & Salata 2005). Ponadto wiadomo już, że jednostki zachodnich Karpat uległy lewoskrętnej rotacji (Unrug 1979, Rauch 2001, Márton 2003, Márton & Fodor 2003, Fodor 2004, 2006, Golonka 2004, Golonka *et al.* 2004b, 2005c, Marko 2004, Márton *et al.* 2006, Nemčok *et al.* 2006). W przypadku założenia, że baseny śląski i magurski nie były do siebie równoległe (Nemčok *et al.* 2000, Golonka *et al.* 2004a) przyjmuje się, że basen magurski wraz z pienińskim pasem skałkowym uległ prawoskrętnemu przemieszczeniu. Nie ma natomiast precyzyjnych danych mówiących o tym, jak i czy rotacji podlegały również baseny przedmagurskie (Márton *et al.* 2006). Przypuszcza się, że rotacja ta mogła odbywać się lewoskrętnie, podobnie jak w przypadku jednostki śląskiej (Cieszkowski *et al.* 1985). Byłoby to o tyle uzasadnione, że w ostatnim etapie swego rozwoju sedymentacja w basenach przedmagurskich upodobniła się do sedymentacji w basenie śląskim (Golonka *et al.* 2005b, c, Golonka 2007), stąd też i rotacja tych basenów mogła odbywać się jednocześnie. Takie założenie przyjęto przy rekonstrukcji paleogeograficznej, ale autorka nie ma na ten temat konkretnych dowodów.

12. Wnioski

1. Opisywane w literaturze warstwy cergowskie jednostek grupy przedmagurskiej, znajdujących się na zachód od Dunajca w rzeczywistości są warstwami krośnieńskimi. Powstawały w obrębie tych samych systemów depozycyjnych co wyżej ległe warstwy krośnieńskie, stąd też stawianie sztucznej granicy pomiędzy tymi wydzieleniami wydaje się być nieuzasadnione.

2. Na badanych obszarach, w obrębie warstw krośnieńskich, wyróżniono kilka litofacji: litofację piaskowców zlepieńcowatych, piaskowców, piaskowców z mułowcami, mułowców z piaskowcami, mułowców, mułowców zlepieńcowatych oraz litofację osadów zdeformowanych sedymentacyjnie. Najczęściej we wszystkich rejonach badań spotykano litofację piaskowców z mułowcami. Litofacja mułowców zlepieńcowatych występowała sporadycznie (w rejonie na wschód od Żywca i oknie tektonicznym Szczawy). Pozostałe litofacje pojawiały się z mniejszą częstotliwością w różnych jednostkach grupy przedmagurskiej.

3. W efekcie przeprowadzonej analizy facjalnej stwierdzono, że warstwy krośnieńskie powstawały w obrębie kilku głębokomorskich stożków rozwijających się w różnych częściach basenów przedmagurskich. W rejonie na wschód od Żywca prawdopodobnie nastąpiła zmiana środowiska sedymentacji z uporządkowanej w obrębie stożka na nieuporządkowaną, chaotyczną, liniowo zasilanego fartucha. W rejonie Szczawy interpretacja środowiska sedymentacji jest utrudniona, ale istnieją przesłanki wskazujące, iż warstwy krośnieńskie powstawały przez sedymentację osadu z prądów konturowych, na które nakładała się sedymentacja z pojedynczych, silniejszych prądów zawieszinowych.

4. W różnych częściach jednostek przedmagurskich zinterpretowano utwory należące bądź do strefy stożka środkowego lub stożka zewnętrznego, albo występujące obok siebie osady obydwu tych stref. Nigdzie nie rozpoznano utworów charakterystycznych dla środowiska stożka wewnętrznego. Brak osadów charakterystycznych dla niektórych części stożka związany jest zapewne z konsumpcją tych utworów w trakcie fałdowania lub też z ograniczoną strefą wychodni, w których obserwowano zmiany litofacjalne.

5. W rejonie Żywca rozpoznano głównie utwory charakterystyczne dla osadów kanałów rozprowadzających stożka środkowego i lobów depozycyjnych stożka zewnętrznego. Prawdopodobnie występują tam też osady fartuchowe kończące sedymentację warstw krośnieńskich w tym rejonie. Obszar okna tektonicznego Mszany Dolnej reprezentują utwory powstałe w obrębie stożka zewnętrznego w strefie lobów depozycyjnych oraz wachlarzy lobowych i stożkowych. Interpretacja warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Szczawy nie jest jednoznaczna. Wykształcenie litologiczno – sedimentologiczne może wskazywać na powstanie ich w obrębie obrzeżenia lobu depozycyjnego lub sedymentację z prądów konturowych. W oknie tektonicznym Klęczan – Limanowej uzyskano najpełniejszy obraz sedymentacji w obrębie stożka głębokomorskiego. Rozpoznano tu osady stożka środkowego (kanałów rozprowadzających, obrzeżenia kanałów, wałów oraz osady międzykanałowe) i stożka zewnętrznego (części dystalne i proksymalne lobów depozycyjnych oraz osady obrzeżenia stożka).

6. Pomierzone kierunki paleotransportu wskazują, że dystrybucja materiału okruchowego odbywała się w basenie przedmagurskim *sensu stricte* ze wschodu i południowego wschodu. W basenie dukielskim transport następował głównie z południowego zachodu i zachodu, w basenie grybowskim z południa, południowego wschodu i południowego zachodu.

7. Kierunki paleotransportu oraz rozprzestrzenienie litofacjalne warstw krośnieńskich, a także zinterpretowane środowiska sedymentacji dowodzą, że pomiędzy

basenem magurskim i przedmagurskimi istniał wynurzony grzbiet, z którego transportowany był materiał do basenów przedmagurskich. Taka kordyliera oddzielała również baseny przedmagurskie, co potwierdzają uzyskane wyniki badań.

8. Obserwacje wykształcenia litofacjalnego warstw krośnieńskich bardzo dobrze korelują z globalnymi zmianami w basenach karpackich. Starsze warstwy krośnieńskie dokumentują spływanie zbiornika sedimentacyjnego, natomiast najmłodsze wskazują na jego pogłębianie związane z nasuwaniem się od południa pryzmy akrecyjnej.

13. Literatura

- Barczuk A. & Bojanowski M.J., 2007. Rekonstrukcja procesów wczesnodiagenetycznych w morskich skałach okruchowych na przykładzie łupków krośnieńskich (Karpaty zewnętrzne). *Prz. Geol.*, 55, 4: 282.
- Bąk B. & Radwanek-Bąk B., 1996. Zasoby kopalin zachodniej części Karpat w województwie bielskim. *Prz. Geol.* 44(5): 514-518.
- Bąk K., 1999. Late Oligocene foraminifera from the Krosno Beds in the San valley section (Bieszczady Mountains); Silesian Unit, Polish Outer Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 69: 195-217.
- Bąk K., 2005. Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian Nappe, Outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady Mountains. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75: 71-93.
- Bąk K., Rubinkiewicz J., Garecka M, Machaniec E., Dziubińska B., 2001. Exotics-bearing layer in the Oligocene flysch of the Krosno Beds in the Fore-Dukla Zone (Silesian Nappe, Outer Carpathians), Poland, *Geologica Carpathica*, 52, 3: 159-171.
- Bieda F., 1946. Stratygrafia fliszu Karpat Polskich na podstawie dużych otwornic. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, t. 16: 1-52.
- Bieda F., 1951. *Starszy trzeciorzęd*. [w] Książkiewicz M. (red.) *Regionalna Geologia Polski*. 1. Karpaty, 1. Stratygrafia, Pol. Tow. Geol., Kraków: 113-155.
- Bieńkowska M., 2004. Taphonomy of ichthyofauna from an Oligocene sequence (Tylawa Limestones horizon) of the Outer Carpathians, Poland. *Geol. Quart.*, 48, 2: 181-192.
- Birecki T., 1964. Uwagi o sedymentacji warstw krośnieńskich i występowanie mikrofauny na obszarze Bobowej. *Kwart. Geol.*, 8, 4: 825-840.
- Bojanowski M., 2001a. Laminowane konkrecje węglanowe z łupków krośnieńskich w oknie tektonicznym Świątkowej Wielkiej (wschodnia część polskich Karpat zewnętrznych). *Prz. Geol.*, 49, 7: 627-630.
- Bojanowski M., 2001b. Growth mechanism and burial conditions of calcite concretions from the Krosno Shales, Polish Outer Carpathians: structural observations. *Pol. Tow. Miner., Prace Spec.*, 18: 15-23.
- Bouma A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam – New York: 1-168.
- Bouma A.H., 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 137-143.

- Böhm B., 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1930 w okolicy Żmigrodu (arkusz Jasło – Dukla). *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 30: 31-37.
- Brański P., 1987. Sedymentologia fliszu warstw krośnieńskich okolic Soliny. *Prz. Geol.* 35, 4: 176-182.
- Bromowicz J., Gucik S., Magiera J., Moroz – Kopczyńska M., Nowak T. W. & Peszat C., 1976. Piaskowce karpackie ich znaczenie i wykorzystanie. *Kwart. Geol. AGH*, 2, 2: 3-95.
- Burtan J., 1973. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Ark. Wiśła, Wyd. Geologiczne, Warszawa: 1-37.
- Burtan J., 1974. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Mszana Dolna, Wyd. Geol., Warszawa.
- Burtan J., 1978. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Ark. Mszana Dolna: 1-70.
- Burtan J., Cieszkowski M., Jawor E. & Ślącza A., 1992a. Budowa geologiczna okna tektonicznego Klęczan – Limanowej. [w:] Zuchiewicz W. & Oszczytko N. (red.) *Przewodnik LXIII Zjazdu PTG*, Koninki 17-19 września 1992: 171-179.
- Burtan J., Cieszkowski M., Mastella L. & Paul Z., 1992b. Okno tektoniczne Mszany Dolnej, Wycieczka Niedźwiedź – Konina. [W:] Zuchiewicz W. & Oszczytko N. (red.) *Przewodnik LXIII Zjazdu PTG*, Koninki 17-19 września 1992: 76-80.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1976. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Mszana Górna, Wyd. Geol.
- Burtan J., Paul Z. & Watycha L., 1978. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Ark. Mszana Górna, Wyd. Geol.: 1-68.
- Burtan J. & Skoczylas-Ciszewska , 1964a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Męcina, Wydanie tymczasowe ,Wyd. Geol., Warszawa.
- Burtan J. & Skoczylas-Ciszewska , 1964b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Limanowa, Wydanie tymczasowe, Wyd. Geol., Warszawa.
- Burtan J. & Sokołowski S., 1956. Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. *Prz. Geol.*, 10, Warszawa: 457-458.
- Burtan J., Sokołowski S., Sikora W. & Żytko K., 1959. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Milówka, Inst. Geol., Warszawa.
- Burtanówna J., Konior K. & Książkiewicz M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich (wraz z objaśnieniem)*. Wyd. Śląskie, Pol. Akad. Um.
- Campbell C.V., 1967. Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8, 1: 7-26.

- Chowaniec J., Oszczytko N. & Witek K., 1982. Uwagi o przepuszczalności warstw krośnieńskich (streszcz. ref.). *Kwart. Geol.*, 26, 3/4: 711
- Chowaniec J., Oszczytko N. & Witek K., 1983. Hydrogeologiczne cechy warstw krośnieńskich centralnej depresji karpackiej. *Kwart. Geol.*, 27, 4: 797-810.
- Chrzastowski J., 1961. Okno tektoniczne Szczawy i jej wody mineralne. *Prz. Geol.*, 9: 479-483.
- Chrzastowski J., 1992. Okno tektoniczne Szczawy: budowa geologiczna i wody mineralne. *Przewodnik LXIII Zjazdu PTG*, Koninki 17-19 września 1992, Wycieczka B: 149-154.
- Cieszkowski M., 1992. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Geol. AGH.*, 18, 1-2: 1-125.
- Cieszkowski M., 2001. Fore-Magura Zone of the Outer Carpathians in Poland. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 396: 32-33.
- Cieszkowski M., 2002. Fore-Magura Zone in the Polish sector of the Outer Carpathians. *Geologica Carpathica* Special Issues, 53, Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st – 4th 2002.
- Cieszkowski M., 2003. The Outer Carpathians thrustbelt. [In:] Golonka J. & Lewandowski M. (eds) *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, M-28 (363), Warszawa: 107-110.
- Cieszkowski M. & Golonka J., 2006. Olistostroms as Indicator of the Geodynamic Process (Northern Carpathians). Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19-22, 2006, *Geolines*, 20: 27- 28.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A. & Chodyń R., 2007. Type Locality of the Mutne Sandstone Member of the Jaworzynka Formation, Western Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 77: 269-290.
- Cieszkowski M. & Ślęczka A., 2001. The Polish Carpathians – general geology. [In:] Paulo A. & Krobicki M. (eds) *Geologia, ochrona środowiska i zagospodarowanie pogórnictwa Małopolski*. *Przewodnik LXXII Zjazdu PTG*, Kraków, 12-15 września 2001: 99-108.
- Cieszkowski M., Ślęczka A. & Wdowiarz S., 1985. New data on structure of the flysch Carpathians. *Prz. Geol.*, 6: 313-333.
- Cieszkowski M. & Włodyka R., 2004. Hypabyssal magmatism and petrology of the flysch in the Western Carpathians. Field Trip. *Pol. Tow. Mineral., Prace Spec.*, 24: 413-430.

- Clark J.D. & Pickering K.T., 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. *AAPG Bull.*, 80, 2: 194-221.
- Dziadzio P., Jankowski L., Kopciowski R. & Watkinson M., 2001. Application of modern exploration methods in a complex petroleum system. *Carpathian Petroleum Conference*, Wysowa, Poland, 27-30 June 2001: 79-81.
- Dziedzic A., 2003. Structural control on fracture toughness (brittle cracking) in the Krosno Sandstones of Mucharz, southern Poland. *Geol. Quart.*, 47, 1: 21-28.
- Dżułyński S. & Ślaczka A., 1959. Sedymentacja i wskaźniki kierunkowe transportu w warstwach krośnieńskich. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, 3: 205-260.
- Einsele G., 1992. *Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget*. Springer-Verlag: 1-628.
- Einsele G., 1996. Event deposits: the role of sediment supply and relative sea-level changes – overview. *Sedimentary Geology*, 104: 11-37.
- Fleszar A., 1914a. O budowie Karpat na północ od Krosna. *Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Umiejętności*, 48: 3-21.
- Fleszar A., 1914b. Próba morfogenezy Karpat położonych na północ od Krosna. *Kosmos*, 39: 99-122.
- Fodor L., 2004. What Are the Tectonic Units in the Pannonian-Carpathian-Eastern Alpine Domain: Terminological Question or Key to Understand Structural Evolution?. [In:] Svojtka M. (ed.) Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2nd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, Lucenec, Slovakia, June 22 – 25, 2004, *GeoLines*, 17: 32-33.
- Fodor L., 2006. Tertiary Tectonic Evolution of the Pannonian-Carpathian-Eastern Alpine Domain: a Personal View of from Pannonia in the Light of the Terminological Question of Tectonic Units. Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19 – 22, 2006, *GeoLines*, 20: 27-28.
- Fritz W.J. & Moore J.N., 1988. *Basics of physical stratigraphy and sedimentology*, John Wiley and Sons, New York: 51-78.
- Galloway W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and classification. *AAPG Bull.*, 82, 4: 569-595.
- Gani M.R., 2004. From turbid to lucid: A straightforward approach to sediment gravity flows and their deposits. *The Sedimentary Record*, 2, 3: 4-8.

- Garecka M., 2006. Granica oligocen – miocen w polskich Karpatach zewnętrznych na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Prz. Geol.*, 54, 10: 850-851.
- Garecka M., Jugowiec M. & Malata T., 1999. Nanoplankton wapienny dolnych warstw krośnieńskich między Baligrodem a Leskiem. *Pos. Nauk. PIG*, 55, 7: 123-124.
- Garecka M. & Malata T., 2001. Nanoplankton wapienny serii menilitowo-krośnieńskiej jednostki skolskiej (rejon na północ od Leska). *Pos. Nauk. PIG*, 57, 9: 89-90.
- Ghibaudo G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: particular criteria for their description and classification. *Sedimentology*, 39, 3: 423-454.
- Golonka J., 1981. *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200000, Arkusz Bielsko-Biała*, Inst. Geol., Wydawnictwa Geol. Warszawa: 1-63.
- Golonka J., 2004. Ewolucja Karpat na tle globalnej tektoniki płyt. [In:] Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznawaniu budowy geologicznej Karpat, Zapadliska Przedkarpackiego i ich podłoża. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Iwonicz Zdrój, 22 – 25 września, 2004, Materiały Konferencyjne: 17-29.
- Golonka J., 2007. Tektonika polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Geol. AGH*, 33, 4/1: 29-38.
- Golonka J., Aleksandrowski P., Aubrecht R., Chowaniec J., Chrustek M., Cieszkowski M., Florek R., Gawęda A., Jarosiński M., Kepińska B., Krobicki M., Lefeld J., Lewandowski M., Marko F., Michalik M, Oszczytko N., Picha F., Potfaj M., Słaby E., Ślącza A., Stefaniuk M., Uchman A. & Żelaźniewicz A., 2005c – The Orava Deep Drilling Project and post-Palaeogene tectonics of the Northern Carpathians. *An. Soc. Geol. Pol.*, 75: 211-248.
- Golonka J., Bogdan I. & Ślącza A., 2004a. Kierunki transportu w osadach fliszowych z egzotykami a rotacje tektoniczne w polskich Karpatach Zewnętrznych. [In:] Krobicki M. (ed.) *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno – geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków: 75-76.
- Golonka J., Borysławski A., Paul Z. & Ryłko W., 1979. *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, Ark. Bielsko-Biała*, Wyd. Geol.
- Golonka J., Cieszkowski M., Chodyń R. & Chrustek M., 2004b. Faults, Block Rotations and the Origin of the Orava Basin in the Western Part of the Polish Outer Carpathians. [In:] Svojtka M. (ed.) *Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2nd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group*, Lucenec, Slovakia, June 22 – 25, 2004, *GeoLines*, 17: 34-35.

- Golonka J., Cieszkowski M., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Oszczytko N. & Rajchel J., 2005a. Paleogeography of the Outer Carpathian Carbonate Platforms in Poland. [In:] Svojtka M. (ed.) Proceedings of the 3rd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group/ 10th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, Felsötárkány, Hungary, April 14–17, 2005, *GeoLines*, 19: 41-42.
- Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Ślącza A. & Słomka T., 2005b. Geodynamics of ridges and development of carbonate platforms within the Outer Carpathian realm in Poland. *Slovak Geol. Mag.*, 11, 1: 5-16.
- 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.
- Grzybowski J., 1898. Otwornice pokładów naftonośnych okolic Krosna. *Rozpr. Wydz. Mat.-Przyr. Akad. Umiejętności*, 33: 257-305.
- Gucik S., 1964. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Nowy Sącz, Wyd Geol., Warszawa.
- Gucik S. & Morgiel J., 1960. Mikrofauna z warstw krośnieńskich w Leszczawie Górnej na południe od Przemyśla. *Kwart. Geol.*, 4, 2: 484-494.
- Gucik S. & Strzępka J., 1986. Nowe stanowisko mikrofauny w warstwach krośnieńskich jednostki skolskiej rzutujące na wiek tych warstw. *Kwart. Geol.*, 30, 2: 407.
- Gucwa I. & Koszarski L., 1960. Występowanie bentonitów w warstwach krośnieńskich dolnych w Zagórzu k/Sanoka. *Kwart. Geol.*, 4, 1: 180-192.
- Gucwa I. & Ślącza A., 1979. Zmienność warunków sedimentacyjnych w basenie śląskim rejonu Rożnowa. *Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN*, t. 211/1, styczeń – czerwiec 1977: 220-221.
- Haczewski G., 1981. Extent and lateral variation of individual turbidites in flysch horizons with Jasło Limestones, Krosno Beds, Polish Carpathians. *Studia Geol. Pol.*, t. 48: 13-27.
- Haczewski G., 1984. Korelacja lamin w chronohoryzontach wapienia jasielskiego i wapienia z Zagórza (Karpaty Zewnętrzne). *Kwart. Geol.*, 28, 3/4: 675-688.
- Haczewski G., 1989. Poziomy wapieni kokolitowych w serii menilitowo – krośnieńskiej – rozróżnienie, korelacja i geneza. *Rocz. Państw. Tow. Geol.*, 59, z. 3-4: 435-520.
- Hempel J., 1930. Sprawozdanie z robót letnich wykonanych w r. 1929 na SE ćwiartce arkusza Sanok – Brzozów. *Posiedz. Nauk. PIG*, 27: 12-13.

- Hnylko O., 2001. Chaotic complexes of the Fore-Duklja part of the Krosno (Silesian) structural-facies unit – the products of nappe thrusting (Outer Carpathians, Ukraine). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 396: 62-64.
- Horowitz L., 1929. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1928 na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Spraw. PIG*, 6, 2: 398-438.
- Horowitz L., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w lecie 1929 na ark. Ustrzyki Dolne. *Posiedz. Nauk. PIG*, 27: 6-7.
- Horowitz L., 1931. Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych w roku 1930 na arkuszu Ustrzyki Dolne. *Posiedz. Nauk. PIG*, 30: 23-24.
- Horowitz L., 1932a. Nowe przyczynki w sprawie podziału warstw krośnieńskich. *Spraw. PIG*, 7, 2: 369-378.
- Horowitz L., 1932b.– Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1931 na arkuszu Ustrzyki Dolne i Stary Sambor. *Posiedz. Nauk. PIG*, 33: 12-14.
- Jankowski L., 1996. Budowa geologiczna jednostki śląskiej między Jodłówką Tuchowską a Szerzynomami. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 374: 5-19.
- Jankowski L., 1998. Utwory olistostromowe Karpat polskich. *Posiedz. Nauk. PIG*, 54, 6: 82-83.
- Jankowski L., 2000. Geologia przedpola jednostki magurskiej – nowe dane. *Posiedz. Nauk. PIG*, 59: 79-82.
- Jankowski L., 2004. Rozwój karpackiej przyzmy akrecyjnej – ujęcie koncepcyjne. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Iwonicz Zdrój, 22 – 25 września, 2004, Materiały Konferencyjne*: 98-99.
- Jankowski L., 2006. Utwory chaotyczne w Karpatach. *Prz. Geol.*, 54, 10: 848-849.
- Jankowski L. & Kopciowski R., 1999. Correlation of the Magura and Dukla Units of the Polish-Slovak border area. International Conference Carpathian foredeep basin – its evolution and mineral resources, Kraków 17-18.09.1999, *Biul. PIG* 387: 106-114.
- Jankowski L. & Kopciowski R., 2000. Korelacja obszarów przygranicznych Polski i Słowacji między Piwniczną a Ustrzykami Górnymi. *Posiedz. Nauk. PIG*, 56(8): 73-75.
- Jaskólski S., 1931 – Materiały do geologii i petrografii fliszu karpackiego okolic Rymanowa. *Spraw. PIG*, 6, 4: 697-741.
- Jerzmańska A. & Kotlarczyk J., 1973. Przyczyny zmienności ichtiofauny z serii manilitowo – krośnieńskiej Karpat. *Kwart. Geol.*, 17, 3: 539-549.
- Jucha S., 1969. Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedimentologii serii manilitowo – krośnieńskiej (Karpaty fliszowe). *Prace Geol. PAN*, 52: 1-128.

- Jucha S. & Kotlarczyk J., 1958. Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowej i warstw krośnieńskich. *Nafta*, 14, 8: 205-207.
- Jucha S. & Kotlarczyk J., 1959. Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat Polskich. *Acta Geol. Pol.*, 9, 1: 55-111.
- Jucha S. & Kotlarczyk J., 1961a. Uwagi dotyczące stratygrafii serii menilitowo – krośnieńskiej północnych Karpat fliszowych. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie*, 1-4: 130-133.
- Jucha S. & Kotlarczyk J., 1961b. Seria menilitowo – krośnieńska w Karpatach fliszowych. *Prace Geol. Kom. Nauk. PAN*, 4: 1-115.
- Jurkiewicz H., 1961. Przyczynek do znajomości mikrofauny warstw krośnieńskich. *Kwart. Geol.*, 5, 1: 196-206.
- Koráb T. & Kotlarczyk J., 1977. Młodszy paleogen jednostki dukielskiej w Karpatach słowackich i próba ich powiązania z paleogenem Polski. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1: 93-114.
- Koszarski L., Ślącza A. & Żyto K., 1961. Stratygrafia i paleogeografia jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Kwart. Geol.*, 5, 3: 551-583.
- Koszarski L., Wieser T. & Żyto K., 1960. Tufity z warstw krośnieńskich z Berehów Górnych w Bieszczadach. *Kwart. Geol.*, 4, 2: 495-509.
- Koszarski L. & Żyto K., 1959. Uwagi o rozwoju i pozycji stratygraficznej łupków jasielskich w serii menilitowo – krośnieńskiej Karpat Środkowych. *Kwart. Geol.*, 3, 4: 996-1015.
- Koszarski L. & Żyto K., 1961. Łupki jasielskie w serii menilitowo – krośnieńskiej Karpat Środkowych. *Biul. Inst. Geol.*, 166: 87-213.
- Kotlarczyk J., 1958a. Wstępne wyniki badań nad diatomitami karpackimi. *Prz. Geol.*, 2: 67-72.
- Kotlarczyk J., 1958b. Diatomite Horizon in the Krosno Beds (Oligocene) in the Skole Unit of the Carpathians. *Biull. De L' Academe Polonaise Des Sciences*, VI, 11: 707-715.
- Kotlarczyk J., 1966. Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach Polskich. *Studia Geol. Pol.*, 19: 1-129.
- Kotlarczyk J. & Jerzmańska A., 1988. Ichtyofauna w stratygrafii Karpat. *Prz. Geol.*, 6: 346-352.
- Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E. & Wiszniowska T., 2006. A framework of ichthyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene-Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. *An. Soc. Geol. Pol.*, 76, 1: 1-111.

- Kotlarczyk J. & Kaczmarek I., 1987. Two diatoms horizons in the Oligocene and (?) Lower Miocene of the Polish Outer Carpathians. *An. Soc. Geol. Pol.*, 57: 143-188.
- Kotlarczyk J., Krawczyk A.J., Leśniak T. & Słomka T., 1997. *Geologiczna baza danych GeoKarpaty dla polskich Karpat fliszowych*. Wyd. własne WGGiOŚ AGH, Kraków: 1-90.
- Kozikowski H., 1953. Budowa geologiczna okolic Klęczan – Pisarzowej. *Biul. Inst. Geol.*, 85: 5-81.
- Kozikowski H., 1956a. Jednostka Ropy – Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. *Biul. Inst. Geol.*, 110: 93-130.
- Kozikowski H., 1956b. Zarys geologii okolic Rabki. *Acta Geol. Pol.*, 6, 4: 381-402.
- Kozikowski H., 1958. Stosunek płaszczowiny magurskiej do podłoża. *Acta Geol. Pol.*, 8, 2: 179-209.
- Krobicki M., Golonka J. & Aubrecht R., 2003. Pieniny Klippen Belt: general geology and geodynamic evolution. [In:] Golonka J. & Lewandowski M. (eds) *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, M-28 (363), Warszawa: 25-33.
- Kropaczek B., 1917a. Sprawozdanie z wycieczek geologicznych w okolice Rzeszowa. *Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Umiejętności*, 51: 100-105.
- Kropaczek B., 1917b. Drobne przyczynki do geologii północnych Karpat środkowej Galicji. *Spraw. Kom. Fizjogr. Akad. Umiejętności*, 51: 106-146.
- Królikowski J., 1997. Zmienność gęstości pozornej i porowatości piaskowców krośnieńskich centralnego synklinorium Karpat. Badania podstawowe w geologii złóż surowców skalnych Sudetów, Karpat i Gór Świętokrzyskich, *Materiały II Konferencji Naukowej Kraków – Mogilany, 25-26 września 1997*: 37-43.
- Książkiewicz M., 1951. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:50000, Ark. Wadowice, Państw. Inst. Geol. Warszawa.*: 1-283.
- Książkiewicz M., 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. [w] Książkiewicz (red.) *Regionalna geologia Polski*, t. I, Karpaty, z. 2, Tektonika: 305-362.
- Książkiewicz M., 1956a. Zagadnienia stratygrafii Karpat na tle paleogeografii. *Prz. Geol.*, 10: 445-455.
- Książkiewicz M., 1956b. Geology of the Northern Carpathians. *Geol. Rundsch*, 45: 396-411.
- Książkiewicz M., 1960. Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. *Pr. Inst. Geol.*, 30, 2: 209-231.

- Książkiewicz M. [red.], 1962. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno – facjalne*. Zeszyt 13 – Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych. 1:600000, Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski. *Tektonika*. T.4, cz. 3, Inst. Geol.: 7-228.
- Książkiewicz M., Samsonowicz J. & Rühle E., 1965. *Zarys geologii Polski*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1-380.
- Kuśmierk J., 1990. Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego. *Prace Geol. PAN*, 135: 1-69.
- Leszczyński S., 1989. Characteristic and origin of fluxoturbidites from the Carpathian flysch (Cretaceous – Palaeogene), South Poland. *An. Soc. Geol. Pol.*, 59: 351-390.
- Leszczyński S. & Malata E., 2002. Sedimentary conditions in the Siary zone of the Magura Basin (Carpathians) in the late Eocene – early Oligocene. *An. Soc. Geol. Pol.*, 72: 201-239.
- Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J., Schnabel G.W., Pálenský P., Császár G., Ryško W. & Mackiv B., 2000. *Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1:500000*, Ministry of the Environment of Slovak Republik, Bratislava.
- Lowe D. L., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1: 279-297.
- Malata T. & Marciniec P., 1998. Budowa geologiczna centralnego synklinorium karpackiego na południe od Leska. *Pos. Nauk. PIG*, 54: 76-79.
- Malata T. & Poprawa P., 2006. Ewolucja subbasenu dukielskiego. [w:] Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. [red.] *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skalnego*, Inst. Nauk Geol. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 127-132.
- Marko F., 2004. Fault controlled evolution of the ALCAPA region. [In:] Svojtka M. (ed.) *Proceedings of the 9th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 2nd Meeting of the Central European Tectonic Studies Group*, Lucenec, Slovakia, June 22 – 25, 2004, *GeoLines*, 17: 68-69.
- Márton E., 2003. Western Carpathians: Tertiary paleomagnetism and rotations. [In:] Golonka J. & Lewandowski M. (eds) *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, M-28 (363), Warszawa: 147-148.

- Márton E. & Fodor L., 2003. Tertiary paleomagnetic results and structural analysis from the Transdanubian Range (Hungary): rotational disintegration of the Alcapa unit. *Tectonophysics*, 363: 201-224.
- Márton E., Rauch-Włodarska M., Krejčí O., Bubík M. & Okarski A. K., 2006. First Paleomagnetic Results from the Oligocene Sediments of the Silesian Nappe, Western Outer Carpathians. Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19 – 22, 2006, *GeoLines*, 20: 94-95.
- Mastella L., 1988. Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, Polskie Karpaty Zewnętrzne. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 58, 1-2: 53-173.
- Mattern F., 2002. Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sand-rich submarine fans: numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value. *Sedimentary Geology*, 150: 203-228.
- Mattern F., 2005. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification, and analysis. *Earth-Science Reviews*, 70: 167-202.
- Moroz-Kopczyńska M., 1977. Litologia piaskowców krośnieńskich w obszarze między Istebną a Myślenicami w świetle ich wykorzystania jako materiałów budowlanych. *Prace Geol. Komis. Nauk Geol. PAN Krak.*, 104: 1-66.
- Mulder T. & Alexander J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Mutti E. & Normark W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Legget J.K. & Zuffa G.G. [eds] *Marine clastic sedimentology – concepts and case studies*, Graham & Trotman, London: 1-38.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11: 161-199.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1975. Turbidite facies and facies associations. [w:] Mutti E. et al. [red.] Examples of turbidite facies associations from selected formations of the Northern Apennines. *Field Trip A11. IX Int. Sedimentol. Congr.*, Nice, France: 21-36.
- Narębski W., 1957. O diagenetycznych dolomitach żelazistych w Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 26, 1: 29-43.
- 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 20^o and 21^o20' longitude and pseudo-3D in the Smilno Tectonic Window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. *Geol. Carpath.*, 51: 281-300.

- Nemčok M., Pogácsás G. & Pospíšil L. 2006. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian-Pannonian Region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. [In] Golonka J. & Picha F. J. [eds] *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir 84: 517-540.
- Nilsen T.H., 1980. Modern and ancient submarine fans: discussion of papers by R.G. Walker and W.R. Normark. *AAPG Bull.*, 64, 7: 1094-1112.
- Nilsen T.H., 1985. Butano turbidite system, California. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag New York: 173-178.
- Nilsen T.H. & Abbate E., 1985. Gottero turbidite system, Italy. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag New York: 199-204.
- Normark W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bull.*, 62, 6: 912-931.
- Normark W.R., 1980. Modern and ancient submarine fans: reply. *AAPG Bull.*, 64, 7: 1108-1112.
- Nowak J., 1927. *Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce 1927*, Kraków: 1-160.
- Nowak W., 1979. Niektóre jednostki lito- i biostratygraficzne i ich znaczenie dla korelacji najmłodszych utworów fliszu karpackiego. *Kwart. Geol.*, 23, 4: 928-930.
- Obtułowicz J., 1927. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1926 na terenie Potoka. *Pos. Nauk. PIG*, 18: 1-2.
- Obuchowicz Z., 1957. Wstępne badania nad rozpozniowaniem warstw krośnieńskich (oligocen) Centralnej Depresji Karpackiej. *Biul. Inst. Geol.*, 116: 1-128.
- Olszewska B., 1980. Stratygrafia osadów kredy górnej i paleogenu w centralnej części jednostki dukielskiej na podstawie otwornic. *Biul. Inst. Geol.*, 326, 20: 59-107.
- Olszewska B., 1982a. Uwagi o biostratygrafii serii menilitowo – krośnieńskiej w polskich Karpatach Zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 26, 1: 137-145.
- Olszewska B., 1982b. Otwornice warstw krośnieńskich w pobliżu V horyzontu tufowego w Radziszowie (polskie Karpaty zewnętrzne). *Kwart. Geol.*, 26, 3/4: 627-645.
- Olszewska B., 1984. Kilka uwag o zespołach otwornic towarzyszących wapieniom jasielskim w polskich Karpatach Zewnętrznych. *Kwart. Geol.*, 28, 3/4: 689-700.
- Opolski Z., 1933. O stratygrafii warstw Krośnieńskich. *Spraw. PIG*, 7, 4: 564-636.

- Oszczypko N., 1973. Budowa geologiczna Kotliny Sądeckiej. *Biul. Inst. Geol.*, 271: 105-190.
- Oszczypko N., 1999. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, Special Issue: 161-163.
- Oszczypko N., 2001. Geology of the southern margin of the Mszana Dolna tectonic window. [In:] Paulo A. & Krobicki M. (eds) *Geologia, ochrona środowiska i zagospodarowanie pogórnice Małopolski. Przewodnik LXXII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków, 12-15 września 2001: 195-201.
- Oszczypko N., 2004a. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52, 8/2: 780-791.
- Oszczypko N., 2004b. Geodynamika Karpat i Przedgórze w świetle najnowszych badań geologicznych. [In:] Poszukiwanie węglowodorów jako źródło postępu w rozpoznawaniu budowy geologicznej Karpat, Zapadliska Przedkarpackiego i ich podłoża. *LXXV Zjazd Naukowy Pol. Tow. Geol.*, Iwonicz Zdrój, 22 – 25 września, 2004, Materiały Konferencyjne: 30-43.
- Oszczypko N., 2006a. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 50, 1: 169-194.
- Oszczypko N., 2006b. Western Outer Carpathians – stages of development. [In:] Sudar M., Ercegovac M. & Grubić A. (eds) *Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia: 423-425.
- Oszczypko N., 2006c. Pozycja polskich Karpat zewnętrznych w łuku alpejskim oraz etapy ich rozwoju. [In:] Oszczypko N., Uchman A. & Malata E. (eds) *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*, Inst. Nauk Geol. Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 9-18.
- Oszczypko N., Cieszkowski M. & Zuchiewicz W., 1991. Variable orientation of folds within Upper Cretaceous – Palaeogene rocks near Szczawa, Bystrica Subunit, Magura Nappe, West Carpathians. *Biull. of the Polish Acad. of Sciences*, 39, 1: 67-84.
- Oszczypko N. & Golonka J., 2003. Chapter 4. Magura nappe. [In:] Golonka J. & Lewandowski M. (eds) *Geology, geophysics, geothermics and deep structure of the West Carpathians and their basement*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, Monographic Volume, M-28 (363), Warszawa: 35-44.
- Oszczypko N., Golonka J., Cieszkowski M., Krobicki M., Oszczypko-Clowes M. & Salata D., 2006b. Conference Excursion 2: Late Cretaceous – Neogene evolution of the Polish

- Carpathians. Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19-22, 2006, *Geolines*, 20: 165-171.
- Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M. & Salata D., 2006a. Stop 4. Poręba Górna – Southern Margin of the Mszana Dolna Tectonic Window. Proceedings of The 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19-22, 2006, *GeoLines*, 20: 177-179.
- Oszczypko N. & Salata D., 2005. Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. *Acta Geol. Pol.*, 55, 3: 237-267.
- Oszczypko N. & Wójcik A., 1992. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Nowy Sącz, Państw. Inst. Geol.
- Oszczypko N. & Wójcik A., 1993. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Ark. Nowy Sącz: 1-87.
- Oszczypko-Clowes M., 2006. The Oligocene biostratigraphy and nannofossil paleoecology of the Grybów unit (Polish Outer Carpathians). In: Sudar M., Ercegovac M. & Grubić A. [eds], *Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia: 426-428.
- Oszczypko-Clowes M. & Oszczypko N., 2002. The age of the youngest deposits of the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpath. Spec. Issues*, 53, Proceedings of XVII Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st-4th 2002.
- Oszczypko-Clowes M. & Oszczypko N., 2004. The position and age of the youngest deposits in the Mszana Dolna and Szczawa tectonic windows (Magura Nappe, Western Carpathians, Poland). *Acta Geol. Pol.*, 54, 3: 339-367.
- Paul C. M., 1890. Die Karpathensandsteine des mährisch – ungarischen Grenzgebirges. *Jahrbuch d. k. k. Geolog. Reichsanstalt*, 40, Wien: 447.
- Paul Z., 1978. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50000*, Ark. Łącko, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Paul Z., 1979. Budowa geologiczna doliny Kamienicy w rejonie Szczawy. Historia badań. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk.*, 21, 1: 202-204.
- Paul Z., 1980. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000*, Ark. Łącko: 1-51.

- Paul Z., 2001. Budowa geologiczna okolic Klęczan. *Posiedz. Nauk. PIG*, 57, 9: 77-79.
- Paul Z., Rączkowski W., Ryłko W. & Tomasz A., 1996a. Budowa geologiczna zachodniej części Karpat Polskich. [W:] Poprawa D. & Rączkowski W. [red.] Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. *Przewodnik LXVII Zjazdu PTG*, Szczyrk, 6-9 czerwiec 1996: 8-31.
- Paul Z. & Ryłko W., 1995. Problem jednostek grupy średniej na południowym zapleczu Beskidu Małego. *Posiedz. Nauk. PIG*, 51, 3: 86-87.
- Paul Z. & Ryłko W., 1996a. Łękawica – Rychwałd. Góra Konuszka 408 m n.p.m. Stratygrafia i litologia ogniwa piaskowców gruboławicowych warstw krośnieńskich (oligocen) serii dukielskiej. [W:] Poprawa D. & Rączkowski W. [red.] Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. *Przewodnik LXVII Zjazdu PTG*, Szczyrk, 6-9 czerwiec 1996: 121-122.
- Paul Z. & Ryłko W., 1996b. Koniaków – Ochodzita. Kamieniołom Koci Zamek. Stratygrafia i litologia gruboławicowych piaskowców i łupków warstw krośnieńskich (oligocen) jednostki dukielskiej. [W:] Poprawa D. & Rączkowski W. [red.] Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. *Przewodnik LXVII Zjazdu PTG*, Szczyrk, 6-9 czerwiec 1996: 133-137.
- Paul Z., Ryłko W. & Tomasz A., 1996b. Zarys budowy geologicznej zachodniej części Karpat Polskich (bez utworów czwartorzędowych). *Prz. Geol.*, 44, 5: 469-476.
- Paul Z., Ryłko W. & Tomasz A., 1996c. Geological structure of the western part of the Polish Carpathians. *Kwart. Geol.*, 40, 4: 501-520.
- Paul Z., Ryłko W. & Wieser T., 1997. Egzotyki skał magmowych i metamorficznych warstw krośnieńskich z rejonu Domaczki i Gilowic. *Posiedz. Nauk. PIG*, 53: 72-74.
- Paul Z., Ryłko W., Wieser T. & Skulich J., 1996d. Odslonięcia ogniwa szarych łupków z egzotykami w potoku spływającym z rejonu punktu wysokościowego 506.2 w przysiółku Gilowice – u Luberów – warstwy krośnieńskie (oligocen). [W:] Poprawa D. & Rączkowski W. [red.] Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. *Przewodnik LXVII Zjazdu PTG*, Szczyrk, 6-9 czerwiec 1996: 104-109.
- Peszat C., 1984. Zmienność składu petrograficzno-mineralnego piaskowców cergowskich na tle warunków ich depozycji i przemian diagenetycznych. *Biul. Inst. Geol.*, 346: 207-239.
- Peszat C., 1997a. Petrografia i właściwości surowcowe fluksoturbidyto – turbidytowych piaskowców glaukonitowych warstw krośnieńskich rejonu Bóbrka – Polany. *Biul. PIG*, 376: 93-120.

- Peszat C., 1997b. Skład petrograficzny i własności fizyczne gruboławicowych piaskowców (Fx, Ta) cergowskich serii grybowskiej w Kłęczanach koło Nowego Sącza. *Gosp. Sur. Min.*, 13, 1: 137-163.
- Peszat C., 1999. Właściwości strukturalno-teksturalne i geneza spoiw węglanowych gruboławicowych piaskowców jednostki śląskiej (Polskie Karpaty fliszowe). *Gosp. Sur. Mineral.*, 15, 1: 65-104.
- Peszat C., Bromowicz J. & Buczek-Pułka M., 1985. Perspektywy dokumentowania złóż i racjonalnego wykorzystania piaskowców województwa krośnieńskiego. *Zesz. Nauk. AGH Geologia*, 11, 4: 5-109.
- Peszat C. & Buczek-Pułka M., 1994. Uwarunkowania litologiczno – facjalne zmienności fizyczno – mechanicznych piaskowców dolnokrośnieńskich jednostki śląskiej na wschód od Osławy. *Gosp. Sur. Mineral.*, 10, 3: 355-397.
- Picha F.J., Stráník Z. & Krejčí O., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. [In] Golonka J. & Picha F. J. [eds] *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir 84: 49-175.
- Pickering K.T., 1983. Transitional submarine fan deposits from the late Pre-cambrian Kongsfiord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway, *Sedimentology*, 30: 181-199.
- Pickering K.T., 1985. Kongsfjord turbidite system, Norway. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag New York: 237-244.
- Pickering K.T. & Hiscott R.N., 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32: 373-394.
- Pickering K.T., Stow D., Watson M. & Hiscott R., 1986. Deep-water facies , processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth-Science Reviews*, 23: 75-174.
- Pinińska J., 1980. Wpływ wysokich temperatur na właściwości fizyko – mechaniczne piaskowców krośnieńskich. *Biul. Inst. Geol.*, 324, 9: 105-168.
- Połtowicz S., 1985. Jednostka grybowska na południe od Limanowej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 55, 1/2: 77-104.
- Poprawa P. & Malata T., 2006. Model późnojurajsko-wczesnomioceńskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 54, 12: 1066-1080.

- Poprawa P., Malata T. & Oszczytko N., 2002a. Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50, 11: 1092-1108.
- Poprawa P., Malata T. & Oszczytko N., Słomka T. & Golonka J., 2002b. Subsidence versus deposition – quantitative analysis for the Polish Outer Carpathian basins. *Geol. Carpath. Special Issues*, 53, Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st – 4th 2002.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Banaś M., Skulich J. & Paszkowski M., 2004. Paleogeografia oraz ewolucja tektoniczna Zachodnich Karpat zewnętrznych – wstępne przesłanki z datowań K/Ar skał podłoża krystalicznego obszarów źródłowych dla fliszu. Datowanie minerałów i skał. *VIII Ogólnopolska Sesja Naukowa*, Kraków, 18-19 listopada 2004 r.: 107-114.
- Poprawa P., Malata T., Oszczytko N., Słomka T., Golonka J. & Krobicki M., 2006a. Analiza tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych jako wskaźnik aktywności tektonicznej ich obszarów źródłowych. *Prz. Geol.*, 54, 10: 878-887.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Kusiak M.A., Banaś M. & Paszkowski M., 2006b. Geochronology of the crystalline basement of the Western Outer Carpathians' source areas – constraints from K/Ar dating of mica and Th-U-Pb chemical dating of monazite from the crystalline “exotic” pebbles. Proceedings of the 4th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group, 11th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group, 7th Carpathian Tectonic Workshop, Zakopane, Poland, April 19-22, 2006, *Geolines*, 20: 110-112.
- Rajchel J., 1987. Tufity w łupkach z Niebylca z okolic Dynowa. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk.*, Oddz. PAN w Krakowie, 28, 1-2: 275-276.
- Rajchel J. & Szczepańska M., 1997. Dolomity żelaziste z warstw krośnieńskich jednostki skolskiej okolic Dynowa. *Kwart. AGH Geologia*, 23, 2: 229-248.
- Rauch M., 2001. Evolution of the Polish segment of the Western Outer Carpathians forced by the Tertiary convergence of the ALCAPA. The results of laboratory modelling. [In:] Dziadzio P. (ed.) *Carpathian Petroleum Conference. Application of modern exploration methods in a complex petroleum system*, Wysowa, 27-30 June 2001: 82-87.
- Reading H.G. & Richards M., 1994. Turbidite system in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78, 5: 792-822.

- Ryłko W., 2004. Karpaty. [W:] Peryt T. M. & Piwocki M. (red.) *Budowa geologiczna Polski*, t. I, Stratygrafia, cz. 3a, Kenozoik, paleogen, neogen, Państw. Inst. Geol., Warszawa: 271-338.
- Ryłko W. & Żytko K., 1980. Kierunki poszukiwań węglowodorów we fliszu Karpat Zachodnich na podstawie wyników dotychczasowych badań. *Prz. Geol.*, 10: 547-552.
- Shanmugam G., 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42: 201-229.
- Shanmugam G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s – 1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 285-342.
- Shanmugam G., 2002. Ten turbidite myths. *Earth Sci. Rev.*, 58: 311-341.
- Shanmugam G. & Moiola R.J., 1985. Submarine fan models: problems and solutions, In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag New York: 29-34.
- Shanmugam G. & Moiola R.J., 1988. Submarine fans: characteristics, models, classifications and reservoir potential, *Earth Sci. Rev.*, 24: 383-428.
- Shanmugam G. & Moiola R.J., 1997 – Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackford Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: reply. *AAPG Bull.*, 81: 672-695.
- Shanmugam G., Moiola R.J. & Damuth J.E., 1985. Eustatic control of submarine fan development. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag, New York: 23-28.
- Sikora W., 1959. Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. *Kwart. Geol.*, 3, 3/4: 569-582.
- Sikora W., Wieser T., Żgiet J. & Żytko K., 1959. Tuff horizons in the Menilite – Krosno series of the Flysch Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sc. Chim. Geol. et Geogr.*, 7, 7: 497-503.
- Skulich J., 1996. Skały egzotyczne pochodzenia osadowego współwystępujące z egzotycznymi skałami magmowymi i metamorficznymi w rejonie Gilowic (Kotlina Żywiecka) i potoku Domaczka (Beskid Mały – p.A.6.). [W:] Poprawa D. & Rączkowski W. [red.] *Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. Przewodnik LXVII Zjazdu PTG, Szczyrk, 6-9 czerwiec 1996*: 115-118.
- Słomka T., 1986. Analiza sedymentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 56, 3/4: 227-336.

- Słomka T., 1995. Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Prace Geol. PAN* 139: 1-132.
- Stadnik R., 2001. Środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich serii dukielskiej w paśmie Koniaków – Kamesznica (Beskid Śląski, Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol. AGH*, 27, 1: 111-126.
- Stadnik R., 2007. Wykształcenie facjalne warstw krośnieńskich w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (Polskie Karpaty zachodnie). *Kwart. Geol. AGH*, 33, 4: 375-393.
- Stow D.A.V., Howell D.G. & Nelson C.H., 1985. Sedimentary, tectonic, and sea-level controls. In: Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. [eds] *Submarine fans and related turbidite systems*, Springer-Verlag, New York: 15-22.
- Stow D.A.V., Reading H.G. & J.D. Collinson, 1998. Deep seas, In: Reading H.G. [ed.] *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy*. Blackwell Science: 395-453.
- Stow D.A.V. & Mayall M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17: 125-135.
- Szymakowska F., 1959. Rozwój warstw krośnieńskich w niektórych obszarach Karpat Środkowych. *Kwart. Geol.*, 3, 3/4: 620-637.
- Szymakowska F., 1961. Otoczaki skał fliszowych z warstw krośnieńskich w okolicy Strzyżowa. *Kwart. Geol.*, Inst. Geol., 5, 3: 583-593.
- Szymakowska F., 1976. Olistostromy z warstw krośnieńskich Karpat Środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1-2: 39-50.
- Szymakowska F., 1979. Budowa geologiczna południowego skrzydła fałdu Gorlic między Gorlicami a Krygiem (Karpaty Środkowe). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49, 1/2: 85-103.
- Szymakowska F., 1981. Olistostromy z warstw krośnieńskich depresji strzyżowskiej (polskie Karpaty). *Studia Geol. Pol.*, 68: 75-87.
- Ślącza A., 1959. Nowe dane o rozwoju warstw krośnieńskich w synklinie Bobowej oraz na południe od Tarnawy – Wielopola. *Kwart. Geol.*, 3, 3: 605-619.
- Ślącza A., 1961. Geneza poziomego egzotykowego z Bukowca koło Przełęczy Użockiej (polskie Karpaty wschodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 31, 1: 129-144.
- Ślącza A., 1971. Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 63: 1-97.
- Ślącza A., 1977. Uwagi o budowie geologicznej ziemi krośnieńskiej. W: Ślącza A. [red.] *Przewodnik XLIX Zjazdu PTG, Krosno 22-25 września 1977*, Wyd. Geol.: 7-32.
- Ślącza A., 1980. *Objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200000*, Ark. Łupków, Wyd. Geol. Warszawa: 1-53.

- Ślącza A. & Golonka J., 2006. Remarks on evolution of junction of West and East Outer Carpathians and on the Bukowiec Ridge. In: Sudar M., Ercegovac M. & Grubić A. [eds] *Proceedings XVIIIth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association*, September 3-6, 2006, Belgrade, Serbia: 558-561.
- Ślącza A., Krugłov S., Golonka J., Oszczytko N. & Popadyuk I., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine: general geology. [In:] Golonka J. & Picha F.J. [eds] *The Carpathians and their Foreland: geology and hydrocarbon resources*, AAPG Memoir, 84, Tulsa, Oklahoma, U.S.A.: 221-258.
- Ślącza A. & Unrug R., 1972. Ocena regionalnej i lokalnej zmienności składu piaskowców warstw krośnieńskich metodą analizy wariacyjnej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 42, 4: 373-395.
- Ślącza A. & Unrug R., 1976. Zmienność cech teksturalnych i strukturalnych w piaskowcach turbidytowych: piaskowce cergowskie (oligocen, Karpaty Zewnętrzne). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46, 1/2: 55-75.
- Ślącza A. & Unrug R., 1977. Zmienność cech teksturalnych i strukturalnych w obrębie litosomu piaskowców cergowskich (oligocen). [W:] Ślącza A. [red.] *Przewodnik XLIX Zjazdu PTG*, Krosno 22-25 września 1977, Wyd. Geol.: 33-37.
- Świdzki B., 1932. Zarys geologii okolicy Mszany Dolnej (arkusz Rabka – Tymbark). *Posiedz. Nauk. PIG*, 33: 32-35.
- Świdzki B., 1933. Drugie sprawozdanie o geologicznej budowie okolic Mszany Dolnej (arkusz Rabka – Tymbark). *Posiedz. Nauk. PIG*, 36: 45-47.
- Świdzki B., 1953a. *Mapa geologiczna 1:50000, Ark. Rabka*, Wyd. Geol., Warszawa.
- Świdzki B., 1953b. *Objaśnienia do mapy geologicznej 1:50000, Ark. Rabka*, Biul. Inst. Geol: 1-55.
- Świdziński H., 1930. Badania geologiczne w okolicy Rymanowa. *Spraw. PIG*, 5, 1-4: 343-366.
- Świdziński H., 1947. Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 37: 1-124.
- Świdziński H., 1953. Karpaty fliszowe między Dunajcem a Sanem. [W:] Książkiewicz M. (red.) *Regionalna Geologia Polski*, t. 1, Karpaty, z. 2, Tektonika, Pol. Tow. Geol., Kraków: 362-422.
- Teisseyre H., 1930. Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w r. 1929 w okolicy Dukli (arkusz Jasło-Dukla). *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, 5, 1-4: 601-616.
- Tietze E., 1889. Beiträge zur Geologie von Galizien. *Jahrbuch d. Geolog. Reichsanstalt*, 39, Wien: 294.

- Tokarski A., 1947. Grójec i żywieckie okna tektoniczne. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 28: 1-78.
- Tołwiński K., 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. *Acta Geol. Pol.*, 6, 2: 75-226.
- Uhlig V., 1903. Bau und Bild der Karpathen. *Bau u. Bild Oesterreichs*, Wien: 1-911
- Unrug R., 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaszczowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 1: 81-164.
- Unrug R. (red.), 1969. *Przewodnik po Zachodnich Karpatach fliszowych*. Wyd. Geol., Warszawa: 1-260.
- Unrug R., 1979. Rekonstrukcja palinspatyczna łuku karpackiego przed tektonogenezą neogeńską. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49, 1-2: 3-21.
- Walker R.G., 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bull.*, 62, 6: 932-966.
- Walker R.G., 1980. Modern and ancient submarine fans: reply. *AAPG Bull.*, 64, 7: 1108-1112.
- Walker R.G. & Mutti E., 1973. Turbidite facies and facies associations. In: Middleton G.V. & Bouma A.H. [eds] *Turbidites and deep-water sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Pacific Sec. Short Course*, Anahiam, California: 119-157.
- Wdowiarz S., 1985. Niektóre zagadnienia budowy geologicznej oraz ropo- i gazonośności centralnego synklinorium Karpat w Polsce. *Biul. Inst. Geol.*, 350: 5-52.
- Wendorff M., 1979. *Ilościowa analiza sedymentacji warstw krośnieńskich między Wisłokiem a Sanem*. Rozprawa doktorska, materiały archiwalne Biblioteki Jagiellońskiej: 1-104.
- Wendorff M., 1986. Facies relationships in the Krosno Beds in the eastern part of the Silesian tectonic unit: an outline of qualitative and quantitative analysis. Part I/3 of Leszczyński S., M.Wendorff & G.Haczewski: Palaeogene flysch deposition in the Outer Carpathians. In: A.K. Teisseyre (Ed.), *IAS 7th European Meeting (Krakow, Poland), International Association of Sedimentologists & Polish Academy of Sciences*, Ossolineum. 114-130.
- Wentworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30: 377-392.
- Wieser T., 1979. Korelacja horyzontów tufowych warstw krośnieńskich na podstawie cech mineralogicznych i wieku bezwzględnego. *Kwart. Geol.*, 23, 4: 930.
- Wieser T., 1996. Charakterystyka petrograficzna egzotyków skał magmowych i metamorficznych ze wsi Gilowice i potoku Domaczka. [W:] Poprawa D. & Rączkowski

- W. [red.] Beskidy Zachodnie – nowe spojrzenie na budowę geologiczną i surowce mineralne. *Przewodnik LXVII Zjazdu PTG, Szczyrk*, 6-9 czerwiec 1996: 109-115.
- Wynn R.B., Kenyon N.H., Masson D.G., Stow D.A.V. & Weaver P.P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bull.*, 86, 8: 1441-1462.
- Zakład Złóż Surowców Skalnych, 1974/75 – *Surowce Skalne Karpat, cz.I. Kamienie drogowe i budowlane oraz surowce węglanowe, zał. II. Własności techniczne piaskowców*, Mat. Arch. Zakładu Złóż Surowców Skalnych, Instytutu Geologii i Surowców Mineralnych Akademii Górniczo-Hutniczej: 1-34.
- Zuchiewicz W., 2001. Poręba Wielka – small-scale faulting in the Rača and Bystrica slices of the Magura Nappe. [In:] Paulo A. & Krobicki M. (eds) *Geologia, ochrona środowiska i zagospodarowanie pogórnice Małopolski. Przewodnik LXXII Zjazdu PTG*, Kraków, 12-15 września 2001: 202-204.
- Żgiet J., 1961. Uwagi o występowaniu serii diatomitowych w warstwach krośnieńskich. *Kwart. Geol.*, 5, 4: 996-997.
- Żytko K., 1977. Uwagi o paleogeńskich ruchach tektonicznych w Karpatach zewnętrznych. *Sprawozdania z Posiedz. Nauk. Inst. Geol., Kwart. Geol.*, 21, 4: 938-940.
- Żytko K., 1978. Profil otworu badawczego Bystra IG-1 (Karpaty Zachodnie). *Kwart. Geol.*, 22, 4: 943-945.
- Żytko K., 2001. Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Prz. Geol.* 49, 8: 703-709.
- Żytko K. & Guzik O. (red.), 1966a. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50000. Zeszyt 1, Ark. M34-86B Wisła*, Region Karpat i Przedgórze (wydanie tymczasowe), Inst. Geol., Warszawa.
- Żytko K. & Guzik O. (red.), 1966b. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski (bez utworów czwartorzędowych) 1:50000. Zeszyt 1, Ark. M34-87A Milówka*, Region Karpat i Przedgórze (wydanie tymczasowe), Inst. Geol., Warszawa.
- Żytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W, Oszcypko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E. & Stránik Z., 1998. Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland. [In:] Poprawa D. & Nemčok J. (eds) *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. Tabele III, Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Żytko K. & Malata T., 2001a. Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej-Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 49, 5: 425-430.

Żytko K. & Malata T., 2001b. The Obidowa-Słopnice unit versus the Skole Unit in the Western Outer Carpathians. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 396: 172-174.

14. Objaśnienia do plansz

Plansza I

- I.1. Litofacja piaskowców zlepieńcowatych z zaznaczonymi poziomami koncentracji klastów łupkowych (Kamesznica).
- I.2. Powierzchnia stropowa litofacji piaskowców zlepieńcowatych z częściowo wypełnionymi śladami po klastach łupkowych (Kamesznica).

Plansza II

- II.1. Litofacja piaskowców z zaznaczoną powierzchnią amalgamacji (nieczynny kamieniołom w Kamesznicy).
- II.2. Litofacja piaskowców – człon laminowany w dolnej części ławicy i masywny w górnej (Podobin).

Plansza III

- III.1. Litofacja piaskowców z laminacją poziomą i smużystą (nieczynny kamieniołom w Przybędzy).
- III.2. Litofacja piaskowców z mułowcami (prawy brzeg potoku Mszanka, Mszana Górna)

Plansza IV

- IV.1. Litofacja piaskowców z mułowcami (Niedźwiedź).
- IV.2. Hieroglify organiczne na powierzchni spągowej piaskowca krośnieńskiego (Podobin).

Plansza V

- V.1. Subfacja piaskowców laminowanych przechodzących w mułowce. W obrębie warstwowania konwolutnego struktury ucieczkowe (Przybędza).
- V.2. Litofacja mułowców z piaskowcami (Mszana Górna).

Plansza VI

- VI.1. Litofacja mułowców (Konina).
- VI.2. Litofacja mułowców zlepieńcowatych (Gilowice).

Plansza VII

- VII.1. Litofacja osadów zdeformowanych sedymentacyjnie, przemieszane osady piaskowcowo – mułowcowe (Kamesznica).
- VII.2. Litofacja osadów zdeformowanych sedymentacyjnie, z zaznaczoną erozyjną powierzchnią spągową (Kamesznica).

Plansza VIII

- VIII.1. Okruchy piaskowcowe w obrębie ławicy piaskowców zlepieńcowatych (profil w potoku Kamienica, Szczawa).
- VIII.2. Kanał erozyjny wypełniony osadami piaskowców zlepieńcowatych (por. Pl. VIII. 1).

Plansza IX

IX.1. Wyloty kanałów żerowiskowych w warstwach krośnieńskich w Szczawie.

IX. 2. Fukoidy na powierzchniach stropowych mułowców (Szczawa).

Plansza X

X.1. Sekwencja pozytywna w kamieniołomie Kamesznica (profil D3, poziom dolny kamieniołomu).

X.2. Sekwencja pozytywna w północnej ścianie kamieniołomu Koci (Koczy) Zamek (profil D6).

Plansza XI

XI.1. Sekwencje negatywne w kamieniołomie Kamesznica (profil D3, poziom górny kamieniołomu).

XI.2. Sekwencja negatywna w kamieniołomie w Przybędzy (profil D4).

Plansza XII

XII.1. Sekwencje negatywne w odsłonięciu warstw krośnieńskich nad prawym brzegiem Mszanki (profil D31, Mszana Górna).

XII.2. Sekwencje negatywne w odsłonięciu warstw krośnieńskich nad prawym brzegiem potoku Porębianka w miejscowości Niedźwiedz.

Plansza XIII

XIII.1. Osady wachlarza łobowego w Mszanie Górnej.

XIII.2. Osady wachlarza łobowego w Niedźwiedziu (profil N1/gm) z zaznaczonymi sekwencjami negatywnymi.

Plansza XIV

XIV.1. Osady wachlarza stożkowego (koryto potoku Konina).

XIV.2. Osady wachlarza stożkowego w Mszanie Górnej.

Plansza XV

XV.1. Lateralne przejście osadów kanałów rozpraszających (stropowa część profilu K1 IB) do osadów obrzeżenia kanału (profil K1 II) (Kłęczany).

XV.2. Kontakt spągu osadów kanału rozpraszającego (K1 IB) z osadami wałów (profil K1 IA) (Kłęczany).

Plansza XVI

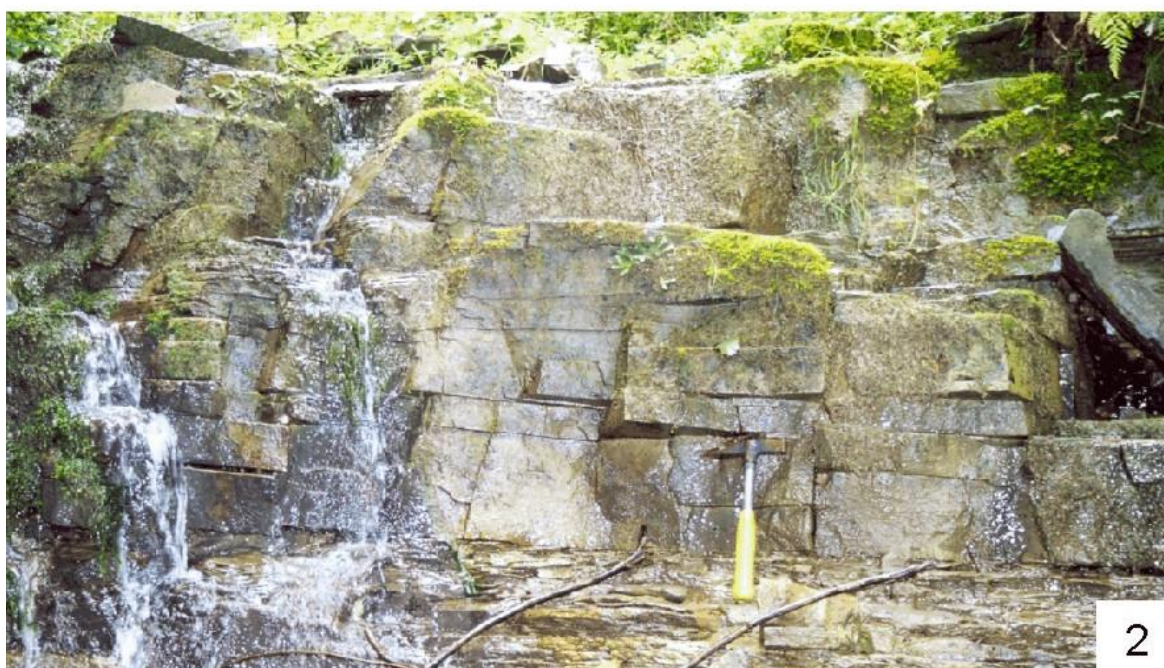
XVI.1. Osady części proksymalnej łobu depozycyjnego w kamieniołomie w Kłęczanach z zaznaczoną sekwencją negatywną.

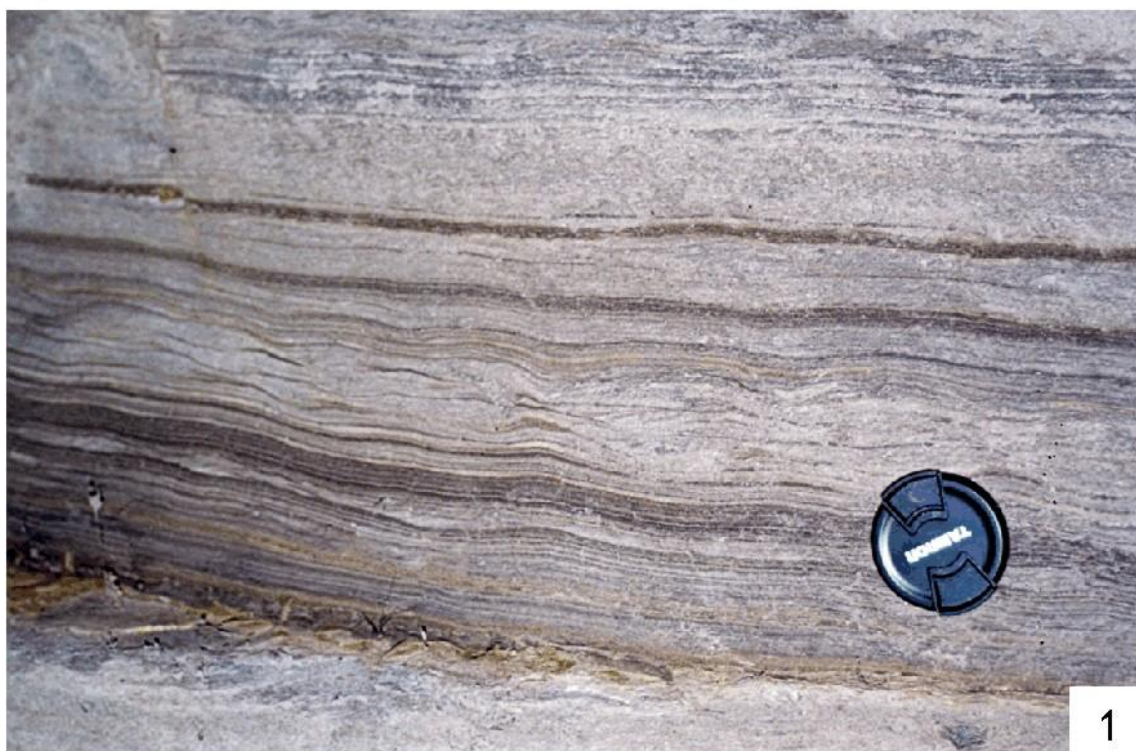
XVI.2. Osady łobu depozycyjnego w kamieniołomie w Kłęczanach z zaznaczonymi sekwencjami negatywnymi.

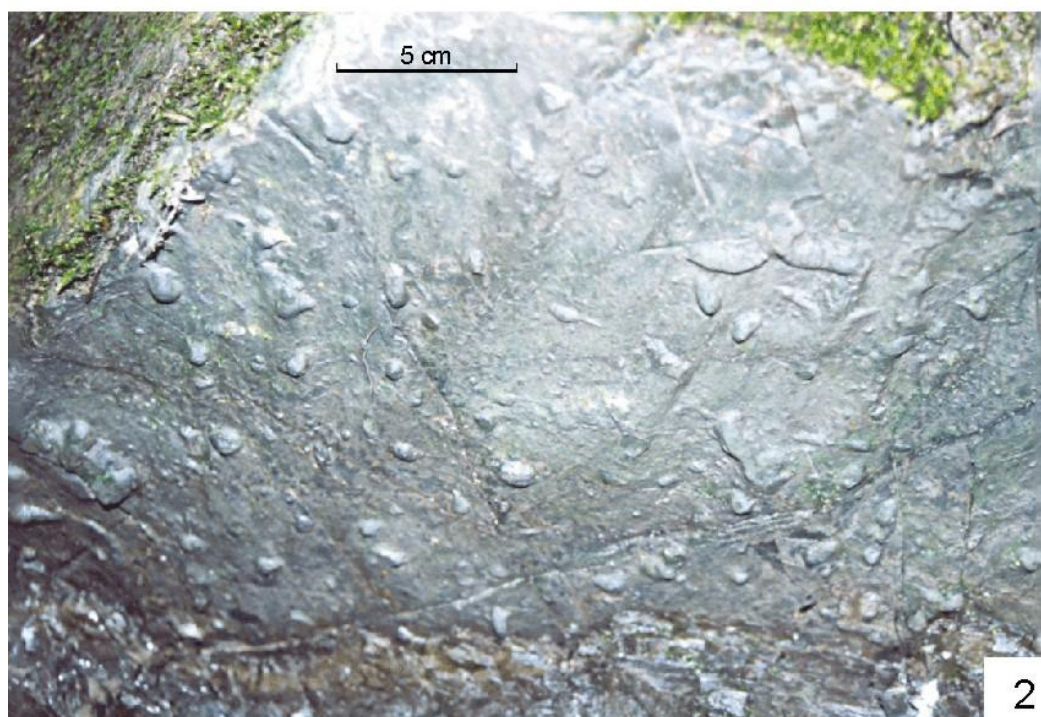
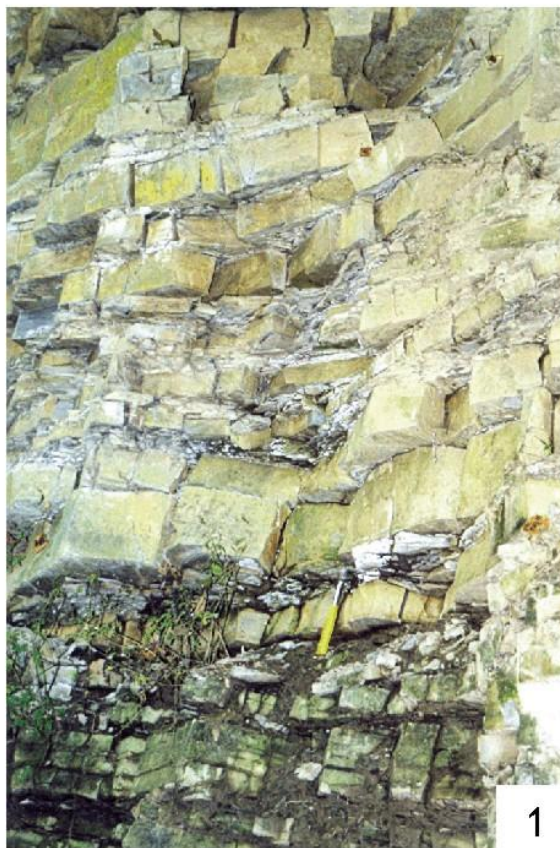
Plansza XVII

XVII.1. Osady środowiska wachlarza stożkowego w potoku Zagórzanka (profil D1, Klęczany).





























1



2



