



AKADEMIA GÓRNICZO – HUTNICZA
im. Stanisława Staszica
WYDZIAŁ GEOLOGII, GEOFIZYKI I OCHRONY ŚRODOWISKA
KATEDRA GEOLOGII OGÓLNEJ, OCHRONY ŚRODOWISKA I GEOTURYSTYKI

Rozprawa doktorska

***Typy sedymentacji utworów silikoklastycznych serii śląskiej Zewnętrznych
Karpat fliszowych walorem poznawczym i geoturystycznym Beskidu Małego***

Sławomir Bębenek

Promotor: Prof.dr hab.inż. Tadeusz Słomka

Kraków, 2011

**Promotorowi,
Profesorowi Tadeuszowi Słomce,
pragnę wyrazić ogromną wdzięczność
za wsparcie merytoryczne podczas realizacji pracy.**

Najbliższym zaś za cierpliwość.

Spis treści

Wprowadzenie.....	4
1. Cel i metodyka pracy.....	6
2. Określenie i analiza przyrodnicza obszaru badań.....	8
2.1 Lokalizacja i ogólna charakterystyka obszaru badań.....	8
2.2 Uwarunkowania geologiczne.....	11
2.2.2 Budowa geologiczna z elementami tektoniki.....	11
2.2.3 Kompleksowa charakterystyka litostratygraficzna serii śląskiej.....	12
3. Charakterystyka paleogeograficzna basenu śląskiego.....	18
3.1 Zarys paleogeografii północnej Tetydy.....	18
3.2 Basen protośląski.....	19
3.3 Grzbiety podmorskie i kordyliery.....	20
3.4 Wyspa śląska.....	21
4. Modele sedymentacji fliszowej w basenie śląskim.....	24
4.1 Głębokomorskie stożki silikoklastyczne.....	26
4.2 Pokrywy fartuchowe.....	30
4.3 Sedymentacja pelagiczna.....	31
5. Opis litofacji.....	34
6. Analiza wybranych profili w Beskidzie Małym dokumentujących różne typy sedymentacji fliszowej.....	42
6.1 Sedymentacja kanałowa.....	42
6.2 Sedymentacja w lobach depozycyjnych.....	48
6.3 Sedymentacja przejściowa.....	53
7. Znaczenie poznawcze profili osadów poszczególnych części stożka głębokowodnego..	61
7.1 Odślonięcia osadów wewnętrznej części stożka głębokowodnego.....	61
7.2 Odślonięcia osadów kanałowych środkowej części stożka głębokowodnego.....	66
7.3 Odślonięcia osadów lobowych zewnętrznej części stożka głębokowodnego.....	72
7.4 Odślonięcia osadów sedymentacji przejściowej.....	76
8. Geoturystyczne znaczenie profili reprezentujących różne typy sedymentacji.....	81
8.1 Geoturystyka – nowa wizja istniejącej koncepcji.....	83
8.2 Funkcje geoturystyki w odniesieniu do obiektów fliszowych.....	85
8.3 Perspektywy rozwoju obszaru poprzez geoturystyczne zagospodarowanie odślonień.....	88
9. Wnioski.....	98
10. Plansze.....	100
11. Materiały źródłowe	117

Wprowadzenie

Najliczniejszą grupą obiektów przyrody nieożywionej zlokalizowanych w Beskidzie Małym są odsłonięcia utworów fliszowych. Szczególnie ciekawymi, zdaniem autora, są ściany skalne wycofanych z eksploatacji kamieniołomów, które eksponują cenne pod względem naukowym i dydaktycznym profile. Stanowią one wartościowe elementy badawcze do prac nad poznaniem środowiska głębokowodnej sedymentacji, jak również procesów i mechanizmów tam zachodzących.

Prowadzone od przeszło półwiecza badania, głównie systemów kopalnych, dostarczyły wielu informacji o środowisku fliszowym. Na ich podstawie rozpoznano i opracowano modele systemów depozycyjnych, a wśród nich model głębokowodnego stożka silikoklastycznego. Ma on szczególne znaczenie dla rozpatrywanych profili odsłonień Beskidu Małego, których cechy diagnostyczne wskazują na powstanie w obrębie takiego systemu.

W dobie zwiększonego zainteresowania naukami o Ziemi i rozkwitu turystyki poznawczej, a w szczególności geoturystyki, badania odsłonień skał fliszowych nabierają dużego znaczenia. Potencjał edukacyjny oraz wysoka wartość sprawiają, że obiekty te mogą być wykorzystane w promowaniu wiedzy z zakresu nauk przyrodniczych w ramach działalności turystycznej, w sposób zrozumiały dla różnych grup odbiorców. Należy tu planowanie edukacji geologicznej z wykorzystaniem odpowiednich materiałów (tablic informacyjnych, folderów), tras dydaktycznych, a co najważniejsze, uprzystępnienie obiektów i związana z tym ich właściwa adaptacja. Dowiedziono, że działania takie odnoszą wymierne korzyści. Nie tylko chronią odsłonięcia, ale wpływają też na rozwój terenów wiejskich i przemysłowych.

Praca składa się z 11 rozdziałów, przy czym rozdział 10 stanowią plansze z objaśnieniami a rozdział 11 spis literatury.

W rozdziale 2 zawarto charakterystykę geograficzno - geologiczną badanego obszaru. Przy opisie serii śląskiej uwzględniono propozycję litostratygrafii dla osadów górnokredowych – dolnokredowych zawartą w dyskusji Golonki *et al.* 2008a, która obejmuje badania geologów czeskich i prowadzi do unifikacji nazewnictwa dla wydzieleń (formacji) Karpat Zachodnich.

Rozdział 3 stanowi o paleogeografii basenu śląskiego, jego ewolucji na tle zmian tektonicznych, występowania i znaczenia podwodnych grzbietów i nadwodnych wysp, a w szczególności wyspy śląskiej.

W rozdziale 4 przybliżono elementarne wiadomości z zakresu głębokowodnych systemów depozycyjnych. Szerzej opisano systemy, rozpoznane wcześniej w basenie śląskim – głębokowodnego stożka, fartucha i sedimentacji pelagicznej.

Opis litofacji wyróżnionych podczas badań terenowych z uwzględnieniem mechanizmów prowadzących do ich powstania jest tematem rozdziału 5.

W rozdziale 6 dokonano szczegółowych analiz sedimentologicznych wybranych profili. Na podstawie cech diagnostycznych osadów z dużym prawdopodobieństwem określono subśrodowiska ich powstania w obrębie głębokowodnego stożka - kanału, lobu depozycyjnego oraz przejściowe.

Elementy poznawcze obejmujące interpretację profili pod kątem różnic w wykształceniu, występowaniu struktur wewnątrzławicowych, rodzaju i mechanizmu spływu oraz graficzne przedstawienie kolejnych subśrodowisk są treścią rozdziału 7.

Na rozdział 8 składa się określenie roli odsłoneń jako produktu turystycznego, służącego rozwojowi geoturystyki w badanym obszarze. Przedstawiono tu wizualizację zagospodarowania turystycznego odsłoneń oraz koncepcję utworzenia geologicznej trasy dydaktycznej.

W rozdziale 9 przedstawiono wnioski pracy.

1. Cel i metodyka pracy

Nadrzędnym celem pracy jest określenie typów sedymentacji fliszowej na podstawie badań wybranych odsłonień w Beskidzie Małym. Rozpoznanie tych elementów wraz z ich właściwą interpretacją stwarza szansę wykorzystania odsłonień dla rozwoju turystyki poznawczej, a przede wszystkim geoturystyki na badanym obszarze.

Niemniej ważnym jest opracowanie trasy geoturystycznej, skupiającej kolejne punkty opisujące różne strefy głębokowodnego systemu, a także propozycja odpowiedniego kierunku ich zagospodarowania. Realizacja tych zadań ma na celu promowanie geoturystyki jako najlepszego narzędzia dla popularyzowania wiedzy geologicznej szerokiemu gronu odbiorców.

W trakcie prac terenowych, trwających od wiosny 2006 roku do lata 2009 roku sprofilowano szczegółowo ponad 260 m profili, obejmujących warstwy Igockie, godulskie oraz istebniańskie serii śląskiej. Długość jednostkowych profili, uwarunkowana dostępem i stanem zachowania wahała się od kilku do kilkudziesięciu metrów. Jako główną metodę badawczą wykorzystano sedymentologiczną analizę facjalną, pozwalającą łączyć cechy litologiczne osadów z mechanizmem ich depozycji. W tym celu w poszczególnych odsłonięciach, określono litofacje, pomierzono miąższości warstw, rozpoznano charakter powierzchni spągowych i stropowych, zidentyfikowano oraz opisano interwały depozycyjne, a także pomierzono kierunki paleotransportu. Na podstawie cech sprofilowanych osadów, opisanych szczegółowo w pracach Mutti & Ricci Lucci (1972), Shanmugam & Maiola (1988), Reading & Richards (1994), Słomka (1995), zebranych przez Kocoń (1999), uzupełnionych o najnowszą literaturę (Bouma 2000, Mattern 2002, Baas *et al.* 2005, Shanmugam 2006) oraz własne obserwacje, wydzielono charakterystyczne sekwencje depozycyjne, wskazujące na depozycję w obrębie głębokowodnych stożków i reprezentujące określone ich subśrodowiska. Dodatkowo opisano także 68 m profili o mniejszym znaczeniu, mających charakter porównawczy.

Profile wykazujące ciągłość sedymentacyjną opracowano pod względem litologiczno – sedymentologicznym według zasad zawartych w geologicznej bazie danych Geokarpaty (Kotlarczyk *et al.* 1997). Do graficznego wykonania profili wykorzystano aplikację StratDRAW,

będącą pluginem programu CorelDRAW. StratDRAW umożliwia konstrukcję profili litologicznych na podstawie danych numerycznych zapisanych w pliku tekstowym. Obejmują one miąższość każdej warstwy oraz maksymalne wielkości ziaren. Granicom wielkości tych ostatnich przypisano indeksy (1-18), odpowiadające jednocześnie za barwę danej litologii w profilu (Hoelzel 2004). Powstałe w ten sposób profile poddano dodatkowej obróbce graficznej, nanosząc szrafury określające litologię, powierzchnie spągowe i stropowe, struktury sedimentacyjne, powierzchnie amalgamacji oraz interwały depozycyjne.

Opracowaniem objęto utwory występujące w naturalnych odkrywkach oraz nieczynnych kamieniołomach, zlokalizowanych wyłącznie w obszarze Beskidu Małego. W obliczu stosunkowo niewielkiej ilości dobrze zachowanych odsłoneń na omawianym obszarze, przy wyborze wzięto pod uwagę te, które cechuje zmienność litofacji, wyrazistość sekwencji jak również czytelność struktur wewnątrzławicowych. Niemniej ważnym było uwzględnienie elementów wpływających na atrakcyjność turystyczną tych miejsc - lokalizację i związaną z nią dostępność czy możliwość zagospodarowania turystycznego. Warto nadmienić, iż stosowanie bardziej zaawansowanych metod waloryzacji, z uwagi na niską populację odsłoneń, uznano za bezzasadne.

Z wytypowanych odsłoneń wyznaczono kolejne punkty trasy dydaktycznej, ukazującej sekwencje typowe dla różnych stref facjalnych głębokowodnego stożka. Ponadto dla niektórych odsłoneń przedstawiono przykładową wizualizację zagospodarowania turystycznego, uwzględniającego lokalizację odsłoneń oraz morfologię terenu. Dodatkowo zaprojektowano tablice informacyjne, zawierające podstawowe dane odnośnie danego odsłoneń.

2. Określenie i analiza przyrodnicza obszaru badań

2.1 Lokalizacja i ogólna charakterystyka obszaru badań

Beskid Mały tworzy zwartą grupę górską w makroregionie Beskidów Zachodnich (Fig.2.1), rozciągającą się równoleżnikowo na długości ok. 35 km i szerokości 10 – 15 km (Krygowski 1974, Kondracki 2002). Od zachodu granicę Beskidu Małego wyznacza Brama Wilkowicka wraz z doliną Białej, zaś od wschodu dolina Skawy. Północna granica przebiega umownie wzdłuż drogi Bielsko-Biała – Andrychów - Wadowice, a południowa drogą Bielsko-Biała – Żywiec – Gilowice – Sucha Beskidzka (por. Matuszczyk 2001).

Niemal prostolinijny przełom Soły rozcina Beskid Mały na dwie nierówne części (Kondracki 2002). Mniejsza, zachodnia to Pasma Magurki Wilkowickiej. Wschodnia zwana jest grupą Łamanej Skały lub Beskidem Kocierskim (Chromik *et al.* 2004).



Fig.2.1 Mezoregiony w Beskidach Zachodnich (wg. Kondracki 2002, zmienione)

W krajobrazie Beskidu Małego wyróżnia się dwa główne pasma górskie (Krygowski 1974). Wyższe pasmo, którego niektóre szczyty przekraczają 900 m n.p.m., przebiega wzdłuż południowej części Beskidu (Fig. 2.2). Należą do niego m.in. Magurka (909 m), Czupeł (933 m), Kościelec (795 m), Potrójna (883 m), Łamana skała (929 m) oraz Leskowiec (922 m). Niższe pasmo, obejmujące Groniczki (808 m), Palenicę (767 m) czy Łysą Górę (548 m) zajmuje północną część gór i 400 m progiem morfologicznym opada w kierunku Pogórza Śląskiego (Kondracki 2002).

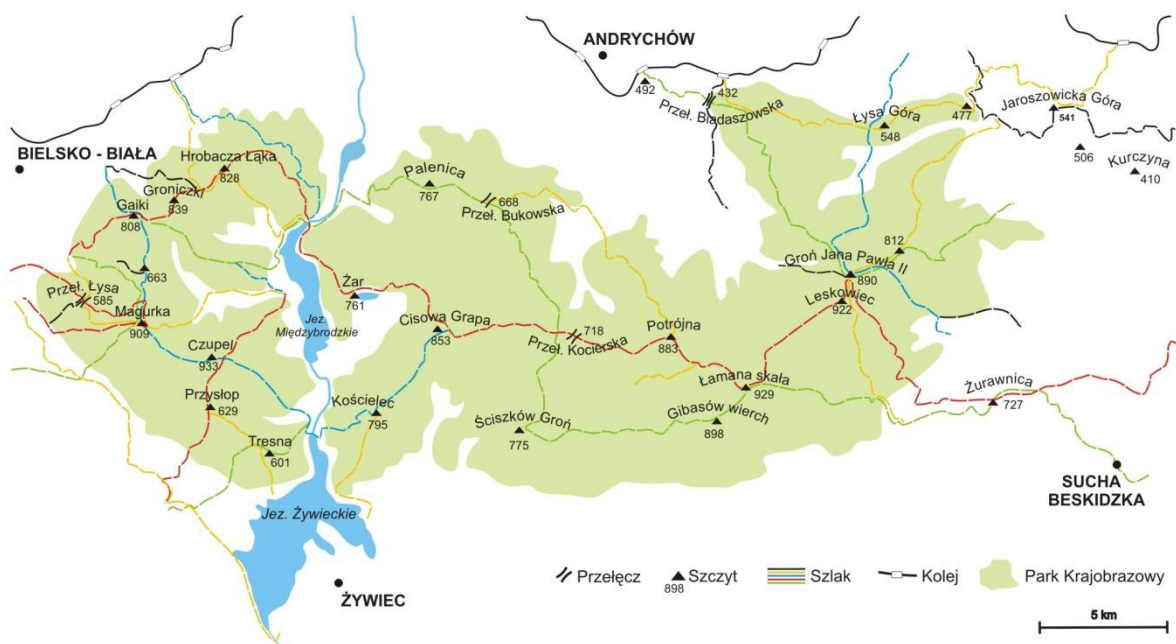


Fig.2.2 Szczyty Beskidu Małego wyznaczające główne pasma górskie

Beskid Mały reprezentuje typ rzeźby gór niskich i średnich, cechującej się deniwelacjami do 300 – 500 m i wysokościami szczytów 500 – 1000 m n.p.m. (Starkel 1983, Izmańłow *et al.* 1995). Grzbiety Beskidu Małego są wąskie, urozmaicone skałkami i w większości porośnięte lasem. Pasma górskie, o nieregularnej linii grzbietowej, rozcina gęsta sieć głębokich na 400 – 600 m dolin. Ich dna są nierówne, naznaczone dużymi spadkami i stromymi stokami, pokrytymi cienką warstwą zwietrzliny (Ziętara 1968). Nachylenie stoków jest różnorodne, przeważnie osiąga 25 – 45° (Starkel 1983).

Rzeźba Beskidu Małego ma ścisły związek z wykształceniem litologicznym podłoża oraz tektoniką (Starkel 1972a, Izmańłow *et al.* 1995). Trwające od neogenu modelowanie powierzchni wiązało się z podnoszeniem, zrównywaniem i rozcinaniem gór. Efekt tych procesów zapisany jest w charakterystycznych dla Karpat spłaszczeniach grzbietów, określanych jako poziomy zrównań (Starkel 1972b, 1983): beskidzkim (900 – 1200 m n.p.m.), śródgórskim (600 – 800 m n.p.m.), pogórskim (300 – 500 m n.p.m.) oraz przydolinny (250 – 400 m wys. względnej). W Beskidzie Małym najlepiej zachowanym poziomem jest wyniesiony ok. 150 m ponad dna dolin poziom pogórski oraz poziom śródgórski, zachowany ok. 250 m powyżej dnami dolin (por. Unrug *et al.* 1979).

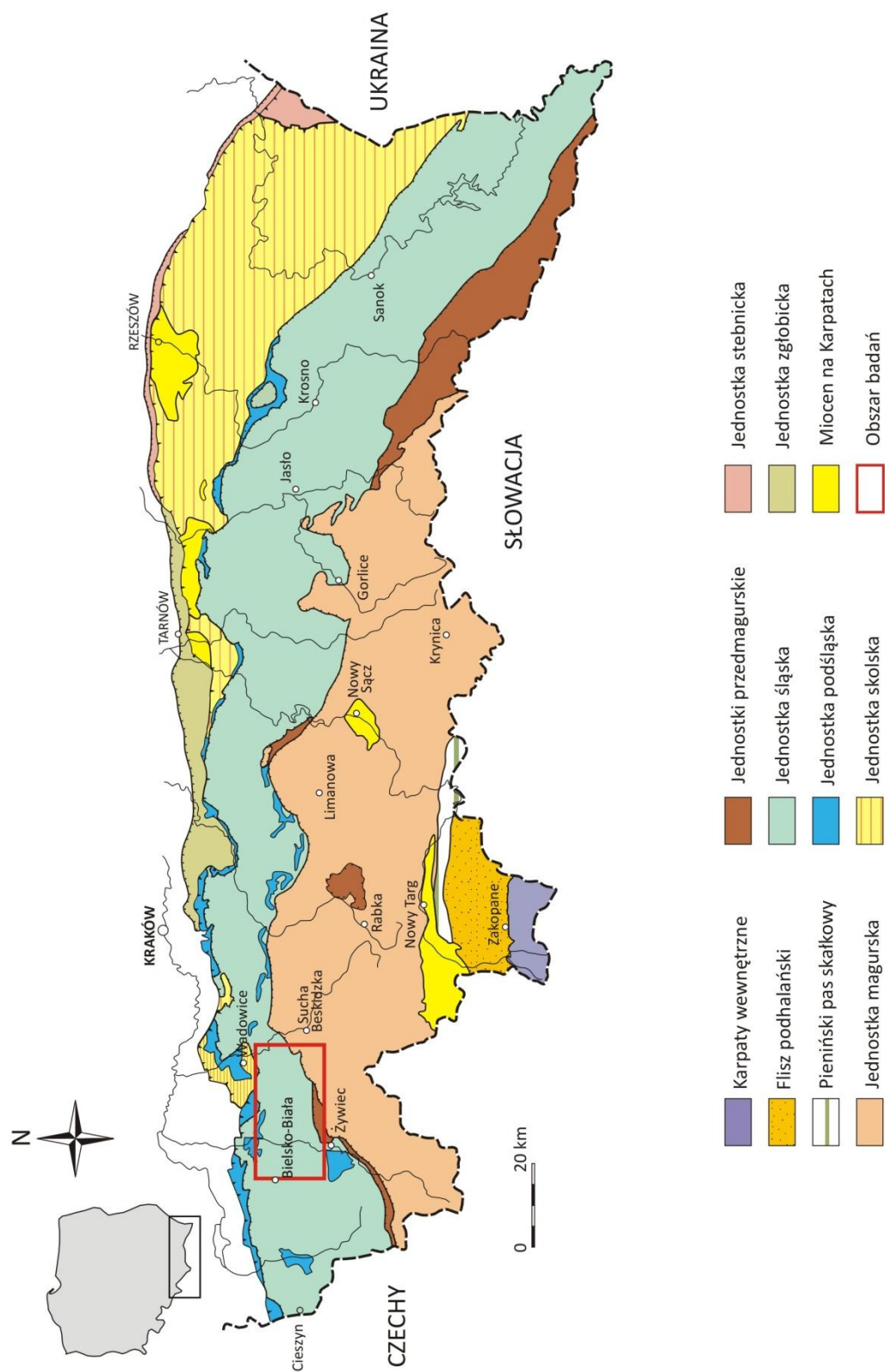


Fig.2.3 Położenie obszaru badań na tle mapy geologicznej Karpat (wg. Ślącza et al. 2006, zmienione)

2.2 Uwarunkowania geologiczne

2.2.1 Budowa geologiczna z elementami tektoniki

Beskid Mały budują sekwencje skalne, wchodzące w skład kilku pięter strukturalnych (Paul *et al.* 1996a). Najniższe piętro stanowi sfałdowane podłoże, zbudowane z proterozoicznych i wczesno paleozoicznych skał krystalicznych teranu Bruno – Vistulicum, pokryte paleozoiczną pokrywą osadów platformowych (Ślęczka 1976, Paul *et al.* 1996b, Cieszkowski *et al.* 2006). Należą do niej klastyczne osady dolnego kambru, na których zalegają węglanowe i klastyczne utwory dewonu oraz karbonu (Tomaś & Zając 1996). Wyższe piętro tworzą transgresywne, autochtoniczne utwory molasowe różnych pięter miocenu (Moryc 2005).

Najwyższym piętrem strukturalnym omawianego terenu jest orogen Karpat (Fig.2.3). Budują go górnourajsko – neogeńskie kompleksy skalne, wykształcone prawie wyłącznie jako serie fliszowe (Książkiewicz 1951a, Unrug 1979, Ślęczka & Kaminski 1998). Osady te wchodzi w skład płaszczowin. W budowie geologicznej Beskidu Małego strukturalnie najniższą jest płaszczowina podśląska. Utwory tej jednostki odsłaniają się w północnej, brzeżnej części obszaru, między Sołą a Skawą. Są to silnie zaburzone serie łupkowo – margliste, występujące w formie porozrywanych płatów i strzępów nasuniętych na miocen zapadliska i miejscami z nim sfałdowanych (Unrug 1979, Golonka 1981).

Na północ od Wadowic pojawiają się paleogeńsko – wczesnomiocenские serie należące do jednostki, znanej dotąd jako „flisz zewnętrzny”. Serie te, pomimo nieco odmiennego wykształcenia stratygraficznie – facjalnego, zaliczone są do jednostki podśląskiej (Książkiewicz 1972, Golonka 1981), a ostatnio do jednostki skolskiej (Paul *et al.* 1996a, b, Żytko 2001).

Największe rozprzestrzenienie w badanym obszarze zajmuje tektonicznie porozrywana płaszczowina śląska, obejmująca utwory wieku późna jura – paleogen. Wśród nich wyróżnia się górnourajsko – dolnokredową serię ilasto – łupkową oraz górnokredowo – paleogeńską serię piaskowcową, charakteryzującą się znaczną miąższością (Paul *et al.* 1996a).

W obrębie płaszczowiny śląskiej nastąpiło dysharmonijne zróżnicowanie na płaszczowiny niższego rzędu – cieszyńską oraz godulską (Konior 1938, Książkiewicz 1951b, Nowak 1957). Płaszczowina cieszyńska składa się z mocno sfałdowanych utworów i odsłania

się fragmentarycznie między Bielskiem a Porąbką. Płaszczowina godulska, charakteryzująca się potężnym rozwojem ognia piaskowcowego, zapada monoklinalnie w kierunku południowym (Książkiewicz 1951b, Ślęczka *et al.* 2006).

Pomiędzy płaszczowiną podśląską a śląską, w rejonie Andrychowa znajdują się jednostka określana jako skałkowa lub skałki andrychowskie. Budują ją gruboziarniste, masywne granitognejsy, brunatne, plamiste i zielonkawe mylonity oraz jurajskie, senońskie i paleogeńskie wapienie. Element ten uznawany dotychczas jako porwaki tektoniczne (Książkiewicz 1951b), przyjmuje się obecnie jako wielkie olistolity (Koszarski 1985, Ślęczka & Kaminski 1998, Golonka & Krobicki 2006, Cieszkowski *et al.* 2009).

W południowej, brzeżnej części Beskidu Małego odsłania się wąski pas utworów, określanych jako jednostka przedmagurska; północna i południowa (Książkiewicz 1977, Golonka 1981, 2007). Jednostka przedmagurska północna zawiera człon jednostek śląskiej i magurskiej, zaś jednostka przedmagurska południowa wykazuje częściowe podobieństwo do jednostki magurskiej. Niektórzy autorzy (Paul *et al.* 1995, 1996a) uznają jednostkę przedmagurską północną za jednostkę dukielską, a przedmagurską południową za grybowską.

Blok Beskidu Małego jest monoklinalnie zapadającym na południe elementem strukturalnym, z wyraźnie podniesionym brzegiem północnym (Konior 1938, Książkiewicz 1974, Golonka 1981). W jego obrębie występuje szereg dyslokacji poprzecznych, mających charakter zrzutowy, a często także przesuwczy (Książkiewicz 1974).

Zachodnią krawędź Beskidu Małego wyznacza uskoku o typie uskoku nożycowego. Ma on przebieg NNW - SSE i oddziela blok Beskidu Małego od Beskidu Śląskiego. Wschodnią granicę stanowi system dyslokacji na linii Skawy. Wzdłuż tej dyslokacji brzeg płaszczowiny śląskiej w zachodniej części jest przesunięty ku południowi o 10 km w stosunku do części wschodniej. Tutaj też widoczna jest zmiana kierunków głównych karpackich struktur fałdowych, z W – E na wschód od rzeki na WSW – ENE na zachód od Skawy (Golonka 1981, Cieszkowski *et al.* 2006).

2.2.2 Kompleksowa charakterystyka serii śląskiej

Stratygraficznie najniższy poziomem serii śląskiej są *warstwy cieszyńskie* (Fig.2.4). Wśród nich wyróżnia się trzy wydzielienia: łupki cieszyńskie dolne, wapienie cieszyńskie oraz

łupki cieszyńskie górne (Książkiewicz 1951b, Peszat 1967, Słomka 1986b). *Łupki cieszyńskie dolne* – formacja wędryńska (kimeryd – tyton) osiągają miąższość ok. 300 m. Wykształcone są jako ciemnoszare, brunatne lub czarne gruboławaliwe łupki margliste i margle z wkładkami wapieni pelitycznych, organodetrytycznych i detrytycznych, średnio- i cienkoławicowych (Słomka 1986a, Picha *et al.* 2006). Ponad nimi znajdują się *wapienie cieszyńskie* – formacja wapieni cieszyńskich (późny tyton – wczesny późny walanżyn), o miąższości do 200 m, złożone z wapieni pelitycznych i detrytycznych, cienkoławicowych, średnio- i gruboziarnistych, a miejscami zlepieńcowatych, przeławiconych łupkami marglistymi oraz piaszczystymi (Peszat 1967, Malik 1986, Olszewska 2005). Wyżej zalegają *łupki cieszyńskie górne* (walanżyn - hoteryw), osiągające miąższość do 300 m. Są to ciemnoszare i czarne łupki margliste z cienkoławicowymi, drobnoziarnistymi piaskowcami wapnistymi oraz wkładkami wapieni detrytycznych i syderytów (Peszat 1967, Słomka 1986b, Golonka & Waśkowska-Oliwa 2007). W Karpatach Zachodnich stwierdzono maksymalny rozwój warstw cieszyńskich, a we wszystkich ich wydzieleniach obecność intruzji skał cieszyńskich (Smulikowski 1980, Włodyka & Karwowski 2004, Grabowski *et al.* 2008).

Kolejnymi stratygraficznie utworami serii śląskiej są *warstwy grodziskie*, wchodzące w skład formacji grodziskiej (walanżyn – apt). Ich miąższość dochodzi do 300 m, a wykształcone są jako szaroniebieskie margle i łupki margliste z cienkimi ławicami drobnoziarnistych piaskowców (Kamieński *et al.* 1963a, Bieda *et al.* 1963, Malik & Olszewska 1984, Golonka *et al.* 2008a). Miejscami występują gruboławicowe, gruboziarniste piaskowce i zlepienie z egzotykami z podrzędną ilością cienkoławicowych piaskowców oraz łupków marglistych (Książkiewicz 1951b). Na warstwach grodziskich spoczywają *łupki wierzowskie* (późny apt), o miąższości 200 – 500 m, złożone z czarnych, liściastych, niewapnistych łupków ilastych, niekiedy silnie skrzemionkowanych z cienkimi wkładkami krzemienistych średnio- i drobnoziarnistych piaskowców oraz wtrąceniami ławic i konkrecji sferosyderytów (Golonka 1981).

Czarne łupki wierzowskie przechodzą ku górze w utwory *formacji lgockiej* (alb – wczesny cenoman). W pełnym ich wykształceniu wyróżnia się część dolną, środkową oraz górną, zwaną rogowcami mikuszowickimi (Nowak 1959, Unrug 1959, Bilan 2001). Warstwy lgockie dolne wykształcone są jako średnio- i gruboziarniste piaskowce, podrzędnie z wkładkami zlepieńców. Środkową część tworzą średnio- i cienkoławicowe piaskowce, drobno- i średnioziarniste, często krzemionkowe i wstęgowane, przekładane ciemnymi

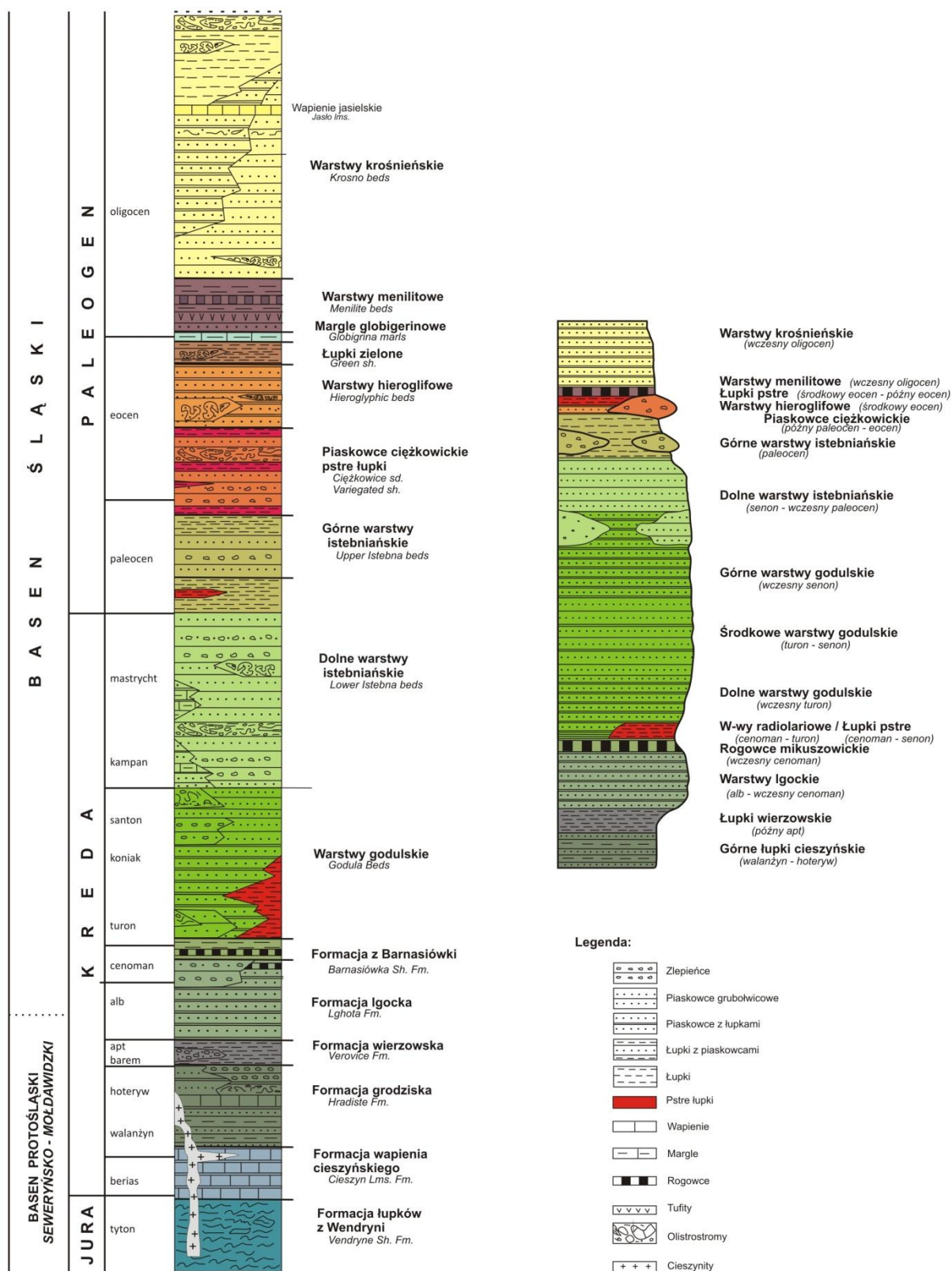


Fig.2.4 Profil litostratygraficzny serii śląskiej Zewnętrznych Karpat fliszowych (wg. Cieszkowski *et al.* 2009, zmienione). Po prawej: Wykształcenie serii śląskiej w Beskidzie Małym (wg. Unrug *et al.* 1979, zmienione)

łupkami pelitycznymi, czarnymi lub zielonkawymi (Unrug 1959). *Rogowce mikuszowickie* to szaroniebieskie rogowce (spongiolity) i cienkoławicowe piaskowce z łupkami. Miejscami, w stropowej części warstw lgockich występują piaskowce, zbudowane z kwarcu i igieł gąbek, mające charakter gez. Całkowita miąższość formacji lgockiej osiąga 400 m.

Nad warstwami lgockimi zalega *formacja łupków radiolariowych z Barnasiówki* (późny cenoman – wczesny turon). Osady te osiągają miąższość od kilku do kilkunastu metrów, a składają się z wapnistych i bezwapnistych, zielonych, oliwkowych i szarych łupków silnie skrzemionkowanych, radiolarytów i krzemionkowych, drobnoziarnistych piaskowców (Bąk *et al.* 2001, Cieszkowski 2004). Powyżej wspomnianej formacji lub bezpośrednio na warstwach lgockich leżą *łupki pstre* (cenoman – wczesny senon). Ogniwo to osiąga do 250 m miąższości, a budują je zielone, szare i czerwone łupki pelityczne. Niekiedy wśród nich występują wkładki cienkich ławic piaskowców glaukonitowych (Golanka 1981).

Wyższym wydzieleniem w stosunku do łupków pstrych są *warstwy godulskie* (turon – wczesny senon). Osady te są dominującą formacją serii śląskiej. Cechuje ją miąższość dochodząca do 3000 m i charakterystyczna przewaga piaskowców glaukonitowych (Peszat 1976, Słomka 1995)(Fig. 2.5). W Beskidzie Małym i Śląskim dzielą się na trzy części: dolne, środkowe i górne (Książkiewicz 1933, Burtan 1936). *Warstwy godulskie dolne* to gruboziarniste zlepieńce i piaskowce oraz cienkoławicowe piaskowce drobnoziarniste, przeławiczone zielonymi i czarnymi łupkami. Środkową część warstw godulskich tworzą gruboławicowe piaskowce z wkładkami zielonych łupków, zaś górną grubo i cienkoławicowe piaskowce i zielone łupki z lokalnie rozwiniętym poziomem gruboławicowych zlepieńców (zlepieńce z Malinowskiej Skały). Na wschód od Skawy niższą część warstw godulskich zastępują łupki pstre (Książkiewicz 1951b).

Na warstwach godulskich spoczywają *warstwy istebniańskie* (senon – paleocen), wśród których wydziela się poziomy dolny i górny (Burtan 1936, Unrug 1963). Dolne warstwy istebniańskie to gruboławicowe, polimiktyczne zlepieńce z materiałem egzotycznym, gruboławicowe, gruboziarniste piaskowce arkozowe oraz wkładki szarych i zielonych mułowców z egzotykami. W górnych warstwach istebniańskich wyróżnia się dodatkowo trzy poziomy, w dolnej części których przebiega granica między senonem a paleocenem. Niższy poziom stanowią *łupki istebniańskie dolne*, złożone z ciemnych łupków z syderytami i soczewkami zlepieńców. Środkowy poziom to *piaskowce istebniańskie górne*, reprezentowane przez grube ławice gruboziarnistych piaskowców. Poziom górny - *łupki*

istebniańskie górne, wykształcone są jako czarne mułowce i łupki z ciekimi wkładkami piaskowców i ławicami syderytów (Burtanówna *et al.* 1937, Golonka 1981). Pełny profil warstw istebniańskich występuje w Beskidzie Śląskim, gdzie ich miąższość dochodzi do 2100 m (Unrug 1963, Strzeboński 2005).

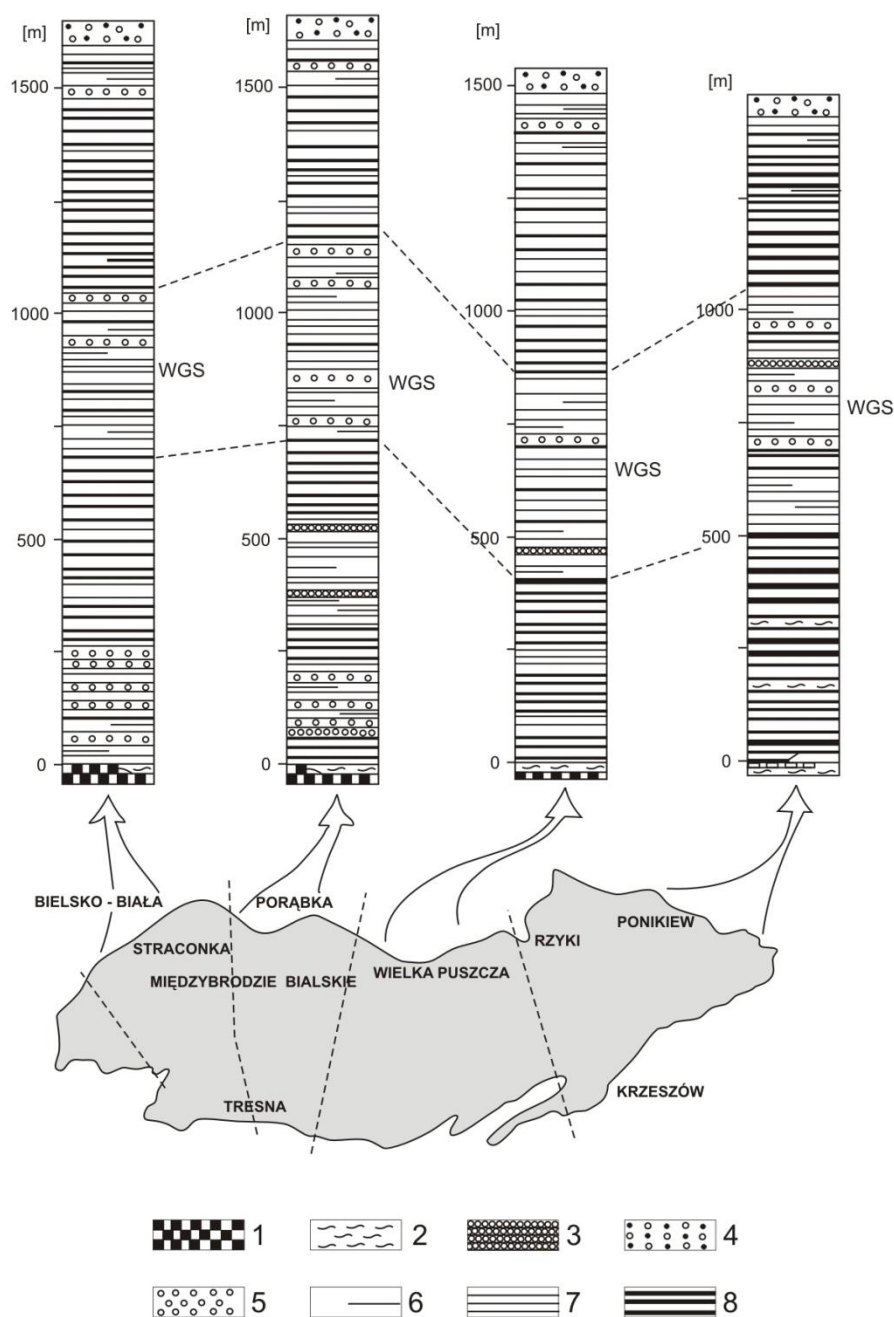


Fig. 2.5 Wykształcenie warstw godulskich w Beskidzie Małym (Słomka 1995)

1—w. Igockie: rogowce mikuszowickie 2—łupki pstrze godulskie 3—zlepnię 4—zlepnię piaszczyste
5—piaskowce zlepniocowate 6—piaskowce 7—piaskowce z mułowcami 8—mułowce z piaskowcami

Ponad warstwami istebniańskimi znajdują się *łupki pstre*, czerwone i zielone łupki ilaste oraz tworzące dwa poziomy w ich obrębie *piaskowce ciężkowickie* (późny paleocen – eocen). Te ostatnie to gruboławicowe piaskowce zlepieńcowate i gruboziarniste, lokalnie grubokalibrowe zlepieńce o miąższości do 250 m, występujące w formie wydłużonych soczew w obrębie utworów mułowcowych (Koszarski 1956, Leszczyński 1981). Piaskowce ciężkowickie przechodzą w *warstwy hieroglifowe* (środkowy eocen), złożone z drobnoziarnistych, laminowanych piaskowców i szarych, ciemnoszarych lub zielonych łupków z syderytami (Cieszkowski *et al.* 2006). W obrębie warstw hieroglifowych pojawiają *łupki pstre i zielone* (środkowy eocen – późny eocen), które tworzą soczewkowate wtrącenia lub leżą bezpośrednio nad nimi (Książkiewicz 1951b). Ich wspólna miąższość osiąga około 200 m.

Wyższym wydzieleniem serii śląskiej są *warstwy menilitowe* (wczesny oligocen). Są to brunatne, brązowe i czarne łupki bitumiczne, margle i rogowce, o miąższości nie przekraczającej 100 m (Słomka *et al.* 2006). W ich spągu lokalnie występują *margle globigerynowe*. Na warstwach menilitowych spoczywają *warstwy krośnieńskie* (oligocen), dolne i górne. Warstwy krośnieńskie dolne rozwinięte są jako jasnoszare lub niebieskawe, muskowitowe piaskowce gruboławicowe z wtrąceniami łupków marglistych lub ilastych. Górny poziom tworzą cienkoławicowe piaskowce płytowe i skorupowe, przeławicające się z szarymi łupkami ilastymi (Opolski 1933, Moroz – Kopczyńska 1977). Warstwy krośnieńskie, osiągające na zachód od Skawy około 700 m miąższości, są najmłodszym ogniwem serii śląskiej (Książkiewicz 1951b).

3. Charakterystyka paleogeograficzna basenu śląskiego

3.1 Zarys paleogeografii północnej Tetydy

Tetyda alpejska powstała w jurze, w następstwie rozpadu superkontynentu Pangei (Golonka *et al.* 2005a, b, 2006). Basen oceaniczny jaki tworzyła, stanowił przedłużenie systemu centralnego Atlantyku. W skład Tetydy alpejskiej wchodziły ocean Liguryjski, Penninicum oraz megabasen pieniński. Ten ostatni, rozwinięty pomiędzy terranem Alp wschodnich – Karpat wewnętrznych, a platformą północnoeuropejską, przedzielony był grzbietem czorsztyńskim na dwa baseny: południowo – wschodni, zwany basenem pienińskim oraz północno – zachodni, znany jako basen magurski (Birkenmajer 1986).

Późnojurański ryfting południowej części północnoeuropejskiej platformy węglanowej oraz północnej części domeny pienińsko – magurskiej spowodował utworzenie basenu protośląskiego (Książkiewicz 1977, Ślęczka *et al.* 1999, Golonka *et al.* 2000, 2003b, Nemčok *et al.* 2001, Oszczypko 2004b, Poprawa & Malata 2006), który z czasem przekształcił się w szereg zindywidualizowanych subbasenów: śląski, podśląski, skolski i dukielski.

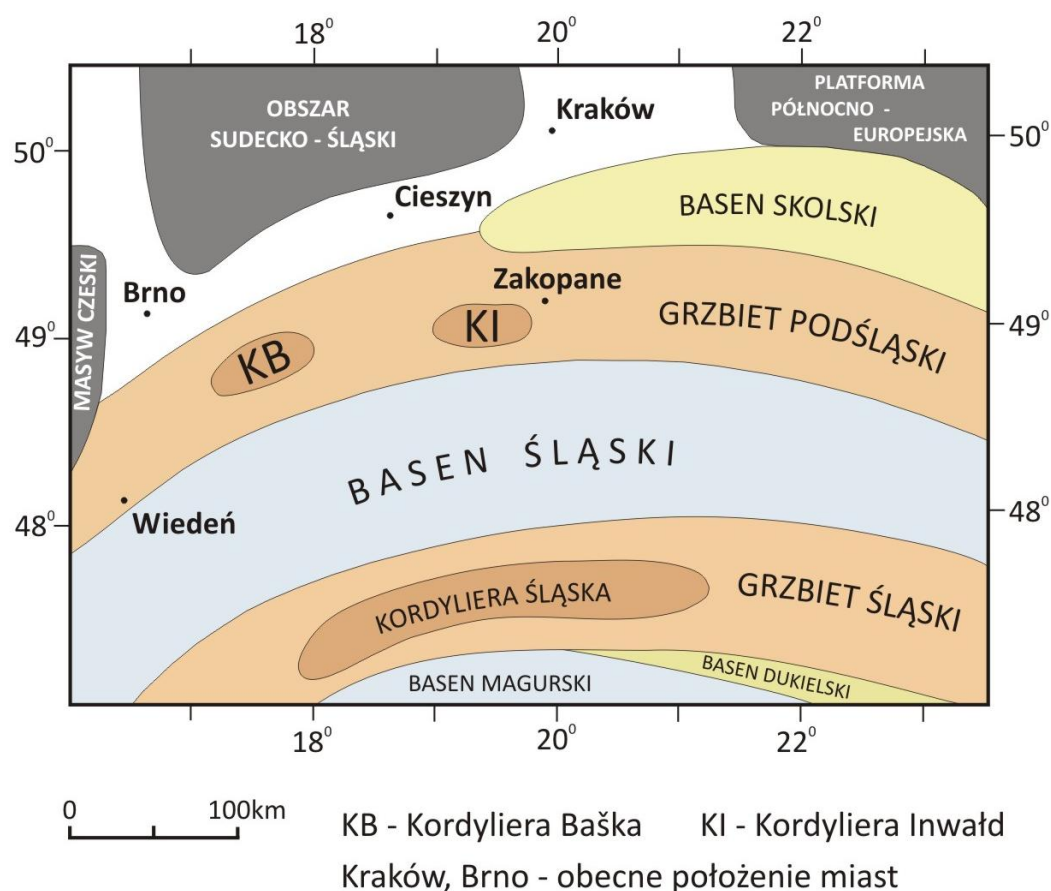


Fig.3.1 Paleogeografia północnej Tetydy w późnej kredzie (wg. Słomka 1995)

Paleogeograficzny odcinek północnej Tetydy w późnej kredzie i paleogenie prezentuje się jako szereg niemal równoległych, wydłużonych rowów (basenów), przedzielonych okresowo wynurzanymi grzbietami: grzbietem śląskim z wypiętrzoną wyspą śląską oraz grzbietem (basenem) podśląskim z kordylierami Baška i Inwałd (Słomka 1995).

Od zachodu i północnego zachodu strefę ograniczały masywy czeski i wschodniosudecki, od północnego wschodu wał metakarpacki, zaś od północy epikontynentalne morze szelfowe (Słomka 1995, Słomka *et al.* 2006).

3.2 Basen protośląski

Basen protośląski (seweryńsko – mołdawidzki) ukształtował się pod koniec jury, wewnątrz platformy północnoeuropejskiej jako ryft lub basen załukowy (Golonka *et al.* 2005b, 2008b). Podłożem basenu była ścieniona skorupa platformy północnoeuropejskiej, a fragmentarycznie zaczątkowa skorupa oceaniczna. Basen protośląski rozciągał się od terenów Ukrainy i Rumunii na wschodzie, do Moraw na zachodzie. Największe rozmiary basen protośląski osiągnął w hoterywie – apcie, w okresie którym szerokość basenu pomiędzy podnóżami skłonów śląskiego i podśląskiego sięgała 100 km, zaś długość przekraczała 300 km (Słomka 1995).

Sedymentacja w basenie śląskim wiązała się z geotektonicznymi etapami jego rozwoju. Odpowiadała ona synryftowej ekstensji (tyton – hoteryw) oraz poryftowej subsydencji termicznej (barem – cenoman), zaburzonej w okresie barem – apt (Nemčok *et al.* 2001, Poprawa *et al.* 2002, Oszczypko *et al.* 2002, Poprawa & Malata 2006). Tensyjny charakter basenu sprzyjał jego pogłębianiu do około 4000 m. Zmiana warunków basenu na kompresyjny, zaznaczała się od końca cenomanu i prowadziła do jego intensywnego wypełnienia (Golonka *et al.* 2000, Oszczypko 2004a).

W ewolucji basenu śląskiego Słomka *et al.* (2006) wyróżniają 3 okresy subsydencji, rozdzielone 2 etapami wynoszenia:

- I okres subsydencji (początek sedymentacji – cenoman), będący rezultatem powstania ryftu – basen wydłubniały,
- I okres wynoszenia (turon – kampan/mastrycht) basenu oraz obszarów źródłowych, zdeterminowane zmianą reżimu tektonicznego na kompresyjny,

- II okres subsydencji (paleocen – eocen/oligocen) spowodowany fleksuralnym uginaniem podłoża basenu, spowodowanym subdukcją i obciążeniem płyty przez rozwijającą się pryzmę akrecyjną – inicjalny basen przedgórski,
- II okres wynoszenia, związany z regionalną kompresją,
- III okres subsydencji (wczesny oligocen - miocen), powstałej w efekcie obciążanie i fleksuralnego uginanie płyty przez deformowane utwory pryzmy akrecyjnej.

3.3 Grzbiety podmorskie i kordyliery

W rekonstrukcji ewolucji basenów karpaccich nadrzędną rolę odgrywają podmorskie wyniesienia i nadwodne łuki wysp (kordyliery). Istnienie tych elementów oraz ich rozmieszczenie rozpoznano na podstawie analizy facjalnej i rozkładu kierunków paleotransportu oraz zespołu egzotyków, obecnych w seriach fliszowych (Unrug 1968, Słomka *et al.* 2004, Malata *et al.* 2006). Wyniesienia, periodycznie wynurzane jako kordyliery, wraz z obrzeżeniami basenów stanowiły główne źródła materiału terygenicznego, dostarczanego i wypełniającego baseny (Książkiewicz 1962, Burtan *et al.* 1984). Ich wzmożona aktywność jest korelowana z głównymi fazami orogenicznymi Alp i Karpat (Poprawa *et al.* 2006).

W geologicznej historii Tetydy karpacciej potwierdza się istnienie wyniesień, których położenie i hipsometria w znacznym stopniu wpływały na zmienność osadów i zasięg stref facjalnych (Kuśmierk 1990). Niewątpliwie, najważniejszym z nich był grzbiet śląski i od początku kredy powiązana z nim genetycznie kordyliera śląska. Przejawy działalności tego źródła, zainicjowane ruchami tektonicznymi zapisane są w osadach niemal wszystkich subbasenów.

Od późnej kredy kordyliera śląska dzieliła baseny śląski i magurski. Aktywność tego południowego dla basenu śląskiego obszaru źródłowego, przesuwająca się od zachodu na wschód. W tym czasie nastąpiła sedymentacja gruboklastycznych osadów fliszowych warstw godulskich i istebniańskich oraz ożywienie podmorskich osuwisk (Słomka 2001, Słomka *et al.* 2006). W basenie magurskim, zasilanym przez wyspę śląską od północy, fazy szczególnej aktywności (późny senon - paleogen) przejawiają się sedymentacją warstw z Jaworzynki, piaskowców z Mutnego, piaskowców ciężkowickich i piaskowców pasierbieckich (Oszczypko 2004b, Oszczypko & Oszczypko-Clowes 2006).

Działalność kordyliery śląskiej zaznaczała się od senonu pomiędzy subbasenami śląskim i dukielskim. Wzmoczona aktywność tego źródła przypada na późny senon sedymentacją piaskowców ciśnieńskich oraz w środkowym eocenie piaskowcami przybyszewskimi (Malata & Poprawa 2006). Południowo – wschodnim przedłużeniem kordyliery śląskiej pomiędzy wspomnianymi subbasenami była kordyliera przed dukielska (Ślaczka 1961; 2004, Kuśmierk 1990), znana jako tzw. grzbiet Bukowca (Ślaczka 2005). Istnienie tego źródła rozpoznano na podstawie egzotyków z warstw krośnieńskich oraz osadów Karpat ukraińskich.

Ruchy kompresyjne, przypadające na okres hoteryw – apt, zainicjowały powstanie podwodnego wyniesienia, rozdzielającego basen śląsko – skolski (Golonka *et al.* 2002b). Wyniesienie, zwane podśląskim lub węglowieckim, stanowiło przede wszystkim obszar sedymentacyjny, stąd częściej rozpatrywane jest w kategorii odrębnego subbasenu (por. Słomka *et al.* 2006). Powstanie podmorskiej bariery dało początek subbasenowi skolskiemu, a w części wschodniej również śląskiemu.

Wyniesienie podśląskie cechowała urozmaicona morfologia oraz tendencja do nachylania w kierunku wschodnim lub południowym, co z kolei sprzyjało wynurzeniu podmorskich grzbietów, lokalnie zasilających basen. W zachodniej części źródłem materiału była kordyliera Baška (Eliáš & Eliášova 1986, Leśniak 1994, Eliáš 1998, Boorova *et al.* 2004), której aktywność zaznacza się jeszcze przed powstaniem subbasenu podśląskiego. W wielu przypadkach jej istnienie uznawane jest jednak za hipotetyczne (Picha *et al.* 2006). W polskiej części podobną rolę odrywała kordyliera Inwałd (Słomka 1986b, Żytko *et al.* 1989, Słomka 1995). We wczesnym miocenie (eggenburg), podczas sedymentacji warstw krośnieńskich, wyniesienie węglowieckie zostało ostatecznie zasypane.

3.4 Wyspa śląska

Śródbasenowy grzbiet śląski, rozdzielający basen protośląski, później śląski od magurskiego, był istotnym obszarem źródłowym materiału klastycznego, dostarczanego do basenów fliszowych. Aktywność tektoniczna wraz z ruchami eustatycznymi warunkowały czy reprezentował on podwodne wyniesienie czy nadwodny archipelag wysp, zwany także kordylierą (Książkiewicz 1962, Słomka 1995, 2001).

Grzbiet śląski stanowił mikrokontynent związany z subdukcją (Sikora 1976) lub ścieniony fragment skorupy kontynentalnej (Pescatore & Ślęczka 1984). Powstał w następstwie jurajskiego oddzielenia mikroptyty bukowińsko – getyckiej od płyty europejskiej. W jego skład wchodziło kadomsko – waryscyjskie krystaliczne podłoże wraz z permsko - mezozoiczną pokrywą osadową (Książkiewicz 1977, Słomka *et al.* 2004, Golonka *et al.* 2008b). Prawdopodobnie element ten kontynuował się w kierunku wschodnim jako grzbiet getycko – marmaroski (Dacydy środkowe) (Sandulescu 1988, Oszczytko 2004b). Szacuje się, że szerokość grzbietu wynosiła około 100 – 130 km, a długość była zdecydowanie większa (Książkiewicz 1962, Słomka 1995).

Do wczesnej kredy grzbiet śląski pozostawał podwodnym wyniesieniem w obrębie którego deponowane były płytkowodne wapienie typu sztramberskiego (Golonka *et al.* 2002a). Przekształcanie podwodnego grzbietu w kordyliere dokumentują osady spływów rumoszowych, zlepieńce oraz olistolity wszystkich wydzieleni warstw cieszyńskich (Matyszkiewicz & Słomka 1994, Słomka 2001). Wypiętrzenie wyspy śląskiej nastąpiło w fazie kompresji basenu i przypadało na okres alb – cenoman – turon (Książkiewicz 1972, Unrug 1968, Ślęczka *et al.* 1999). W tym okresie stanowiła zakorzenioną strefę nasuwczą - fałdową (Poprawa *et al.* 2004a, b) a mechanizmem jej wypiętrzania były ruchy wzdłuż kompresyjnych uskoków odwróconych (Poprawa & Malata 2006).

Zjawiska aktywności wyspy śląskiej, odzwierciedlone w zmianie facjalnej osadów, deponowanych w różnych subbasenach trwały do późnego wczesnego oligocenu. Po tym okresie, w wyniku nasuwania przyzmy akrecyjnej, grzbiet śląski został ostatecznie zniszczony (Golonka & Krobicki 2006).

W ewolucji kordyliery śląskiej Unrug (1968) wyróżnia cztery etapy, tzw. megarytmy denudacyjne:

- I megarytm (górny cenoman – paleocen). W etapie tym następuje erozja pokrywy metamorficznie – osadowej, dostarczającej materiał dla warstw godulskich. W górnym senonie niszczone jest trzon krystaliczny wraz z pokrywą metamorficznie – osadową, a materiał dostarczany jest dla warstw istebniańskich dolnych. Kierunek transportu NE.
- II megarytm (dolny eocen). Z materiału z erozji wypiętrzonego na granicy paleocen/eocen obszaru kordyliery deponowane są warstwy ciężkowickie. Następuje zmiana kierunku transportu z NE na N.

- III megarytm (środkowy i górny eocen). Słabo zaznaczony w serii śląskiej drobnoziarnistymi osadami marglistymi oraz łupkowymi warstwami hieroglifowymi. Materiał dostarczony w niewielkiej ilości zalegał w środowisku litoralnym lub pochodził z przerobienia starszych osadów fliszowych.
- IV megarytm (eocen - oligocen). Obejmuje warstwy krośnieńskie. Erozją objęty obszar zbudowany ze skał metamorficznych i osadowych. Kierunek transportu SE.

4. Modele sedymentacji fliszowej w basenie śląskim

Zróznicowane pod względem dominujących procesów i ich produktów systemy depozycyjne są istotnym elementem głębokowodnego środowiska sedymentacyjnego, obejmującego strefy skłonu kontynentalnego, wyniesienia oraz równi basenowej (Shanmugam 2006). W środowisku fliszowym najważniejsze systemy tworzą głębokowodny stożek, rampa oraz fartuch (Stow 1992, Reading & Richards 1994, Shanmugam 2000, Einsele 2000). Spośród wielu czynników mających wpływ na rozwój tych systemów najważniejszymi są: typ i źródło dostarczanego do nich materiału, aktywność tektoniczna i wahania poziomu morza (Pickering *et al.* 1989, Surlyk 1989, Stow *et al.* 1996, Bouma 2000) (Fig.4.1). Badania, prowadzone od połowy ubiegłego stulecia pozwoliły na powiązanie cech deponowanych w ich obrębie osadów z różnymi typami spływów grawitacyjnych, a w szczególności z prądami zawiesinowymi (Mutti 1977, Shanmugam 2000).

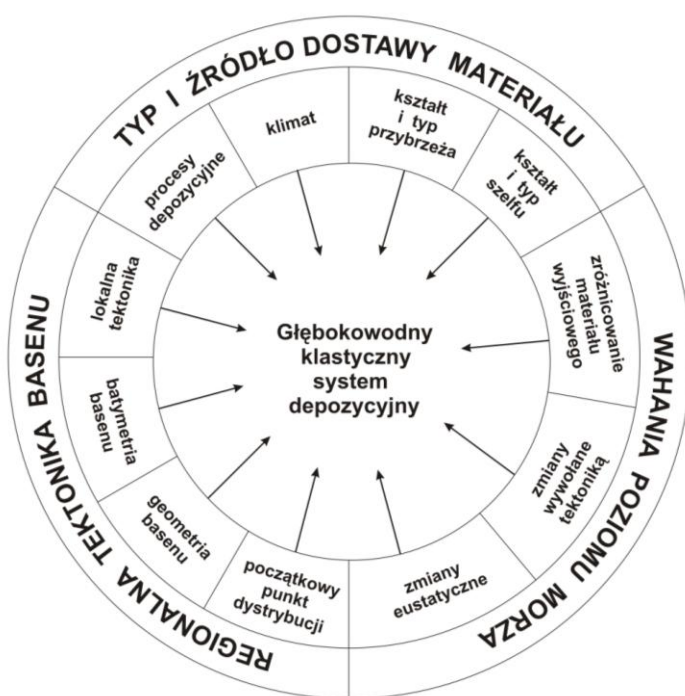


Fig 4.1. Czynniki wpływające na rozwój głębokowodnych systemów depozycyjnych (wg. Stow *et al.* 1996, uproszczone).

Wśród głębokowodnych systemów depozycyjnych najczęściej badaną jest strefa stożka głębokomorskiego. Warto wspomnieć, iż znaczne zainteresowanie tym środowiskiem związane jest z występującymi w jego zasięgu pokaźnymi złożami węglowodorów (Walker 1978, Nilsen 1980, Shanmugam & Maiola 1988, Baas *et al.* 2005). Opracowanie modelu współczesnego stożka, zaproponowanego przez Normarka (1970, 1978) dało podstawę do konstrukcji modelu stożka kopalnego (Mutti & Ricci Lucci 1972). Jego koncepcja, częściowo

zmieniona funkcjonuje do dnia dzisiejszego (Ricci Lucci 1975, Normark 1978, Walker 1978, Shanmugam & Maiola 1988) (Fig.4.2). Należy jednak podkreślić, iż model ten ma charakter wyłącznie umowny i nie obejmuje różnic co do kształtu i wielkości spowodowanymi choćby reliefem dna, lokalną topografią (Stow *et al.* 1996) czy post depozycyjnymi zjawiskami tektonicznymi (Shanmugam 2006).

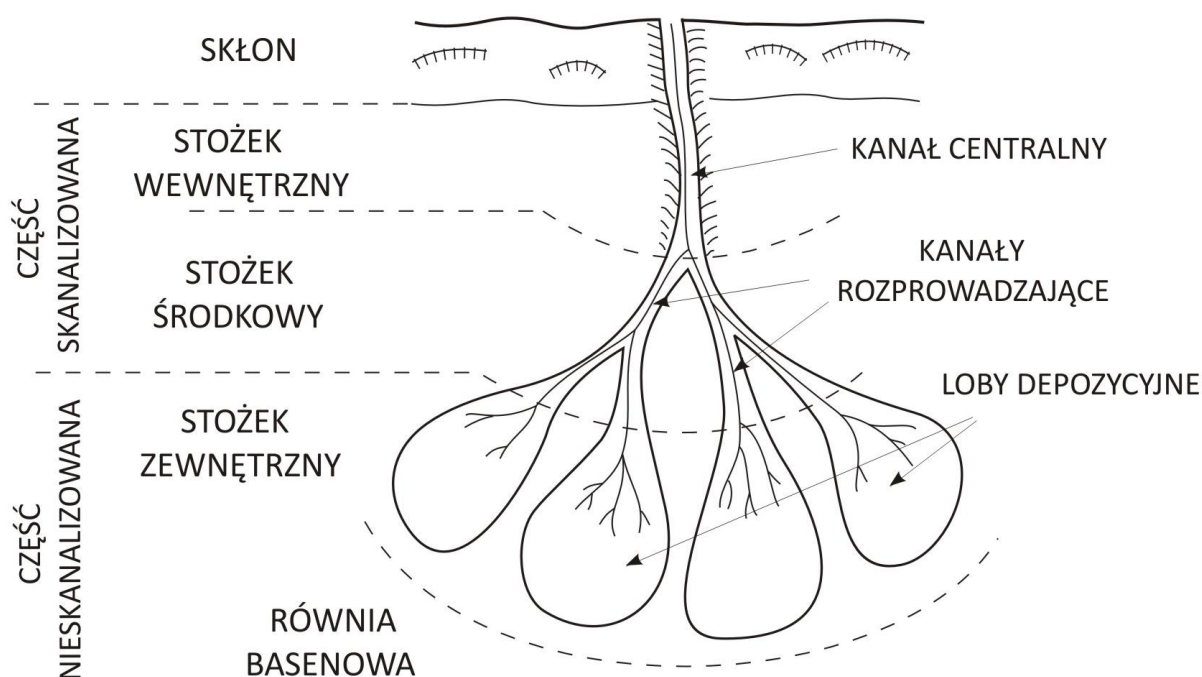


Fig.4.2 Schematyczny model stożka głębokomorskiego, kopalnego (wg. Shanmugam & Maiola 1988, zmienione)

Wraz z ewolucją badań nad stożkami pojawiły się próby ich klasyfikacji. Niejednokrotnie podstawą typologii był kształt, wydajność, źródło zasilania czy materiał budujący (Mutti 1979, 1985, Stow *et al.* 1985, Pickering *et al.* 1989, Mattern 2005). Według Shanmugam & Maiola (1988) decydującym czynnikiem klasyfikacji są jednak warunki tektoniczne basenu. Na ich podstawie wyróżniono 4 typy stożków: typ North Sea, typ Atlantic, typ Pacific oraz mieszany (Fig.4.3).

Ważnym elementem w badaniu głębokomorskich systemów depozycyjnych stała się klasyfikacja Reading & Richards (1994) oparta na wielkościach ziaren i systemach zasilających. Autorzy wydzielili 12 klas, z czego 3 główne dotyczą systemów zasilających i obejmują: stożek głębokomorski zasilany jednym źródłem (najczęściej kanionem),

wielopunktowo zasilane rampy oraz liniowo zasilane fartuchy. Pozostałe klasy wydzielone są na podstawie udziału materiału na: mułowe, mułowo – piaszczyste, piaszczyste i żwirowe.

	typ North Sea NIEDOJRZAŁE, PASYWNE KRAWĘDZIE BASENÓW	typ Atlantic DOJRZAŁE, PASYWNE KRAWĘDZIE BASENÓW	typ Pacific AKTYWNE KRAWĘDZIE BASENÓW
ETAP ROZWOJU BASENU	wczesny- granice dywergentne	zaawansowany- granice dywergentne	granice konwergentne, transformujące
PODŁOŻE BASENU	skorupa kontynentalna	skorupa oceaniczna	skorupa oceaniczna lub kontynentalna (baseny przedłukowe, załukowe, zapadliskowe)
WIELKOŚĆ BASENU	małe	olbrzymie	małe
ŹRÓDŁO MATERIAŁU/TRANSPORT	małe rzeki / bliski	duże rzeki / daleki	małe rzeki / bliski
RÓWNIA BRZEGOWA I SZELF	wąskie	szerokie	wąskie
NACHYLENIE	duże	niewielkie	duże
WIELKOŚĆ STOŻKA	małe (dziesiątki km)	olbrzymie (setki km)	małe (dziesiątki km)
STOSUNEK: PIASEK / MUŁ	wysoki	niski	wysoki
DOMINUJĄCY MATERIAŁ	piasek	muł	piasek
INNE CECHY	dobrze rozwinięte loby	brak dobrze rozwiniętych lobów	dobrze rozwinięte loby
PRZYKŁADY STOŻKÓW	Balder (Morze Północne) Kongsfjord (Norwegia)	Amazon (Ocean Atlantycki) Mississippi (Zatoka Meksykańska)	Great Valley Sequence (basen przedłukowy) Hecho (basen zapadliskowy)

Fig.4.3 Klasyfikacja stożków na podstawie warunków tektonicznych basenu (wg. Shanmugam & Maiola 1988, zmienione)

4.1 Głębokowodne stożki silikoklastyczne

Głębokowodne stożki silikoklastyczne, określane też jako systemy turbidytowe powstają u ujścia kanionów w wyniku spływów grawitacyjnych, z których nadrzędną rolę odgrywają prądy zawiesinowe oraz spływy rumoszowe debris flow (Shanmugam & Maiola 1988)(Fig.4.4a). W zależności od dominacji materiału budującego, wyróżnia się stożki mułowe, mułowo – piaszczyste, piaszczyste oraz żwirowe (Reading & Richards 1994).

W pełnej konstrukcji kopalnego stożka silikoklastycznego sensu Mutti & Ricci Lucci (1972), wyróżniono trzy obszary – stożka wewnętrznego, środkowego oraz zewnętrznego. Obszary te, wyznaczające odpowiednie subśrodowiska, reprezentują część basenu od

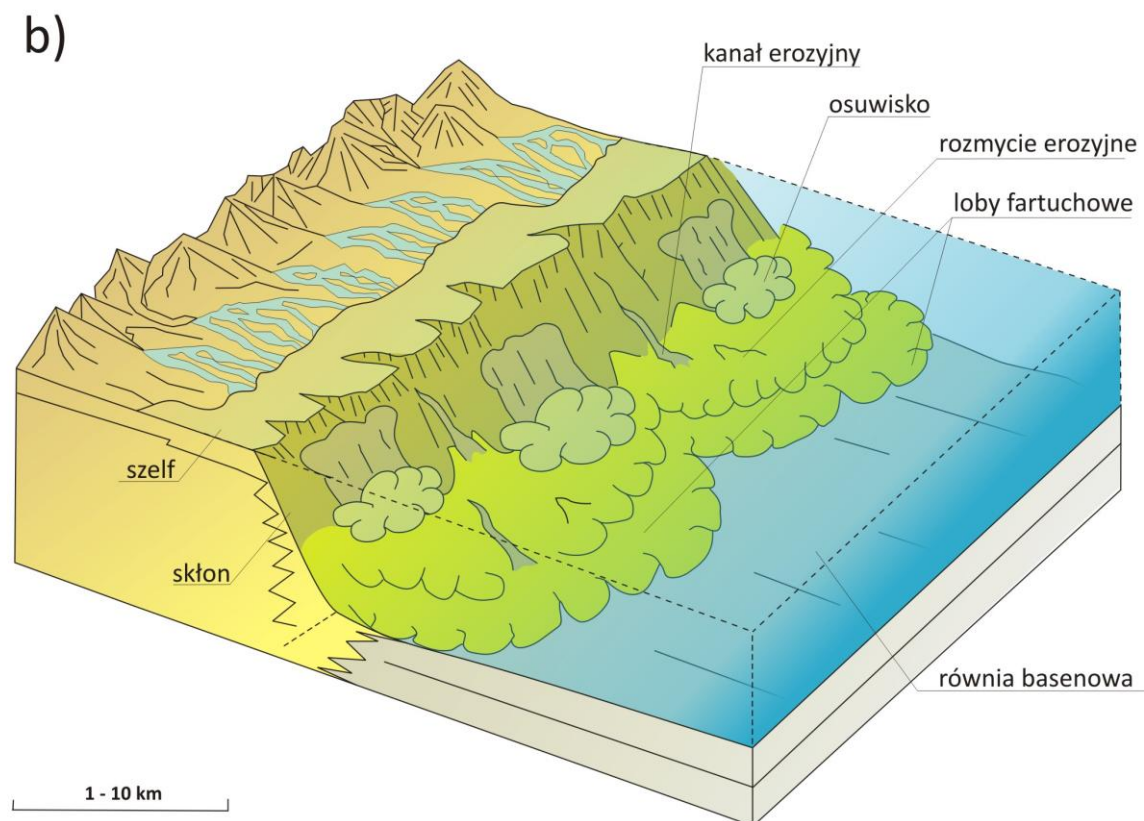
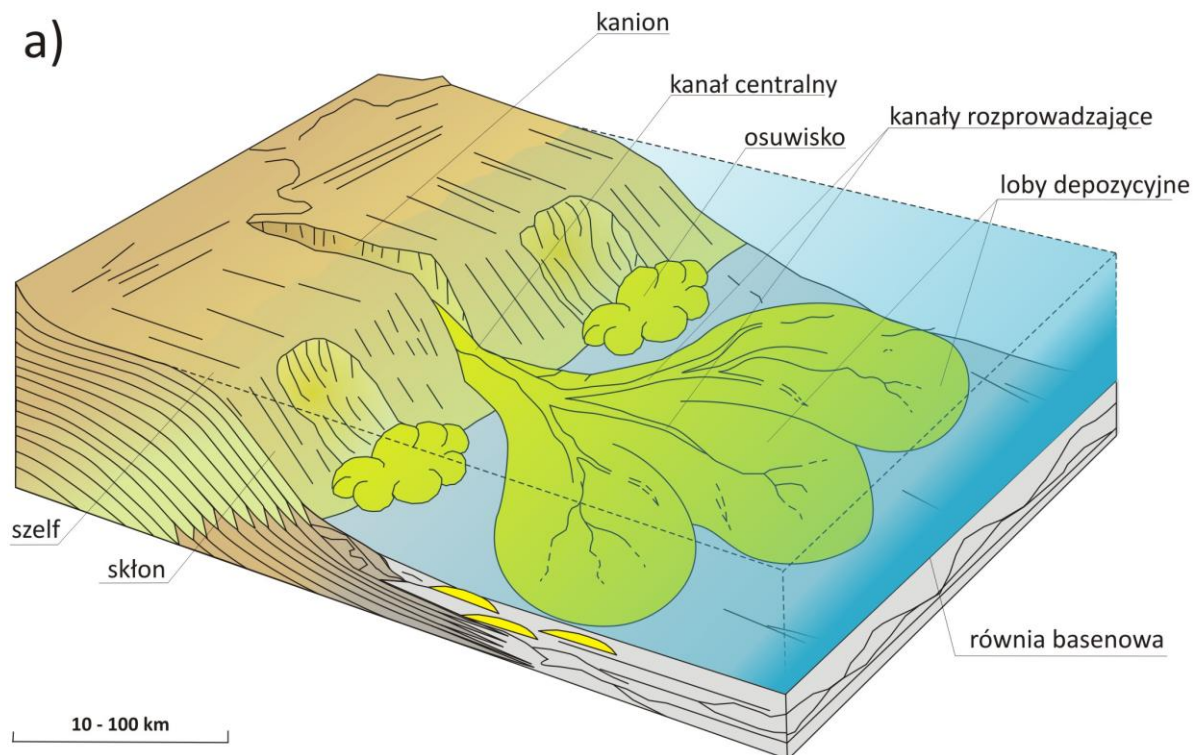


Fig.4.4 Modele głębokomorskich systemów depozycyjnych a) jednopunktowo zasilanego stożka
b) liniowo zasilanego fartucha (wg. Reading & Richards 1994, zmienione)

podstawy skłonu do równi basenowej. Najwyższą część stanowi stożek wewnętrzny, który składa się z kanału centralnego, wypełnionego osadami z przewagą facji grubookruchowych. Nachylenie skłonu sprawia, że charakter kanału centralnego w górnej części skłonu jest zwykle erozyjny, a wraz ze spadkiem nachylenia przechodzi w depozycyjny (Normark 1978, Galloway 1998). Kanał obustronnie ograniczony jest wałami. Przelany przez nie materiał klastyczny tworzy osady wałów kanałowych (Shanmugam 2000).

W części środkowej kanał centralny ulega rozdzieleniu i przechodzi w mniejsze, tzw. kanały rozprawdzające ze źle wysortowanymi, zmienno ławicowymi osadami piaszczysto - żwirowymi z podrzędną ilością materiału drobnoziarnistego. Dodatkowo w tej części stożka wyróżnia się subśrodowiska obrzeżenia kanału, wałów i międzykanałowe (Pickering 1983). Wśród osadów kanałowych rozpoznanych w serii śląskiej w warstwach godulskich (Słomka 1995) oraz w warstwach istebniańskich (Strzeboński 2001) wydzielono 3 typy (Mutti & Normark 1987): typ I - kanały erozyjne, typ II - kanały depozycyjne oraz typ III - kanały mieszane (Fig.4.5).

Zewnętrzna, nieskanalizowaną część głębokomorskiego stożka tworzą loby depozycyjne. Rozwinięte u wylotu kanałów rozprawdzających, tworzą wydłużone ciała, przy czym ich rozmiar warunkuje prędkość i gęstość dostarczanego materiału klastycznego oraz morfologia dna basenu (Bouma 2000). W strefie tej występują też osady obrzeżenia lobów (tzw. wachlarza lobowego) oraz obrzeżenia stożka (tzw. wachlarza stożkowego). Osady lobów depozycyjnych stopniowo przechodzą w osady równi basenowej (Stow 1985, Shanmugam & Maiola 1988, Selley 2001).

W serii śląskiej osady dobrze rozwiniętych lobów depozycyjnych wyróżniono m.in. w warstwach grodziskich i lgockich (Malik & Olszewska 1984, Bilan 2001). W warstwach godulskich Słomka (1995) wyróżnił 3 typy tych osadów:

- typ I – dominacja facji SM, płaskie ławice, wyraźny do słabo widocznego wzrost miąższości ławic i wielkości ziarna ku górze profilu (cała jednostka śląska),
- typ II – dominacja facji SM, czasami obecna facja SC w stropie, wyraźny do słabo widocznego wzrost miąższości ławic i wielkości ziarna ku górze profilu (Beskid Morawski, Beskid Śląski, Beskid Mały),
- typ III – budują lateralnie stabilne miąższościowo facje S i SC, brak lub bardzo słabo zaznaczony wzrost miąższości ławic i wielkości ziarna ku górze profilu (Beskid Morawski, Beskid Śląski).

	WARSTWY GODULSKIE wg. Słomka 1995	WARSTWY ISTEBNIAŃSKIE wg. Strzeboński 2001
TYP I		
KANAŁY EROZYJNE	TRANSPORT MATERIAŁU GRUBOOKRUCHOWEGO	
FACJA GŁÓWNA	SC, S	CS, SC, S
FACJA TOWARZYSZĄCA	SM, CS	—
SPADEK MIĄŻSZOŚCI ŁAWIC I WIELKOŚCI ZIARNA W GÓRĘ PROFILU	brak lub słabo wyrażone	obecny (podtyp 1 A) lub wzrost miąższości ławic (podtyp 1 B)
INNE CECHY	głębokie powierzchnie erozyjne niski udział skał pelitowych	sekwencje rozpoczynają zawsze zlepierce (facja C)
TYP II		
KANAŁY DEPOZYCYJNE	Z OSADAMI PO GŁÓWNEJ FAZIE AKTYWNOŚCI TRANSPORTOWEJ	
FACJA DOMINUJĄCA	SC, SM	CS, SC, S
FACJA TOWARZYSZĄCA	S, MS	—
SPADEK MIĄŻSZOŚCI ŁAWIC I WIELKOŚCI ZIARNA W GÓRĘ PROFILU	obecny	obecny (podtyp 2 A) lub wzrost miąższości ławic głównych facji (podtyp 2 B)
INNE CECHY	facja CS zastępowana niekiedy przez fację S	sekwencje rozpoczyna zawsze facja CS
TYP III		
KANAŁY MIESZANE	Z OSADAMI PRZEJŚCIOWYMI MIĘDZY TYPEM I ORAZ II	
FACJA DOMINUJĄCA	SC, MS	SC, S
FACJA TOWARZYSZĄCA	SM	SM, MS, M
SPADEK MIĄŻSZOŚCI ŁAWIC I WIELKOŚCI ZIARNA W GÓRĘ PROFILU	obecny	obecny (podtyp 3 A) lub spadek wielkości ziarna przy wzroście miąższości ławic S (podtyp 3 B)
INNE CECHY	sekwencje niewielkich miąższości	sekwencje rozpoczyna zawsze facja SC

Fig.4.5 Typy kanałów w warstwach godulskich i istebniańskich (wg. Słomka 1995 i Strzeboński 2001)

Osady reprezentujące poszczególne części głębokowodnych stożków rozpoznano w wielu wydzieleniach serii śląskiej; w warstwach grodzkich (Malik & Olszewska 1984, Leśniak 1998), Igockich (Unrug 1977, Leśniak 1996, Alexandrowicz & Lalik, 1999, Alexandrowicz 2001, Bilan 2001), godulskich (Słomka 1991, 1995, Kocoń 1999), istebniańskich (Leśniak & Słomka 2000, Strzeboński 2001), ciężkowickich (Stanley & Unrug 1972, Leszczyński 1981), krośnieńskich (Wendorff 1979, 1986, Gucwa & Ślęczka 1979, Brański 1987, Stadnik 2001). Rozpoznanie poszczególnych sekwencji i cech osadu, typowych dla danej strefy stożka, pozwoliło na ustalenie warunków oraz mechanizmów depozycji materiału klastycznego.

Ustalono, iż charakter sedymentacji, różny w czasie, dyktowany był zmiennymi warunkami geotektonicznymi; tempem wypiętrzania obszarów alimentujących, wielkością obszarów źródłowych, a także długością i szerokością basenu (por. Słomka *et al.* 2006).

4.2 Pokrywy fartuchowe

W odróżnieniu od głębokomorskich stożków, silikolastyczne fartuchy tworzą systemy depozycyjne, które ze względu na brak prawidłowości w następstwie litofacji nazywa się często nieuporządkowanymi. Systemy te rozwinięte są od krawędzi szelfu po równię basenową (Fig.4.4b). Najczęściej występują na skłonach i wyniesieniach kontynentalnych a nawet na grzbietach oceanicznych (Stow *et al.* 1996). Na podstawie ilości materiału oraz frakcji wyróżnia się fartuchy mułowe, mułowo – piaszczyste, piaszczyste i żwirowe (Reading & Richards 1994). Wyróżnikiem dla osadów sedymentacji fartuchowej jest liniowe, prostopadłe do osi basenu dostarczanie materiału okrucowego za pomocą rozmaitych spływów grawitacyjnych (spływy ziarnowe, spływy rumoszowe, prądy turbidytowe, obrywy), a także chaotyczne sekwencje, które swym wykształceniem odbiegają od dobrze zdefiniowanych subsródownisk stożka głębokomorskiego. Do typowych cech osadów fartuchowych należą (Hill 1984, Nelson *et al.* 1991, Stow 1992, Shanmugam 2006):

- różnorodność w wykształceniu litofacji – od zlepieńców do mułowców,
- zmienna miąższość ławic związana z różną ilością deponowanego materiału,
- obecność osadów zdeformowanych sedymentacyjnie oraz debrytów kohezyjnych,
- przewaga struktur masywnych,
- nieregularny, ostry kontakt między ławicami,
- zróżnicowana geometria,
- brak sekwencji depozycyjnych (pozytywnych lub negatywnych).

W serii śląskiej Karpat Zewnętrznych, osady reprezentujące sedymentację fartuchową zostały rozpoznane i udokumentowane dla warstw godulskich i istebniańskich (Słomka *et al.* 2006). Charakterystycznym dla tych osadów jest współwystępowanie produktów zróżnicowanych mechanizmów depozycji, nieregularne, nieciągłe lateralnie uławicenie, zmiany miąższości ławic czy masywne wykształcenie facji grubokrucowych (Słomka 1995,

Strzeboński 2003, 2005). Sekwencje tych osadów w warstwach godulskich Słomka (1995) dzieli na trzy grupy:

- gruboklastyczne (facja C, CS, SC, S), o mięjszych, masywnie wykształconych ławicach, pozbawionych bio- i mechanoglifów
- heterolityczne (facja SC, SM, MS), charakteryzujące się przetawianiem zróżnicowanych energetycznie facji
- sekwencje (facja SM, MS, S) o słabszym zróżnicowaniu wielkości budującego je materiału, ale znacznych miąższościach ławic

Nieskanalizowana sedymentacja fartuchowa w basenie śląskim wiązała się ze zmienną aktywnością tektoniczną kordyliery śląskiej (Unrug 1968, Pescatore & Ślęczka 1984), wahaniami poziomu wód i zmianami klimatycznymi. Intensywne ruchy powodowały dostarczanie materiału z obszarów źródłowych jak i wzrost redepozycji osadów skłonu. Osady fartuchowe powstawały w rezultacie gwałtownych niekohezyjnych spływów gruzowo – błotnych, kohezyjnych spływów rumoszowych, a także wysoko gęstościowych prądów zawiesinowych (Słomka 1995, Leśniak & Słomka 2000, Strzeboński & Słomka 2007, 2008). W zależności od nachylenia stoku gromadzony materiał tworzył stosunkowo nieduże, grubookruchowe ciała o klinowatym kształcie w niewielkiej odległości od obszaru źródłowego lub olbrzymie drobnookruchowe pokrywy fartuchowe (por. Strzeboński 2003).

4.3 Sedymentacja pelagiczna i hemipelagiczna

Rozmieszczenie osadów pelagicznych i hemipelagicznych w basenach jest zróżnicowane ze względu na odległość od lądu, głębokość zbiornika i ilość dostarczanego materiału (Boggs 2006). Wspomniane czynniki powodują, iż osady te pokrywają dużą część stoków, basenów marginalnych oraz przetawiają się z osadami turbidytowymi stożka i równi basenowej (Stow *et al.* 1996). Osady zdeponowane w płytszych strefach przenoszone są w suspensji m.in. przez spływy grawitacyjne i prądy trakcyjne (Ricci Lucchi 1975, Einsele 2000).

Sedymentacja pelagiczna w basenie śląskim miała charakter ciągły, a okresowo przerywana była utworami spływów grawitacyjnych. Zmiana charakteru sedymentacji zależała od sytuacji geotektonicznej obszaru (Geroch & Koszarski 1988, Słomka *et al.* 2006;

Golonka & Waśkowska - Oliwa 2007). Przypadała na czas względnego spokoju tektonicznego i związanych z tym przerw w dostarczaniu dużych ilości materiału klastycznego.

W basenie śląskim drobno- i bardzo drobnoziarniste utwory sedymentacji pelagicznej i hemipelagicznej występują w formie wtrąceń lub budują całe litosomy. Koszarski (1963) wyróżnia 3 etapy sedymentacji pelagicznej w basenie śląskim:

- etap I (późna jura – wczesny cenoman),
- etap II (późny cenoman – późny eocen)
- etap III (oligocen)

Sedymentację pelagiczną w basenie seweryńsko – mołdawidzkim (protośląskim) rozpoczynają nieturbidytowe utwory dolnych łupków cieszyńskich, które były deponowane w strefach szelfowych i redeponowane wskutek podmorskich ruchów masowych (Słomka 1986a) oraz bezwapniste hemipelagity górnych łupków cieszyńskich (Olszewska 2005, Olszewska *et al.* 2008). Dolne i górne łupki cieszyńskie rozdzielone są ogniwem turbidytowych wapieni cieszyńskich, zawierających przeławicenia pelagitów z wapiennymi dinocystami *Stomiosphaera*, *Colomisphaera*, *Cadosina* (Golonka *et al.* 2002a). Utworom tym, powstałym w pobliżu poziomu CCD oraz dolnego batiału, sprzyjały dogodne warunki, związane z otwarciem i pogłębianiem basenu (Olszewska 1984, Uchman *et al.* 2006). Tempo depozycji warstw cieszyńskich było zmienne i dla górnych łupków cieszyńskich wynosiło ok. 40 m/mln lat (Poprawa *et al.* 2002, Słomka *et al.* 2006).

Kolejnym stratygraficznie przejawem pelityczno – aleurytowej sedymentacji z epizodami sedymentacji turbidytovej są warstwy wierzowskie. Mięzsze kompleksy ciemnych hemipelagitów dokumentują wczesnokredowe warunki anoksyiczne OAE-1 (Golonka *et al.* 2003a, Bąk 2007, Strzeboński *et al.* 2009). Tempo depozycji tych osadów wynosiło około 20 - 5 m/mln lat, co tłumaczy się zanurzaniem obszarów źródłowych wskutek przejścia Karpat w fazę poryftowej subsydencji termicznej (Poprawa *et al.* 2002) i rozrostem skorupy oceanicznej, powodującym wzrost poziomu wód oceanu światowego (Strzeboński *et al.* 2009).

W cenomanie, w wyniku kulminacji subsydencji w basenie śląskim, w spągowej części turbidytowych warstw lgockich pojawiły się wkładki biogenicznych rogowców spongiolitowych, poprzedzając osadzanie bogatych w materię organiczną oraz Fe-Mn łupków radiolariowych (Bąk *et al.* 2001, Uchman *et al.* 2006). Osady te powstały poniżej strefy CCD

i reprezentują anoksyczne wydarzenie oceaniczne o zasięgu globalny OAE-2 (Bąk *et al.* 2005, Bąk 2007). Tempo sedymentacji tych utworów wynosiło 4-6 m/mln lat (Ślęczka *et al.* 1999).

Od turonu zaznaczyła się wzmożona dostawa materiału klastycznego, związana z wypiętrzaniem grzbietu śląskiego. U jego podnóża deponowane były utwory klastyczne warstw godulskich, natomiast obszary dna zdominowała pelagiczna i hemipelagiczna depozycja łupków pstrych (Koszarski 1967, Słomka 1995, Lemańska 2005). Występujące w ich obrębie aglutynujące, bentoniczne otwornice *Rhabdammina*, wskazują na powstanie w środowisku poniżej poziomu CCD, od dolnego batiału do głębokości abysalnych (Leszczyński & Uchman 1991). Resedymetowane i autochtoniczne łupki pstre pojawiają się epizodycznie w warstwach istebniańskich, a od eocenu w warunkach powolnej sedymentacji osadzone są niemal we wszystkich basenach (por. Olszewska 1984).

Oslabienie aktywności grzbietu śląskiego skutkowało spadkiem dostawy materiału detrytycznego oraz tempem depozycji do około 15-40 m/mln lat (Poprawa *et al.* 2002). W efekcie sedymentacji fliszowej powstają wówczas warstwy hieroglifowe, przy czym hemipelagiczne ogniwo łupków przeważa nad piaskowcami (por. Waśkowska – Oliwa *et al.* 2008). Warstwy hieroglifowe podścielają hemipelagiczne łupki zielone, które przechodzą ku górze w bogate w planktoniczne otwornice margle globigerynowe. Pelagiczne i hemipelagiczne osady powstałe w chłodnym morzu i zróżnicowanym względem głębokości basenu poziomie CCD (Leszczyński 1997), dokumentują eoceńsko-oligocieńską zmianę środowiska sedymentacji.

Od oligocenu, w wyniku powolnej sedymentacji w środowisku niedotlenionego basenu z dużą ilością bituminów powstawały hemipelagiczne warstwy menilitowe (Słomka *et al.* 2006), reprezentujące strefę szelfowej oraz górnego batiału (Olszewska 1984). Utwory menilitowe przechodzą ku górze w klastyczne warstwy krośnieńskie i wraz z nimi rozdzielone są kilkoma poziomami pelagicznych wapieni kokkolitowych (Jucha & Kotlarczyk 1961, Haczewski 1986, 1989).

5. Opis litofacji

W odsonięciach, poddanych analizie wyróżniono i opisano 7 litofacji (Fig.5.1). Klasyfikację, odnoszącą się do skał zwięzłych, przyjęto za Słomką (1995). Jednocześnie uwzględniono i zestawiono dla porównania wcześniejsze – według Pickering *et al.* (1986),

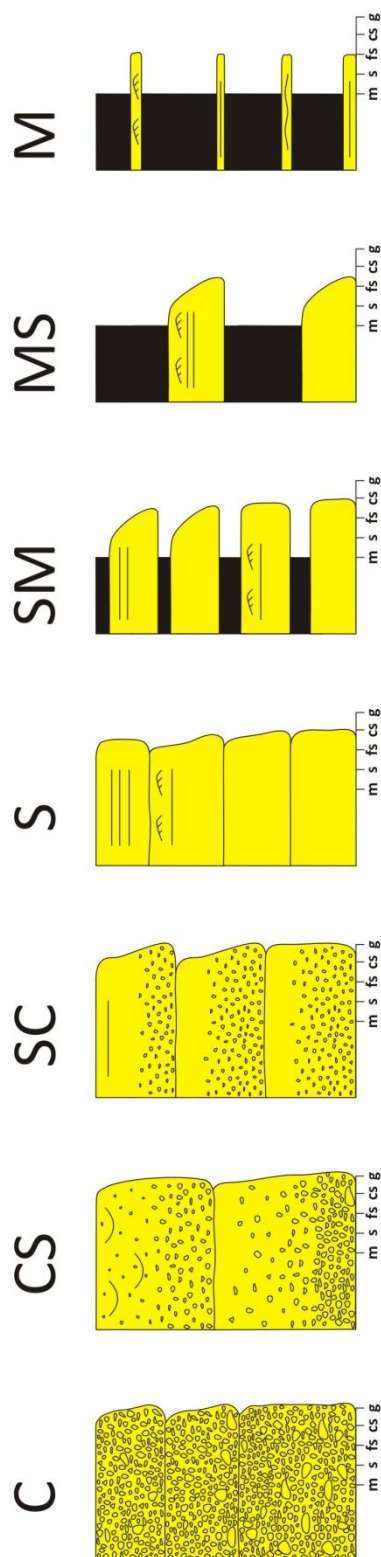


Fig. 5.1 Litofacje wyróżnione w obszarze badań: C - zlepienie, CS - zlepienie zapiaszczone, SC - piaskowce zlepińcowate, S - piaskowce, SM - piaskowce mułowcowe, MS - mułowce zapiaszczone, M - mułowce (Klasyfikacja przyjęta za Słomką, 1995)

Leszczyńskiego (1989) oraz według Ghibaudo (1992). Interpretacji poszczególnych facji oraz subfacji dokonano na podstawie prac Boumy (1962), Pickering *et al.* (1986), Lowe'a (1982), Ghibaudo (1992), Słomki (1995), Mulder & Alexander (2001) i Shanmugam (2006).

Z uwagi na liczne rozbieżności w interpretacji spływów grawitacyjnych i ich produktów (Bouma 1962, Middleton & Hampton 1973, Mutti 1977, Lowe 1982, Pickering *et al.* 1986, Ghibaudo 1992, Lowe & Guy 2000, Mulder & Alexander 2001, Dasgupta 2003, Gani 2004, Shanmugam 2006) oraz brak ujednoliconej ich klasyfikacji w dalszych rozważaniach podstawę interpretacji stanowi klasyfikacja Gani (2004) (Fig.5.2).

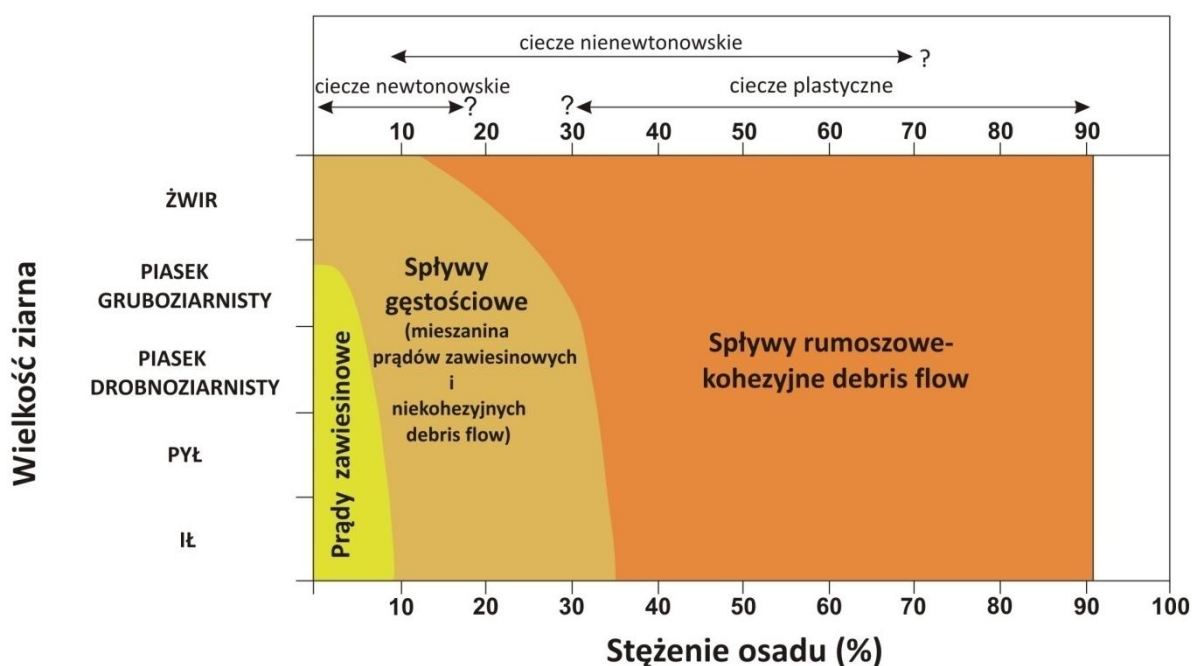


Fig.5.2 Klasyfikacja spływów grawitacyjnych (wg. Gani 2004, zmienione)

Litofacja zlepieńców (C)

Litofację C rozpoznano w odstąpieniu na szczycie Kamień, niedaleko wsi Koziniec. Nie jest to jedyne miejsce, gdyż litofacja ta jest powszechną w wychodniach grubookruchowych utworów różnych wydzieli w południowym pasie Beskidu Małego. Odpowiada ona litofacjom A1 wg Pickering *et al.* (1986) oraz G wg Ghibaudo (1992).

Litofację C tworzą osady frakcji pefitowej, wykształcone jako żwiry średnio- lub/i drobnokalibrowe, podrzędnie grubokalibrowe. Osady cechuje złe wysortowanie. Ziarna, z reguły są słabo obtoczone, a wielkość największych nie przekracza 4 cm. Spoiwo stanowi

matrix frakcji drobniejszych, głównie psamitowej, choć zdarzają się nieregularne pustki, świadczące o obecności frakcji mułowej.

Mięszość ławic jest różna i waha się między 1 - 2 m. Ławice przeławicają się prawie wyłącznie z utworami psamitowymi. Sporadyczne są wkładki mułowców. Powierzchnie spągowe są najczęściej płaskie.

W obrębie litofacji zlepieńców wyróżniono subfacje zlepieńców masywnych i zlepieńców uziarnionych frakcjonalnie. Subfację zlepieńców masywnych cechuje brak wewnętrznego uporządkowania składników; poszczególne ziarna są różnie zorientowane oraz gęsto upakowane. Odpowiada ona subfacji A1.1 wg Pickering *et al.* (1986), mG wg Ghibaudo (1992) i mC wg Słomki (1995).

Osady tej facji powstają wskutek gwałtownej, masowej depozycji z wysokoskoncentrowanych, żwirowych prądów zawiesinowych (Ghibaudo 1992), niekohezyjnych spływów rumoszowych (Leszczyński 1989, Gani 2004) lub hiperskoncentrowanych spływów (Mulder & Alexander 2001).

Subfacja zlepieńców uziarnionych frakcjonalnie występuje bardzo rzadko i została zaobserwowana w pojedynczych ławicach. Charakteryzuje ją obecność uziarnienia frakcjonalnego normalnego, przy którym dodatkowo zaznacza się spadek udziału frakcji psefitowej ku stropowi. Subfacja nawiązuje do A2.3 wg Pickering *et al.* (1986), gG wg Ghibaudo (1992), a także gC wg Słomki (1995). Utwory tej facji powstają wskutek depozycji żwiru z suspensji gęstych prądów zawiesinowych (Lowe 1982, Pickering *et al.* 1986).

Litofacja zlepieńców zapiaszczonych (CS)

Osady odpowiadające litofacji CS zidentyfikowano m.in. w Straconce i Kozińcu (Kamień). Współwystępują one z litofacjami zlepieńców, piaskowców zlepieńcowatych oraz piaskowców. Nawiązują one do litofacji A2 wg Pickering *et al.* (1986) i GS wg Ghibaudo (1992).

Utwory litofacji CS składają się z ziarn frakcji psefitowej oraz psamitowej. Udział frakcji psefitowej jest dominujący i stanowi ponad 50% mięszości ławicy. Są to drobnokalibrowe żwiry, sporadycznie z domieszką większych ziarn. Frakcję psamitową reprezentują grubo- i średnioziarniste piaski. Powierzchnie spągowe tych osadów są płaskie lub deformacyjne (płytkie pogrąży). Mięszość wynosi od kilku decymetrów do kilku metrów.

W randze subfacji rozpoznano zlepienie zapiaszczone uziarnione frakcjonalnie oraz zlepienie zapiaszczone masywne ze strukturami ucieczkowymi wody. Zlepienie zapiaszczone wykazują uziarnienie frakcjonalne normalne, rozpoczynające się najczęściej drobnokalibrowym żwirem, który przechodzi ku stropowi w grubo lub średnioziarnisty piasek. Odpowiadają one subfacjom A2.3 wg Pickering *et al.* (1986), gGS wg Ghibaudo (1992) oraz gCS wg Słomki (1995). Osady te powstają w wyniku szybkiej depozycji z suspensji żwirowo – piaszczystych, wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Lowe 1982).

Zlepienie zapiaszczone ze strukturami ucieczkowymi wody są masywne, jednakże w górnej części ławicy pojawiają się najczęściej struktury miseczkowe. Litofacja nawiązuje do A1.4 wg Pickering *et al.* (1986), E(2) wg Leszczyńskiego (1989). Powstają w rezultacie wysokogęstościowych prądów zawiesinowych lub z niekohezyjnych spływów rumoszowych z przejściem do spływów upłynnionego osadu (Lowe 1982, Pickering *et al.* 1986).

Litofacja piaskowców zlepieńcowatych (SC)

Litofację SC budują osady frakcji mieszanej, psamitowo – psefitowej, przy czym udział tej drugiej wynosi od kilku do kilkunastu procent. Frakcję psamitową tworzą najczęściej piaski średnio- i grubo-, rzadziej drobnoziarniste. W jej obrębie występuje jednocześnie udział frakcji psefitowej, głównie drobnokalibrowego żwiru.

Powierzchnie spągowe osadów są ostre i głównie erozyjne. Nierzadko mają charakter deformacyjny (pograży). Powierzchnie stropowe są z reguły płaskie, rzadziej nierówne. Ławice mają zmienną miąższość – od kilku decymetrów do kilku metrów.

Osady te rozpoznano w m.in. w Porąbce, Tresnej i Straconce. Towarzyszą im litofacje zlepieńców zapiaszczonych oraz piaskowców. Osady litofacji SC odpowiadają litofacjom A1 i A2 wg Pickering *et al.* (1986) i GyS wg Ghibaudo (1992).

Wśród osadów wyróżniono subfacje piaskowców zlepieńcowatych masywnych, uziarnionych frakcjonalnie oraz uziarnionych frakcjonalnie i laminowanych. Subfacja piaskowców zlepieńcowatych masywnych charakteryzuje się nierównomiernym ułożeniem klastów w ławicy, gdzie grubsze ziarna chaotycznie tkwią w piaszczystym tle. Subfacja koresponduje z A1.4 wg Pickering *et al.* (1986), mGyS wg Ghibaudo (1992) oraz mSC wg Słomki (1995). Osady tej subfacji powstają z gwałtownej, masowej depozycji przez „zamrożenie” materiału z wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Ghibaudo 1992) lub niekohezyjnych, piaszczystych spływów rumoszowych (Shanmugam 2006).

W subfacji piaskowców uziarnionych frakcjonalnie normalnie wielkość ziaren zmienia się stopniowo ku stropowi ławicy, przy czym zmiana może dotyczyć piaszczystego tła lub klastów żwirowych. Osady odpowiadają subfacjom A2.7 wg Pickering *et al.* (1986), gGyS wg Ghibaudo (1992), a także gSC wg Słomki (1995). Powstanie tych osadów wiąże się z szybką depozycją z suspensji wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Ghibaudo 1992).

Subfacja piaskowców zlepieńcowatych uziarnionych frakcjonalnie i laminowanych występuje sporadycznie. Prócz gradacji normalnej, w stropowej części ławicy pojawia się laminacja równoległa. Subfację można zakwalifikować do A2.7 wg Pickering *et al.* (1986), glGyS wg Ghibaudo (1992), a także glSC wg Słomki (1995). Osady takie powstają wskutek masowej depozycji z suspensji wysokogęstościowych, piaszczysto - żwirowych prądów zawiesinowych z przejściem do trakcji drobniejszego materiału (Pickering *et al.* 1986, Słomka 1995).

Litofacja piaskowców (S)

Litofacja S zbudowana jest prawie wyłącznie z frakcji psamitowej. Najczęściej jest to piasek średnioziarnisty, ale niejednokrotnie pojawia się piasek grubo- i drobnoziarnisty. Sporadyczne są ziarna żwiru. Występują one pojedynczo lub w nikłej ilości, tworząc „wyspkę” grubszego materiału wewnątrz ławicy, najczęściej w jej spągu. Litofacja odpowiada B1 i B2 wg Pickering *et al.* (1986) i S wg Ghibaudo (1992).

Powierzchnie spągowe są ostre, częściej płaskie niż nierówne. Powierzchnie stropowe zwykle płaskie. Powszechnie występują powierzchnie amalgamacji. W niektórych ławicach trafiają się klasty łupkowe. Miąższość piaskowców waha się od kilku decymetrów do kilku metrów. Litofacja S została wyróżniona m.in. w Straconce, Porąbce i Tresnej.

W obrębie litofacji S wyróżniono subfacje piaskowców masywnych, uziarnionych frakcjonalnie, uziarnionych frakcjonalnie i laminowanych równolegle lub przekątnie, a także laminowanych równolegle. Subfacja piaskowców masywnych jest najliczniejsza i obejmuje dobrze wysortowane osady średnio- oraz gruboziarniste. Odpowiadają one subfacjom B1.1 wg Pickering *et al.* (1986), mS wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995). Piaskowce masywne powstają wskutek szybkiej depozycji z wysokogęstościowych, piaszczystych prądów zawiesinowych (Lowe 1982), skoncentrowanych spływów (Mulder & Alexander 2001) lub piaszczystych, niekohezyjnych spływów rumoszowych (Shanmugam 2006).

Subfacja piaskowców uziarnionych frakcjonalnie normalnie obejmuje z reguły stopniową zmianę ziarna ku stropowi ławicy. Zdarza się jednak, iż osad jest niemal jednolity a obecność uziarnienia frakcjonalnego podkreśla grubszy materiał skoncentrowany w spągu. Subfacja mieści się w klasie B1.1 wg Pickering *et al.* (1986), gS wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995). Osady tej subfacji powstają poprzez szybką depozycję z suspensji wysokogęstościowych prądów zawiesinowych (Ghibaudo 1992).

W niektórych ławicach w stropowej części piaskowców uziarnionych frakcjonalnie widoczna jest laminacja równoległa lub przekątnia. Tworzą one wówczas odpowiednio subfacje gLS wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995) oraz gxS wg Ghibaudo (1992). Ich powstanie wiąże się z szybką depozycją z suspensji wysokogęstościowych prądów zawiesinowych z przejściem do transportu trakcyjnego (Lowe 1982).

Dla subfacji piaskowców laminowanych charakterystycznym jest występowanie w obrębie ławicy laminacji równoległej. Subfacja odpowiada B2.1 wg Pickering *et al.* (1986), mLS wg Słomki (1995). Taki typ osadów powstaje poprzez szybką depozycję z wysokogęstościowych prądów zawiesinowych z przejściem do trakcji (Ghibaudo 1992).

Litofacja piaskowców z mułowcami (SM)

Charakterystycznym dla litofacji SM jest współwystępowanie dwóch członów, przy czym człon piaskowcowy dominuje pod względem miąższości nad członem mułowcowym. Oba człony tworzą pakiet, powstały w tym samym akcie depozycyjnym. Przejście między nimi jest ciągłe. Osady litofacji piaskowców z mułowcami występują m.in. w Kaczynie i Porąbce - Kozubniku. Korespondują z litofacjami C2 wg Pickering *et al.* (1986) i SM wg Ghibaudo (1992).

Piaskowce są drobno- i średnio-, rzadko gruboziarniste. Ich miąższość wynosi od kilku centymetrów do kilku decymetrów. Powierzchnie spągowe są płaskie oraz faliste, niekiedy z niewielkimi pogrążami. Powszechne są człony sekwencji Boumy. Licznie występują bio- i mechanoglify.

Wśród osadów wyróżniono subfacje piaskowców masywnych z mułowcami, piaskowców laminowanych równoległe lub/i przekątnie z mułowcami, piaskowców uziarnionych frakcjonalnie z mułowcami oraz piaskowców uziarnionych frakcjonalnie laminowanych równoległe lub/i przekątnie z mułowcami. Subfację piaskowców masywnych z mułowcami reprezentują dobrze lub bardzo dobrze wysortowane osady, średnio- lub

drobnoziarniste, pozbawione struktur wewnętrznych. Odpowiadają one klasie mSM wg Słomki (1995). Utwory tej subfacji powstają z depozycji piaszczysto – mułowych, zróżnicowanych gęstościowo prądów zawiesinowych o znacznej energii, przy czym człon piaskowcowy odpowiada szybkiemu „zamrożeniu” transportowanego materiału (Bouma 1962, Lowe 1982, Ghibaudo 1992).

W subfacji piaskowców laminowanych równolegle lub/i przekątnie z mułowcami w obrębie piaskowca występuje wyraźna laminacja. Osady korespondują z subfacjami ISM i xSM wg Ghibaudo (1992). Powstanie osadów wiąże się z depozycją z prądów zawiesinowych o niskiej energii z przejściem do trakcji (Słomka 1995).

Subfację piaskowców uziarnionych frakcjonalnie z mułowcami cechuje stopniowy spadek ziarna ku stropowi. Rozpoczyna się średnim lub drobnym ziarnem. Niekiedy w spągu pojawia się grubsze ziarno. Przejście w nadległy mułowiec jest płynne. Subfacja odpowiada gSM wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995). Osady te powstają poprzez depozycję z prądów zawiesinowych o zróżnicowanej energii ze stopniowym ich wyhamowaniem (Lowe 1982, Słomka 1995).

Subfacja piaskowców uziarnionych frakcjonalnie laminowanych równolegle lub/i przekątnie z mułowcami nawiązuje do glSM wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995). Powstanie osadów tej subfacji wskazuje na depozycję z niskogęstościowych prądów zawiesinowych ze stopniowym ich wyhamowaniem i przejściem do transportu trakcyjnego (Ghibaudo 1992, Słomka 1995).

Litofacja mułowców z piaskowcami (MS)

W litofacji MS znaczna się przewaga miąższości mułowców nad piaskowcami. Piaskowce są prawie wyłącznie drobnoziarniste. Ich miąższość waha się od kilku do kilkunastu centymetrów. Powierzchnie spągowe są ostre, płaskie lub nieznacznie zdeformowane. Na niektórych widoczne są odlewy drobnych jamek wirowych oraz działalności organizmów. Drobne piaskowce wykazują riplemarkowy charakter.

Powierzchnia stropowa jest niewyraźna lub brak jej w ogóle; następuje stopniowe przejście piaskowca w mułowiec. Turbiditytowy charakter podkreślają człony sekwencji Boumy. Litofację MS rozpoznano m.in. w Porąbce, Kozach. Nawiązuje do litofacji C2 wg Pickering *et al.* (1986) i MS wg Ghibaudo (1992).

Wśród litofacji SM wyróżniono subfacje mułowców z piaskowcami uziarnionymi frakcjonalnie oraz mułowców z piaskowcami laminowanymi równolegle lub/i przekątnie. Subfację mułowców z piaskowcami uziarnionymi frakcjonalnie wyróżnia spadek wielkości ziarna ku stropowi. Przejście to ma charakter ciągły. Utwory te odpowiadają subfacji C2.3 i C2.4 wg Pickering *et al.* (1986) i gMS wg Słomki (1995). Powstają wskutek szybkiej depozycji z suspensji niskogęstościowych mułowo – piaszczystych prądów zawiesinowych (Bouma 1962, Ghibaudo 1992).

Subfacja mułowców z piaskowcami laminowanymi równolegle lub/i przekątnie charakteryzuje się występowaniem laminacji w obrębie członu piaskowca. Zwykle jest ona wyraźna, jednakże może być na tyle słabo widoczna, że piaskowiec wydaje się być masywnym. Subfacja mieści się w klasie C2.3 i C2.4 wg Pickering *et al.* (1986), IMS wg Ghibaudo (1992) i Słomki (1995). Osady tej subfacji powstają poprzez depozycję z suspensji mułowo – piaszczystych prądów zawiesinowych z przejściem do transportu trakcyjnego (Lowe 1982, Słomka 1995).

Litofacja mułowców (M)

Litofację M budują osady frakcji aleurytowej i pelitowej. Są to prawie wyłącznie mułowce i iłowce. Osady składają się z kilkucentymetrowych warstw, tworzących miększe pakiety. Są one zwykle masywne, jednakże niekiedy w ich obrębie pojawiają się wkładki drobnoziarnistego piaskowca, laminowanego równolegle lub przekątnie. Zawierają też ślady żerowania oraz sferosyderyty.

Osady zostały wydzielone jako litofacja E1.1 wg Pickering *et al.* (1986). Odpowiadają też litofacjom TM, MT i M wg Ghibaudo (1992), a także MT i M wg Słomki (1996). Znane są z Porąbki - Kozubnika. Powstają wskutek swobodnego opadania drobnych cząstek z suspensji rozrzedzonych prądów zawiesinowych (Lowe 1982, Ghibaudo 1992).

6. Analiza wybranych profili w Beskidzie Małym dokumentujących różne typy sedymentacji fliszowej

Badania prowadzone w obszarze Beskidu Małego pozwoliły na wyróżnienie sekwencji facjalnych typowych dla poszczególnych subśrodowisk stożka głębokomorskiego, reprezentujących część wewnętrzną, środkową oraz zewnętrzną.

6.1 Sedymentacja kanałowa

Osady kanałowe reprezentują wewnętrzną oraz środkową strefę facjalną stożka głębokomorskiego. W części wewnętrznej wchodzi w skład kanału centralnego, a w części środkowej stanowią wypełnienie kanałów rozpraszających. Wyróżnienia osadów dokonuje się poprzez porównanie z charakterystycznymi dla nich cechami diagnostycznymi. Osady kanałowe, związane z wewnętrzną częścią stożka cechują (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Mattern 2002):

- nieregularne ławice dużej miąższości, wyklinowujące się,
- częste przejścia do osadów innego środowiska,
- amalgamacja ławic,
- udział psefitów/psamitów >50 %,
- słabe wysortowanie,
- facje dominujące: C, CS, SC,
- frakcje dominujące: fp, cs, ms,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe.

Wśród sprofilowanych odsłonień powyższe cechy widoczne są w naturalnej wychodni skalnej, zlokalizowanej w szczytowej partii wyniesienia Kamień (Fig.6.1, Tab.I), w północnym zboczu góry Żar, pomiędzy wsiami Ponikiew a Jaszczurowa. Warstwy zapadają pod kątem 35° w kierunku południowo – wschodnim; parametry zalegania warstw wynoszą 132/35.

Odsłonięcie na wzgórzu Kamień budują niewysortowane osady spągowej części warstw istebniańskich dolnych. Wykształcone są w litofacjach zlepieńców drobnokalibrowych (C), gdzieś gdzieś średniokalibrowych, zlepieńców zapiaszczonych (CS), piaskowców zlepieńcowatych (SC), sporadycznie piaskowców (S). Podrzędnie występują także mułowce, jednak ich ilość jest śladowa i ogranicza się do drobnych wkładek w obrębie

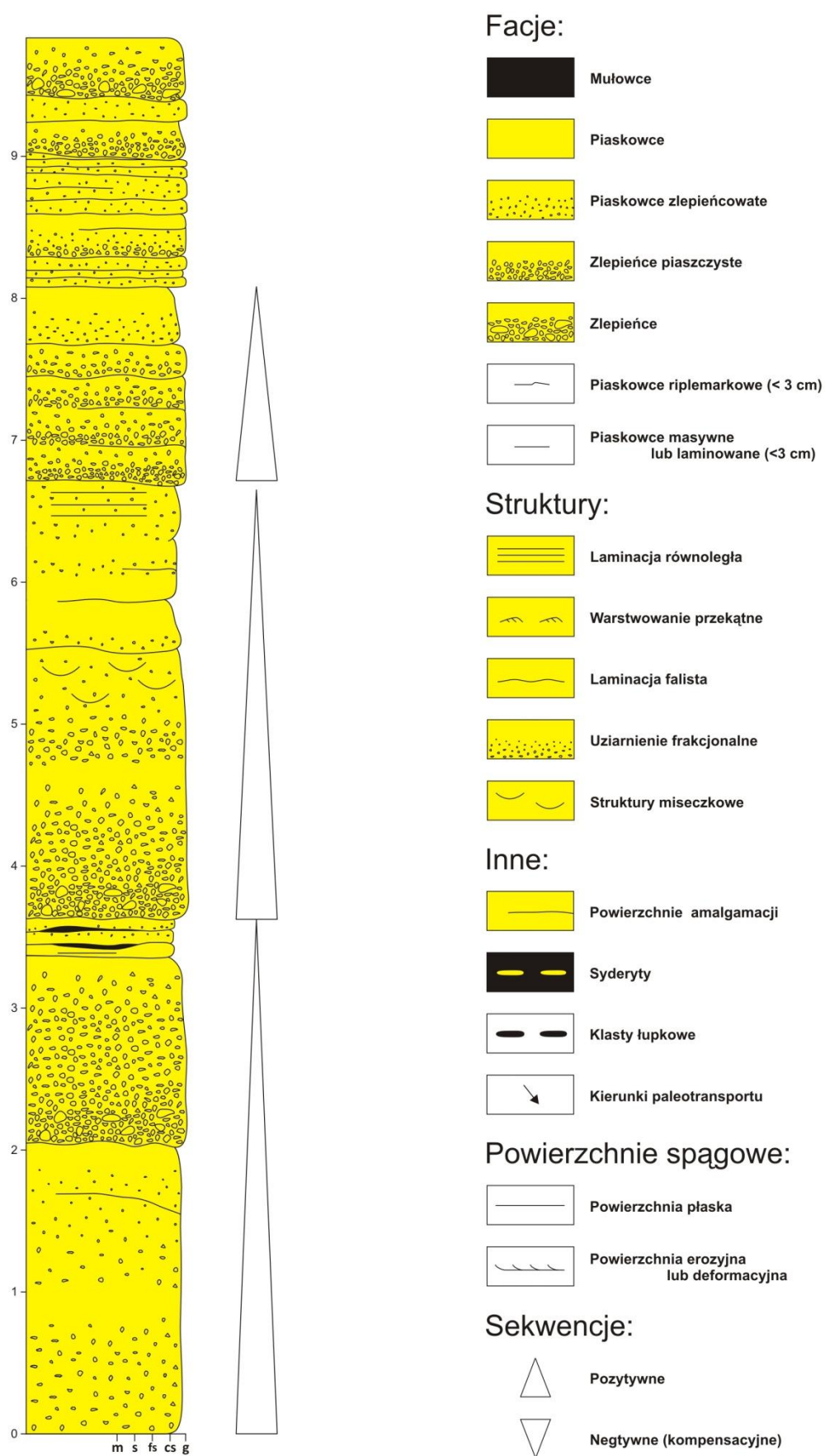


Fig.6.1 Profil osadów kanalu centralnego w odsłonięciu na wzgórzu Kamień

osadów grubszych frakcji. Szkielet ziarnowy zlepieńców stanowi materiał egzotyczny, w którym rozpoznano okruchy dość dobrze obtoczonych skał magmowych, metamorficznych oraz innych skał czy minerałów. Miąższościowy udział osadów grubszych frakcji wynosi 99,07%.

Miąższość ławic w odsłonięciu jest zróżnicowana, lecz nie przekracza 2,5 m. Powierzchnie spągowe są ostre, najczęściej nierówne, z szerokimi pogrążami. Na powierzchniach tych nie występują hieroglify. W obrębie ławic występują nieregularne powierzchnie amalgamacji. Wyraźne jest uziarnienie frakcjonalne; normalne, jednokrotne, wielokrotne, rzadziej odwrócone oraz struktury miseczkowe. W odsłonięciu nie obserwuje się zmian miąższości ławic, pozwalających na wyodrębnienie sekwencji pozytywnych bądź negatywnych. Poszczególne ławice nie wykazują wyklinowania, a jedynie lateralne ścienienie. Można to jednak tłumaczyć zanikiem kontynuacji, związanej z niewielkimi rozmiarami odsłonięcia. Pewną prawidłowość można dostrzec natomiast w pionowym następstwie litofacji; ławice zlepieńców przeławicają się z litofacjami o drobniejszym ziarnie (piaskowcami zlepieńcowatymi lub piaskowcami). Zmiany, charakteryzujące kolejne akty depozycyjne są szczególnie widoczne w dolnej części profilu.

Na powierzchniach ławic zachowane są wyraźne ślady wietrzenia. W grubookruchowych fragmentach występują pojedyncze zagłębienia, niekiedy znacznych rozmiarów, będące prawdopodobnie rezultatem nierównomiernego ługowania spoiwa. W stropowej części wzdłuż powierzchni oddzielności występują bruzdy (por. Alexandrowicz 1978). W drobnoziarnistych ławicach ślady erozji i wietrzenia są wyraźniejsze – występują owalne rowki różnej wielkości, będące pozostałością po większych ziarnach oraz rozwinięte są nieregularne zagłębienia, przypominające struktury arkadowe. W całej skale widoczny jest także system ciosu ortogonalnego.

Osady kanałowe, powstałe w obrębie stożka środkowego charakteryzuje odmienne wykształcenie. Najważniejszymi cechami są (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- nieregularne, wyklinowujące się ławice, o zmiennej miąższości,
- występowanie sekwencji pozytywnych,
- udział psefitów/psamitów >90 %,
- złe wysortowanie,

- facje dominujące: SC, S, SM,
- frakcje dominujące: ms, fs, md,
- powszechne powierzchnie amalgamacji,
- obecne klasty łupkowe,
- ostre (erozyjne) powierzchnie spągowe, ostre powierzchnie stropowe,
- częste przejścia do osadów innego środowiska.

W obszarze Beskidu Małego osady, wykazujące wymienione cechy rozpoznano w odślonięciach w Bielsku – Straconce, Bielsku – Małej Straconce, Międzybrodzu Bialskim oraz Wielkiej Puszcy. Spośród nich najbardziej reprezentatywnymi są profile w Bielsku – Straconce (Fig.6.2, Tab.II) oraz Wielkiej Puszcy (Fig.6.2, Tab.III).

Fragment osadów, uznanych za kanałowe subśrodowiska stożka środkowego odsłania się w południowej ścianie nieczynnego kamieniołomu Walczoka w Bielsku – Straconce. Odślonięcie zlokalizowane jest w dolnej, południowej części wzgórza Czupeł, około 100 m w kierunku N od mieszczącej się tuż przy drodze leśniczówki. Budują go warstwy godulskie, początkowo zaliczane do poziomu środkowego (Konior 1938), obecnie dolnego (Nowak 1957). Warstwy zalegają normalnie, a parametry zalegania wynoszą 175/20.

W niemal pionowej ścianie starego wyrobiska wyeksponowane są grube i bardzo grube ławice słabo wysortowanych utworów, rozwiniętych w litofacjach piaskowców grubo- i średnioziarnistych (S) oraz piaskowców zlepieńcowatych (SC). Litofacje grubookruchowe górują w całym profilu tak pod względem miąższości (97,57%) jak i ilości (85,71%).

Większość piaskowców jest barwy jasnej, szaro beżowej na powierzchniach zwietrzałych oraz szarozielonej na świeżych. Zwietrzałe fragmenty są słabo zwięzłe, rozsypliwie pod naciskiem. Składnikami ziarnowych są kwarc, skalenie, glaukonit, miki i okruchy skał. Spoiwo jest krzemionkowo – wapniste.

Powierzchnie spągowe ławic są z reguły nierówne, z pogrążami i płytkimi rozmyciami. Sporadycznie są płaskie. W obrębie ławic powszechnie występują nieregularne powierzchnie amalgamacji. Ławice wykształcone są masywnie lub wykazują uziarnienie frakcjonalne normalne. W różnych partiach ławic pojawiają się często wysypki gruboziarnistego materiału, a w spągowej części profilu widoczne są kilkucentymetrowe ślady po klastach łupkowych. W litofacji piaskowców zlepieńcowatych można zauważyć drobne pustki będące pozostałościami po wyługowanych okruchach wapieni (por. Kamieński *et al.* 1963b).

W badanym profilu zaznacza się wyraźnie obecność cykli pozytywnych, czyli spadek miąższości ławic oraz wielkości ziarna ku górze. Ławice są nieregularne zarówno w pionie, jak i poziomie. Zjawisko to, związane z migracją kanałów, jest typowym dla tego typu osadów (Pickering *et al.* 1989). W części spągowej profilu zaznacza się także ich wyklinowanie.

Nieco inaczej prezentują się osady zakwalifikowane do kanałowych środkowej części stożka głębokowodnego rozpoznane w zapuszczonym kamieniołomie w Wielkiej Puszczy, zlokalizowanym po lewej, południowej stronie od drogi prowadzącej od wsi Targanice do wsi Porąbka. Północna ściana odsłania grubo-, średnio- i cienkoławicowe litofacje odpowiadające piaskowcom mułowcowym (SM), piaskowcom (S) oraz piaskowcom zlepieńcowatym (SC). Warstwy zapadają normalnie pod niewielkim kątem w kierunku południowo – wschodnim (155/10). Osady odpowiadają warstwom godulskim dolnym.

Podobnie jak w profilu Straconki, pod względem miąższości górują litofacje grubokruchowe (89,88%), przy czym stosunek ilościowy jest tutaj znacznie mniejszy (60,86%). Utwory gruboklastyczne są z reguły masywne, sporadycznie zaznacza się laminacja pozioma i warstwowanie przekątne. Powszechnym dla grubych ławic jest tu występowanie uziarnienia frakcjonalnego normalnego oraz powierzchni amalgamacji.

Piaskowce są szare lub szarozielone, krzemionkowo - ilaste. Niekiedy po zwietrzeniu przybierają barwę rdzawą. Spoiwo niektórych z nich jest wapniste. Łupki są stalowszare, krzemionkowe, rozpadające się liściasto. W górnej części profilu zapiaszczone. Często występują w nich kilkucentymetrowe wkładki piaskowców drobnoziarnistych, masywnych i typu riplemarkowego.

Powierzchnie spągowe są ostre, płaskie lub nierówne z płytkimi pogrążami. Charakterystycznym dla profilu jest prawidłowość w następstwie litofacji, objawiająca się występowaniem serii utworów gruboklastycznych rozdzielonych łupkami. Występują także tendencja do spadku miąższości ławic oraz wielkości ziarna w górę profilu (cykle pozytywne). Ławice są nieregularne w pionie, ciągłe lateralnie, gdzie kontynuują się na dystansie ponad stu metrów.

Pomimo wyraźnych zmian, głównie w następstwie litofacji, oba odsłonięcia należy niewątpliwie wiązać z częścią środkową stożka głębokomorskiego. Profil utworów w Straconce wskazują na typ I osadów kanałowych dla warstw godulskich Słomki (1995), w odróżnieniu od typu II, do jakiego zaliczyć można profil w Wielkiej Puszczy.

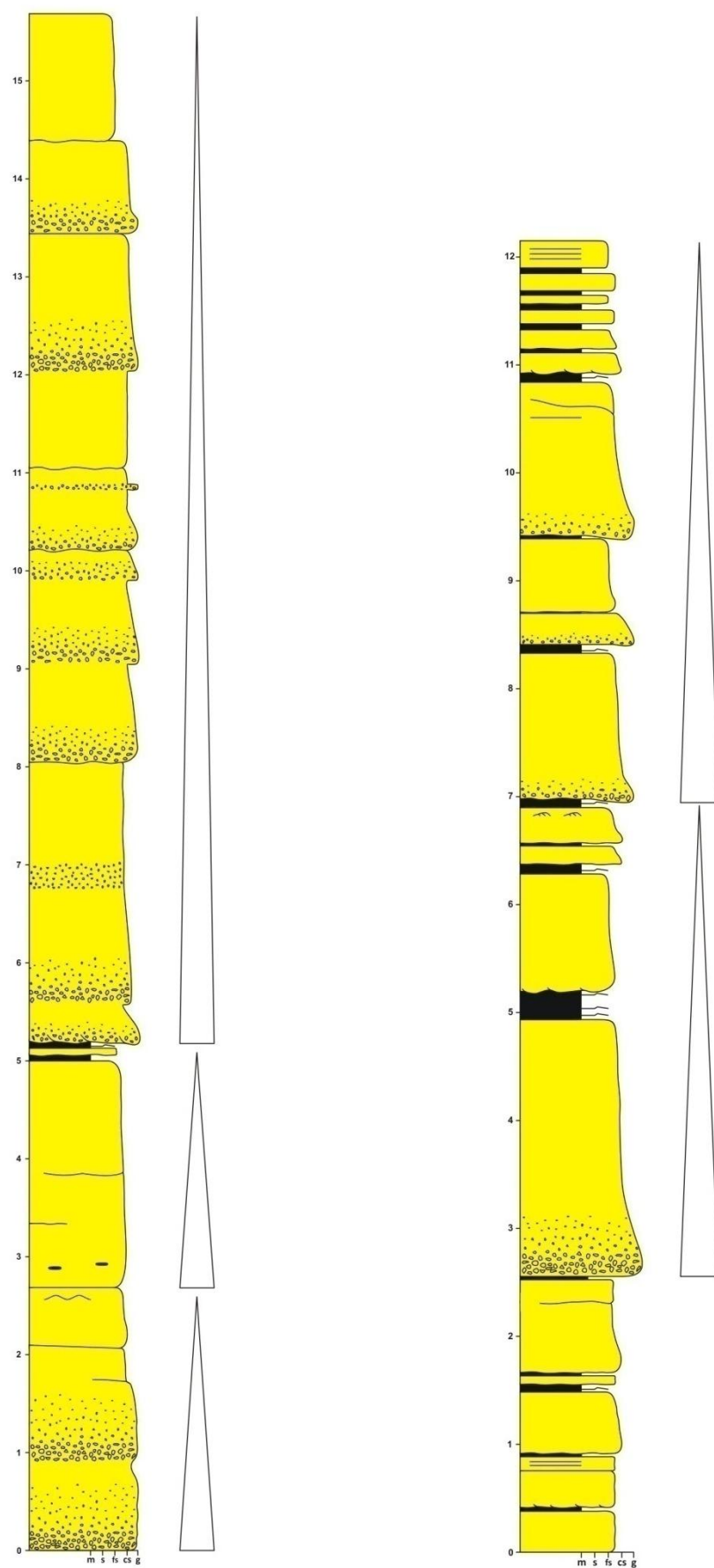


Fig.6.2 Osady kanałowe stożka środkowego ze straconki (po lewej) i Wielkiej Puszczy (po prawej)

6.2 Sedymentacja w lobach depozycyjnych

Osady lobowe, obok kanałowych stanowią najważniejszy element w strukturze stożka głębokowodnego. Reprezentują zewnętrzną, nieskanalizowaną jego część. Cechami diagnostycznymi tego rodzaju osadów są (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, 1991, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- ławice ciągłe, regularne,
- obecność sekwencji negatywnych (kompensacyjnych),
- ławice grubej i średniej miąższości,
- udział piaskowców < 60 %,
- dobre wysortowanie,
- facje dominujące: SM, MS, S,
- frakcje dominujące: cs, ms,
- częste powierzchnie amalgamacji,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe,
- powszechne człony sekwencji Boumy - T_a , T_b , T_c .

W obszarze Beskidu Małego, wychodnie osadów reprezentujących subśrodowisko lobów depozycyjnych zostały rozpoznane w Tresnej, Bielsku – Małej Straconce, Kaczynie i Kozach. Do najlepiej wyeksponowanych należą osady z Tresnej oraz Kaczyny. Pomimo cech, uznanych za diagnostyczne, w wymienionych odsłonięciach widoczne są różnice w wykształceniu osadów. Świadczy to o ich powstaniu w obrębie tego samego subśrodowiska, lecz w różnych jego częściach.

Odsłonięcie w Tresnej zlokalizowane jest tuż przy zaporze oddzielającej jezioro Żywieckie od jeziora Czanieckiego. Ciągnie się na dystansie 300 m wzdłuż drogi Żywiec – Międzybrodzie Bialskie i osiąga około 20 m wysokości. W sztucznej wychodni wyeksponowane są warstwy godulskie środkowe. Warstwy zalegają normalnie, pod znacznym kątem w kierunku NE. Parametry zalegania wynoszą 196/70.

Osady lobowe w Tresnej wyróżniają ławice od bardzo grubych do cienkich, występujące w litofacjach piaskowców z mułowcami (SM), piaskowców (S), rzadziej mułowców z piaskowcami (MS) i piaskowców zlepieńcowatych (SC). Stosunek miąższościowy piaskowców do łupków wynosi w przybliżeniu 5:1. Na zwietrzałych

powierzchniach piaskowce są jasnoszare bądź rdzawe, na świeżych przełamach szarzielone. W piaskowcach przeważają odmiany średnioziarniste nad drobno- i gruboziarnistymi. W składzie mineralnym widoczne są ziarna kwarcu, skaleni, glaukonitu oraz mik, szczególnie licznych na płaszczyznach oddzielności. W stropowych częściach obecny jest detrytus roślinny. Łupki są ciemnoszare, kruche, gdzieś zapiaszczone. Liczne są w nich wkładki cienkich piaskowców.

Powierzchnie spągowe ławic są ostre; płaskie lub nierówne z dużymi pogrążami. W grubych, w większości masywnie wykształconych ławicach powszechne są powierzchnie amalgamacji. Zwiertzałe powierzchnie podkreślają obecność struktur depozycyjnych, które przeważają w ławicach średnich i cienkich. Należą tu warstwowanie równoległe i przekątne, reprezentujące kolejne człony sekwencji Boumy - T_{abe} , T_{ae} , T_{bce} , T_{ace} . Na powierzchniach spągowych widoczne są bio- i mechanoglify. Pomiary jamek wirowych wskazują południowo - zachodnie źródło dostarczania materiału, pozostające w zgodzie z wcześniejszymi badaniami (Słomka 1995).

W profilu zachowana jest pewna cykliczność w następstwie litofacji grubo- i drobnoookruchowych. Podkreśla ona wzrost miąższości ławic i wielkości ziarna w górę profilu, a tym samym obecność sekwencji negatywnych (kompensacyjnych), wzorcowych dla osadów lobowych (Fig.6.3, Tab.IV). Cykle nie są jednak regularne i ograniczają się do kilku ławic, co między innymi pozwala na zakwalifikowanie osadów z Tresnej do typu I w typologii osadów lobowych Słomki (1995).

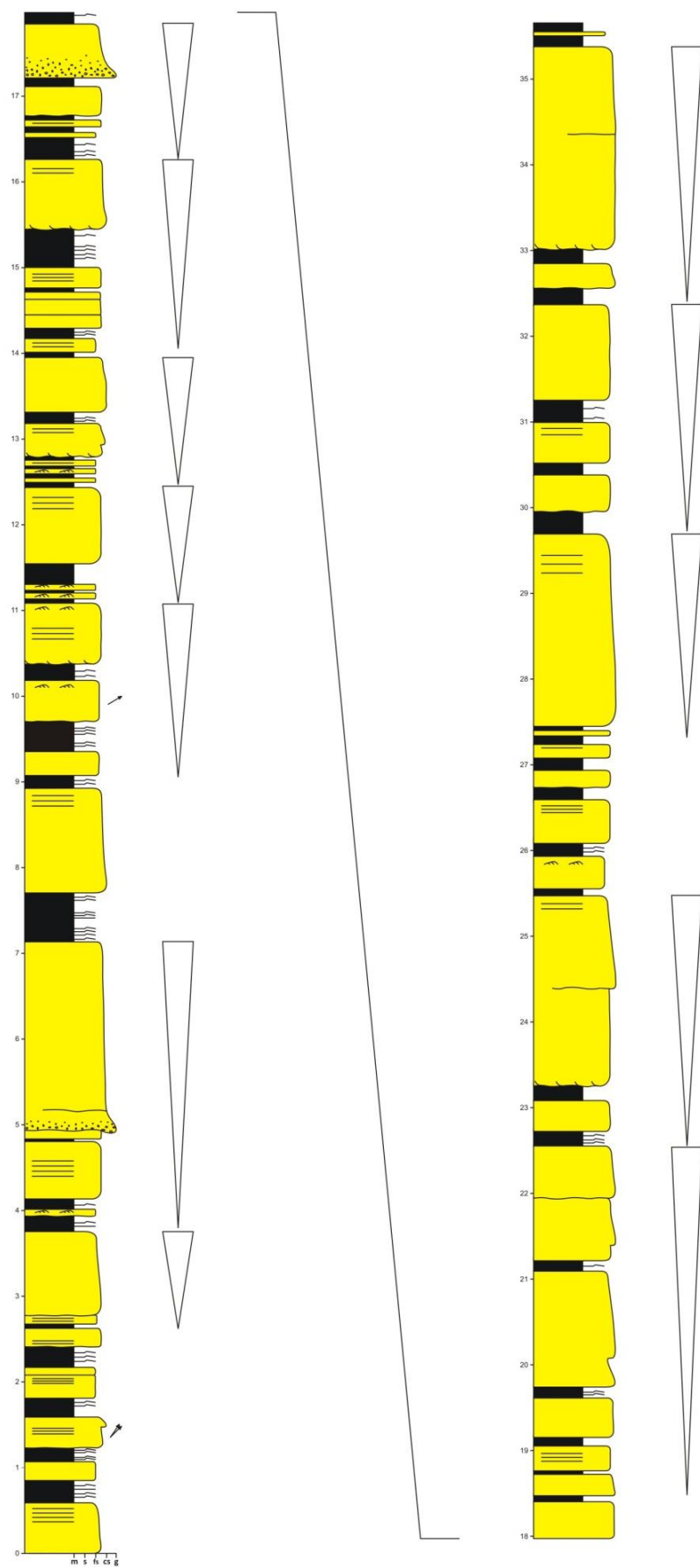


Fig.6.3 Profil gruboławicowych osadów lobowych z Tresnej

Osady uznane za lobowe wyróżniono także w niewielkim, zapuszczonym kamieniołomie w Kaczynie koło Wadowic (por. Alexandrowicz 2001). Kamieniołom usytuowany jest tuż przy głównej drodze między wsiami Chocznia i Kaczyna, w północnym stoku wzgórza Bliźniaki. Warstwy zapadają normalnie, pod niewielkim kątem w kierunku NE. Parametry zalegania wynoszą 152/15.

Osady reprezentują środkowe warstwy lgockie, wykształcone w litofacjach piaskowców z mułowcami (SM), mułowców z piaskowcami (MS), piaskowców (S) oraz sporadycznie piaskowców zlepieńcowatych (SC). Udział miąższościowy osadów grubszych frakcji wynosi 58,05%, zaś ilościowy 65,34%.

W profilu Kaczyny występują cienkoławicowe piaskowce przeławicające się z łupkami (Fig.6.4, Tab.V). Piaskowce są silnie zwiertzałe, barwy rdzawo – beżowej. Stalowszare na świeżym przełamie. Maksymalna ich miąższość w odsłonięciu nie przekracza 40 cm. Dominują odmiany średnio- i drobnoziarniste, o spoiwie krzemionkowym. W niektórych widoczny jest udział grubszego materiału, skoncentrowanego w części spągowej. Łupki, złożone głównie z mułowców są barwy szarej. Obecność krzemionki nadaje im znaczną twardość, przez co przy uderzeniu rozpadają się na kilkumilimetrowej grubości płytki.

Powierzchnie spągowe są ostre, najczęściej nierówne. Powszechnie występują bioglify oraz ślady prądów. Ich pomiar jednoznacznie wskazuje na transport materiału z zachodu ku wschodowi. W odsłonięciu zachowana jest cykliczność w następstwie facji grubo- i drobnookruchowych. Piaskowce przechodzą w nadległe łupki, przy czym przejście to ma charakter ciągły. Rzadkie są powierzchnie amalgamacji. Na zwiertzałych powierzchniach piaskowców liczne są struktury sedymentacyjne, które wraz z nadległymi mułowcami odpowiadają kolejnym członom sekwencji Boumy – T_{de} , T_{abe} , T_{bcde} , T_{bce} , T_{cde} . Struktury zachowane są jako pojedyncze laminy lub tworzą wielozestawy.

Profil utworów z Kaczyny nie wykazuje wyraźnych sekwencji negatywnych, jednakże w poszczególnych częściach odsłonięcia można dopatrzyć się wzrostu miąższości ławic ku górze.

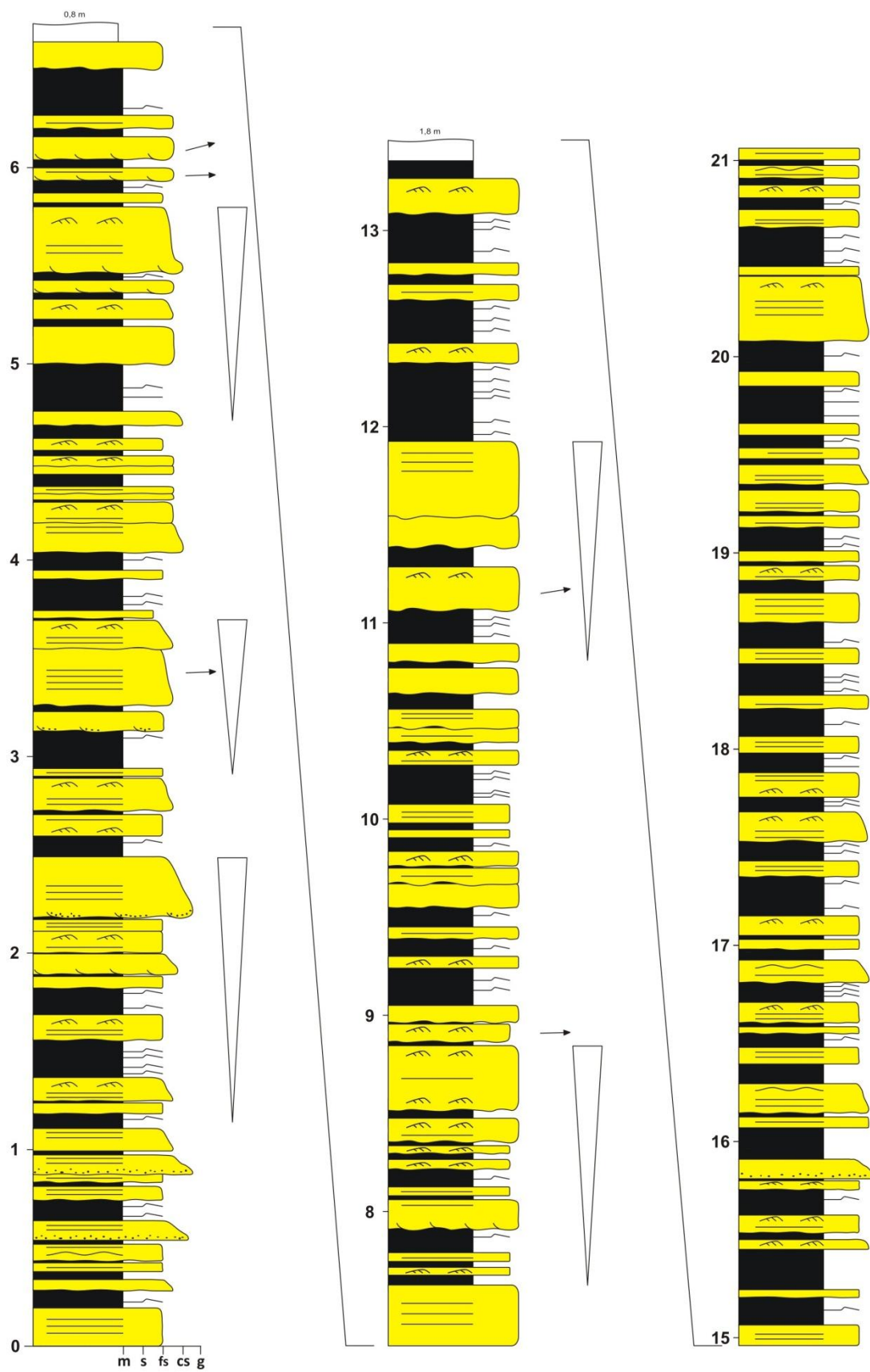


Fig.6.4 Profil cienkoławicowych osadów lobowych z Kaczyny

6.3 Sedymentacja przejściowa

Osady przejściowe mogą być powiązane z częścią wewnętrzną, środkową oraz zewnętrzną głębokowodnego stożka. Ze stożkiem wewnętrznym związane są utwory wałów. Do typowych ich cech należą (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- cienkie lub bardzo cienkie, nieciągłe ławice,
- niewielki udział piaskowców (ok. 10 %),
- dobre wysortowanie,
- facje dominujące: MS, SM,
- frakcje dominujące: md, fs,
- obecność członów sekwencji Boumy - T_d , T_e ,
- brak powierzchni amalgamacji,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe.

Utwory odpowiadające powyższym cechom nie zostały stwierdzone w badanym obszarze.

Ze środkową częścią stożka związane są osady krawędzi kanałów (obrzeżenia kanałów), wałów oraz osady międzykanałowe. Osady krawędzi kanałów charakteryzuje (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- nieregularne, wyklinowujące się ławice, o zmiennej miąższości,
- częste przejścia do osadów innego środowiska,
- udział piaskowców 60 - 90 %,
- słabe wysortowanie,
- facje dominujące: SM,
- frakcje dominujące: ms, fs,
- rzadkie powierzchnie amalgamacji,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe.

Profil utworów uznanych za przejściowe i powiązanych z krawędziami kanałów zlokalizowany został we wsi Porąbka, około 500 m od centrum. Odsłania się około 300 m od zapory na Sole, w zboczu, ponad kilkumetrowym piargiem. Odsłonięcie budują warstwy godulskie dolne, rozwinięte w litofacjach piaskowców z mułowcami (SM), mułowców

z piaskowcami (MS), rzadziej piaskowców (S) (Fig.6.5, Tab.VI). Miąższościowy udział piaskowców wynosi 40,44%, ilościowy 76,37%.

Drobno- i średnioziarniste piaskowce są rdzawe na zwietrzałych, szarzielone na świeżych powierzchniach. Dominują odmiany cienko- i bardzo cienkoławicowe o średniej miąższości wynoszącej 9,5 cm. Powierzchnie spągowe są ostre, płaskie lub nierówne. Na niektórych widoczne są drobne hieroglify. Prócz bioglify, licznie występują ślady prądowe i mechaniczne. Piaskowce odznaczają się różnymi typami laminacji, będącymi odpowiednikiem członów sekwencji Boumy. Najczęściej występują laminacje przekątna i równoległa, budujące interwały T_{bce} , T_{ce} , T_{abe} , T_{de} . W wielu ławicach występuje wyraźna gradacja normalna z ciągłym przejściem od średniego ziarna do drobnego. Mułowce są szare, lekko krzemionkowe w dolnej części profilu, margliste w górnej. Twardsze odmiany rozpadają się płytkowo. Wśród nich powszechne są wkładki drobnoziarnistych piaskowców. Te ostatnie szczególnie dobrze odznaczają się po zwietrzeniu. Powierzchnie stropowe są nierówne, z reguły niewyraźne, ze względu na ciągłe przejście w wyżej zalegające łupki.

Zasadniczo stosunek piaskowców do łupków niemal w całym profilu jest zbliżony. W dolnej części wyraźna jest przewaga piaskowców, natomiast wzrost udziału łupków następuje w górnej jego części. Cykliczności w następstwie litofacji jest zachowana. Miąższości warstw są nieregularne, wskutek czego nie zaznacza się obecność sekwencji pozytywnych bądź negatywnych.

W odsłonięciu zaznacza się lateralna zmiana osadów. Sprofilowane utwory zazębiają się z gruboławicowymi utworami wykształconymi jako piaskowce i piaskowce zlepieńcowate. Sąsiedztwo osadów jednoznacznie wskazuje na ich związek z kanałami a opisanych utworów z ich obrzeżeniem.

Cechami wzorcowymi dla utworów wałów są (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- nieciągłe, soczewkowate ławice, od średnich do cienkich,
- udział piaskowców 20 - 60 %,
- słabe wysortowanie,
- facje dominujące: MS,
- frakcje dominujące: fs, md,
- brak powierzchni amalgamacji,

- obecność członów sekwencji Boumy – T_c, T_d .

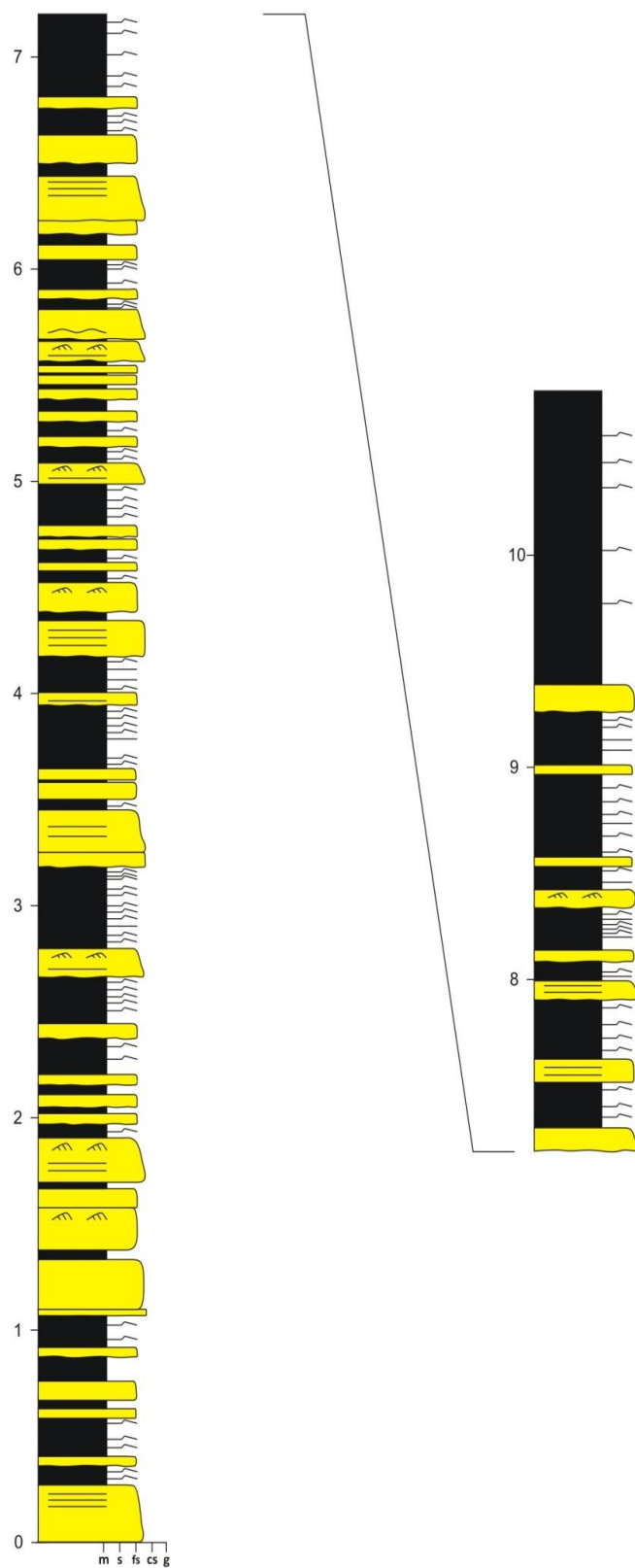


Fig.6.5 Profil osadów przejściowych- krawędzi kanałów, związanych ze środkową częścią stożka z Porąbki

Odstąpienie warstw godulskich w Porąbce - Kozubniku ciągnie się na dystansie kilkuset metrów wzdłuż prawego brzegu Soły od zapory, aż do granic wsi. Mocno porośnięte zbocza maskują skały, które najpełniej ukazują się tuż przed zakrętem w kierunku wsi Kozubnik. W ponad 30 metrowej ścianie widoczne są miąższe ławice grubookruchowych litofacji, które zmniejszają swą miąższość i przechodzą ku górze w łupki z cienkimi wkładkami piaskowców. Profil budują litofacje piaskowców zlepieńcowatych (SC), piaskowców (S), piaskowców z mułowcami (SM) oraz mułowców z piaskowcami (MS) (Fig.6.6, Tab.VII).

W dolnej części profilu widoczna jest dominacja litofacji SC oraz S. Ławice, nierzadko wyklinowujące się, osiągają miąższość ponad 150 cm, średnio 40 cm. Budujący je materiał jest słabo wysortowany i należy do frakcji grubo- i średnioziarnistej. Niektóre ławice zawierają domieszkę drobnokalibrowego żwiru, skoncentrowanego w ich dolnej części. Powierzchnie spągowe są ostre, częściej nierówne jak płaskie. Na niektórych widoczne są niewielkie, szerokie pogrąży. Wewnątrz ławic powszechne są powierzchnie amalgamacji oraz struktury depozycyjne - laminacja równoległa oraz przekątna.

W górę profilu wzrasta udział łupków. Następuje przewaga litofacji SM, która przechodzi w litofację MS. Wyraźna jest redukcja miąższości ławic oraz wielkości ziarna. Piaskowce osiągają niewielkie miąższości, rzędu kilku – kilkunastu cm. Buduje je głównie materiał frakcji drobno- i średniopsamitowej. Sporadyczna jest domieszka grubszego materiału. W obrębie łupków częste są drobne piaskowce; proste i typu riplemarkowego. Powierzchnie spągowe są w większości płaskie, niekiedy deformacyjne (z niewielkimi pogrążami). Podobnie jak w dolnej części, powszechnie występuje laminacja równoległa i przekątna.

Odstąpienie w Porąbce - Kozubniku dokumentuje pełny profil przejścia osadów kanałowych w wały. Pionowe następstwo facji i lateralna zmienność nie pozostawiają złudzeń co do miejsca ich powstania.

Cechami diagnostycznymi osadów międzykanałowych są (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- ciągłe, cienkie i bardzo cienkie ławice,
- ciągłe sekwencje,
- udział piaskowców <20%,



Fig.6.6 Profil osadów przejściowych, reprezentujących przejście kanałów w wały (Porąbka - Kozubnik)

- dobre wysortowanie,
- facje dominujące: M, MS,
- frakcje dominujące: md, fs,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe,
- obecność członów sekwencji Boumy – T_c, T_e ,
- sekwencje ze wzrostem miąższości ku górze,
- bioturbacje.

W badanym obszarze nie zidentyfikowano dobrze zachowanych osadów międzykanałowych reprezentujących subsródownisko stożka środkowego.

Do osadów przejściowych związanych z lobami depozycyjnymi należą osady obrzeżenia lobów (wachlarza lobowego) i obrzeżenia stożków (wachlarza stożkowego). Osady obrzeżenia lobów (wachlarza lobowego) charakteryzują (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- regularne ławice o zmiennej miąższości (średnie oraz cienkie),
- częste przejścia do osadów innego środowiska,
- udział piaskowców 40 - 80 %,
- bardzo dobre wysortowanie,
- facje dominujące: SM, MS,
- frakcje dominujące: fs, md,
- obecność członów sekwencji Boumy – T_b, T_c, T_d, T_e ,
- rzadkie powierzchnie amalgamacji,
- ostre powierzchnie spągowe i stropowe.

Osady, które swym wykształceniem wskazują na obrzeżenie lobów odnaleziono we wschodniej części starego kamieniołomu warstw Igockich środkowych w Kozach Górnych koło Bielska – Białej. Olbrzymi kamieniołom piaskowców odsłania się w północnej części Hrobaczej Łąki, około 4 km ku S od centrum wsi. Utwory tu występujące rozwinięte są w litofacjach piaskowców z mułowcami (SM), mułowców z piaskowcami (MS) i piaskowców (S) (Fig.6.7, Tab.VIII).

W profilu ukazują się średnio-, cienko- i bardzo cienkoławicowe piaskowce, przeławicające się z łupkami. Stosunek piaskowców do łupków wynosi w przybliżeniu 1:1, przy czym litofacje grubookruchowe dominują w profilu pod względem ilości i wynoszą 68,6%. Piaskowce są twarde, ostrokrawędziste, z charakterystycznym przełamem muszlowym przy uderzeniu. Przeważają odmiany drobno- i średnioziarniste. W zwietrzałej, rdzawo czarnej skale występują różne typy laminacji, reprezentujące człony sekwencji Boumy. Niemal w każdym piaskowcu można wyróżnić laminację równoległą, przekątną czy falistą. W obrębie piaskowców zdarzają się także niewielkie klasty węgla.

Powierzchnie spągowe są ostre, najczęściej nierówne i erozyjne. Pomiar drobnych i rzadkich hieroglifów prądowych dostarcza informacji o kierunku paleoprądu, wynoszącym około 90°. Łupki są lekko krzemionkowe, rozpadające się płytkowo. Na powierzchniach oddzielności widoczne są rozproszone blaszki mik. Ponadto w łupkach powszechne są drobne (<3cm) piaskowce oraz kilkucentymetrowe sferosyderyty.

W profilu wyraźnym jest naprzemianległe ułożenie piaskowców i łupków. przy jednoczesnym pionowym zróżnicowaniu ich miąższość. Zmiany te wskazują na zmienną ilość dostarczanego materiału w poszczególnych aktach depozycyjnych. Uniemożliwiają jednocześnie wyróżnienie sekwencji pozytywnych bądź negatywnych.

Prześledzenie lateralnej zmienności sprofilowanych utworów potwierdza ich związek z obrzeżeniem łobów. Ku zachodowi przechodzą one bowiem w dobrze wykształcone, ciągłe osady łobów depozycyjnych.

Osady obrzeżenia stożków (wachlarza stożkowego) charakteryzują (Mutti & Ricci Lucci 1972, Shanmugam & Maiola 1988, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Bouma 2000, Mattern 2002):

- regularne ławice o zmiennej miąższości (cienkie oraz bardzo cienkie),
- częste przejścia do osadów innego środowiska,
- udział piaskowców < 60 %,
- bardzo dobre wysortowanie,
- facje dominujące: MS, M,
- frakcje dominujące: fs, md,
- obecność członów sekwencji Boumy – T_b, T_c, T_d, T_e ,

- bioturbacje.

Wychodnie utworów spełniających powyższe cechy nie zostały rozpoznane w analizowanym obszarze.

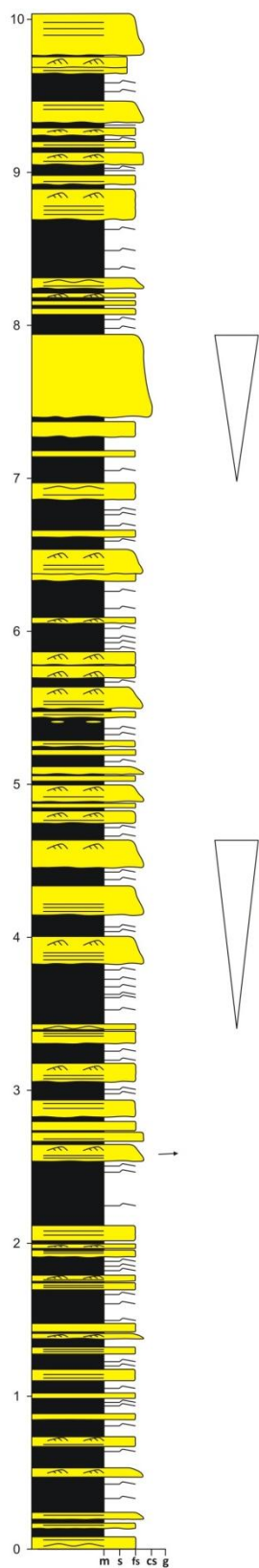


Fig.6.7 Profil osadów przejściowych, obrzeżenia łobu (wachtlarza łobowego)

7. Znaczenie poznawcze profili osadów poszczególnych części stożka głębokowodnego

7.1 Odślonięcia osadów wewnętrznej części stożka głębokowodnego

Wspólnym wyróżnikiem dla osadów kanałowych stożka wewnętrznego i środkowego jest ich zazębianie z osadami innych subśrodowisk. Przy prawidłowym rozpoznaniu tych osadów niezwykle istotnym jest więc prześledzenie ich lateralnej zmienności. W wielu przypadkach jest to jednak niemożliwe, ze względu na niewielką skalę odślonięcia w stosunku do rozmiarów kopalnych kanałów, których długość może przekraczać 100 km a szerokość zawiera się w przedziale od kilkuset metrów, nawet do 1,5 km (Normark *et al.* 1979, Shanmugam & Maiola 1988, Einsele 1992, Piper *et al.* 1999).

Mimo, iż kanał centralny jest największym kanałem, subśrodowisko jakie tworzy jest najmniejszą częścią w całej strukturze głębokowodnego stożka, stąd wiele informacji o tym subśrodowisku dostarczają badania współczesnych systemów (por. Mattern 2005). Wysoki gradient skłonu powoduje, że specyficznym dla tego obszaru jest jego erozyjny charakter, dzięki czemu kanały mogą wcinąć się w inne systemy, a większe nawet w szelf (Galloway 1998). Równie ciekawym w jego obrębie jest współwystępowanie produktów różnych spływów grawitacyjnych oraz dominujący udział najgrubszych osadów, wypełniających wnętrze kanału. O ile materiał gruboziarnisty skoncentrowany jest w osiowych partiach, przewaga drobniejszego materiału uwidacznia się w budowie wałów. Struktury te występują w dolnej części kanałów, jednakże w wielu przypadkach mogą być niewyraźne (Normark 1978, Shanmugam & Maiola 1985).

Odślonięcie na wzgórzu Kamień jest doskonale zachowanym reliktem procesów występujących w subśrodowisku stożka wewnętrznego (Fig.7.1). Na związek z tą strefą wskazuje typowe dla niej wykształcenie osadów. Ławice zlepieńców, zlepieńców zapiaszczonych i piaskowców zlepieńcowatych, reprezentujące kolejne fazy depozycji i erozji, są typowymi dla tej części stożka, w której pomimo względnie wysokiej energii prądów, zdolność transportu grubszego materiału okruchowego jest ograniczona. W systemach żwirowo – piaszczystych depozycja następuje w relatywnie niewielkiej odległości, stąd stożki o przewadze grubego materiału nie należą do największych (Reading & Richards 1994). Osady z Kamienia dokumentują warunki basenowe panujące w czasie ich depozycji.

Wskazują one na okres wzmożonej działalności wyspy śląskiej (Unrug 1963) oraz subsydencji basenu, którego głębokość mogła sięgać 3800 m (Słomka *et al.* 2006).

Obecność grubookruchowych litofacji nie jest cechą, dzięki której można jednoznacznie zakwalifikować profil do subśrodowiska stożka wewnętrznego, tym bardziej, że odsłonięcie charakteryzują niewielkie rozmiary, a co za tym idzie brak jest lateralnej ciągłości. Uniemożliwia to zidentyfikowanie przejścia tych osadów w osady wałów, co pozwalałoby jednoznacznie odróżnić je od chaotycznych, słabo wysortowanych osadów fartuchowych. Z subśrodowiskiem kanału centralnego wiąże je jednak brak typowych dla fartuchów debrytów kohezyjnych i utworów zdeformowanych sedymentacyjnie (por. Strzeboński 2005).

Odsłonięcie na wzgórzu Kamień budują zróżnicowane genetycznie litofacje. Odmienne wykształcenie świadczy o niejednorodnych mechanizmach ich powstania; gwałtownej depozycji lub stopniowym osadzaniu materiału. Warto wspomnieć, iż jest to typowe dla subśrodowiska stożka wewnętrznego, gdzie bliskość skłonu sprawia, że depozycja osadów może wynikać z różnych procesów lub ich kombinacji (Straub & Mohrig 2009). Wykształcenie i struktury wewnątrzławicowe wskazują, że osady z Kamienia nie powstały w wyniku jednego, tylko poprzez działanie wielu spływów grawitacyjnych. W świetle najnowszej wiedzy o spływach grawitacyjnych, główną rolę pełniły niekohezyjne spływy rumoszowe *debris flow* i piaszczyste spływy rumoszowe *sandy debris flow*. Te ostatnie odpowiadają wysokogęstościowym prądom zawiesinowym *sensu* Lowe 1982, powstającym wskutek transformacji *debris flow* w czasie transportu (Iverson 1997, Felix & Peakall 2006, Felix *et al.* 2009). Spływy upłynnionego materiału odgrywały rolę podrzędną. Epizodyczny jest także udział drobno rozproszonej zawiesiny, w wyniku której powstały wkładki hemipelagicznych mułowców (Fig.7.2).

Cechy osadów ze wzgórza Kamień utożsamiają je z typem fluksoturbidytów *sensu* Dżułyński *et al.* (1959). Koncepcja fluksoturbidytów, obecnie o znaczeniu historycznym charakteryzuje gruboziarniste, słabo wysortowane, redeponowane osady, tworzące soczewkowate formy (Leszczyński 1989). W idealnej ławicy fluksoturbidytowej możliwym jest wyodrębnienie członów FT, z których człon F charakteryzuje litofacje grubookruchowe ze strukturami wewnątrzławicowymi oraz T, reprezentujący sekwencje turbidytowe Boumy. Fluksoturbidyty uznano za przejściowe pomiędzy podmorskimi osuwiskami a prądami

zawiesinowymi (Unrug 1963), powstałymi w wewnętrznej części głębokowodnego stożka (Ślaczka & Thompson 1981).

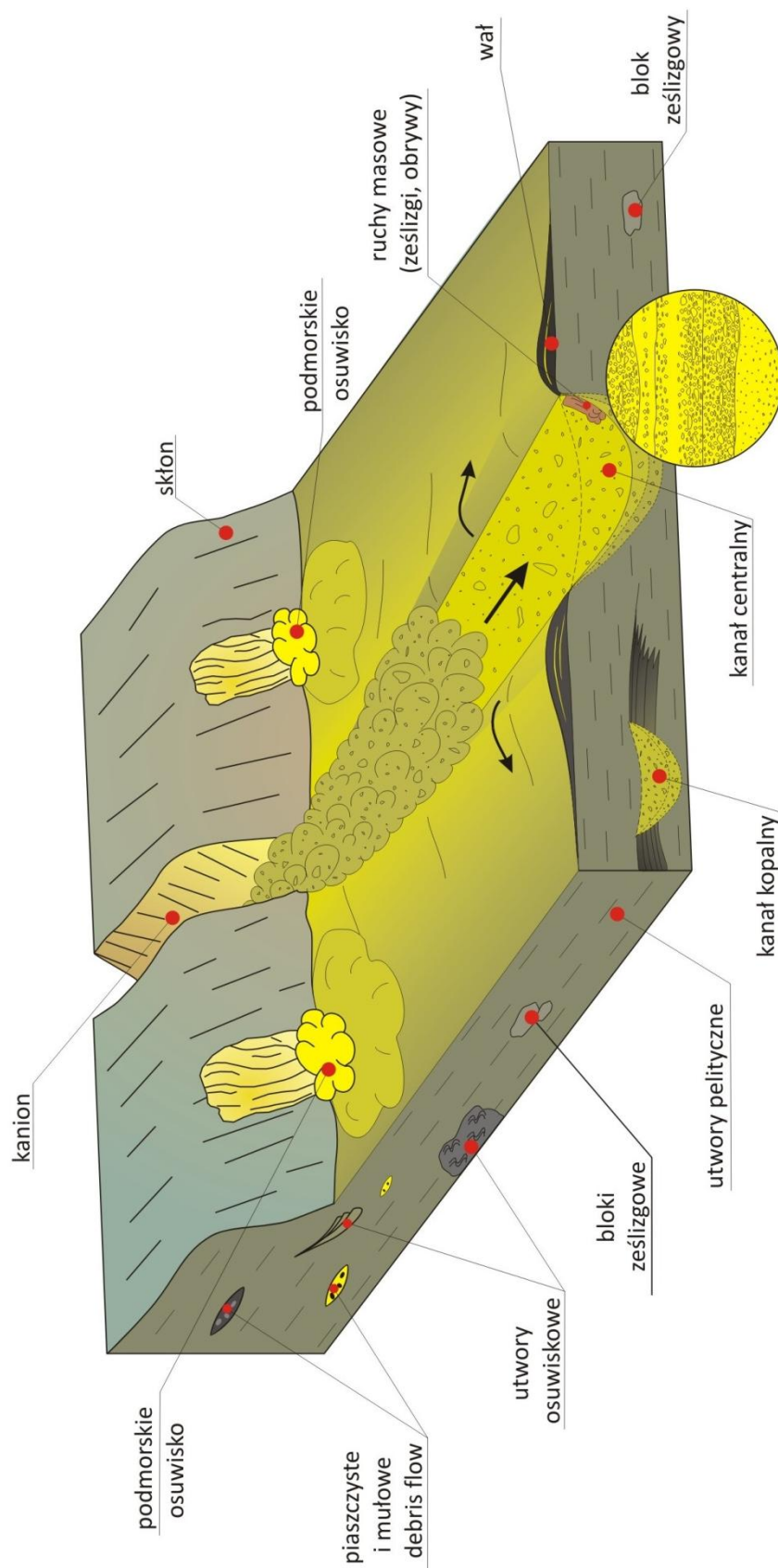


Fig. 7.1 Wyidealizowany model powstania osadów z Kamienia w obrębie subśrodowiska kanału centralnego. Wnętrze kanału wypełnione osadami niejednorodnych sphywów grawitacyjnych. Wały rezultatem działania prądów zawiesinowych

Wielu informacji o źródle materiału klastycznego oraz kierunku transportu dostarcza badanie cech teksturalnych grubookruchowych ławic, a w szczególności materiału egzotycznego polimiktycznych zlepieńców. Stwierdzono w nich rozmaite odmiany skał magmowych oraz metamorficznych (gnejsy, granulity, kwarcyty, granity), okruchy innych skał oraz minerały (kwarc, skalenie). Szczegółowej ich charakterystyki dokonał Wieser (1949, 1985). Wśród ciekawszych, rzadziej spotykanych okazów są: zielonobiały, bezkierunkowy epignejs serycytowo – albitowy (epigranit), szary epignejs chlorytowo – epidotowy, mezognejs staurolitowo – mikowy, podobny do granulitu gnejs granatowo – mikowy i gnejsokwarcyt grafitowy. Z analizy składu mineralogiczno – petrograficznego Unruga (1963) wynika, że materiał z których powstały warstwy istebniańskie dolne pochodził z obrzeżenia kordyliery śląskiej. Wyraźne w odsłonięciu względne obtoczenie składników potwierdza także tezę, według której materiał pozostawał przez pewien czas w strefie litoralnej, a następnie został redeponowany w głębszych częściach zbiornika.

Na podstawie orientacji osi składników możliwe jest w analizowanym odsłonięciu określenie przybliżonego kierunku paleoprądów. Orientacja dłuższych osi klastów, ustawionych równolegle do kierunku spływu wskazuje na kierunek SW - NE. Kierunek dostarczania materiału klastycznego jest zgodny z konfiguracją basenu śląskiego w czasie depozycji warstw istebniańskich dolnych (por. Unrug 1963).

Obecny kształt skały z Kamienia związany jest ściśle z litologiczno – sedymentologicznymi cechami budujących ją osadów i niszczącemu działaniu procesów erozji, wietrzenia i powierzchniowych ruchów masowych. Współdziałanie tych procesów odpowiada za urozmaiconą formę karpackich skałek. W omawianym odsłonięciu najbardziej widoczną jest nieregularna powierzchnia, spowodowana działaniem długotrwałego, selektywnego wietrzenia. Intensywnemu działaniu tego procesu poddane zostały obszary ławic z niemiarywym rozmieszczeniem spoiwa, uziarnieniem i warstwowaniem (Alexandrowicz 1978). W efekcie ławice zbudowane z grubszyego materiału tworzą wklęsłe formy, w przeciwieństwie do wypukłych form ławic drobnookruchowych. Urozmaiceniu oblicza skałki sprzyjało ługowanie spoiwa przez krążącą w skale wodę. Działanie wód najlepiej podkreślają chaotycznie rozmieszczone, owalne zagłębienia oraz zaokrąglone krawędzie rozwinięte wzdłuż spękań ciosowych, dobrze widoczne w górnych partiach skały. Mikrorzeźbę skały wzbogacają także niewielkie struktury arkadowe, rozwinięte wzdłuż powierzchni oddzielności.

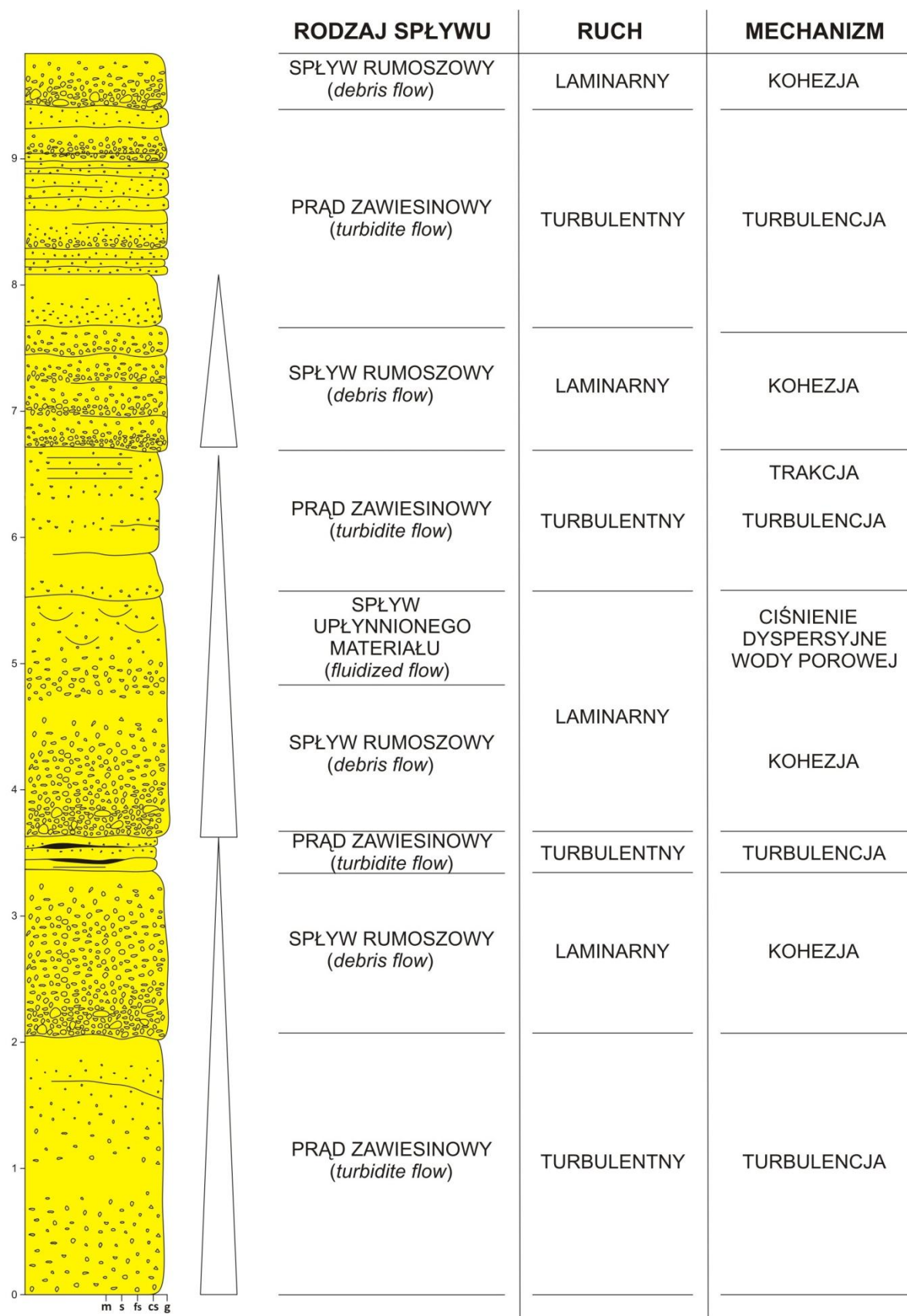


Fig.7.2 Interpretacja genetyczna utworów kanału centralnego ze wzgórza Kamień.

7.2 Odsłonięcia osadów kanałowych środkowej części stożka głębokowodnego

Zmiany w wykształceniu i następstwie litofacji i związanych z tym mechanizmów w obrębie środkowej części głębokowodnego stożka najlepiej ukazują profile nieczynnych kamieniołomów w Straconce oraz Wielkiej Puszczy. Oba stanowią znakomity materiał badawczy tej części piaszczystego systemu oraz różnic w obrębie tego subsródowniska.

Podobnie jak w przypadku osadów kanału centralnego, terenowe rozpoznanie utworów kanałów rozprowadzających może napotkać się z pewnymi trudnościami. Specyfika tego subsródowniska wiąże się często z różnymi warunkami ich powstania. Duże znaczenie ma tutaj kształt kanałów, które mogą być proste, meandrujące a nawet splecione (Wuellner & James 1989, Stow *et al.* 1996, Peakall *et al.* 2000) oraz zróżnicowane wypełnienie - utworami debris flow, turbidytami, osadami osuwiskowymi, hemipelagitami czy wreszcie kombinacją wymienionych (Shanmugam & Maiola 1988).

Jednoznaczną cechą dla profili ze Straconki i Wielkiej Puszczy w przypisaniu do środkowej strefy stożka jest występowanie wyraźnych sekwencji pozytywnych, czyli spadku miąższości ławic oraz wielkość ziarna ku stropowi. Trend ten ma ścisły związek ze zmienną ilością materiału deponowanego w różnych aktach depozycyjnych. Został też uznany za wzorcowy dla tej strefy jako rezultat wypełniania kanałów (Mutti & Ricchi Lucchi 1972) oraz ich lateralnego przemieszczania (Howell & Normark 1982).

Mimo wielu zwolenników wspomnianej tezy, została ona częściowo zakwestionowana przez Mattern'a (2002). Wprawdzie autor potwierdza obecność sekwencji pozytywnych, ale tylko w części osiowej kanału. Wskazuje, iż utwory kanałowe mogą lateralnie wykazywać sekwencje negatywne (Fig.7.3), których geneza wiąże się z zaburzeniami w dostawie materiału, różnym mechanizmem transportu i pojemnością zainicjowanego spływu.

W rozpoznanych utworach kanałowych ze Straconki i Wielkiej Puszczy widoczna jest różnica w wykształceniu i udziale litofacji. W profilu Straconki dominują gruboławicowe litofacje piaskowców, względnie piaskowców zlepieńcowatych, podczas gdy w Wielkiej Puszczy zaznacza się przewaga piaskowców z mułowcami i piaskowców. Wiele czynników może decydować o takim stanie. Wydaje się, iż różny udział litofacji w profilach w Straconce i Wielkiej Puszczy może mieć związek z odrębnym źródłem materiału zasilającego.

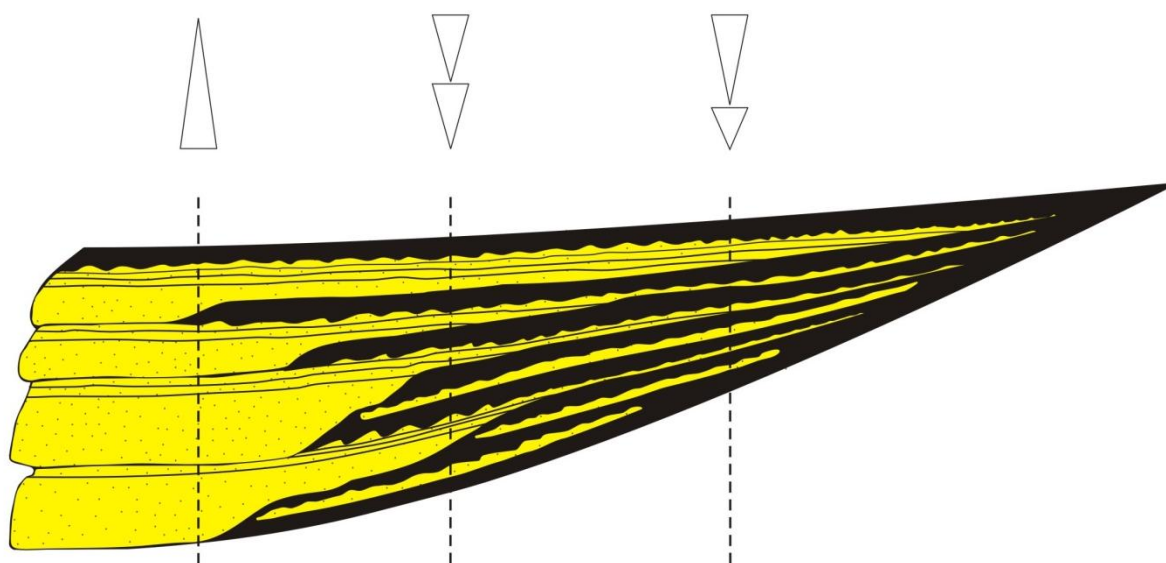


Fig.7.3 Zmienność osadów w obrębie kanału rozprowadzającego. W części proksymalnej wyróżnione sekwencje pozytywne, przechodzące lateralnie w negatywne (Mattern 2002, na podstawie Mutti i Normark 1987, zmienione)

Wykształcenie osadów kanałowych będzie różne w zależności od materiału wyjściowego. Co więcej decyduje to o tym czy stożek będzie mułowy, mułowo – piaszczysty, piaszczysty czy żwirowy (por. Reading & Richards 1994).

Niewykluczone, że różnice mogą być uwarunkowane niejednostajną tektoniką. W przypadku utworów ze Straconki depozycja materiału mogła nastąpić po wzmożonej fazie aktywności obszaru źródłowego, potwierdzeniem czego jest przeważający udział litofacji grubookruchowych. Nierzadkie wkładki mułowców w profilu Wielkiej Puszczy mogą wskazywać na czas względnie ustabilizowanej sytuacji tektonicznej i związanej z nią depozycji hemipelagicznej.

Najpewniejszym jest, iż różnice w wykształceniu i następstwie litofacji wiążą się z miejscem powstania w obrębie samego kanału. Proksymalną część budują osady znacznie grubsze, niż w częściach dystalnych. Na tej podstawie zasobniejsze w litofacie drobnookruchowe utwory z Wielkiej Puszczy mogą stanowić bardziej lateralną część w stosunku do grubszych, osiowych osadów ze Straconki. Teoria ta nabiera słuszności, jeśli wziąć pod uwagę, że w czasie depozycji warstw godulskich Beskid Mały był ciągłym obszarem sedymentacyjnym z dwoma zazębiającymi się stożkami lub jednym stożkiem z różnymi traktami kanałowymi (Słomka 1995).

Wykształcenie i pionowe następstwo litofacji w analizowanych odsłonięciach wskazują, iż w ich powstaniu brały udział zróżnicowane spływy grawitacyjne. Badania

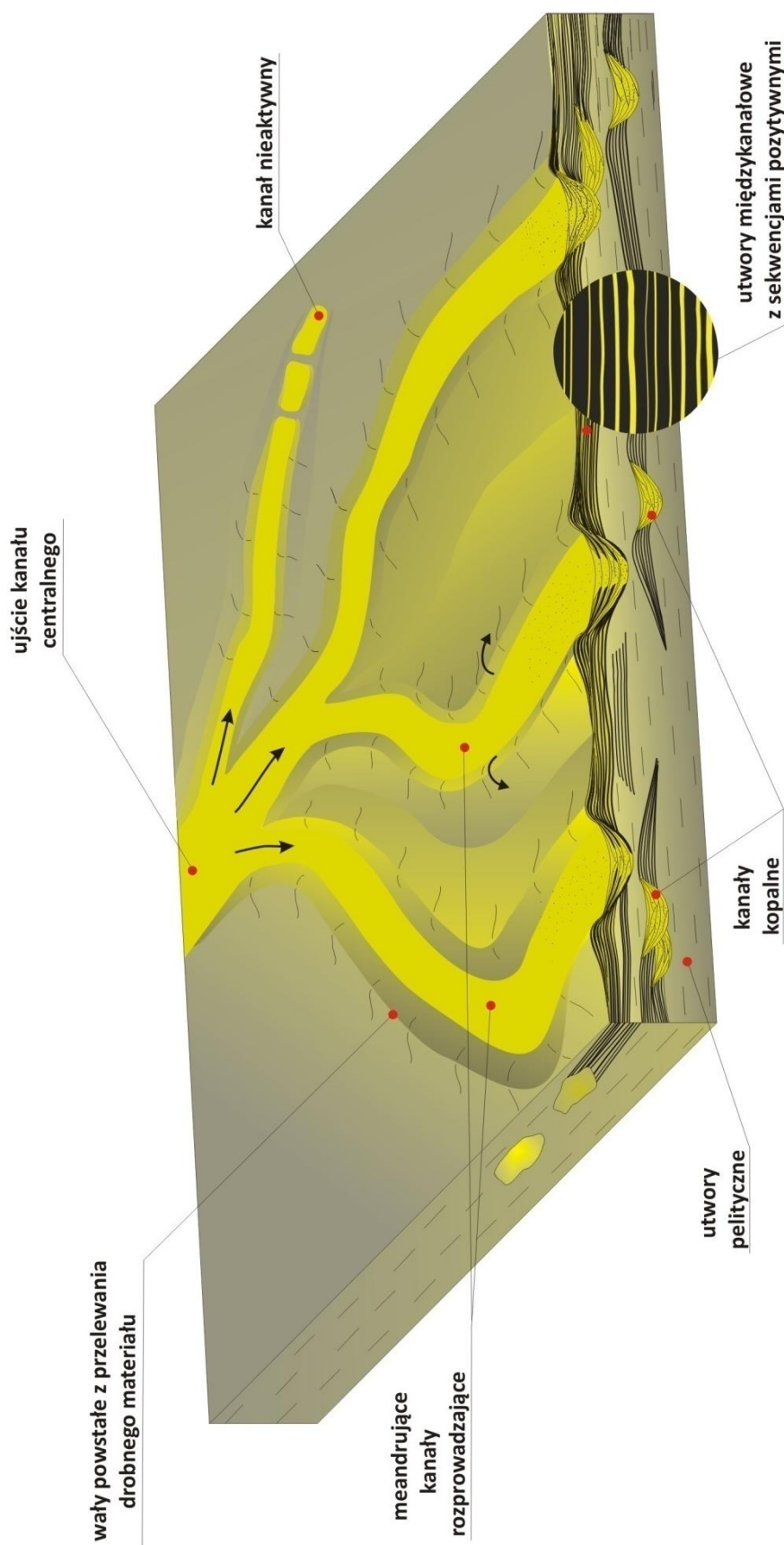


Fig.7.4 Model subśrodowiska kanałów rozprowadzających. Osiowa część kanału wypełniają utwory gęstych spływów grawitacyjnych. W strefie krawędzi kanału i wałów dominujący udział prądów zawieszinowych

środkowej części stożka dowodzą, że nachylenie skłonu zmniejsza się, wysoka energia spływów ulega osłabieniu, co sprzyja powstawaniu różnie skoncentrowanych spływów (Fig.7.4). Powszechnie przyjmowano, że najczęstszymi są prądy zawiesinowe (Mutti 1979, Piper & Normark 1983) jakkolwiek nie ma co to tego zgodności (Shanmugam 1996, 2006, Stow & Mayall 2000).

Zgodnie z klasyczną teorią, za powstanie grubookruchowych litofacji ze Straconki odpowiadają zatem wysokogęstościowe, piaszczysto – żwirowe prądy zawiesinowe z podrzędnym udziałem prądów niskogęstościowych (Fig.7.5), podczas gdy w Wielkiej Puszczy zróżnicowane gęstościowo, piaszczysto – mułowcowe ich odmiany (Fig.7.6). Za tym rodzajem spływów grawitacyjnych przemawiają też inne cechy - erozyjny charakter ławic jak i wyodrębnione w profilach charakterystyczne dla turbidytów człony sekwencji Boumy.

Z drugiej strony, podstawową cechą prądów turbidytowych jest suspensyjny sposób transportu ziaren, których wielkość waha się od najdrobniejszych frakcji do średnioziarnistego piasku (Lowe 1982). Ponieważ wielkość ziaren w profilach Straconki i Wielkiej Puszczy jest znacznie większa, może to sugerować, że grubookruchowe utwory ze Straconki i Wielkiej Puszczy są jednak efektem piaszczystych spływów rumoszowych (*sandy debris flow*) lub kombinacją tych prądów z prądami zawiesinowymi.

Dla interpretacji środowiska skanalizowanego ważne jest prześledzenie lateralnego rozprzestrzenienia osadów. Ułatwia to poznanie wymiarów kanału jak również przestrzennego wyobrażenia całej struktury. Zarówno w Straconce jak i Wielkiej Puszczy strefa brzegowa jest mocno porośnięta, wobec czego ustalenie dokładnych wymiarów kanału nie jest możliwe. Wprawdzie na strefę tę może wskazywać wyklinowanie ławic, ale przy braku pełnego odcinka nie jest pewnym czy cecha ta nie jest spowodowana, naturalnym zanikiem rozprzestrzenienia. Niemniej, w subiektywnej ocenie, ponieważ odstąpienie w Wielkiej Puszczy ciągnie się na dystansie około 150 m, zaś w Straconce 350 m można przypuszczać, że całkowita szerokość kanałów wynosiła co najmniej kilkaset metrów.

Duża różnica pomiędzy profilami leży w odmiennym charakterze depozycji; erozyjnym w Straconce i depozycyjnym w Wielkiej Puszczy. Ten pierwszy, prócz grubookruchowych ławic i ostrych powierzchni spągowych podkreślają klasty łupkowe. Kilkucentymetrowe klasty lub zagłębienia będące pozostałościami po nich są chaotycznie rozrzucone w obrębie ławic, szczególnie w spągowych częściach. Na podstawie rozmieszczenia klastów można przypuszczać, że znalazły się tutaj w wyniku wtórnej depozycji.

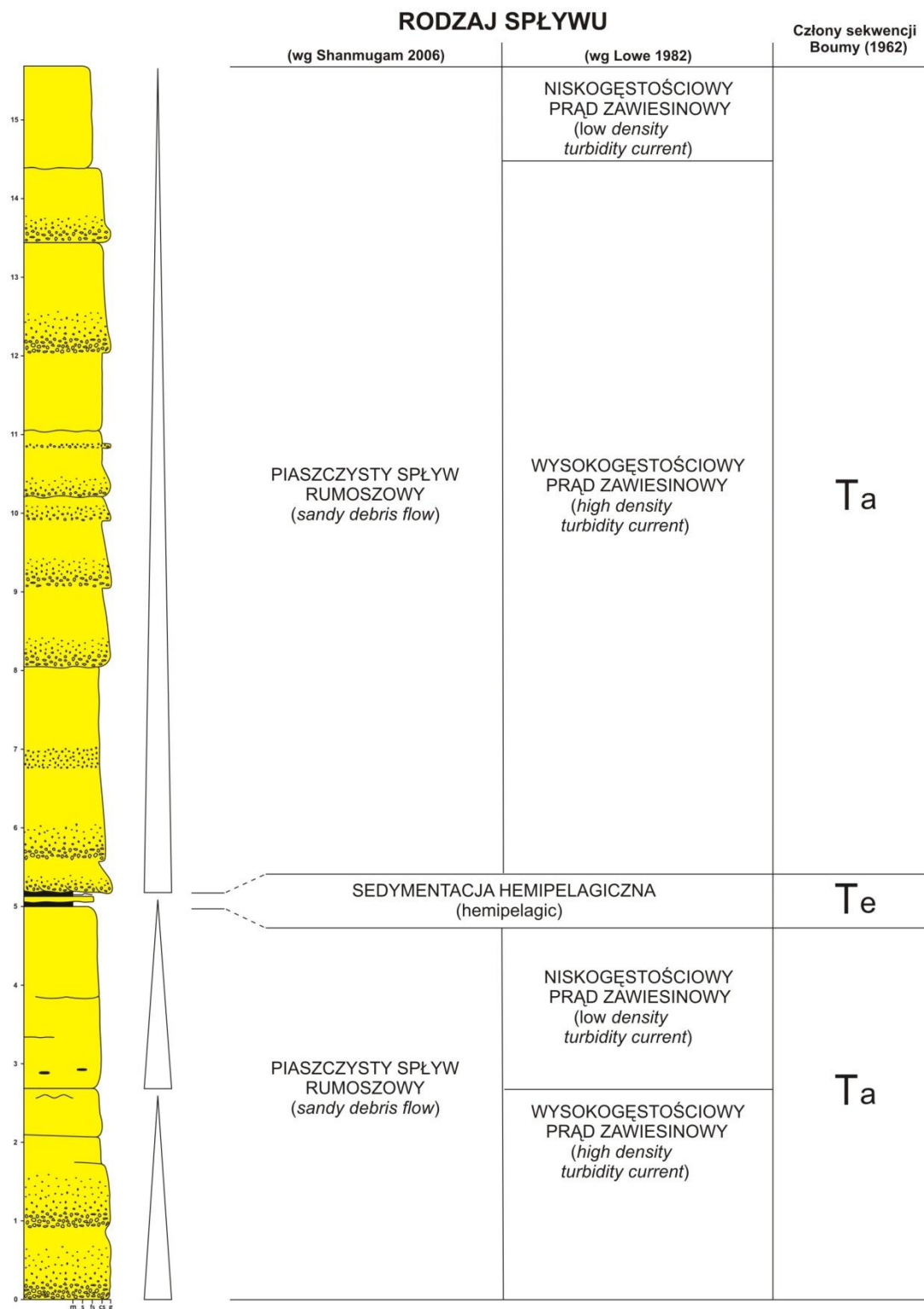


Fig.7.5 Uproszczona interpretacja spływów grawitacyjnych, odpowiedzialnych za powstanie osadów ze Straconki

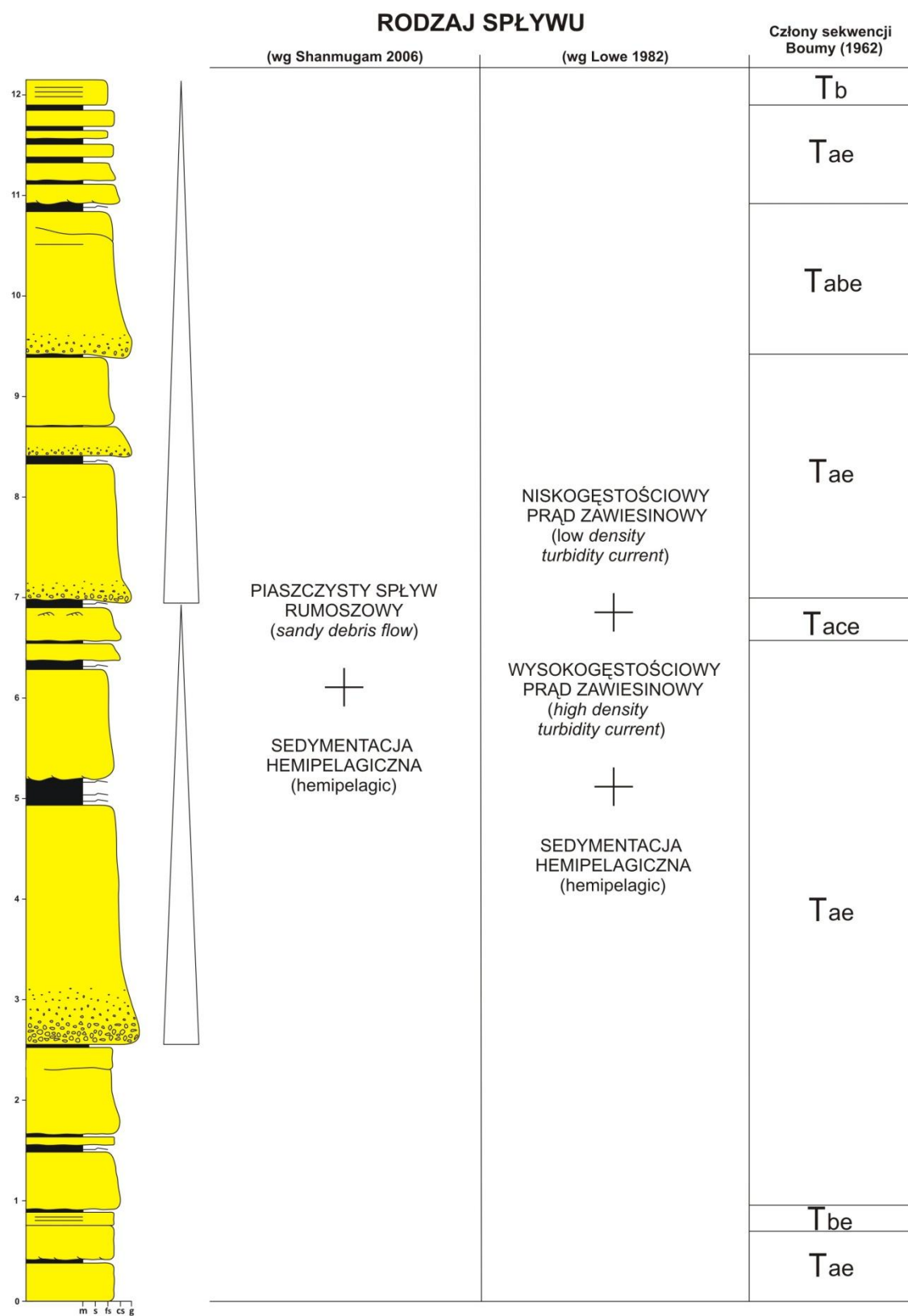


Fig.7.6 Uproszczona interpretacja spływów grawiatcyjnych, odpowiedzialnych za powstanie osadów z Wielkiej Puszczy.

Prawdopodobnie wskutek erozji częściowo skonsolidowanej warstwy mułowcowej przez kolejny gruboklastyczny spływ piaszczysty, uległa ona fragmentacji a następnie została zdeponowana w tworzącej się wyżej ławicy (por. Kano & Takeuchi 1989).

Równie ciekawym są powszechnie występujące powierzchnie amalgamacji. Występują one wyłącznie w litofacjach grubookruchowych, głównie piaskowcach lub piaskowcach zlepieńcowatych. Te nieregularne powierzchnie, wzdłuż których mniejsze ławice łączą się w jedną większą mogą być dobrym wyznacznikiem w identyfikacji środowiska skanalizowanego. W subśrodowisku kanałów rozprowadzających występują kilkakrotnie częściej niż w subśrodowiskach nieskanalizowanych (Mattern 2002).

7.3 Odsłonięcia osadów lobowych zewnętrznej części stożka głębokowodnego

Odsłonięcia z Tresnej i Kaczyny reprezentują niewątpliwie jedną z najbardziej interesujących stref głębokowodnego stożka (Fig.7.7). Z jednej strony nieskanalizowany, rozległy obszar depozycji, mogący osiągać kilka kilometrów szerokości (Stow & Piper 1984). Z drugiej najbardziej oddaloną jego część, sięgającą równi basenowej, gdzie depozycja materiału może ograniczać się nie do kilku godzin, lecz kilku tygodni (Stow *et al.* 1996).

Wyjątkowy dla subśrodowiska lobowego, turbidytowy charakter tworzących go osadów podkreślają odsłonięcia w Kaczynie i Tresnej. Stanowią one przykłady odmiennego wykształcenia osadów tej samej części głębokowodnego stożka w różnych okresach depozycji i różnych sytuacjach geotektonicznych. Różnica widoczna jest przede wszystkim w miąższościach ławic. Cienkoławicowe pakiety drobnorytmicznego fliszu z Kaczyny wskazują na czas umiarkowanej dostawy materiału detrytycznego, związanej ze względным spokojem tektonicznym. Dla kontrastu gruboławicowe serie piaszczysto - łupkowe z Tresnej obrazują wzmożoną dostawę materiału sprzężoną z rozwojem wyspy śląskiej (por. Słomka *et al.* 2006).

O lobowej genezie osadów z Kaczyny i Tresnej świadczą wyraźnie zaznaczone w profilach cykle negatywne (kompensacyjne). Akcentują one wzrost miąższości ławic oraz wielkości ziarna ku stropowi sekwencji. Powstanie tego zjawiska ma związek ze stopniowym wygładzaniem nierówności podłoża poprzez nadbudowanie lobu w rezultacie kolejnych prądów zawieszinowych (Mutti & Sonnino 1981) lub co bardziej prawdopodobne, działaniem procesów agradacji i progradacji (Shanmugam & Maiola 1988, Mattern 2002) (Fig.7.8).

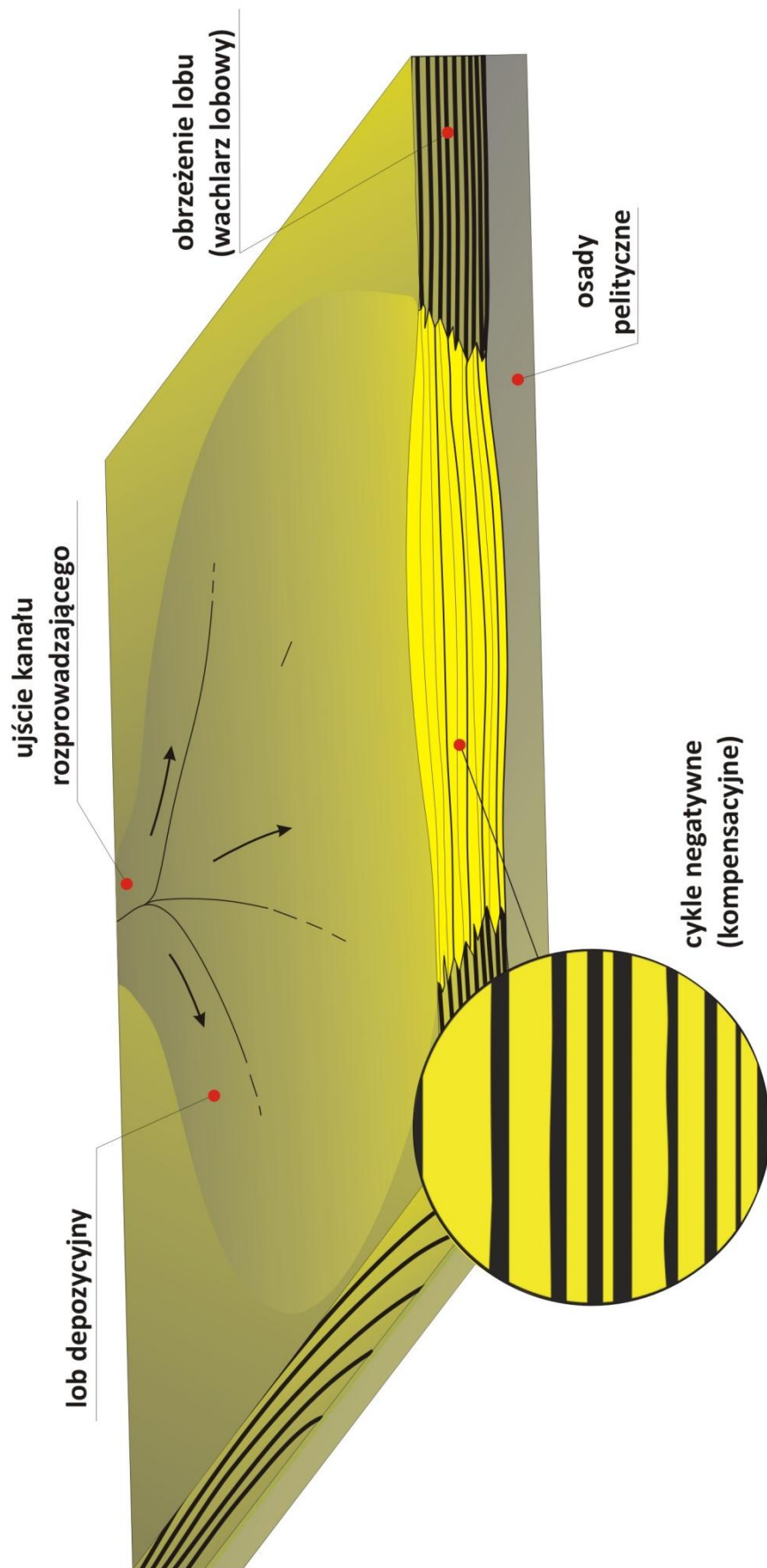


Fig. 7.7 Wyidealizowany model subrodowiska lobu depozycyjnego, powstałego przy udziale prądów zawieszinowych. Lateralnie osady lobowe przechodzą w osady przejściowe obrzeżenia lobu (wachlarza lobowego).

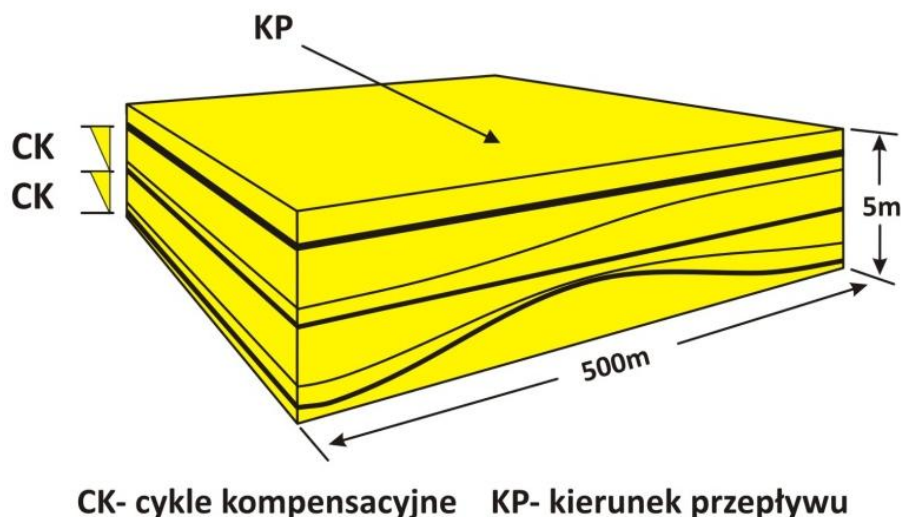


Fig.7.8 Schemat powstawania cykli kompensacyjnych (wg. Mutti & Sonnino 1981, zmienione)

Pomimo dysproporcji w miąższościach ławic, analizowane osady są bezsprzecznie produktami prądów zawiesinowych. Wielkość ziarna, na ogół dobre wysortowanie, najczęściej płaskie powierzchnie spągowe oraz bogaty udział kolejnych, acz niepełnych członów sekwencji Boumy są tego doskonałym dowodem (Fig.7.9). Dominacja turbidytów w tej części głębokowodnego stożka spowodowana jest łagodnym reliefem dna, dzięki czemu rozproszony materiał klastyczny transportowany w suspensji może być przenoszony na znaczne odległości (Einsele 2000). Co więcej, nadmiar gęstego materiału poddany sile grawitacji prowadzi do turbulentnej autosuspensji, powodując wydłużenie drogi transportu nawet do 4500 m (Stow 1985, Stow & Johansson 2000).

Biorąc pod uwagę stosunek litofacji grubo- do drobnookruchowych utworów z Kaczyny wchodziły w skład mułowo – piaszczystego stożka (por. Reading & Richards 1994). Mieszany, w większości drobnookruchowy materiał budujący tego rodzaju stożki sprzyja powstawaniu olbrzymich systemów. Potwierdzeniem tej prawidłowości dla utworów z Kaczyny może być ich lateralna ciągłość, dzięki której kontynuują się na dystansie ponad 500 metrów. W odróżnieniu, grubo- i średnioławicowe osady z Tresnej, wskazują na powstanie w obrębie stożka piaszczysto – mułowego. Jak już akcentowano, wielkość ziarna w znaczny sposób wpływa na wielkość całego systemu. Na podstawie różnicy w udziale litofacji można sądzić, że utwory z Tresnej pochodzą prawdopodobnie z mniejszego wielkościowo stożka, niż te z Kaczyny.

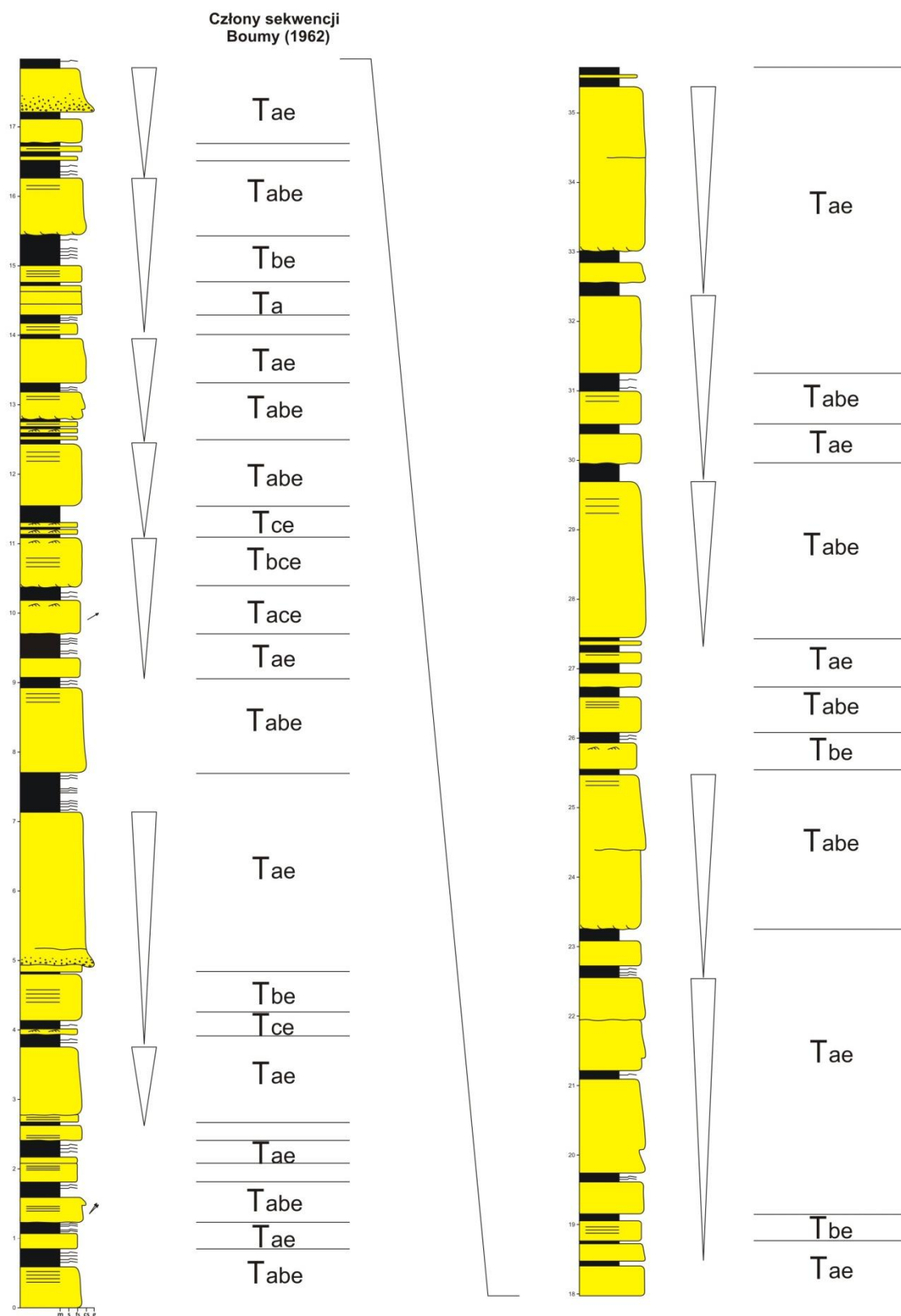


Fig.7.9 Wyróżnione człony sekwencji Boumy w turbidytowych utworach z Tresnej.

Na specyfikę utworów z Kaczyny duży wpływ mają zróżnicowane struktury sedymentacyjne. Dzięki procesom wietrzenia doskonale zaprezentowana jest wyrazistość tych form. Wśród nich najczęstszymi są struktury depozycyjne, które akcentują zmienny

reżim przepływu. Niemal każda ławica zawiera określony typ warstwowania, najczęściej laminację równoległą lub przekątną. Dodatkowo, spągowe części niektórych ławic zawierają struktury erozyjne. Są one ważnym wskaźnikiem interpretacji środowiska fliszowego, a w szczególności kierunku transportu materiału klastycznego. Powszechnie występują jamki wirowe, wskazujące kierunek wschodni, ale w całym profilu nierzadkimi są hieroglify wleczeniowe oraz bruzdy prądowe.

Profil z Tresnej jest znacznie uboższy zarówno pod względem występowania struktur wewnątrzławicowych, jak i ilości hieroglifów na powierzchniach spągowych. Oczywiście, brak wyraźnych form nie wyklucza ich istnienia, a wynika jedynie z braku odsłoniętych dużych fragmentów powierzchni spągowych.

Wartym uwagi jest natomiast niewielki uskok, pojawiający się w brzeżnej części odsłonięcia, wzdłuż którego grube ławice kontaktują z cienkimi. Jest to uskok odwrócony, podłużny do uławicenia, zrzucający skrzydło NE. Szczelina uskokowa jest wypełniona rozdrobnionym gruzem drobnoziarnistego fliszu, który uwydatnia deformację na tle całego litosomu. Ponieważ uskok jest odosobnionym a wartość zrzutu niewielka, można przypuszczać, że jest on efemerycznym przejawem ruchów tektonicznych w obszarze.

7.4 Odsłonięcia osadów sedimentacji przejściowej

W obrębie stożka głębokowodnego występują osady, których cechy nie wskazują na żadne z dobrze zdefiniowanych subśrodowisk. Osady te, zwane przejściowymi, podkreślają zmienność wykształcenia osadów w tym samym subśrodowisku lub na granicy dwóch odrębnych.

Osady przejściowe należą do stosunkowo najłatwiej rozpoznanych i najrzadziej opisywanych. W terenowym rozpoznaniu mogą wydawać się mało ciekawe choćby ze względu na dość monotony udział drobnoławicowych litofacji i zbliżoną do siebie geometrię. Duże podobieństwo powoduje, że właściwa ich interpretacja wymaga ciągłych lateralnie odsłonieć. Te z kolei w obszarze Beskidu Małego są stosunkowo rzadkie, ale przez to niezwykle cenne. Wartość przeanalizowanych odsłonieć jest tym większa, że nie tworzą one odizolowanych części, tylko strefy z wyraźnym zazębaniem z właściwym subśrodowiskiem.

Wśród rozpoznanych osadów przejściowych środkowej części stożka, strefę krawędzi kanałów i wałów kanałowych eksponują wychodnie z Porąbki i Porąbki - Kozubnika (Fig.7.10). Oba odsłonięcia kontaktują z gruboławicowymi sekwencjami kanałowymi, stanowiącymi bezsprzecznie potwierdzenie przejściowego charakteru rozpatrywanych utworów.

Należy wspomnieć, iż dominującym rodzajem spływów grawitacyjnych w tej części stożka są prądy zawiesinowe (Normark 1978). Jest niemal pewnym, że taki rozdział osadów powstaje poprzez sortowanie materiału w czasie spływu. Podczas gdy osiową częścią kanału spływa najgrubszy materiał, udział drobniejszego zaznacza się w części marginalnej. Miąższość ławic jak i wielkość ziarna maleją ku strefie brzegowej kanału.

Badania tej strefy wykazały, że do powstania osadów krawędzi kanałów prowadzą dwa odrębne procesy. Mogą one być efektem depozycji osadów kolejnych spływów, które podczas wypełniania kanału transgredują jego ściany lub być produktem rozwijających się drobnych kanałów w znacznie większych tego typu strukturach (Mutii 1977). Wydaje się, że osady krawędziowe z Porąbki ilustrują rezultat pierwszego z procesów.

Cienkoławicowe utwory krawędzi kanałów są niewątpliwie produktem prądów turbidytowych. Świadczyć o tym może nie tylko wielkość ziarna, ale różne rodzaje warstwowania, znane jako człony sekwencji Boumy. Ich obecność wskazuje na utratę energii prądu w efekcie stopniowego wyhamowania (Bouma 1962, Pickering *et al.* 1989).

Prawdopodobnie działanie tego samego mechanizmu prowadzi do typowej w tej strefie zmiany charakteru sedymentacji, wyrażonej poprzez zmniejszenie miąższości osadów grubszych frakcji w rezultacie ich wyklinowania. Można przypuszczać, że zmiana taka jest dostrzegalna na krótszych lub dłuższych odcinkach, w zależności od materiału budującego stożek i oczywiście wielkości samego kanału.

Nieco odmienny charakter osadów przejściowych przedstawia profil przejścia osadów kanałowych w wały. Utwory te uwypuklają różnice w wykształceniu osadów tych samych spływów grawitacyjnych. Różnica wynika choćby z wyraźnej zmiany pionowego następstwa litofacji, którym towarzyszą zmiany cech strukturalno – teksturalnych. Gruboławicowe osady reprezentujące część kanałową przechodzą w osady drobnoławicowej, ustabilizowanej sedymentacji turbidytowej, z cechami wskazującymi na wały kanałowe.

Jak wspomniano, analizowane osady wałów powstały w wyniku depozycji materiału z rozrzedzonych prądów zawiesinowych. Nadbudowanie tych struktur wiąże się z przelewaniem drobnej zawiesiny przez oś wału. Epizody te doskonale dokumentują

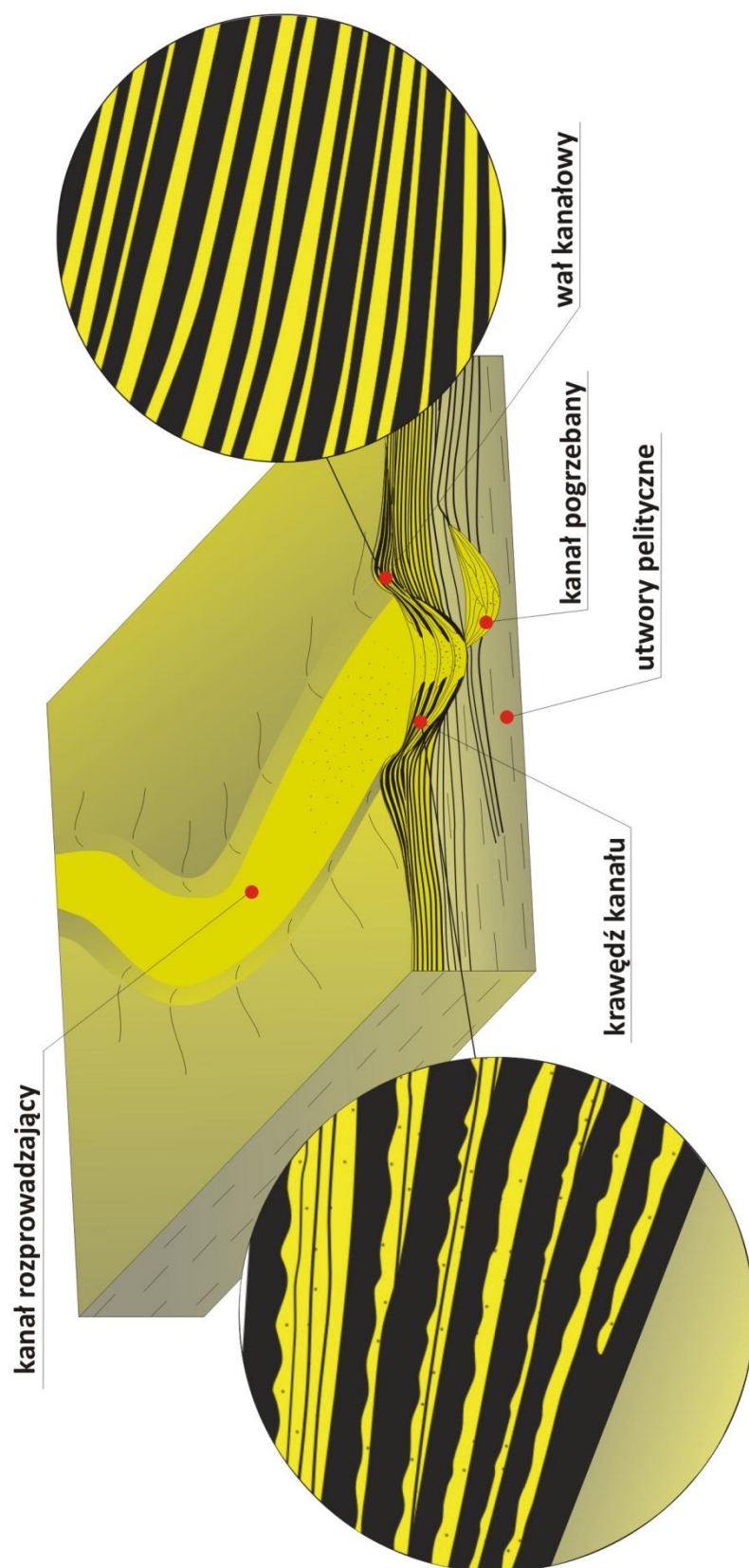


Fig. 7.10 Osady przejściowe środkowej części stożka głębokowodnego. Osady krawędzi kanałów (obrzeżenia kanałów, po lewej) oraz strefa wałów kanałowych (po prawej).

cienkie warstewki piaskowców laminowanych przekątnie lub z drobnymi śladami spęływania, występujące w szczytowej partii odsłonięcia. Na ich podstawie można odczytać wyłącznie jeden kierunek dostawy materiału. Wyklucza on możliwość pomylenia subśrodowiska wałów z subśrodowiskiem międzykanałowym, w którym materiał dostarczany jest z obu stron.

Strefę osadów przejściowych obejmującą dystalne części stożka głębokowodnego eksponują sekwencje turbidytowe z Kóz. Cechy tych utworów wskazują na powstanie w zewnętrznej części stożka, w strefie przejściowej pomiędzy lobami depozycyjnymi a równią basenową (Fig. 7.11).

Na charakterystyczne wykształcenie osadów wachlarza lobowego z Kóz wpływ miały specyficzne warunki depozycji. Długa droga transportu i niewielki gradient podłoża powodowały, że z rozcieńczonych prądów powstawały dobrze wysortowane, cienkoławicowe utwory (Stow 1992). Wprawdzie w osadach z Kóz pojawiają się także grubsze warstwy, ale są one chaotycznie rozrzucone w profilu i nie tworzą żadnych cykli. Prawdopodobnie są pojedynczymi przejawami większej dostawy materiału. Co ciekawe, sporadycznie da się w nich zaobserwować szybkie zmiany miąższości, obejmujący niewielki odcinek ławicy. Według Unruga (1959) mają one związek z nierównomiernym rozkładem materiału z prądu zawiesinowego i jego pograżeniem w niżej leżącym osadzie.

Modelowym dla osadów wachlarza lobowego jest niemal niezmienna lateralnie miąższość osadów. Jest ona wynikiem względnie spokojnej depozycji, obejmującej olbrzymie obszary dna. Za takim mechanizmem przemawiają dodatkowo struktury depozycyjne; laminacja równoległa oraz przekątna o łagodnym kącie, a także znaczny udział osadów hemipelagicznych.

Niemniej ciekawym a jednocześnie częstym jest różnorodność hieroglifów, pokrywająca licznie spągowe części ławic. Najczęściej wstępują nieregularne bioglify, świadczące o intensywnej działalności organizmów żywych. Nieco mniejszą grupę stanowią mechanoglify o cechach azymutowych, na podstawie których można wyznaczyć kierunek dostawy materiału.

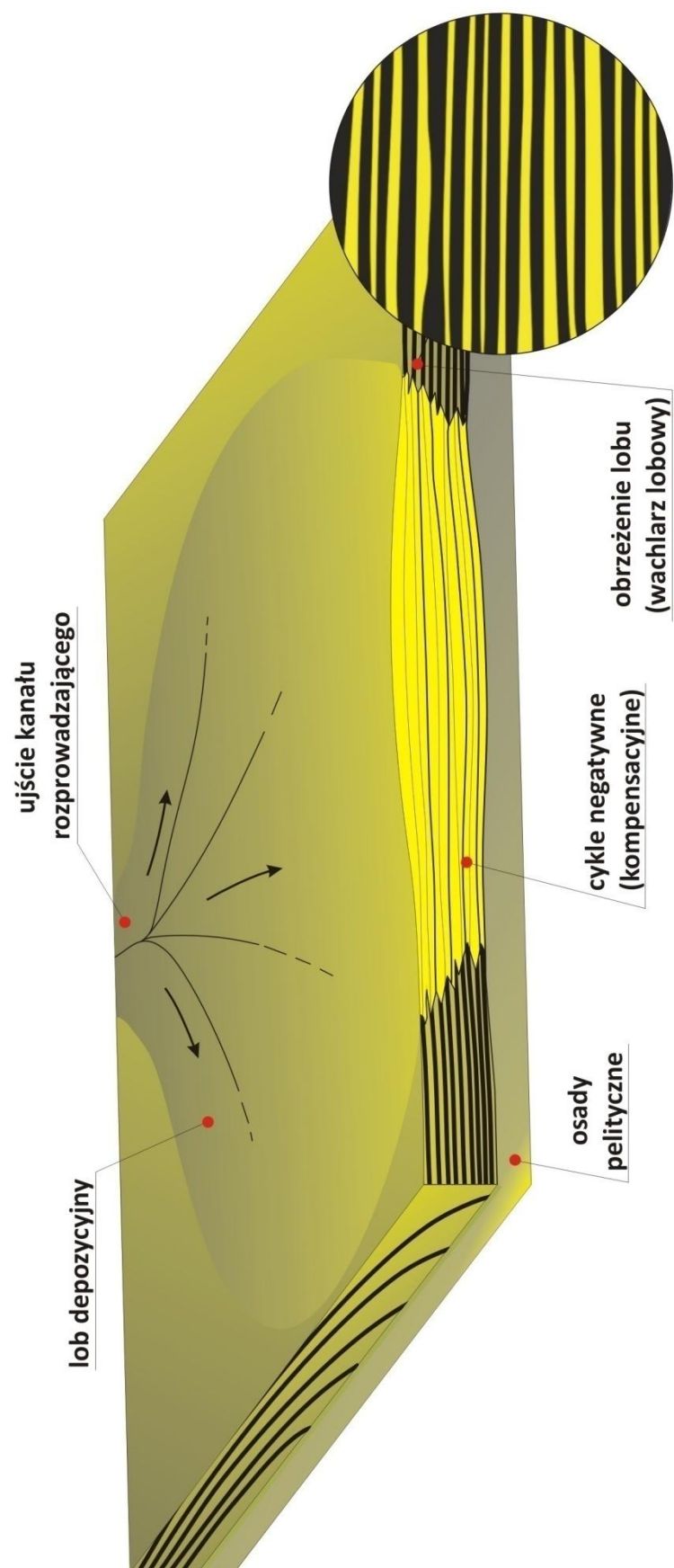


Fig.7.11 Osady wachlarza łobowego związane z zewnętrzną częścią stożka głębokowodnego.

8. Geoturystyczne znaczenie profili reprezentujących różne typy sedymentacji

Odstąpienia sedymentacji fliszowej są cennym elementem środowiska przyrodniczego Beskidu Małego i jego nadrzędnym komponentem abiotycznym. Stanowią integralną część lokalnego krajobrazu, który wskutek znacznego zróżnicowania jest doskonałym wyróżnikiem obszaru. Dzięki unikalnym walorom jak również wielu funkcjom jakie pełnią mogą być doskonałym produktem turystycznym, służącym wzrostowi ruchu turystycznego w regionie jak również rozwoju nowoczesnych (alternatywnych) form turystyki poznawczej, zwłaszcza geoturystyki (Fig.8.1).

NAUKOWE	obejmujące kompleksową analizę głębokowodnego środowiska sedymentacyjnego, poszczególnych jego subśrodowisk, jak również ewolucję basenu śląskiego na tle Karpat
DYDAKTYCZNE	polegające na rozwijaniu wiedzy geologicznej o Karpatach fliszowych, stożku głębokowodnym i cechach subśrodowisk stożka a także doskonaleniu w pracach terenowych w zakresie m. in. sedymentologii i petrografii
TURYSTYCZNE	wynikające z odwiedzania ciekawych geologicznie obiektów będących komponentem krajobrazu naturalnego, kontakcie z nimi i poznania historii geologicznej tych miejsc
HISTORYCZNE (KULTUROWE)	stanowiące relikty bogatych tradycji górnictwa skalnego; surowiec wykorzystywany w architekturze i sztuce, którego ślady do dziś zachowane są w postaci fasad, rzeźb i rozmaitych budowli (zapora, kanał)
REPREZENTATYWNE	będące wyróżnikiem obszaru w skali lokalnej lub regionalnej poprzez związek z daną (unikalną) częścią głębokowodnego stożka lub też mające znaczenie estetyczne za sprawą odmiennej kolorystyki, kształtu, udziału litofacji
UŻYTKOWE	przynoszące korzyści w sensie merytorycznym oraz materialnym, np. możliwość kolekcjonowania fragmentów skał z zachowanymi strukturami sedymentacyjnymi
WYCHOWAWCZE	kreujące właściwe postawy wobec obiektów przyrody nieożywionej, będących dziedzictwem geologicznym Karpat oraz zapewniające bliższy kontakt z naturą w celu jej zrozumienia i poszanowania
REKREACYJNO - WITALNE	związane z poprawą kondycji psychofizycznej wskutek przemierzania szlaków (tras tematycznych) oraz bezpośrednim kontakcie z naturą

Fig. 8.1 Funkcje obiektów fliszowych (na podst. Kożuchowski 2005, zmienione)

Skałki i ściany zarzuconych kamieniołomów występują chaotycznie w całym rejonie Beskidu Małego. Swoistą osobliwością są skałki, przeważające w południowym pasie omawianego obszaru. Ich obecność znacznie urozmaica morfologię obszaru, podnosząc jednocześnie jego wartość estetyczną. Wysoka wartość geologiczna skałek, z których część poddano ochronie prawnej oraz ich oryginalność od dawna pełnią bardzo ważną rolę

w kreowaniu ruchu turystycznego. Propagowaniu tej różnorodności sprzyja sąsiedztwo głównych szlaków turystycznych, wzdłuż których znajdują się najciekawsze i najbardziej okazałe formy.

O ile różnorodność skałek pozostaje elementem indywidualizującym krajobraz, o tyle nieczynne wyrobiska górnictwa skalnego wciąż wywołują mieszane uczucia i najczęściej kojarzone są z destrukcją zharmonizowanego środowiska naturalnego. Dodatkowo ich monumentalność sprawia, że z reguły postrzegane są jako szramy w lokalnym krajobrazie i obiekty w dużej mierze zaniżające wartość przyrodniczą obszaru. Z tego też powodu zapuszczone łomy w Beskidzie Małym są zapomnianymi miejscami, nie pełniącymi dziś istotnej funkcji w rozwoju żadnej z dziedzin lokalnej gospodarki.

Wartość obiektów fliszowych wynika z ich genezy – miejsca powstania, panujących warunków, mechanizmów, etc. Dla większości turystów nadrzędnym jest jednak aspekt estetyczny, wyrażający chęć zobaczenia obiektu bądź zjawiska atrakcyjnego lub/i spektakularnego. Niewątpliwie odmienny odbiór obiektów sedymentacji fliszowej ma związek z oddziaływaniem wizualnym tych obiektów oraz indywidualną ich percepcją (Nicholson 1995, Radwanek – Bąk 2007). O ile skałki, swoimi fantazyjnymi kształtami przyciągają uwagę turystów, o tyle nieczynne kamieniołomy Beskidu Małego interesują wyłącznie wąskie grono specjalistów, zwłaszcza geologów.

Słoność do braku zainteresowania kamieniołomami wynika w dużej mierze z braku uprzystępnienia turystycznego, zagospodarowania i rzetelnej informacji. To poważne zaniechanie, gdyż nieczynne łomy są cennym walorem kulturowym w skali całego regionu i stanowią relikwiel wielowiekowych tradycji górnictwa skalnego Beskidów Zachodnich. Dziwi fakt braku informacji w przewodnikach turystycznych o początkach eksploatacji, która dla Straconki sięga roku 1840, dla Porąbki roku 1921, zaś Kóz roku 1910 (Polak & Tomiczek 1994, materiały Arch. Państw.) oraz ciekawostek, jak choćby wykorzystania pozyskiwanego surowca w architekturze, budownictwie czy budownictwie drogowym, m.in. do budowy traktu Wilno – Kraków – Wiedeń (Leśniewski 1931). Jedynymi źródłami wiedzy na ten temat są opracowania historyczne lub monografie regionu (np. Siemionow 1984), a ostatnio Internet.

8.1 Geoturystyka - nowa wizja istniejącej koncepcji

W ogólnym rozumieniu idea geoturystyki polega na zdobywaniu wiedzy geologicznej o obiekcie bądź obszarze poprzez czynną turystykę. W szerszym ujęciu geoturystyka zajmuje się promocją walorów geologicznych obiektów geoturystycznych wśród odbiorców nieprofesjonalnych i ochroną tych miejsc (por. Hose 2000, Alexandrowicz & Alexandrowicz 2002), a także poznaniem genezy obiektów połączonym z doznaniem wrażeń estetycznych (Słomka & Kicińska-Świdorska 2004). Innymi słowy geoturystyka jest alternatywą dla turystów nastawionych nie tylko na odwiedzenie miejsc ciekawych geologicznie (w sensie estetycznym), ale również do poznania i zrozumienia ich geologicznej historii.

Do najważniejszych zadań geoturystyki należy:

- propagowanie wiedzy geologicznej,
- inwentaryzacja obiektów geologicznych na potrzeby turystyki,
- waloryzacja obszarów i obiektów pod kątem atrakcyjności geoturystycznej,
- opracowanie właściwych sposobów promocji dziedzictwa geologicznego,
- ochrona stanowisk geologicznych poprzez racjonalne ich wykorzystanie.

Geoturystyka jest skomplikowaną dziedziną, którą należy rozpatrywać w wielu płaszczyznach. W związku z tym brak jest spójnej definicji i jednoznacznego usystematyzowania. Według różnych autorów geoturystyka jest subsektorem turystyki naturalnego obszaru (*natural area tourism*) i częścią ekoturystyki (Newsome *et al.* 2002), działem turystyki poznawczej i kwalifikowanej (Słomka & Kicińska-Świdorska 2004), formą turystyki krajoznawczej (Różycki 2005) jak również kierunkiem geoochrony i zrównoważonego rozwoju (Pforr & Megerle 2006). Sfera geoturystyki nie ogranicza się zatem wyłącznie do nauk geologicznych i turystyki lecz poprzez cele i zadania łączy się z takimi dyscyplinami jak ochrona przyrody nieożywionej, pedagogika czy ekonomia (Fig.8.2).

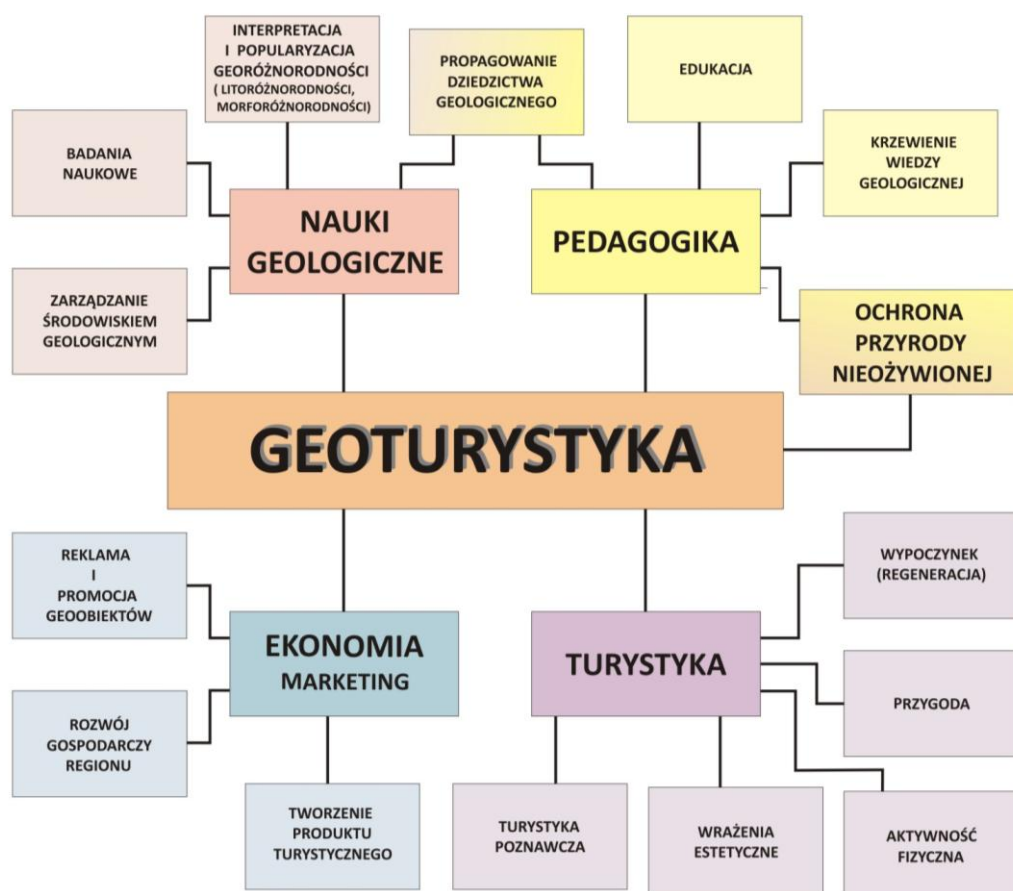


Fig. 8.2 Interdyscyplinarny wymiar geoturystyki

W typologii turystyki geoturystyka może być rozpatrywana jako niezależna forma, jednakże ściśle zaakcentowany jest jej związek z innymi rodzajami turystyki (Różycki 2005, Miśkiewicz 2007) jak również sposobami jej uprawiania. Na tej podstawie geoturystykę można rozważać jako (na podst. Gaworecki 2007, zmienione):

- turystykę weekendową – krótkotrwałym i niedalekim wyjazdem połączonym ze zwiedzaniem pojedynczych obiektów lub kilku np. tworzących trasę dydaktyczną.
- turystykę motywacyjną – będącą następstwem efektywnej pracy, zorganizowanym wyjazdem - nagrodą za osiągnięte wyniki,
- turystykę kongresową – elementem uatrakcyjniającym rozmaite zjazdy, konferencje bądź sympozja,
- turystyką socjalną – ciekawą i darmową, możliwą do uprawiania dla każdego, bez względu na statut społeczny,

- turystyką lokalną – służącą pogłębianiu wiedzy geologicznej o regionie przez mieszkańców,
- turystyką inspiracyjną – taką, która zachęca do wzbogacania oferty turystycznej innego regionu poprzez tworzenie podobnych tras czy zagospodarowania obiektów geologicznych.

Mimo, że termin geoturystyka jest relatywnie nowym, koncepcja ta od dawna funkcjonuje, choć w znacznie węższym zakresie (por. Gates 2006). Załączki geoturystyki widoczne są w pracach i działalności wielkich uczonych, geologów i miłośników przyrody, m.in. Stanisława Staszica czy Ludwika Zejsznera. Także aktywność towarzystw krajoznawczych i przyrodniczych np. Towarzystwa Tatrzańskiego, Polskiego Towarzystwa Geologicznego (por. Alexandrowicz & Alexandrowicz 2002), dążących do propagowania wiadomości o przyrodzie ojczystej, wpisuje się w nurt geoturystyki mimo, że ich działalność skierowana była nierzadko do środowisk naukowych. Wydaje się zatem, iż o ile „wczesna” geoturystyka miała wymiar prawie wyłącznie krajoznawczy, o tyle niezmiennym pozostał estetyczny i poznawczy motyw jej uprawiania (Hose 2006).

Obecnie krzewienie geoturystyki wpisuje się w program działalności wielu instytucji naukowych a przede wszystkim w kanon nauczania uczelni wyższych. Prekursorem w tej dziedzinie jest Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska w Akademii Górniczo – Hutniczej w Krakowie, gdzie specjalność - geoturystyka funkcjonuje od 1999 roku. Studenci tej specjalności kompleksową wiedzę teoretyczną pogłębiają w trakcie praktyk na terenie Polski oraz Europy, gdzie zdobywają praktyczną umiejętność łączenia turystyki ze zdobywaniem wiedzy jak również poznają sposoby właściwego zagospodarowania obiektów przyrody nieożywionej (por. Alexandrowicz & Alexandrowicz 2002, Słomka & Kicińska – Świdorska 2004, Słomka *et al.* 2008).

8.2 Funkcje geoturystyki w odniesieniu do obiektów fliszowych

Rozwój geoturystyki w Beskidzie Małym zapewnia duży potencjał edukacyjny dobrze wyeksponowanych odsłoneń fliszowych, umożliwiających niektórym turystom rozwijanie kompleksowej wiedzy o głębokowodnym środowisku fliszowym. Bezpośredni kontakt z odsłonięciami zapewnia ich właściwy odbiór, jak również zminimalizowanie dystansu w postrzeganiu tychże obiektów. Jednocześnie zdobywanie wiedzy może nastąpić przy

zachowaniu właściwych dla turystyki swobody, wypoczynku i rozrywki (Gaworecki 2007). Proces poznania może być tym korzystniejszy, iż Beskid Mały stanowi obszar parku krajobrazowego, w którym zasady ochrony przyrody nie są na tyle restrykcyjne jak w parku narodowym czy rezerwacie przyrody (Dz. U. 2004 Nr 92, poz. 880). Sprzyja to możliwości przeprowadzania stosownych obserwacji i badań (por. Alexandrowicz & Alexandrowicz 2002), właściwemu przystosowaniu obiektów fliszowych do użytkowania geoturystycznego czy też zwiedzania obiektów, które zlokalizowane są poza wyznaczonymi szlakami turystycznymi.

Wydaje się oczywistym, że poznanie głębokowodnego środowiska sedimentacji można rozpatrywać w ujęciu podstawowym, adresowanym do dzieci i młodzieży szkolnej w ramach lekcji geografii bądź przyrody lub bardziej szczegółowym, którego odbiorcami mogą być studenci kierunków geologicznych, przyrodniczych, miłośnicy przyrody, itp.

- Ujęcie podstawowe obejmuje poznanie środowiska fliszowego *sensu lato*. Istota tej funkcji polega na elementarnym poznaniu osadów fliszowych oraz głównych cech tychże utworów (np. makroskopowy opis skały według podanego schematu, obserwacja struktur wewnątrzławicowych).

- W ujęciu szczegółowym nacisk położony jest na charakterystykę stref głębokowodnego stożka z uwzględnieniem typowego dla danej strefy wykształcenia i udziału litofacji. Ważna jest umiejętność rozróżniania poszczególnych subs środowisk na podstawie charakterystycznych cech osadów, obejmujących następstwo litofacji, miąższość, stosunek frakcji grubo- do drobnookruchowych czy obecność sekwencji pozytywnych lub negatywnych.

Zadania geoturystyki czynią zeń najlepsze narzędzie promocji obiektów fliszowych. Celem takiego działania jest rozbudzenie zainteresowania tymi obiektami wśród turystów poprzez zwrócenie uwagi na ich wieloaspektowość – od zdobycia wiedzy do poprawy kondycji fizycznej, ogólnej witalności i przeżycia przygody towarzyszącej zwiedzaniu. Promocja obiektów to także korzyści ekonomiczne dla jednostek samorządowych, wynikające z rozwoju ruchu i związanego z nim zaplecza turystycznego - rozwój baz towarzyszących, generowanie nowych miejsc pracy (por. Weber & Eckhardt 2003, Bębenek 2006, 2008). Konsekwencją działania możliwe jest wypromowanie markowego produktu turystycznego – geoturystyki fliszowej.

Geoturystykę należy rozpatrywać w wymiarze społeczno – ekonomicznym. Popularyzatorskie działania tej dyscypliny skoncentrowane na dziedzictwie geologicznym powodują nie tylko podniesienie poziomu wiedzy z zakresu nauk przyrodniczych ale budowanie trwałych relacji człowiek – środowisko naturalne. W tworzeniu tych relacji niezbędnym jest wskazywanie roli obiektów dla człowieka i korzyści jakie przynosi ich właściwe wykorzystanie. Szczególnie ważne są te ostatnie, gdyż są one warunkiem społecznej akceptacji i zadowolenia.

W geoturystyce mocno zaakcentowany jest jej związek z geoochroną (Komoo 1997, Hose 2000, Alexandrowicz & Alexandrowicz 2002). Relacja ta jest to o tyle ważna, że degradacyjna działalność człowieka, oprócz naturalnej jest jednym z wielu zagrożeń dla obiektów sedymentacji fliszowej. Procederem tym rzadziej dotknięte są skałki niż kamieniołomy. Te ostatnie, zlokalizowane blisko dróg, sprzyjają tworzeniu w ich obrębie dzikich wysypisk śmieci czy składowaniu groźnych dla zdrowia surowców, np. wyrobów azbestowych (Porąbka - Kozubnik). Działanie takie powoduje nie tylko powolną dewastację samego obszaru ale również znaczne zanieczyszczenie sąsiadujących cieków i lasów.

Poważnym niebezpieczeństwem dla opracowanych odsłonięć jest również ich niewłaściwe, „dzikie” użytkowanie turystyczne, szczególnie wykorzystanie do wspinaczki skałkowej. Przystosowanie obiektu do tego rodzaju turystyki wymaga założenia asekuracyjnych haków (ringów), co z kolei niesie za sobą ingerencję w budowę ławicy i niszczenie interesujących struktur wewnątrzławicowych. Ponadto, do wspinaczki wykorzystuje się też te skałki, które objęte są prawną ochroną w formie pomników przyrody nieożywionej (Kamień) (Alexandrowicz *et al.* 2000)

Niemniej ważnym jest postępująca sukcesja roślinna. To niekorzystne zjawisko prowadzi do dezintegracji skały i zatraceniu jej cennych elementów. Sukcesja jest wprawdzie działaniem długofalowym, jednakże obejmuje zwykle duże fragmenty odsłonięcia, powodując negatywne i nieodwracalne w skutkach zmiany.

Rola geoturystyki w geoochronie sprowadza się do podniesienia świadomości społecznej w zakresie wartości dziedzictwa geologicznego jakim są odsłonięcia fliszowe. Uwydatnienie walorów dydaktycznych tych obiektów prowadzi do zmiany ich postrzegania, ze starych wyrobisk do atrakcji geologicznych. Pomocnymi działaniami mogą okazać się spotkania z lokalną społecznością, wykłady i prezentacje, wycieczki z przeszkolonym

personalem, itp. oraz wszelkiego rodzaju środki przekazu zmierzające do rozbudzenia zainteresowania a w konsekwencji wzrostu poszanowania (Van Loon 2008).

Ochrona różnorodności obiektów fliszowych może być zapewniona dzięki odpowiedniemu, kontrolowanemu uprząstkowaniu turystycznemu tych miejsc połączonego z ich promocją. Korzyściami płynącymi z takiego działania są wszelkie zabiegi konserwatorskie, którym obiekty muszą być poddane przed wykorzystaniem turystycznym jak również ciągła pielęgnacja towarzysząca użytkowaniu. Obiekty, które z czasem stają się wyróżnikiem obszaru powodują też wzrost zainteresowania lokalnej społeczności. Ponieważ mieszkańcy identyfikują z obiektami swój region i znają ich wartość dla gospodarki, mają poczucie obowiązku zadbania o nie i sprawowania pieczy nad ich właściwym użytkowaniem przez turystów.

8.3 Perspektywy rozwoju obszaru poprzez geoturystyczne zagospodarowanie odsłoneń

W odróżnieniu od dotychczasowego postrzegania, nieczynne kamieniołomy coraz powszechniej rozpatruje się w kategoriach elementów przyrodniczo – kulturowych wzbogacających monotony krajobraz lokalny (Nita & Myga - Piątek 2006). Zdegradowane przez przemysł obszary poddawane są procesom rewitalizacji, mającym na celu zapewnienie im funkcji użytkowej poprzez odpowiednią adaptację (Pietrzyk-Sokulska 2005, Starzewska-Sikora 2007). Rewitalizacja przyjmuje kierunek biologiczny bądź usługowo – rekreacyjny, ale wybór ten uzależniony jest od rozmaitych czynników; przyrodniczych, technicznych jak również ekonomicznych (Paulo 2008).

Wybór właściwej adaptacji dla odsłoneń fliszowych nie jest łatwy i wymaga zaangażowania i współpracy wielu podmiotów odpowiedzialnych za administrację, planowanie przestrzenne, architekturę krajobrazu i ochronę środowiska. Nieocenionym jest również wkład lokalnych mieszkańców, którzy czują się częścią projektu i są za niego odpowiedzialni (Marciniak 2009). Specyfika odsłoneń fliszowych wymaga indywidualnego analizowania odsłoneń tak, aby jak najkorzystniej wydobyć jego potencjał dydaktyczny. Adaptacja geoobektu powinna być bowiem zgodna ze społecznym zapotrzebowaniem w celu zapewnienia równowagi pomiędzy wykorzystaniem a jego ochroną. Dodatkowo musi przynosić długofalowe korzyści dla rozpatrywanego regionu (Fig. 8.3).

Dobrym przykładem należytego wykorzystania obiektu geologicznego w geoturystyce jest adaptacja nieczynnego kamieniołomu piaskowców grodziskich w Żegocinie (Fig. 8.4). Racjonalne zagospodarowanie tego miejsca rozwiązało dotychczasowy problem braku estetyki a jednocześnie umożliwiło wydobycie najcenniejszego elementu – wiedzy o budowie geologicznej regionu i historii eksploatacji surowca. Takie rozwiązanie pozwoliło wyróżnić Żegocinę na tle sąsiednich miejscowości oraz znacznie urozmaicić ofertę turystyczną całej gminy.

W kontekście rozwoju geoturystyki w obszarze Beskidu Małego, najkorzystniejszym rozwiązaniem dla odsłonięć fliszowych jest zastosowanie dla nich takiego kierunku adaptacji, dzięki któremu udostępnienie turystyczne obiektów wiązałoby się z ich kontrolowanym użytkowaniem zgodnym z zasadami zrównoważonego rozwoju (Berdo 2006, Warszńska 2006). Ważnym jest bowiem by rozwinięciu dydaktycznych walorów obiektów geologicznych towarzyszyło też poszerzenie świadomości społecznej w aspekcie sozologicznym sensu Goetel.



Fig.8.3 Cele zagospodarowania turystycznego (zebrane z wielu źródeł)

Rodzi się jednak pytanie o możliwość i rodzaj adaptacji dla najcenniejszych obiektów, poddanych ochronie prawnej w formie pomników przyrody nieożywionej lub stanowisk dokumentacyjnych. Wprawdzie ograniczenia związane z ustawą zakazują ingerencji, jednak nie dotyczą przypadków działania na rzecz ochrony lub w celach publicznych (Art. 45 § 2).



Fig. 8.4 Uroczyste otwarcie kamieniołomu jako obiektu geoturystycznego – 27 X 2005 (fot. autor). Tablica informacyjna redagowana przez ówczesnego pracownika Katedry Geologii Ogólnej, Ochrony Środowiska i Geoturystyki AGH, dr inż. Tadeusza Leśniaka

Niemniej tego typu obiekty warto pozostawić bez zmian i objąć je koncepcją *soft geoturism* czyli takim rodzajem geoturystyki, która ogranicza się wyłącznie do obserwacji podczas której odsłonięcia nie zostaje w żaden sposób naruszone (por. Kożuchowski 2005).

Geoturystyczny kierunek adaptacji wymaga właściwej koncepcji zagospodarowania, która powinna być tak skonstruowana by skierowana była i zaspakajała potrzeby wielu grup odbiorców (Wpływ turystyki... 2006). W związku z tym, o ile to możliwe należy tak ukierunkować zagospodarowanie, aby prócz nadrzędnej funkcji dydaktycznej obiekt lub obszar mógł pełnić funkcję dodatkową, np. sportową czy rekreacyjną (Fig. 8.5,8.6,8.7). Zdobywanie wiedzy poprzez uprawianie geoturystyki powinno stwarzać komfort psychiczny i nie być w żaden sposób wymuszonym. W zależności od rodzaju odbiorców mogłoby być połączone z dodatkową aktywnością, np. poprzez wspinaczkę skałkową dla młodzieży (Straconka) czy odpoczynkiem przy ognisku (Kaczyna) (Tabl.II, V). Pełni to rolę „przynęty” dla turystów, którzy przedkładają atrakcje tego rodzaju nad wiedzę z zakresu budowy geologicznej. Czas spędzony przy obiekcie może bowiem spowodować potrzebę bliższego poznania, a w perspektywie rozbudzenie zainteresowania naukami o Ziemi.



Fig. 8.5 Koncepcja zagospodarowania odsłonięcia warstw godulskich w Straconce



Fig. 8.6 Wizualizacja wykorzystania kamieniołomu warstw lgockich w Kaczynie dla rozwoju geoturystyki

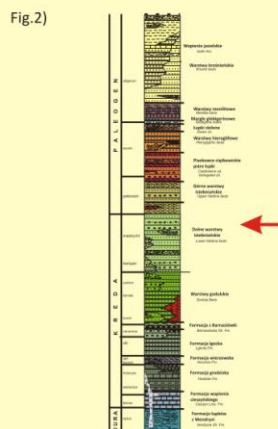
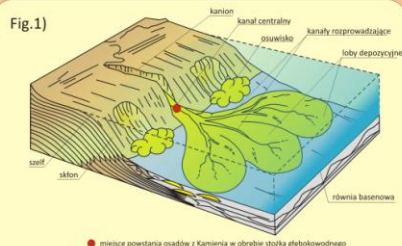


Fig. 8.7 Projekt adaptacji nieczynnego kamieniołomu w Porąbce – Kozubniku do rozwoju geoturystyki

Nieodzownym elementem zagospodarowania każdego odsłonięcia powinna być tablica informacyjna (Fig. 8.8, 8.9, 8.10). Z uwagi, iż jest ona podstawowym źródłem danych o obiekcie bardzo ważnym jest jej prawidłowe zaprojektowanie. Zawiera się w tym jasna kompozycja, klarowność i właściwy stosunek figur do tekstu. Niejednokrotnie umiejętnie dobrany schemat bądź diagram jest bardziej czytelny, niż opis tekstowy, który częściej zniechęca niż zachęca do zapoznania. Równie ważnym jest wyważona ilość informacji, które nie powinny być wyczerpującymi po to, aby wzbudzić zainteresowanie, dać wrażenie niedosytu i zachęcić do dalszego poszerzenia wiedzy.

Zgodnie z popularyzatorską ideą geoturystyki następstwem zagospodarowania turystycznego stanowisk i udostępnienia ich turystom powinna być ich właściwa promocja (por. Piranha *et al.* 2008). W tym celu ważnym jest opracowanie odpowiednich materiałów promocyjnych – folderów, prospektów i artykułów w lokalnej prasie. Dużą rolę odgrywa też strona www, gwarantująca szeroki dostęp do zainteresowanych odbiorców. Wszelkie materiały powinny zachęcać do zwiedzania, przez co powinny być nie tylko starannie wykonane, ale darmowe i łatwo osiągalne; w każdym urzędzie gminy, punkcie informacji turystycznej czy gminnym ośrodku kultury. Przy ich realizacji niezbędnym jest zawiązanie współpracy pomiędzy instytucjami administracyjnymi, jednostkami naukowymi a także

KAMIEŃ - ODSŁONIĘCIE OSADÓW KANAŁOWYCH STOŻKA GŁĘBOKOWODNEGO



Karpaty Zewnętrzne zbudowane są z serii fliszowych, czyli naprzemianległych zlepieńców, piaskowców i łupków. Utwory te osadzały się w głębokim morzu, tworząc m.in. podwodne stożki (Fig.1). Miąższość osadów osiągała nawet kilka tysięcy metrów (Fig.2). W miocenie (ok.20 mln lat temu) powstałe serie zostały oderwane od podłoża, sfaldowane i ponasuwane na siebie jako wielkie płyty, zwane płaszczowinami.

Wzgórze Kamień budują warstwy istebniańskie dolne (Fig.2). Kształt skały związany jest ściśle z niszczącym działaniem procesów erozji, wietrzenia i powierzchniowych ruchów masowych. Współdziałanie tych procesów odpowiada za urozmaiconą rzeźbę karpaccich skałek. W odsłonięciu najbardziej widoczną jest nieregularna powierzchnia, spowodowana działaniem długotrwałego, selektywnego wietrzenia. W efekcie, ławice zbudowane z grubszy materiału tworzą wklęsłe formy, w przeciwieństwie do wypukłych form ławic drobnookruchowych (Fig.3). Urozmaiceniu oblicza skałki sprzyjało ługowanie spoiwa przez krążącą w skałe wodę. Działanie wód najlepiej podkreślają chaotycznie rozmieszczone, owalne zagłębienia oraz zaokrąglone krawędzie rozwinięte wzdłuż spękaniach ciosowych (Fig.4), dobrze widoczne w górnych partiach skały. Mikrorzeźbę skały wzbogacają także niewielkie struktury arkadowe (Fig.5), rozwinięte wzdłuż powierzchni oddzielności.

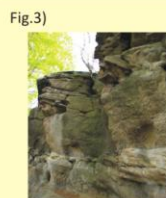
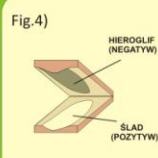
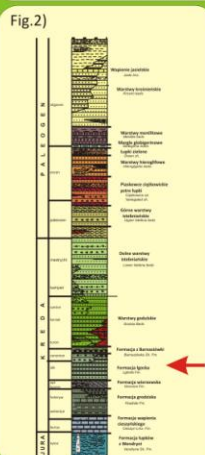
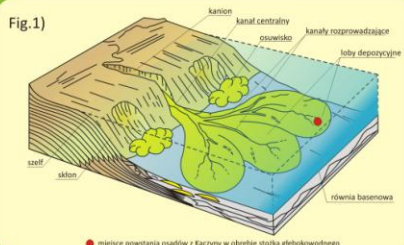


Fig. 8.8 Projekt tablicy informacyjnej dla odsłonięcia osadów kanałowych stożka wewnętrznego z Kamienia

KACZYNA - ODSŁONIĘCIE OSADÓW LOBOWYCH STOŻKA GŁĘBOKOWODNEGO



Karpaty Zewnętrzne zbudowane są z serii fliszowych, czyli naprzemianległych zlepieńców, piaskowców i łupków. Utwory te osadzały się w głębokim morzu, tworząc m.in. podwodne stożki (Fig.1). Miąższość osadów osiągała nawet kilka tysięcy metrów (Fig.2). W miocenie (ok. 20 mln lat temu) powstałe serie zostały oderwane od podłoża, sfaldowane i ponasuwane na siebie jako wielkie płyty, zwane płaszczowinami.

Odsłonięcie z Kaczyny reprezentuje strefę lobu depozycyjnego (patrz Fig.1). Jest to rozległy obszar, mogący osiągnąć nawet kilka kilometrów szerokości. W związku z długą drogą transportu ziaren, w strefie lobu przeważają osady drobnoziarniste. Wśród utworów z Kaczyny dominują piaskowce drobno-, rzadziej średnioziarniste oraz łupki.

W ławicach piaskowców występują różne rodzaje warstwowania, znane jako sekwencja Boumy (Fig.3). Jest ona rezultatem powolnego wyhamowania prądu niosącego materiał. Kolejne jej człony są niepełne. Do najczęściej spotykanych należą laminacja równoległa (Fig.5) i warstwowanie przekątne (Fig.6). Na spągowych (dolnych) powierzchniach piaskowców widoczne są hieroglify mechaniczne (Fig.4), czyli odlewy śladów działania prądu. Wśród nich jamki wirowe (Fig.7), wskazujące kierunek płynięcia prądu.

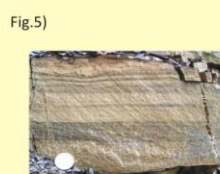
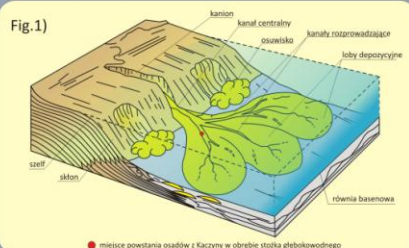


Fig. 8.9 Projekt tablicy informacyjnej dla odsłonięcia osadów lobowych stożka zewnętrznego z Kaczyny

PORĄBKA - ODSŁONIĘCIE OSADÓW KRAWĘDZI KANAŁU STOŻKA GŁĘBOKOWODNEGO



Karpaty Zewnętrzne zbudowane są z serii fliszowych, czyli naprzemianległych zlepieńców, piaskowców i łupków. Utwory te osadzały się w głębokim morzu, tworząc m.in. podwodne stożki (Fig.1). Miąższość osadów osiągała nawet kilka tysięcy metrów (Fig.2). W miocenie (ok. 20 mln lat temu) powstałe serie zostały oderwane od podłoża, sfaldowane i ponasuwane na siebie jako wielkie płyty, zwane płaszczewinami.

Odsłonięcie warstw godulskich w Porąbce reprezentuje strefę krawędzi kanału stożka głębokowodnego (Fig.1). W przeciwieństwie do części osiowej kanału, w krawędziowej przeważa materiał drobnziarnisty (Fig.3), stąd profil budują drobno- i średnioziarniste piaskowce oraz mułowce. Zielonkawe zabarwienie piaskowców związane jest z obecnością w ich składzie minerału - glaukonitu.

W ławicach piaskowców występują różne rodzaje warstwowania. Jest ono związane z powolnym wyhamowaniem prądu transportującego ziarna. Powszechnie występuje laminacja równoległa, przechodząca ku górze w przekątną (Fig.5). Spągowe (dolne) powierzchnie piaskowców pokrywają hieroglify mechaniczne (Fig.4), czyli odlewy śladów działania prądu. Należą tu m.in. odlewy śladów opływania (Fig.6), bruzdy prądowe (Fig.7). Nierzadko występują także hieroglify organiczne (bioglify), będące pozostałością po działalności życiowej organizmów żywych (Fig.8).

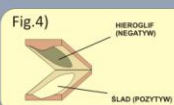
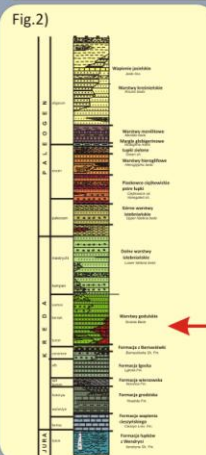


Fig.5)



Fig.6)



Fig.7)



Fig.8)



Fig. 8.10 Projekt tablicy informacyjnej dla odsłonięcia osadów przejściowych z Porąbki

stowarzyszeniami (np. Towarzystwo Miłośników Ziemi Żywieckiej, Towarzystwo Miłośników Międzybrodzia). Właściwa koordynacja działań w zakresie promocji obiektów fliszowych prowadzi do:

- wydłużenia sezonu turystycznego przez poprawę atrakcyjności turystycznej obszaru,
- wzbogacenia i wzmocnienia atrakcyjności istniejącej oferty turystycznej Beskidu Małego,
- stworzenia regionalnego produktu turystycznego,
- wsparcia rozwoju istniejącej bazy turystycznej,
- przeciwstawienia antropopresji.

Charakterystycznym dla opracowanych odsłonień jest, iż reprezentują różne subs środowiska tego samego środowiska sedimentacji. I mimo różnego wieku osadów bądź odmiennej formacji są poszczególnymi elementami struktury stożka głębokowodnego (Fig. 8.11). W związku z tym stanowią pewną całość, która powinna, choć nie musi, rozpatrywana być zbiorczo.

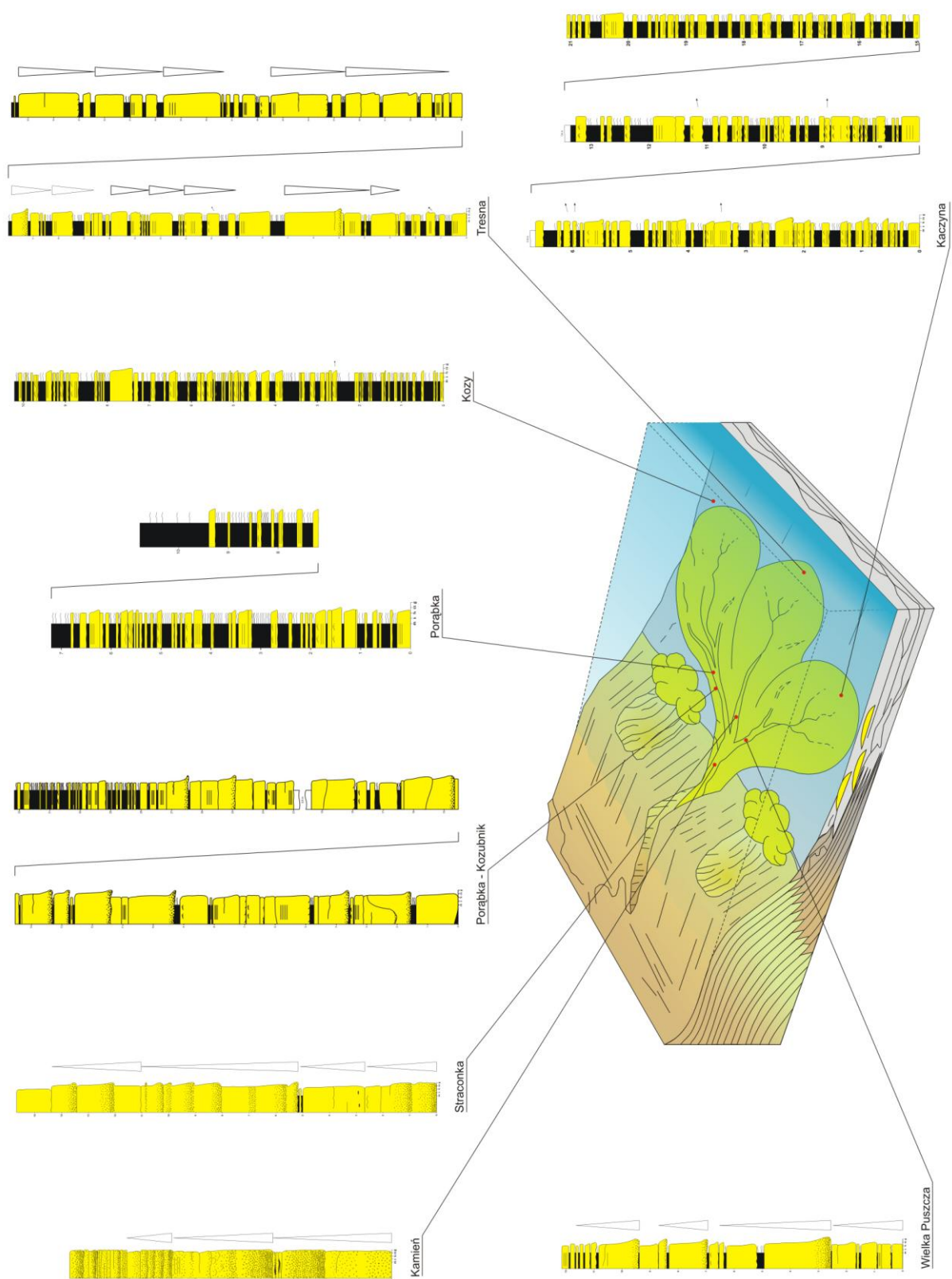


Fig. 8.11 Rozmieszczenie analizowanych odsłoneń sedymentacji fliszowej w modelu stożka głębokowodnego

Znakomitym sposobem zapoznania się z architekturą stożka głębokowodnego jest połączenia analizowanych odsłoneń w kolejne punkty dydaktycznej trasy geoturystycznej. (Fig. 8.12). Każde odsłonięcie, traktowane jako element całości, może dostarczyć w miarę pełnej informacji o jednej ze stref stożka i charakteryzujących ją cechach – wykształceniem osadów, stosunkiem litofacji piaskowców do łupków oraz obecnością cykli pozytywnych bądź negatywnych. Ponadto stwarza szansę na porównanie wykształcenia odsłoneń, powstałych w tym samym subsródownisku lecz w różnym czasie albo systemie (np. Straconka – Wielka Puszcza, Tresna – Kaczyna).

Wydaje się, że trasa geoturystyczna skupiająca opracowane obiekty fliszowe w Beskidzie Małym może stanowić wartościowy produkt turystyczny, który będzie charakteryzować:

- spójność merytoryczna,
- czytelność (łatwość w użytkowaniu i orientacji),
- atrakcyjność (możliwość podziwiania widoków, dóbr kulturowych).

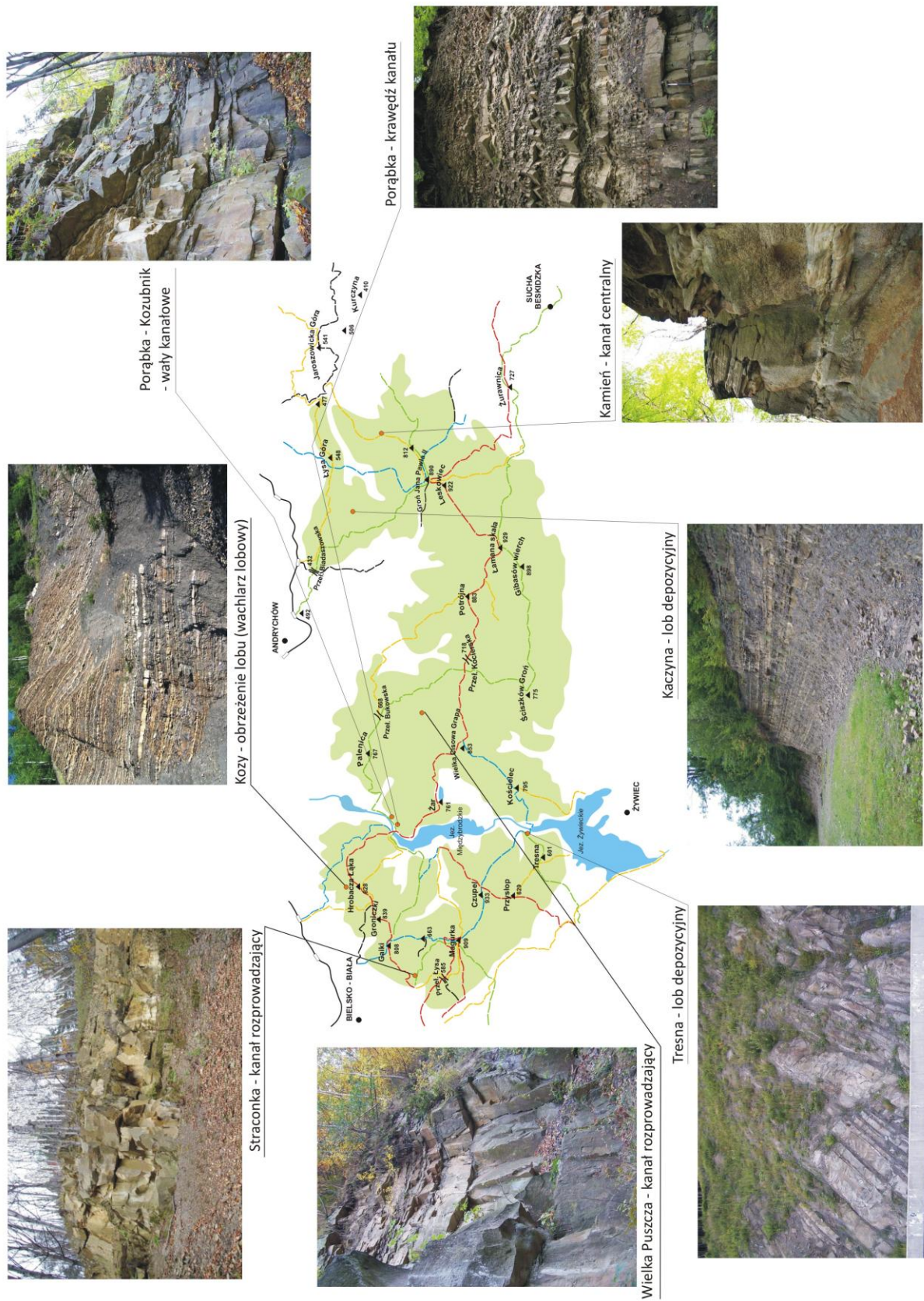


Fig. 8.12 Trasa dydaktyczna reprezentująca różne części stożka głębokowodnego

9. Wnioski

1. Beskid Mały jest zróżnicowanym geologicznie obszarem, w którym odsłania się niemal kompletny profil utworów jednostki śląskiej, od późnej jury do oligocenu. Utwory te powstawały w głębokowodnym środowisku morskim w obrębie jednopunktowo zasilanego stożka głębokowodnego i liniowo zasilanego fartucha. Odsłonięcia profili tych utworów są stosunkowo rzadkie. Lepiej zachowane są te, które reprezentują środowisko stożka głębokowodnego.
2. Rozpoznano i scharakteryzowano 7 głównych litofacji - zlepieńców (C), zlepieńców zapiaszczonych (CS), piaskowców zlepieńcowatych (SC), piaskowców (S), piaskowców z mułowcami (SM), mułowców z piaskowcami (MS) oraz mułowców (M). W ich obrębie wyróżniono liczne subfacje, a na podstawie obszernej literatury wskazano mechanizmy ich powstawania – spływy grawitacyjne i sedymentację pelagiczną. Stwierdzono, że najczęściej występowały litofacje piaskowców i piaskowców z mułowcami, najrzadziej zlepieńców i mułowców.
3. Na podstawie wykształcenia osadów oraz następstwa litofacji stwierdzono, że powstały one w strefach wewnętrznej, środkowej i zewnętrznej głębokowodnego stożka. Szczegółowa analiza sedymentologiczna i badania struktur wewnątrzławicowych pozwoliły na wskazanie mechanizmów powstania ławic – spływów rumoszowych (debris flow) lub piaszczystych (sandy debris flow), spływów upłynnionego materiału, wysoko, bądź nisko gęstościowych prądów zawieszinowych i sedymentacji pelagicznej.
4. Dla przeanalizowanych odsłonień skonstruowano przestrzenne, pojęciowe modele subśrodowisk głębokowodnego stożka, odpowiadających miejscom ich powstania. Uwzględniono w nich najważniejszych cechy subśrodowisk takie jak: morfologia, typy i następstwa litofacji, obecność cykli pozytywnych bądź negatywnych. Przedstawione modele służą lepszemu poznaniu poszczególnych subśrodowisk stożka głębokowodnego.
- 4a. W modelu subśrodowiska kanału centralnego, reprezentowanego przez osady z Kamienia podkreślono dominację grubookruchowych, źle wysortowanych spływów rumoszowych (debris flow), wypełniających wnętrze kanału oraz prądów zawieszinowych, budujących wały. Wskazano na ruchy masowe rozwijające się w ścianach kanału i na skłonie. Zaznaczono również kopalne utwory podłoża (bloki ześlizgowe, osuwiska, kopalne kanały).

4b. Profilom osadów ze Straconki i Wielkiej Puszczy odpowiada model subśrodowiska kanałów rozprowadzających. Wybitnym jest udział gęstych spływów grawitacyjnych (piaszczyste spływy rumoszowe lub wysokogęstościowe prądy zawiesinowe) w części osiowej kanałów, które odpowiadają utworom ze Straconki oraz piaszczystych spływów rumoszowych z epizodami sedymentacji hemipelagicznej bądź kombinacją różnie skoncentrowanych prądów zawiesinowych reprezentujących lateralne części kanału z Wielkiej Puszczy. Zachowane zostały cykle pozytywne, wzorcowe dla osadów kanałowych. Wykazano, że profile cienkoławicowych utworów międzykanałowych, powstały z prądów zawiesinowych przelewających się przez oś wałów.

4c. Model subśrodowiska lobowego ukazuje rozległy obszar depozycyjny, sięgający równi basenowej. Wyraźnie zaznaczono jego progradujący charakter. W nawiązaniu do odsłoneń z Tresnej i Kaczyny uwypuklono udział różnie skoncentrowanych prądów zawiesinowych oraz sedymentacji hemipelagicznej. Zaakcentowano cykle negatywne, typowe dla lobów.

4d. W modelach subśrodowisk przejściowych uwidoczniono strefę zazębienia utworów różnych subśrodowisk. Wskazano na dominację prądów zawiesinowych i sedymentacji pelagicznej oraz różnice w wykształceniu poszczególnych osadów, wyrażone wysortowaniem materiału lub udziałem piaskowców.

5. Wytypowane odsłoneńcia są cennym elementem przyrodniczo – krajobrazowo – kulturowym Beskidu Małego oraz bogatym źródłem informacji o środowisku fliszowym i orogene karpackim. Na tej podstawie można stwierdzić, że najlepszym sposobem popularyzacji tej wiedzy jest rozwój geoturystyki w badanym obszarze. Niesie to za sobą potrzebę odpowiedniego uprzystępnienia turystycznego oraz przystosowania miejsc w celu najlepszego wydobycia potencjału dydaktycznego.

6. Przedstawiono wizualizacje zagospodarowania geoturystycznego odsłoneń, reprezentujących odmienne subśrodowiska stożka głębokowodnego, zgodną z zasadami zrównoważonego rozwoju. Do wybranych odsłoneń zaprojektowano tablice informacyjne, będące niezbędną częścią zagospodarowania. Zawarto w nich elementarne informacje odnośnie genezy odsłoneńcia i jego najciekawszych elementów, zredagowane w taki sposób, aby były skierowane do szerokiego grona odbiorców.

10. Plansze

TABELA I

Odsłonięcie warstw istebniańskich na wzgórzu Kamień, reprezentujących osady kanału centralnego wewnętrznej strefy głębokowodnego stożka.

I.1 Widok ogólny odsłonięcia.

I.2 System ciosu ortogonalnego.

I.3 Zagłębienia związane z nierównomiernym ługowaniem spoiwa.

I.4 Struktury arkadowe i bruzdy rozwinięte wzdłuż powierzchni oddzielności.

I.5 Materiał egzotyczny miąższych ławic. Charakterystyczne ułożenie dłuższymi osiami ziarn równoległe do kierunku spływu.

I.6 Haki (ringi) służące asekuracji przy wspinaczce skałkowej jako przejaw „dzikiej” adaptacji na potrzeby turystyki kwalifikowanej.

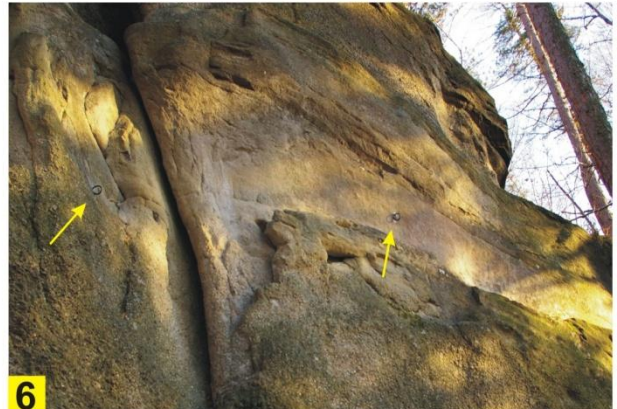
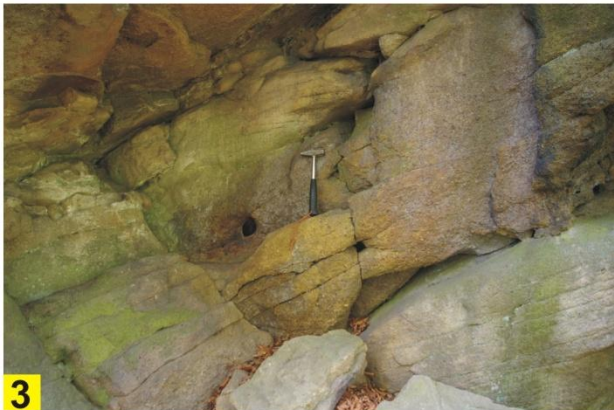
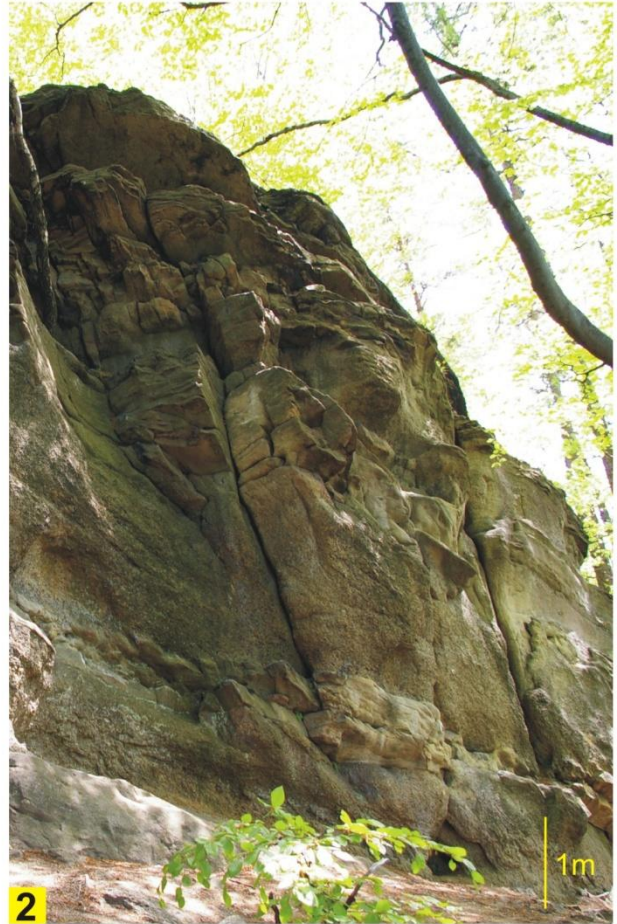
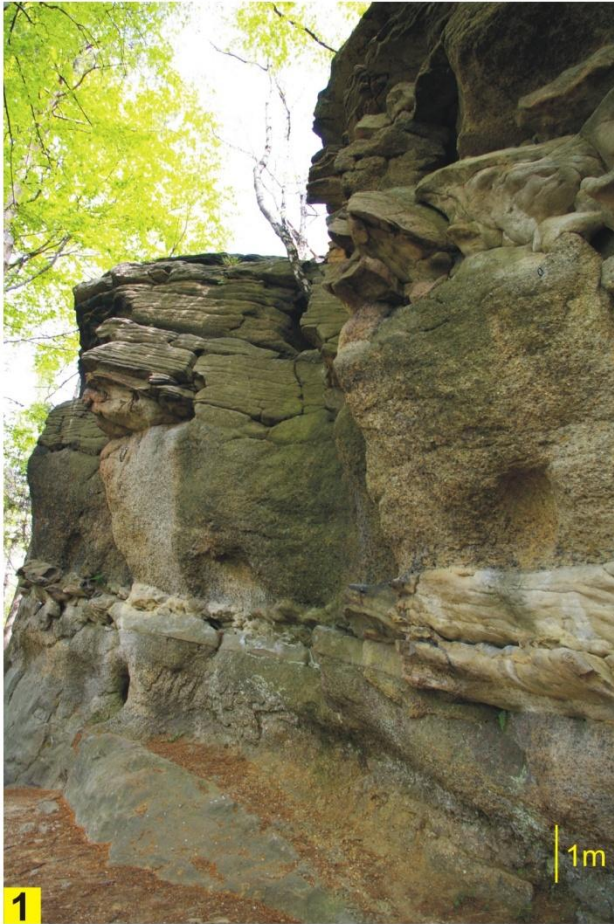


TABELA II

Nieczynny łom warstw godulskich w Straconce. Osady reprezentują kanał rozprowadzający środkowej strefy głębokowodnego stożka.

II.1 Widok łomu od strony S.

II.2 Eksfoliacja (łuszczenie) ławicy piaskowca.

II.3 Szerokie i głębokie pogrąży na spągowej części piaskowca.

II.4 Ubytki w skale powstałe po wyługowaniu okruchów węglanowych.

II.5 Zagłębienia po klastach łupkowych.

II.6 „Grzebień” – forma antropogeniczna powstała w czasie eksploatacji surowca.

II.7 Wykorzystanie ścian kamieniołomu do wspinaczki skałkowej.



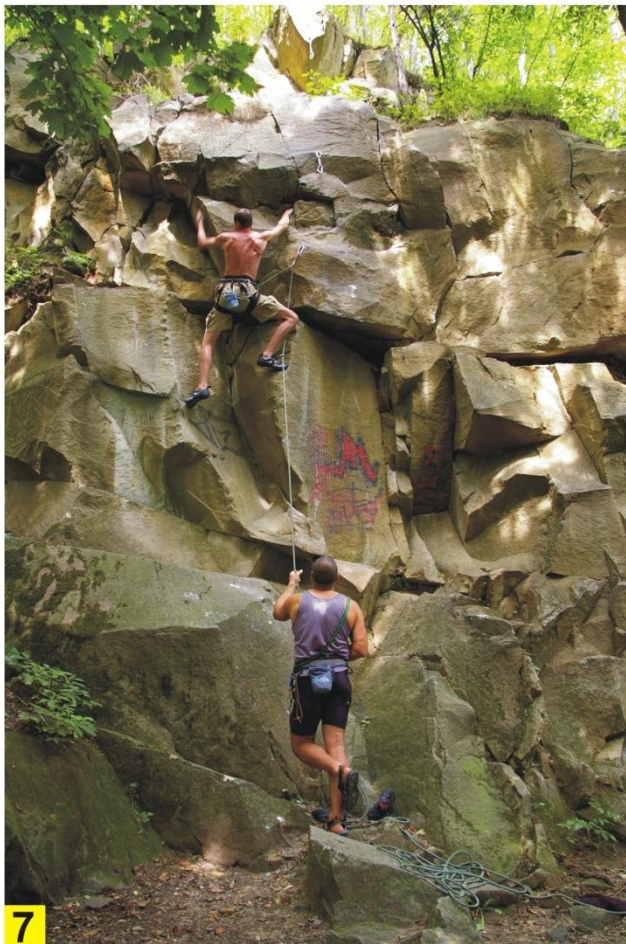
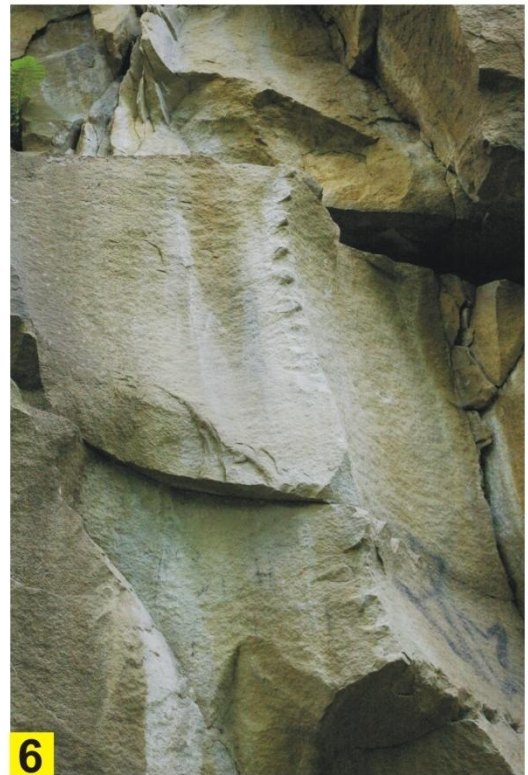


TABELA III

Odsłonięcie warstw godulskich w Wielkiej Puszczy, reprezentujących kanał rozprowadzający środkowej strefy głębokowodnego stożka.

III.1 Łom w Wielkiej Puszczy - widok ogólny.

III.2 Spadek miąższości ławic w górę profilu dokumentujący obecność sekwencji pozytywnych.

III.3 Piaskowce typu riplemarkowego w mułowcu.

III.4 Zmiany miąższościowe wywołane tektoniką.

III.5 Płaskie powierzchnie spągowe miąższych ławic piaskowców.

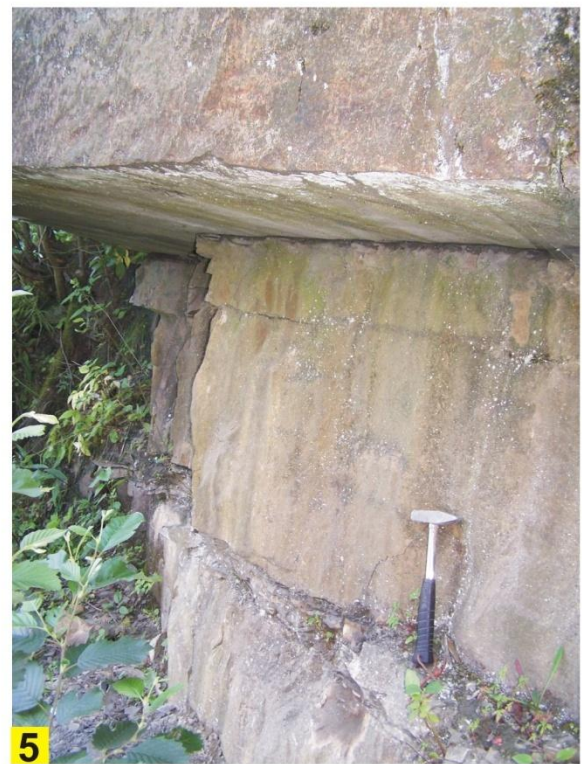
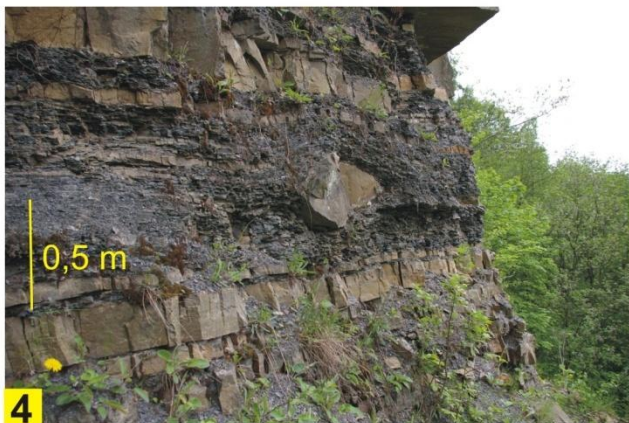
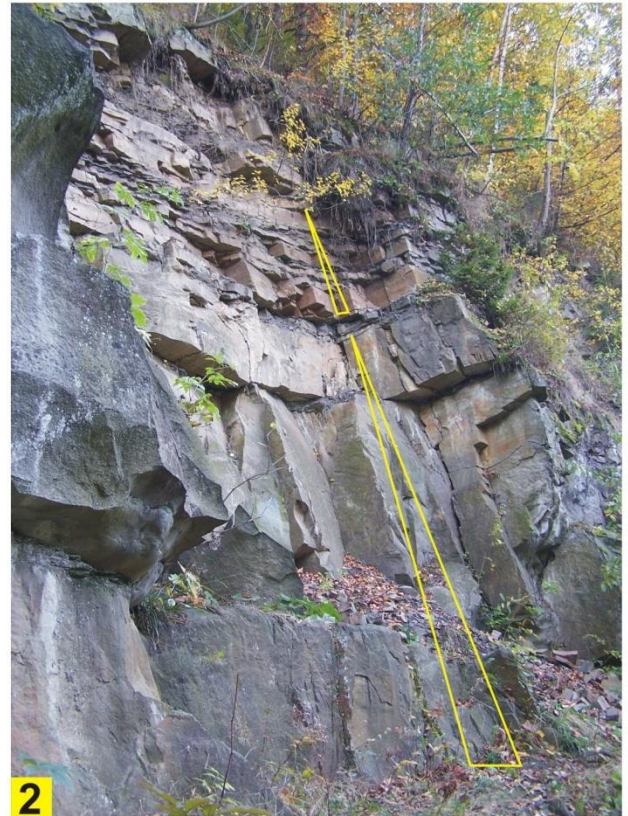
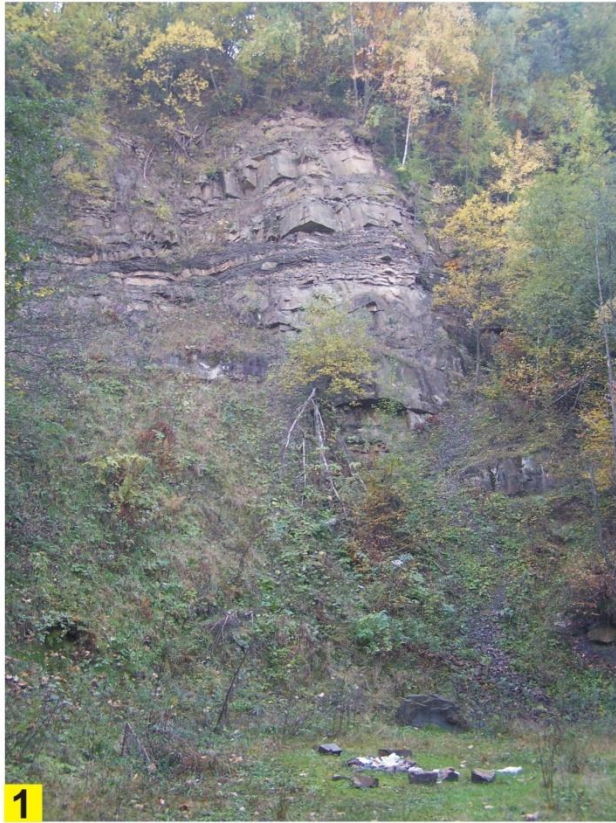


TABELA IV

Odśnieżenie osadów łobu depozycyjnego w Tresnej.

IV.1 Widok odśnieżenia od strony zapory.

IV.2 Niewielki uskok w centralnej części odśnieżenia.

IV.3 Pojedyncze bioglify na powierzchni spągowej piaskowca.

IV.4 Sposób zabezpieczenia odśnieżenia przed osypywaniem materiału skalnego.



TABELA V

Nieczynny łom piaskowców lgockich w Kaczynie.

V.1 Widok odsłonięcia od SE.

V.2 Średnie i drobne, ciągłe lateralnie ławice reprezentujące strefę lobu depozycyjnego.

V.3 Bruzdy prądowe na spągowej powierzchni piaskowca.

V.4 Jamki wirowe.

V.5 Człony sekwencji Boumy. $T_a - T_b$.

V.6 Wykorzystanie kamieniołomu w turystyce wypoczynkowej.



TABELA VI

Odsłonięcie utworów przejściowych w Porąbce, reprezentujących strefę krawędzi kanałów.

VI.1 Widok ogólny odsłonięcia.

VI.2 Średnio- i cienkoławicowe utwory krawędzi kanałów.

VI.3 Laminacja równoległa przechodząca w przekątną. Człony $T_b - T_c$.

VI.4 Boczne wyklinowania ławic.

VI.5 Ślady opływania na powierzchniach spągowych piaskowców.

VI.4 Niewielkie i nieliczne występujące pogrąży.

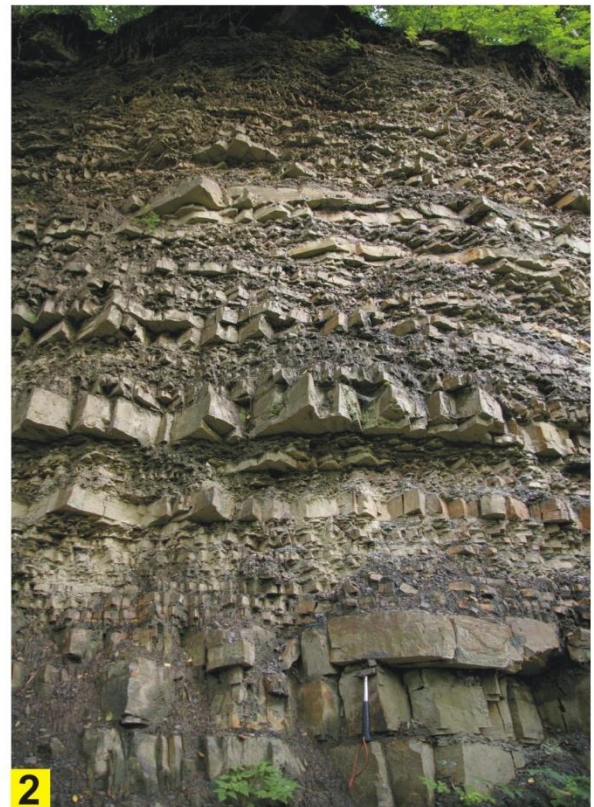


TABELA VII

Odsłonięcie warstw godulskich w Porąbce – Kozubniku. Osady reprezentują przejście osadów kanałowych w wały.

VII.1 Część dolna – utwory kanałowe.

VII.2 Część górna – wypełnienie kanału.

VII.3 Mięzsze ławice piaskowców z licznymi powierzchniami amalgamacji.

VII.4 Uskok rozcinający drobnorytmiczne osady wałów.

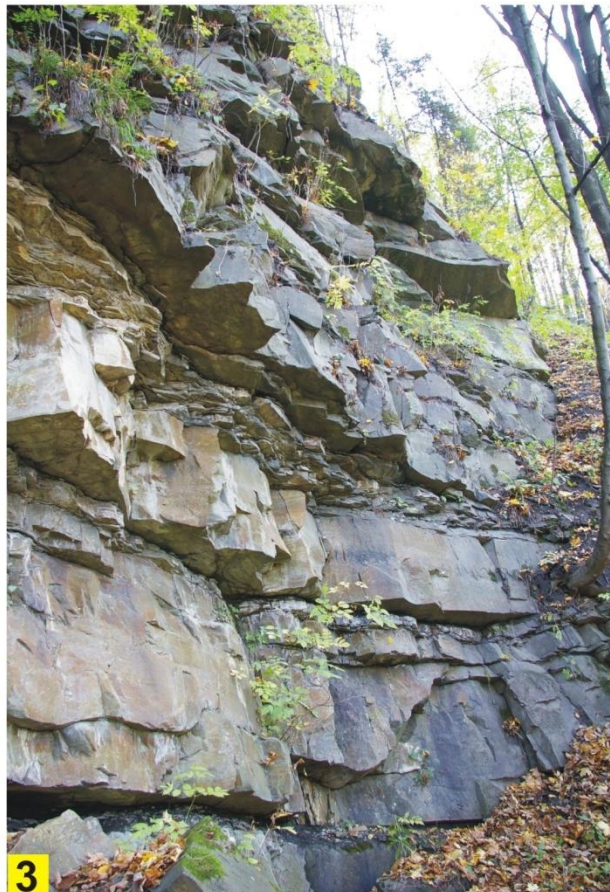


TABELA VIII

Kamieniołom warstw Igockich w Kozach. Osady przejściowe związane z obrzeżeniem lobu (wachlarza lobowego)

VIII.1 Widok E części kamieniołomu.

VIII.2 Niezmienna lateralnie miąższość osadów jako efekt spokojnej depozycji na dużej powierzchni

VIII.3 Gwałtowna zmiana miąższości ławicy związana z nierównomiernym rozkładem materiału z prądu zawiesinowego. W stropowej części piaskowca laminacja soczewkowa.

VIII.4 Liczne jamki wirowe na powierzchni spągowej piaskowca.

VIII.5 Człony T_b - T_c sekwencji Boumy.

VIII.6 Drobne klasty węgla na powierzchniach oddzielności piaskowca.



11. Bibliografia

- Alexandrowicz Z.**, 1978. Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat fliszowych. Prace Geologiczne PAN 113, Kraków
- Alexandrowicz Z., Urban J., Margielewski W.**, 2000. Beskid Śląski, Kotlina Żywiecka, Beskid Mały – chronione obszary i obiekty. W: Alexandrowicz Z., Poprawa D [red.] Ochrona georóżnorodności w polskich Karpatach. PIG, Warszawa
- Alexandrowicz W.P., Lalik W.**, 1999. Granica między warstwami Igockimi i godulskimi w północnej części Beskidu Małego; Karpaty. Kwartalnik AGH Geologia T.25, Z.2, Wyd. AGH, Kraków
- Alexandrowicz W.P.**, 2001. Stratotypowy profil fliszowych utworów środkowej kredy w Kaczynie koło Wadowic; Chrońmy przyrodę ojczystą 57, z.6
- Alexandrowicz Z., Alexandrowicz S.W.**, 2002. Geoturystyka a promocja dziedzictwa geologicznego. W: J. Partyka (red), Użytkowanie turystyczne parków narodowych. Ojców: Wyd. Instytut Ochrony Przyrody PAN, Ojcowski Park Narodowy.
- Baas J.H., McCaffrey W.D., Knipe R.J.**, 2005. The deep-water architecture knowledge base: towards an objective comparison of deep-marine sedimentary system. Petroleum Geosc., vol.11
- Bąk K., Bąk M., Paul Z.**, 2001. Barnasiówka radiolarian shale formation – a new lithostratigraphic unit in the upper Cenomanian – Lowermost Turonian of the Polish Outer Carpathians (Silesian unit). Ann. Soc. Geol. Pol., vol.71
- Bąk M., Bąk K., Ciurej A.**, 2005. Mid-Cretaceous spicule-rich turbidites in the Silesian Nappe of the Polish Outer Carpathians: radiolarian and foraminiferal biostratigraphy. Geol. Quart. 49 (3)
- Bąk K.**, 2007. Deep-water facies succession around the Cenomanian-Turonian boundary in the Outer Carpathian Basin: Sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland. Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoecol., 248. (Abstract)
- Berdo J.**, 2006. Zrównoważony rozwój. W stronę życia w harmonii z przyrodą. Earth conservation, Sopot.
- Bębenek S.** 2006. Geotourist management of abiotic nature objects as a chance for rural areas development. Materiały konferencyjne Geotour'2006, 5-7 X 2006, Kosice, Slovakia

- Bębenek S.** 2008. The role of flysch rocks in geotourism development in the Beskid Mały Mts. (the Polish Flysch Carpathians). Materiały konferencyjne Geotour'2008, 26-28 VI 008, Kraków
- Bieda F., Geroch S., Koszarski L., Książkiewicz M., Żyto K.,** 1963. Stratigraphie des Karpates Externes Polonaises. Biul. Inst. Geol. 181, Warszawa
- Birkenmajer K.,** 1986. Stages of structural evolution of the southern margin of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geol. Pol., 88.
- Boorova D., Skupien P., Vašíček Z.,** 2004. Biostratigraphy of the Lower Cretaceous limestones of the Godula facies of the Silesian Unit, Outer Western Carpathians. Bull.Geosc., vol.79 (2), Czech Republic
- Brański P.,** 1987. Sedymetologia fliszu warstw krośnieńskich okolic Soliny. Przegl. Geol., vol.35 (4)
- Bilan W.,** 2001. Środowisko sedymetacji warstw lądowych (kamieniołom Kozy koło Bielska - Białej). Mater. Konf. Jubileuszu 50 lecia WGGiOŚ AGH, 28-29 VI 2001, Wyd. AGH, Kraków
- Boggs S.,** 2006. Principles of sedimentology and stratigraphy. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey
- Bouma A.H.,** 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam.
- Bouma A.H.,** 2000. Fine-grained, mud-rich turbidite systems: model and comparison with coarse-grained, sand-rich systems. In: Bouma A.H., Stone C.G [eds.] Fine-grained turbidite systems. AAPG Mem. 72/SEPM Special Publications 68.
- Burtan J.,** 1936. Stratigraphie der Schlesiens Beskiden. Bull. Inter. Akad. Pol. Spraw. PAU, 41.
- Burtanówna J., Konior K., Książkiewicz M.,** 1937. Mapa geologiczna Karpat Śląskich. PAU, Wyd. Śląskie, Kraków
- Burtan J., Chowaniec J., Golonka J.,** 1984. Wstępne wyniki badań nad egzotycznymi skałami węglanowymi z zachodniej części polskich Karpat fliszowych. Biul. IG 346
- Chromik Z., Dziergas T., Krauze R., Pukowski J.,** 2004. Zielona Małopolska - promocja turystyki ekologicznej na obszarach Małopolski, Kraków
- Cieszkowski M.,** 2004. The Outer Carpathians – general geology. Prace specjalne Pol. Tow. Mineral., Z.24, vol.24, p.415-422

- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A., Chrustek M., 2006.** Budowa geologiczna rejonu Świnna Poręba (Polskie Karpaty fliszowe). Kwartalnik AGH Geologia T.32, Z.2, Wyd. AGH, Kraków
- Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślęczka A., Waśkowska A., Wendorff M., 2009.** Olistolity w serii śląskiej i ich związek z fazami rozwoju basenu śląskiego. Kwartalnik AGH Geologia T.35, Z.2/1, Wyd. AGH, Kraków
- Dasgupta P., 2003.** Sediment gravity flows – the conceptual problems. Earth Science Reviews 62, Elsevier, Amsterdam
- Dz. U. 2004** Nr 92, poz. 880. Ustawa o ochronie przyrody z dnia 16 kwietnia 2004 r.
- Dżułyński S., Książkiewicz M., Kuenen Ph. H., 1959.** Turbidites in flysch of the Polish Carpathians Mountains. Bull.Geol.Soc.Amer.,70.
- Einsele G., 1992.** Sedimentary basins.Evolutions, facies and sediment budget. Springer – Verlag.
- Einsele G., 2000.** Sedimentary basins. Evolution, Facies and Sediment Budget. Springer
- Eliáš M., Eliášová H., 1986.** Facies and paleogeography of the Jurassic in the western part of the Outer Flysch Carpathians in Czechoslovakia. Sbor. Geol. Ved. Geol., 39
- Eliáš M., 1998,** Sedimentology of the Subsilesian Unit. Special Papers No. 8. Czech Geological Survey. Praha
- Felix M., Peakall J., 2006.** Transformation of debris flows into turbidity currents: mechanisms inferred from laboratory experiments. Sedimentology 56.
- Felix M., Leszczyński S., Ślęczka A., Uchman A., Amy L., Peakall J., 2009.** Field expressions of the transformation of debris flows into turbidity currents, with examples from the Polish Carpathians and the French Maritime Alps. Marine and Petroleum Geology (in press).
- Galloway W.E., 1998.** Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture and clasification. AAPG Bull., 82(4)
- Gani M.R., 2004.** From Turbid to Lucid: A Straightforward Approach to Sediment Gravity Flows and Their Deposits. The Sedimentary record, vol.2, No.3
- Gates A.E., 2006.** Geotourism: a perspective from the USA. In: Dowling R.K., Newsome D. [eds.] Geotourism – sustainability, impacts and management. Elsevier
- Gaworecki W., 2007.**Turystyka. Pol.Wyd.Ekonom., Warszawa
- Ghibaudo G., 1992.** Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. Sedimentology 39(3).

- Geroch , Koszarski L.**, 1988. Agglutinated foraminiferal stratigraphy of the silesian flysch trough. Abh. Geol. Bundesanst. 41, Wien
- Golonka J.**, 1981. objaśnienia do mapy geologicznej Polski 1:200000, Ark. Bielsko-Biała. Wyd. Geol., Warszawa
- Golonka J., Oszczytko N., Ślęczka A.**, 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the Circum-Carpathian region and adjacent areas. Ann. Soc. Geol. Pol., vol.70
- Golonka J., Cieszkowski M., Rajchel J., Ślęczka A.**, 2002a. Paleogeography of the algae-bearing Jurassic-Paleogene limestones and sandstones in the Polish Outer Carpathians. Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st - 4th 2002. Geol. Carp (53)
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Słomka T.**, 2002b. Early stages of the Carpathian basins development. Geol. Carp., vol.53. Proceedings of XVII Congress of the Carpathian - Balkan Geological Association, Bratislava, September 1–4.1
- Golonka J., Oszczytko N., Krobicki M., Słomka T., Malata T., Poprawa P., Uchman A.**, 2003a. Plate tectonic evolution stages of the Outer Carpathian basins. AAPG Int. Conf., September 21 – 24. Barcelona
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślęczka A., Słomka T.**, 2003b. Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). Spec. Publications, 208, Geological Society, London
- Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Jędrzejowska-Tyczkowska H., Misiarz P., Olszewska B., Oszczytko N.**, 2005a. Paleogeografia i tektonika płyt północnej Tetydy i Perytetydy w Polsce i na obszarach przyległych jurze i wczesnej kredzie. Nafta-Gaz, rok LXI
- Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Ślęczka A., Słomka T.**, 2005b. Geodynamics of ridges and development of carbonate platforms within the Outer Carpathian realm in Poland. Slovak Geol.Mag., 11 (1)
- Golonka J., Krobicki M.**, 2006. Outer Carpathians. In: Wierzbowski A., Aubrecht R., Golonka J., Gutowski J., Krobicki M., Matyja B.A., Pieńkowski G., Uchman A. [eds.] Jurassic of Poland and adjacent slovakian Carpathians. Field trip guidebook of 7th Int. Congr. on the Jurassic System, Kraków, Poland

- Golonka J.**, 2007. Tektonika polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą, a Nowym Targiem. Kwartalnik AGH Geologia T.33, Z.4/1, Wyd. AGH, Kraków
- Golonka J., Waśkowska – Oliwa A.**, 2007. Stratygrafia polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. Kwartalnik AGH Geologia T.33, Z.4/1, Wyd. AGH, Kraków
- Golonka J., Vašíček Z., Skupień P., Waśkowska – Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślęczka A., Słomka T.**, 2008a. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Kwart. AGH Geologia T.34, Z.3/1, Wyd. AGH, Kraków
- Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašíček Z., Skupień P.**, 2008b. Główne elementy paleogeograficzne zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. Kwart. AGH Geologia T.34, Z.3/1, Wyd. AGH, Kraków
- Grabowski J., Krzemiński L., Neścieruk P., Szydło A.**, 2008. Badania radiometryczne skał cieszyńskich. Kwartalnik AGH Geologia T.34, Z.3/1, Wyd. AGH, Kraków
- Gucwa I., Ślęczka A.**, 1979. Zmienność warunków desymmentacyjnych w basenie śląskim rejonu Rożnowa. Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN, T.21/1
- Haczewski G.**, 1986. Pelagic interbeds of coccolith limestone in flysch as a tool in sedimentological study of the flysch: Jasło and Zagórz limestones in the Krosno beds, Oligocene. In: Teisseyre A.K. [ed.] 7th European Regional Meeting Kraków-Poland Excursion Guidebook, IAS, Ossolineum, Wrocław
- Haczewski G.**, 1989. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo – krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja, geneza. Ann. Soc. Geol. Pol., vol.59
- Hill P.R.**, 1984. Sedimentary facies of the Nova Scotian upper and middle continental slope, offshore eastern Canada. Sedimentology 31.
- Hoelzel M.**, 2004. StratDraw - Automatic generation of stratigraphic sections from tabulated field data. Computers and Geosciences 30 (7).
- Hose T. A.**, 2000. European geotourism - geological interpretation and geoconservation promotion for tourists. In: D. Barretino D., Wimbledon W.A.P., Gallego E. (eds) Geological Heritage: Its Conservation and Management. Madrid: Sociedad Geologica de Espana/Instituto Tecnológico GeoMinero de Espana/ProGEO
- Hose T. A.**, 2006. Geotourism and interpretation. In: Dowling R.K., Newsome D. [eds.] Geotourism – sustainability, impacts and management. Elsevier

- Howell D.G., Normark W.R.**, 1982. Sedimentology of submarine fans. In: Scholle P.A., Spearing D. [eds.] Sandstone depositional environments. AAPG Mem. 31
- Iverson R.M.**, 1997. The physics of debris flow. Reviews of geophysics, 35.
- Izmaiłow B., Kaszowski L., Krzemień K., Święchowicz J.**, 1995. Rzeźba. W: Warszńska J. [red.] Karpaty Polskie, Wyd. UJ, Kraków
- Jucha S., Kotlarczyk J.**, 1961. Seria menilitowo-krośnieńska w Karpatach fliszowych. Prace Geol.4, Kom. Nauk Geol. PAN
- Kamieński M., Peszat C., Rutkowski J.**, 1963a. Litologia piaskowców grodziskich. Rocznik PTG T.33, Z.1, Kraków
- Kamieński M., Peszat C., Rutkowski J., Skoczylas - Ciszewska K.**, 1963b. O wykształceniu i własnościach technicznych piaskowców godulskich. Zeszyt Nauk. AGH, Geologia, 12, Kraków
- Kano K., Takeuchi K.**, 1989. Origin of mudstone clasts in turbidites of the Miocene Ushikiri formation, Shimane Peninsula, Southwest Japan. Sedimentary geology, vol.62, No.1
- Komoo I.**, 1997. Conservation geology: A case for the ecotourism industry of Malaysia. In: Marinos P.G, Koukis G.C, Tsiambaos G.C., Stournas G.C. [eds.]. Engineering Geology and the Environment. Balkema, Rotterdam.
- Kondracki J.**, 2002. Geografia regionalna Polski, Wyd. Nauk. PWN, Warszawa
- Kocoń R.**, 1999. Znaczenie cech litologiczno – sedymentologicznych dla jakości surowców skalnych na przykładzie warstw godulskich (turon – dolny senon). Kwartalnik AGH Geologia T.25, Z.2, Wyd. AGH, Kraków
- Konior K.**, 1938. Zarys budowy geologicznej brzegu karpackiego w obrębie arkusza Biała – Bielsko. Prace Geologiczne nr 5 PAU, Kraków
- Koszarski L.**, 1956. Observations on the sedimentation of the Ciężkowice sandstone near Ciężkowice (Carpathian flysch). Bull. Acad. Pol. Sc.,cl. 3, 4, Warszawa
- Koszarski L.**, 1963. Types fondamentaux des depots et principales etapes de leur developpement dans le geosynclinal du flysch des Carpates Septentrionales. -Assoc. Geol. Carpato - Balcan., V Congres, Comm. Scient. III/I , v. 1, Bucuresti
- Koszarski L.**, 1967. Spostrzeżenia nad sedymentacją łupków pstrych paleogenu w Karpatach fliszowych. Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN
- Koszarski L.**, 1985 [ed.]. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Guide to excursion, Carpatho - Balkan Geological Association, XIII Congress, Cracow

- Kożuchowski K.**, 2005. Walory przyrodnicze w turystyce i rekreacji. Wyd. Krupisz SA, Poznań
- Krygowski W.**, 1974. Beskidy: Śląski-Żywiecki-Mały i Makowski, Sport i turystyka, Warszawa
- Książkiewicz M.**, 1933. Przyczynek do znajomości średniej kredy płaszczowiny godulskiej w Beskidach Zachodnich, Rocznik PTG, 9, Kraków
- Książkiewicz M.**, 1951a. Kreda Karpat Zewnętrznych. W: Książkiewicz M. [red.] Regionalna geologia Polski, T.1, Z.1, PTG, Kraków
- Książkiewicz M.**, 1951b. Objaśnienie Ark. Wadowice, Ogólna mapa geologiczna Polski 1:
- Książkiewicz M.**, 1960. Zarys paleogeografii polskich Karpat fliszowych. Mater. Prace IG 30 (2)
- Książkiewicz M.**, 1962 [red.]. Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno – facjalne. Z.13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. Inst. Geol., Warszawa
- Książkiewicz M.**, 1972. Budowa geologiczna Polski. T.IV Tektonika, cz.3 Karpaty. Wyd. Geol., Warszawa
- Książkiewicz M.**, 1974. Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50000. Ark. Sucha Beskidzka. Wyd. Geol., Warszawa
- Książkiewicz M.**, 1977. Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. Rocznik PTG, vol.XLVII -3, Kraków
- Kuśmierek J.**, 1990. Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego. Prace Geol. PAN, 135.
- Lemańska A.**, 2005. Comparison of deep-water agglutinated foraminifera from the hemipelagic variegated shales (Lower Turonian–Lower Santonian) and the turbiditic Godula beds (Upper Santonian–Campanian) in the Lanckorona-Wadowice area (Silesian Unit, Outer Carpathians, Poland). Studia Geol. Pol., 124, Kraków
- Leszczyński S.**, 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. Ann. Soc. Geol. Pol., vol. 51-3/4, Kraków
- Leszczyński S.**, 1989.Characteristics and origin of fluxoturbidites from the Carpathian flysch (Cretaceous – Palaeogene),South Poland. Ann. Soc. Geol. Pol. 59
- Leszczyński S., Uchman A.**, 1991. To the origin of variegated shales from flysch of the Polish Carpathians. Geol. Carp., 42
- Leśniak T.**, 1994. Litostratygrafia i sedymentacja piaskowców z Rybia. II Kraj. Spot. Sedym., Wyd.UŚ, Sosnowiec

- Leśniak T.**, 1996. Wstępne dane o sedymentacji warstw lgockich jednostki śląskiej w rejonie Rajbrotu. Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN, T.40/2
- Leśniak T.**, 1998. Badania sedymentologiczne warstw grodzkich w rejonie Wiśniowej. W: Wojewoda J. [red.] - Ekologiczne aspekty sedymentologii. Mater. VII Krajowego Spotkania Sedymentologów, Wojcieszów, 2-4 lipca 1998, WIND, Wrocław
- Leśniak T., Słomka T.**, 2000. Środowisko sedymentacji warstw istebniańskich dolnych (górny senon) rejonu Dobczyc. Kwartalnik AGH Geologia T.26, Z.1, Wyd. AGH, Kraków
- Leśniewski C.**, 1931. Dziennik podróży Stanisława Staszica 1789 – 1805, PAU, Kraków.
- Leszczyński S.**, 1997. Origin of the Sub-Menilite Globigerina Marl (Eocene – Oligocene transition) In the Polish Outer Carpathians. Ann. Soc. Geol. Pol. 67.
- Link M.H., Nilsen T.H.**, 1980. The rocks sandstone an Eocene sand-rich deep-sea fan deposit, northern Santa Lucia Range, California. Journal Sed. Petrol., 50.
- Lowe R.D.**, 1982. Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal Sed. Petrol., 52.
- Lowe D.R., Guy M.**, 2000. Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem. Sedimentology 47
- Malata T., Olszewska B., Poprawa P., Skulich J., Tomasz A.**, 2006. Obszary źródłowe egzotyków karpaccich na podstawie badań petrologicznych i paleontologicznych. Przegl. Geol., vol.54 (10)
- Malata T., Poprawa P.**, 2006. Ewolucja subbasenu dukielskiego. W: Oszczypko N. [red.] Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków
- Malik K.**, 1986. Turbidite facies and fan-facies associations In the Cieszyn limestones, Upper Tithonian-Berriasian, Northwestern Carpathians, Poland. In: Teisseyre A.K. [Ed.] 7th European Regional Meeting Kraków-Poland Excursion Guidebook.
- Malik K., Olszewska B.**, 1984. Studium sedymentologiczne i mikropaleontologiczne warstw grodzkich w profilu Żegociny (Karpaty fliszowe). Ann. Soc. Geol. Pol. 54, 3
- Marciniak A.**, 2009. Rewitalizować czy adaptować obiekty pogórnice - rozważania teoretyczne. Gosp. Sur. Mineral., T. 25, Z.1

- 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. *Sed. Geol.* 150, Elsevier
- Mattern F.**, 2005. Ancient sand-rich submarine fans: depositional systems, models, identification and analysis. *Earth Science Reviews*, 70, Elsevier, Amsterdam
- Matuszczyk A.**, 2001. Beskid Mały - przewodnik, Wyd. Grafikon, Wadowice
- Matyszkiewicz J., Słomka T.**, 1994. Organodetrital conglomerates with ooids In the Cieszyn Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their paleographic significance. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 63, 4.
- Middleton G.V., Hampton M.A.**, 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Middleton G.V., Bouma A.H. [eds.] *Turbidites and Deep Water Sedimentation*. SEPM Pacific Section Short Course, California
- Miśkiewicz K.**, 2007. Znaczenie geoturystyki w ochronie przyrody. W: Kucharski L., Kopeć D. [red.] *Ochrona przyrody w pracach młodych naukowców*. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego
- Moroz – Kopczyńska M.**, 1977. Litologia piaskowców krośnieńskich w obszarze między Istebną i Myślenicami w świetle ich wykorzystania w przemyśle materiałów budowlanych. *Prace Geologiczne PAN* 104, Kraków
- Moryc W.**, 2005. Rozwój badań utworów miocenu w Karpatach Zachodnich na obszarze Bielsko – Kraków. *Kwartalnik AGH Geologia* T.31, Z.1, Wyd. AGH, Kraków
- Mulder T., Alexander J.**, 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48.
- Mutti E., Ricci Lucchi F.**, 1972. Le torbiditi dell 'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11.
- Mutti E.**, 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South – central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* (24)
- Mutti E.**, 1979. Turbidites et cones sous-marins profonds. In: Homewood P. [ed.] *Sedimentation detrique (fluviale, littorale et marine)*. Inst. Geol., Univer. de Fribourg, Fribourg
- Mutti E., Sonnino M.**, 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. In: Valloni R., Colella A., Sonnino M., Mutti E., Ori G.G. [eds.] *Abstr. Int. Assoc. Sediment. 2nd Europ. Reg. Meet., Bologna, Italy*

- Mutti E.**, 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In: Zuffa G.G. [ed.] Provenance of Arenites. D.Reidel Publ. Company
- Mutti E., Normark F.**, 1987. Concepts and case studies. In: Leggett J.K., Zuffa G.G. [eds.] Marine Clastic Sedimentology, Graham and Trotman, London
- Mutti E., Bernoulli D., Ricci Lucchi F., Tinterri R.**, 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine „flysch” to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56.
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Oszczytko N., Sercombe W.J., Cieszkowski M., Paul Z., Coward M.P., Ślęczka A.**, 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Marine and Petroleum Geol.* 18
- Nelson C.H., Maldonado A., Barber J., Alonso B.**, 1991. Modern sand-rich and mud rich siliciclastic aprons: alternative base-of-slope turbidite systems to submarine fans. In: Weimer P., Link M. [eds.] Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. Springer – Verlag.
- Newsome D., Moore S., Dowling R.K.**, 2002. Natural Area Tourism: Ecology, Impacts and Management. Channel View Publications.
- Nicholson D.T.**, 1995. The Visual impact of quarrying. *Quarry Managem.*, 22(7).
- Nilsen T.H.**, 1980. Modern and ancient submarine fans: discussion of papers by R.G. Walker and W.R. Normark. *AAPG Bull.*, 64 (7)
- Nita J., Myga – Piątek U.**, 2006. Krajobrazowe kierunki zagospodarowania terenów pogórniczych. *Przegl. Geol.*, vol. 54, nr 3
- Normark W.R.**, 1970. Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bull.*, 54
- Normark W.R.**, 1978. Fan valleys, channels and depositional lobes on submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. *AAPG Bull.*, 62
- Normark W.R., Piper D.J.W., Hess G.R.**, 1979. Distributary channels, sand lobes and mesotopography of Navy submarine fan, California borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology*, 26.
- Nowak W.**, 1957. Seria śląska w dorzeczu Wielkiej Puszcz (Beskid Mały). *Kwart.Geol.* 1, 3-4
- Nowak W.**, 1959. Geologia brzegu karpackiego między Andrychowem a Sołą. *Biul. Instyt. Geol.*, 131.
- Olszewska B.**, 1984. Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biul. IG* 346.

- Olszewska B.**, 2005. Microfossils of the Cieszyn Beds (Silesian Unit, Polish Outer Carpathians) – a thin sections study. PGI Spec.Pap., 19.
- Olszewska B., Szydło A., Jugowiec-Nazarkiewicz M., Neścieruk P.**, 2008. Zintegrowana biostratygrafia węglanowych osadów warstw cieszyńskich w polskich Karpatach fliszowych. Kwartalnik AGH Geologia T.34, Z.3/1, Wyd. AGH, Kraków
- Opolski Z.**, 1933. O stratygrafii warstw Krośnieńskich. Sprawozdanie Państw. Inst. Geol., T.7, Z.4
- Oszczypko J., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T., Uchman A.**, 2002. Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). Proceedings of XVII. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association Bratislava, September 1st - 4th 2002. Geol. Carp (53)
- Oszczypko N.**, 2004a. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegl. Geol., vol.52, nr 8/2
- Oszczypko N.**, 2004b. Geodynamika Karpat i przedgórze w świetle najnowszych badań geologicznych. Mat. konf. LXXV Zjazdu Naukowego PTG, 22-25 września 2004, Iwonicz Zdrój
- Oszczypko N., Oszczypko – Clowes M.**, 2006. Rozwój basenu magurskiego. W: Oszczypko N. [red.] Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków
- Paul Z., Ryłko W., Tomasz A.**, 1996 a. Zarys budowy geologicznej zachodniej części Karpat polskich (bez utworów czwartorzędowych). Przegl. Geol. vol.44, No.5
- Paul Z., Ryłko W., Tomasz A.**, 1996 b. Geological structure of the western part of the Polish Carpathians. Geol. Quart. 40 (4)
- Paulo A.**, 2008. Przyrodnicze ograniczenia wyboru kierunków zagospodarowania terenów pogórnich. Gosp. Sur. Min., T.24, Z.2/3
- Peakall J., McCafrey B., Kneller B.**, 2000. A process model for the evolution, morphology and architecture of sinuous submarine channels. Journ. of Sed. Research, vol.70/3
- Pescatore T., Ślaczka A.**, 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines. Tectonophysics, 106.
- Peszat C.**, 1967. The lithological development and conditions of sedimentation of the Cieszyn limestones: Prace Geologiczne PAN 44, Kraków.

- Peszat C.**, 1976. Piaskowce godulskie (cenoman – turon – dolny senon). W: Peszat C. [red.] Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. Zeszyt Nauk. AGH, Geologia, 2(2), Kraków
- Pforr C., Megerle A.**, 2006. Geotourism: a perspective from southwest Germany. In: Dowling R.K., Newsome D. [eds.] Geotourism – sustainability, impacts and management. Elsevier
- Picha F.J., Stráňík Z., Krejčí O.**, 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. In: Golonka J., Picha J. [eds.] - The Carpathians and their foreland: Geology and Hydrocarbon Resources, AAPG Mem., 84.
- Pickering K.**, 1983. Transitional submarine fan deposits from the Late Precambrian Kongsfiord Formation submarine fan, NE Finnmark, N Norway. *Sedimentology*, 30.
- Pickering K., 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, Elsevier, Amsterdam
- Pickering K., Hiscott R., Hein F.J.**, 1989. Deep Marine Environments: Clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, London
- Pietrzyk – Sokulska E.**, 2005. Kryteria i kierunki adaptacji terenów po eksploatacji surowców skalnych – stadium dla wybranych obszarów Polski. *Studia, Rozprawy, Monografie* 131, IGSMiE PAN, Kraków
- Piper D.W., Normark W.**, 1983. Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology*, 30.
- Piper D.J.W., Hiscott R., Normark W.R.**, 1999. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, 46.
- Piranha J.M., Lama E.A., Corte Bacci D.**, 2009. Geotourism and local development – potentialities and risks. In: Neto de Carvalho C., Rodrigues J. [eds.] New Challenges with geotourism. Proceedings of the VIII European Geoparks Conference. Idanha-a-Nova, 4- 6 September 2009.
- Polak J., Tomiczek M.**, 1994. *Bielsko- Biała, Straconka*. Z cyklu monografie Bielska- Białej, Wyd. Emilia Klaja-Furka, Bielsko - Biała
- Poprawa P., Malata T., Oszczytko N.**, 2002. Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50

- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Banaś M., Skulich J., Paszkowski M., Kusiak M., 2004a.** Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians' sediment source areas – preliminary data. Min. Soc. Pol., special papers 24.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Banaś M., Skulich J., Paszkowski M., 2004b.** Paleogeografia oraz ewolucja tektoniczna zachodnich Karpat zewnętrznych – wstępne przesłanki z datowań K/Ar skał podłoża krystalicznego obszarów źródłowych dla fliszu. Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych, ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia, Kraków
- Poprawa P., Malata T., 2006.** Model późnojurajsko – wczesnomioceńskiej ewolucji tektonicznej zachodnich Karpat zewnętrznych. Przegl. Geol., vol.54 (12)
- Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., Słomka T., Golonka J., 2006** — Analiza subsydencji tektonicznej oraz tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych. W: Oszczypko N. [red.] Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków
- Radwanek – Bąk B., 2007.** Oddziaływanie wizualne wyrobisk odkrywkowych na przykładzie wybranych obiektów w Małopolsce. Przegl. Geol., vol. 55, nr 12.
- Reading H.G., Richards M., 1994.** Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. AAPG Bull., 78(5)
- Ricci Lucci F., 1975.** Miocene paleogeography and basin analysis in the Periadriatic Appenines. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli
- Różycki P., 2005.** Klasyfikacja współczesnych form turystyki. Geoturystyka t.2, nr 1(2)
- Sandulescu, M., 1988,** Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In: Royden L.H., Horvath F. [eds.], The Pannonian Basin. AAPG Mem. 45
- Selley C.R., 2001.** Applied sedimentology. Academic Press, London
- Shanmugam G., Maiola R.J., 1985.** Submarine fan models. Proceedings Ann. Conf. Nigerian Assoc. Petro. 1.
- Shanmugam G., Maiola R.J., 1988.** Submarine fans: characteristics, models, classification and reservoir potential. Earth Science Reviews 24, Elsevier, Amsterdam
- Shanmugam G., Maiola R.J., 1991.** Types of submarine fan lobes: models and implications. AAPG Bull., 75(1)

- Shanmugam G.**, 1996. High density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, vol.66/1
- Shanmugam G.**, 2000. 50 years of turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geol.* 17.
- Shanmugam G.**, 2006. Deep water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs. *Handbook of petroleum exploration and production 5*. Elsevier
- Siemionow A.**, 1984. Ziemia wadowicka. Monografia turystyczno – krajoznawcza. Wadowice
- Sikora W.J.**, 1976. Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery. *Przegl. Geol.*, vol. 6.
- Słomka T.**, 1986a. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Kwartalnik AGH Geologia T.12, Z.4*, Wyd. AGH, Kraków
- Słomka T.**, 1986b. Analiza sedimentacji warstw cieszyńskich metodami statystyki matematycznej, *Rocznik PTG*, 56 (3-4)
- Słomka T.**, 1991. Facje stożków podmorskich warstw godulskich w Karpatach fliszowych. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN*, 35/ 1-2 (druk 1993), Kraków
- Słomka T.**, 1995. Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Prace Geologiczne PAN* 139, Kraków
- Słomka T.**, 2001. Early Cretaceous debris flow deposits in the Cieszyn Beds of the Żywiec region (Carpathians, Poland). *Kwartalnik AGH Geologia T.27*, Wyd. AGH, Kraków
- Słomka T., Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Oszczypko N., Wieczorek J.**, 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*, ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia, Kraków
- Słomka T., Kicińska - Świdorska A.**, 2004. Geoturystyka – podstawowe pojęcia. *Geoturystyka* t.1, nr 1, Kraków
- Słomka T., Malata T., Leśniak T., Oszczypko N., Poprawa P.** 2006. Ewolucja basenu śląskiego i podśląskiego. W: *Oszczypko N. [red.] Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego*. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków
- Słomka T., Doktor M., Joniec A., Kicińska A., Mayer W., Słomka E.**, 2008. Development of geotourism in Poland and examples of geosites from the *Catalogue of geotouristic objects in Poland*. *Przegl. Geol.*, vol.56, nr 8/1

- Smulikowski K.**, 1980. Comments on the Cieszyn magmatic province (West Carpathian Flysch). *Ann. Soc. Geol. Pol.* 50, 1
- Stadnik R.**, 2001. Środowisko sedymentacji warstw krośnieńskich serii dukielskiej w paśmie Koniaków – Kamesznica (Beskid Śląski). *Kwartalnik AGH Geologia* T.27, Z.1, Wyd. AGH, Kraków
- Stanley R., Unrug R.**, 1972. Submarine channel deposits, fluxoturbidites and other indicators of slope and base environments in modern and ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Miner., Special Publ.* 16, Tulsa
- Starkel L.**, 1972a. Zachodnie Karpaty Zewnętrzne – Charakterystyka budowy geologicznej i rzeźby. W: Klimaszewski M. [red.] *Geomorfologia Polski*, T.1, Wyd. PWN, Warszawa
- Starkel L.**, 1972b. Charakterystyka rzeźby polskich Karpat (i jej znaczenie dla gospodarki ludzkiej). *Problemy zagospodarowania ziem górskich*, Z.10, 75-142
- Starkel L.**, 1983. Środowisko fizyczno – geograficzne województwa bielskiego. *Folia Geographica, ser. Physica*, vol. XV, Wyd. PAN, Kraków
- Starzewska – Sikora A.**, 2007 [red.] Instrumenty zarządzania rewitalizacji zdegradowanych terenów przemysłowych oraz obszarów odnowy miejskiej. *Inst.Ekol.Teren.Uprzemysł.* Wyd. Ekonomia i Środowisko, Białystok
- Stow D.A.V., Piper D.J.W.**, 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. In: Stow D.A.V, Piper D.J.W. [eds.] *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies.* *Geol.Soc.Spec.Publ.*, 15. London
- Stow D.A.V.**, 1985. Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models. *Geo-Marine Letters*, 5.
- Stow D.A.V., Howel 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
- Stow D.A.V.**, 1992 [ed.] *Deep-water turbidite systems.* Blackwell Scient.Publ.
- Stow D.A.V., Reading H.G., Collinson J.D.**, 1996. Deep seas. In: Reading H.G. [ed.] *Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy.* Blackwell Science, Oxford
- Stow D.A.V., Mayall M.**, 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, 17.
- Stow D.A.V., Johansson M.**, 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, 17.

- Straub K.M., Mohrig D.**, 2009. Constructional Canyons Built By Sheet-Like Turbidity Currents: Observations From Offshore Brunei Darussalam. *Journal of Sedimentary Research*, vol.79/1
- Strzeboński P.**, 2001. Sekwencje kanałowe w warstwach istebniańskich (kampan - paleocen) Beskidu Śląskiego. *Kwartalnik AGH Geologia* T.27, Z.1, Wyd. AGH, Kraków
- Strzeboński P.**, 2003. Sedymentacja warstw istebniańskich (górný senon - paleocen) zachodniej części serii śląskiej Karpat. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN*, 47, Kraków
- Strzeboński P.**, 2005. Debryty kohezyjne warstw istebniańskich (senon górny - paleocen) na zachód od Skawy. *Kwartalnik AGH Geologia* T.31, Z.2, Wyd. AGH, Kraków
- Strzeboński P., Słomka T.**, 2007. Kaskada Rodła atrakcją geoturystyczną Beskidu Śląskiego. *Geoturystyka* 1 (8), Kraków
- Strzeboński P., Słomka T.**, 2008. Kontrast sedymentacyjny na granicy dolnego i górnego senonu zachodniej części serii śląskiej Karpat. *Mater. I Pol. Kongr. Geol.*, 26-28 czerwca 2008, Kraków
- Strzeboński P., Golonka J., Waśkowska A., Krobicki M., Słomka T., Skupien P., Vašíček Z.**, 2009. Utwory formacji wierzowskiej na tle wczesnokredowych warunków sedymentacji w zachodniej części basenu protośląskiego (Morawy, Republika Czeska). *Kwartalnik AGH Geologia* T.35, Z.2/1, Wyd. AGH, Kraków
- Surlyk F.**, 1989. Mid-Mesozoic syn-rift turbidite systems: controls and predictions. In: Collinson J.D. [ed.] *Correlation in hydrocarbon exploration*. Graham & Trotman, London.
- Ślęczka A.**, 1976. Nowe dane o budowie podłoża Karpat na południe od Wadowic. *Ann. Soc. Geol. Pol.* vol. XLVI, Kraków
- Ślęczka A., Kamiński M.**, 1998. A guidebook to excursion in the Polish Flysch Carpathians. Grzybowski Found. Spec. Publ. 6
- Ślęczka A.**, 1961. Geneza poziomu egzotykowego z Bukowca koło przełęczy Użockiej (Polskie Karpaty wschodnie). *Rocznik PTG*, 6.
- Ślęczka A., Thompson S. III**, 1981. A revision of the fluxoturbidite concept based on type examples in the Polish Carpathian flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 51, 1/2.
- Ślęczka A., Oszcypko N., Malata E., Cieszkowski M.**, 1999. An early history of the Outer Carpathian basin. *Geol. Carp Spec. Issues* vol. 50
- Ślęczka A.**, 2004. Kordyliera przed – dukielska. W: *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*, ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia, Kraków

- Ślęczka A.**, 2005. Bukowiec ridge: a cordillera in front of the Dukla Basin (Outer Carpathians). Miner. Slov. 37 (3)
- Ślęczka A., Kruglov S., Golonka J., Oszczypko N., and Popadyuk I.**, 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Carpathians, Poland, Slovakia, and Ukraine. In: Golonka J., Picha J. [eds.] - The Carpathians and their foreland: Geology and Hydrocarbon Resources, AAPG Mem., 84.
- Tomaś A., Zając R.**, 1996. Utwory młodszego paleozoiku w podłożu polskich Karpat Zachodnich. Przegl. Geol. vol.44, No.5
- Uchman A., Malata E., Olszewska B., Oszczypko N.**, 2006. W: Oszczypko N. [red.] Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego. Instytut Nauk Geologicznych UJ, Kraków
- Unrug R.**, 1959. Spostrzeżenia nad sedymentacją warstw Igockich. Rocznik PTG, T.XXIX, Z.2, Kraków
- Unrug R.**, 1963. Warstwy istebniańskie – studium sedymentologiczne. Ann. Soc. Geol. Pol. T.XXXIII, Z.1-3, Kraków
- Unrug R.**, 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie). Rocznik PTG, T.XXXVIII, Kraków
- Unrug R.**, 1977. Ancient deep – sea traction currents deposits in the Igota beds of the Carpathian flysch. Rocznik PTG, vol. XLVII, Kraków
- Unrug R.**, 1979 [red.]. Karpaty fliszowe między Odrą a Dunajcem – przewodnik geologiczny. Wyd. Geol., Warszawa
- Van Loon A.J.**, 2008. Geological education of the future. Earth Science Reviews 86, Elsevier, Amsterdam
- Walker R.G.**, 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. AAPG Bull., 62
- Warszyńska J.**, 2006 [red.] Turystyka zrównoważona na obszarze Beskidów Zachodnich. Studium uwarunkowań i barier rozwoju. IGSMiE PAN, Kraków
- Waśkowska-Oliwa A., Cieszkowski M., Stadnik R., Chodyń R.**, 2008. Warstwy hieroglifowe serii śląskiej na SE od Dobczyc, zachodnie Karpaty zewnętrzne. Mater. I Pol. Kongr. Geol., 26-28 czerwca 2008, Kraków

Weber J., Eckhardt C., 2003. Zwischen Granit und Sandstein – Landschaft erleben. Der Naturpark Bergstrasse-Odenwald als Europäischer und Nationaler Geopark. In: Quade H.[ed.] Geoforum 2003: Geotope – Geoparks –Geotourismus. Deutsche Geologische Gesellschaft.

Wendorff M., 1979. Ilościowa analiza sedymentacji warstw krośnieńskich między Wisłokiem a Sanem. Rozprawa doktorska. Biblioteka Jagiellońska, Kraków

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. In: Teisseyre A.K. [ed.] 7th European Regional Meeting Kraków-Poland Excursion Guidebook, IAS, Ossolineum, Wrocław

Wieser T., 1949. Egzotyki krystaliczne w kredzie śląskiej okolic Wadowic. Rocznik PTG, T.XVIII

Wieser T., 1985. Some remarks on sedimentation, composition and provenance of exotics-bearing conglomerates in the Western Polish Carpathians flysch formations. XIII Congr. CBGA, Cracow, Exc.1

Włodyka R., Karwowski Ł., 2004. The alkaline magmatism from the Polish Western Carpathians. Prace specjalne Pol. Tow. Mineral., Z.24, vol.24, p.23-32

Wpływ turystyki masowej na dziedzictwo przyrodnicze i kulturowe Karpat. 2006. Raport z monitoringu kierunków zagospodarowania i wykorzystania turystycznego polskich gór. Stow. Prac. na Rzecz Wszystkich Istot, Bielsko-Biała 2006

Wuellner D.E., James W.C., 1989. Braided and meandering submarine fan channel deposits, Tesnus Formation, Marathon basin, West Texas. Sediment. Geol., 62, Elsevier, Amsterdam.

Ziętara T., 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów, Prace Geogr. IGPAN 60, Warszawa

Żytko K., Eliaš M., Nemčok J., Stráňík Z., 1989. Western Outer Carpathians. In: Poprawa D., Nemčok J. [eds.] Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland. PGI

Żytko K., 2001. Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. Przegl.Geol., vol.49 (8).