

DEBRYTY KOHEZYJNE WARSTW ISTEBNIAŃSKICH (SENON GÓRNY – PALEOCEN) NA ZACHÓD OD SKAWY

Cohesive debrites of the Istebna Beds (Upper Senonian – Paleocene) West of the Skawa River

Piotr STRZEBOŃSKI

*Akademia Górniczo-Hutnicza; Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Zakład Geologii Ogólnej i Matematycznej, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: strzebo@geolog.geol.agh.edu.pl*

Treść: W pracy opisano debryty kohezyjne warstw istebniańskich zachodniej części jednostki śląskiej Karpat zewnętrznych. Przedstawiona litofacja reprezentuje utwory silikoklastyczne, zbudowane z mieszaniny mułowo-piaskowego spoiwa i rozproszonego materiału okruchowego frakcji psefitowej. Powstawanie debrytów kohezyjnych związane było z grawitacyjnymi spływami osadu, generowanymi na skłonie basenu sedymentacyjnego przez ruchy masowe. Prezentowane utwory deponowane były w formie fartuchów przez podwodne, kohezyjne spływy rumoszowe. Największy udział miąższościowy debrytów kohezyjnych (12%) stwierdzono w warstwach istebniańskich Beskidu Śląskiego, znaczący udział odnotowano w Beskidzie Małym (7%), a najmniejszy w Beskidzie Morawskim (2%). Z największą częstotliwością opisana litofacja występuje w obrębie piaskowców istebniańskich dolnych, a regułą jest także pojawianie się w stropie łupków istebniańskich dolnych debrytów kohezyjnych z litoklastami o największych rozmiarach. Około 25% opisanych utworów zawierało w składzie fazy rozproszonej materiał egzotyczny (egzotyczne debryty kohezyjne), w którym dominowały skały krystaliczne, przede wszystkim gnejsy, łupki krystaliczne i granitoidy. Wśród znacznie rzadziej obserwowanych egzotyków skał osadowych stwierdzono wyraźne zwiększanie się z zachodu na wschód udziału różnego rodzaju wapieni.

Słowa kluczowe: Karpaty zewnętrzne, jednostka śląska, warstwy istebniańskie, senon górny – paleocen, fartuchy, kohezyjne spływy rumoszowe, debryty kohezyjne, egzotyki

Abstract: Cohesive debrites of the Istebna Beds occur within the western part of the Silesian Unit of the Outer Flysch Carpathians. The lithofacies described represents siliciclastic deposits consisting of mud-sandy matrix and scattered, psephite-size clasts. The cohesive debrites originated from sediment gravity flows that were generated on the slope of sedimentary basin by mass-movements and were deposited as aprons by submarine, cohesive debris flows. The highest content of the cohesive debrites (12% of the succession thickness) has been recorded within the Istebna Beds of the Silesian Beskid Mts, the medium in the Beskid Mały Mts (7%), and the lowest within the Moravian Beskid Mts (2%). Most frequently the lithofacies presented occurs within the Lower Istebna Sandstones, while the cohesive debrites with the biggest lithoclasts occur within the top part of the Lower Istebna Shales. The exotic material with dominating crystalline rocks, mostly gneisses, schists and granitoids, makes up 25% of the described deposits (exotic cohesive debrites). Various types of limestones prevail among much rarer clasts of sedimentary rocks and the amount of the limestones distinctly increases going to the east.

Key words: the Outer Flysch Carpathians, Silesian Unit, Istebna Beds, Upper Senonian – Paleocene, aprons, cohesive debris flows, cohesive debrites, exotics

WPROWADZENIE

Warstwy istebniańskie ze względu na charakterystyczne wykształcenie litofacjalne, miąższość i zasięg występowania stanowią bardzo ważny element składowy serii śląskiej Karpat fliszowych. Wychodnie tych warstw rozciągają się od Beskidu Morawskiego (Czechy i Słowacja) na zachodzie, poprzez Beskid Śląski i Beskid Mały (Fig. 1) aż po okolice Bieszczad na wschodzie (por. Żytko *et al.* 1989).

Wyniki badań litologiczno-sedymentologicznych oraz interpretację paleośrodowiskową warstw istebniańskich polskiej części Karpat przedstawił na początku lat 60. Unrug (1963). Modele środowisk sedymentacyjnych oraz mechanizmów depozycji materiału klastycznego stosowane wówczas w interpretacjach sedymentologicznych, z czasem uległy modyfikacjom oraz dalszej rozbudowie (np. Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Shanmugam 2000, Gani 2004). Postanowiono zatem ponownie przeanalizować warstwy istebniańskie pod kątem rekonstrukcji ich systemu depozycyjnego, rozszerzając dodatkowo zasięg badań na Beskid Morawski.

W warstwach istebniańskich zachodniej części jednostki śląskiej (Fig. 1) wyróżniono zespół litofacji, charakterystyczny dla głębokomorskich, silikoklastycznych środowisk sedymentacyjnych (por. Ghibaudo 1992, Słomka 1995, Strzeboński 2003, 2004c): zlepieńce (C), zlepieńce piaszczyste (CS), piaskowce zlepieńcowate (SC), piaskowce (S), piaskowce z mułowcami (SM), mułowce z piaskowcami (MS), mułowce (M), debryty kohezyjne (CD), utwory synsedymentacyjnie zdeformowane (F) (por. także Książkiewicz 1953, 1962, Unrug 1963, Unrug *et al.* 1969, Peszat 1976, Peszat & Wieser 1999) (Fig. 2).

Niniejszą pracę poświęcono głównie litofacji debrytów kohezyjnych (por. Lowe 1979, Shanmugam & Moiola 1997, Gani 2004). Utwory kohezyjnych spływów rumoszowych, należące do kategorii grawitów (osadów sedymentacyjnych spływów grawitacyjnych, Gani 2004), były przedmiotem studiów wielu autorów (np. Tokarski 1947, Dżułyński & Radomski 1955, Bukowy 1956, Crowell 1957, Książkiewicz 1958, Unrug 1963, 1968, Middleton & Hampton 1976, Kolarczyk 1978, Lowe 1979, 1982, 1997, Leszczyński 1981, Malik & Olszewska 1984, Słomka 1986, 1995, 2001, Shanmugam & Moiola 1997, Krobicki & Słomka 1999, Słomka & Krobicki 2000, Krobicki *et al.* 2004a, Strzeboński 2003, 2004a, b, c, 2005a).

W świetle wiedzy dotyczącej rozwoju głębokomorskiej sedymentacji silikoklastycznej opisana litofacja ma ścisły związek z depozycją chaotyczną typu fartuchowego (np. Unrug 1963, Reading & Richards 1994, Słomka 1995).

Sedymentacja głębokomorskich utworów w formie fartuchów (ang. *aprons*), zasilanych liniowo materiałem klastycznym, przedstawiana jest w literaturze jako alternatywa dla depozycji w formie punktowo zasilanych podmorskich stożków napływowych (sensu Mutti & Ricci Lucchi 1972, 1975, por. także: Stow 1986, Nelson *et al.* 1991, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Leśniak & Słomka 2000, Strzeboński 2003, 2004a, b, c, Strzeboński 2005a).

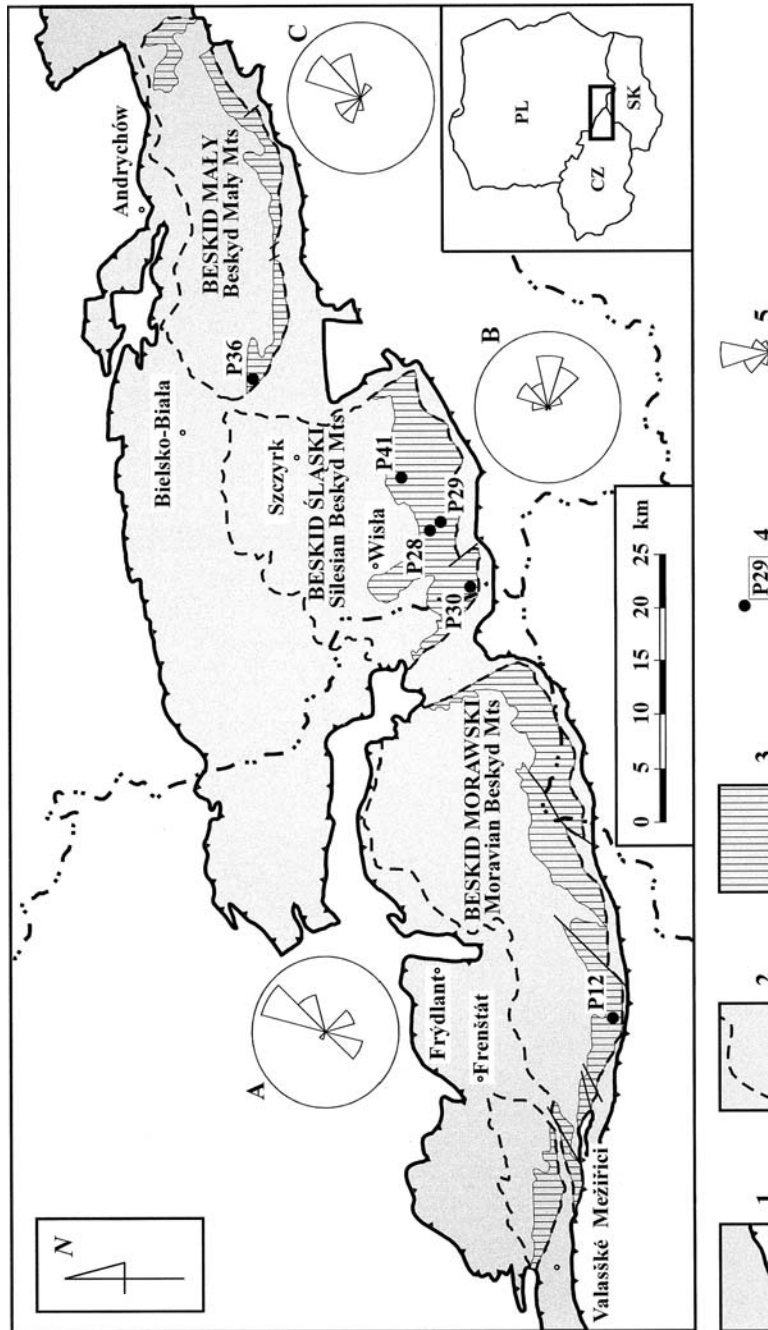


Fig. 1. Wychodnie warstw istebniańskich na tle zachodniej części jednostki śląskiej Karpat zewnętrznych (wg Żytko *et al.* 1989, uproszczone): 1 – jednostka śląska, 2 – Beskidy, 3 – warstwy istebniańskie, 4 – numer i lokalizacja profilu, 5 – statystyczny rozkład kierunków paleotransportu materiału okruchowego w debrytach kohezyjnych: A – w Beskidzie Morawskim, B – w Beskidzie Śląskim, C – w Beskidzie Małym

Fig. 1. Outcrop of the Istebna Beds in the Western part of the Outer Flysch Carpathians (after Żytko *et al.* 1989, simplified): 1 – Silesian Unit, 2 – Beskidy Mts, 3 – Istebna Beds, 4 – number and location of field profiles, 5 – palaeoflow directions in cohesive debrites: A – in Moravian Beskidy Mts, B – in Silesian Beskidy Mts, C – in Beskid Mały Mts

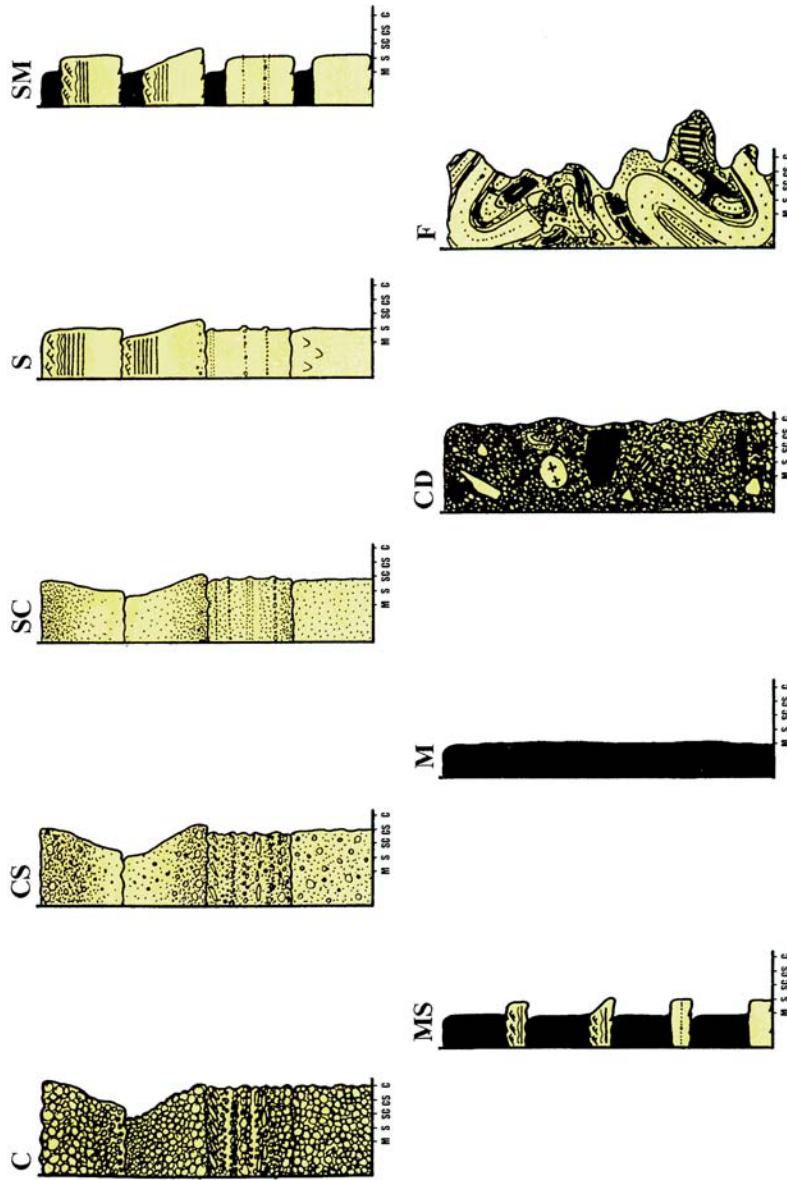


Fig. 2. Lithofacie warstw istebniańskich: C – zlepienie, CS – zlepienie piaszczyste, SC – piaskowce zlepieńcowate, S – piaskowce, SM – piaskowce z mułowcami, MS – mułowce z piaskowcami, M – mułowce, CD – debryty kohezyjne, F – utwory synsedymtacyjnie zdeformowane. Pozostałe symbole objaśniono na figurze 11

Fig. 2. Lithofacies of the Istebna Beds: C – conglomerates, CS – sandy conglomerates, SC – conglomeratic sandstones, S – sandstones, SM – sandstone-mudstone couplets, MS – mudstone-sandstone couplets, M – mudstones, CD – cohesive debrites, F – synsedimentary deformed deposits. Remaining symbols were explained in Figure 11

POZYCJA GEOLOGICZNA

Warstwy istebniańskie najlepiej rozwinięte są w Beskidzie Śląskim, gdzie wykształcone są głównie w postaci różnorodnych utworów silikoklastycznych, o miąższości dochodzącej do 2100 m (Burtan 1936, Burtanówna *et al.* 1937, Unrug 1963, 1968, Strzeboński 2003) (Fig. 3 na wklejce). Z Beskidu Śląskiego pochodzi standardowy podział sukcesji istebniańskiej na warstwy istebniańskie dolne i górne (Burtan 1936). Warstwy dolne nazywane piaskowcem istebniańskim dolnym (Burtan 1936) zbudowane są w przewadze z utworów piaskowcowo-zlepieńcowych. W skład warstw górnych wchodzi natomiast trzy wydzielenia nazywane odpowiednio do przeważającej litologii budujących je utworów: łupkami istebniańskimi dolnymi, piaskowcami istebniańskimi górnymi oraz łupkami istebniańskimi górnymi (Burtan 1936) (Fig. 3). W stropie oraz spągu łupków istebniańskich górnych, zawierających poziomy z syderytami, lokalnie występują łupki pstre (por. Burtan 1936, 1973, Burtanówna *et al.* 1937).

Powyższy podział nie może być jednakże zastosowany na całym obszarze występowania warstw istebniańskich zachodniej części jednostki śląskiej. Przykładowo w Beskidzie Morawskim występuje jeden do kilku (maksymalnie pięć) kompleksów w przewadze piaskowcowo-zlepieńcowych rozdzielonych kompleksami głównie mułowcowymi (por. także Menčík *et al.* 1983) (Fig. 3). Pomiędzy warstwami istebniańskimi Beskidu Morawskiego a wystąpieniami tych warstw w polskiej części serii śląskiej brak jest precyzyjnej korelacji. Jedynie najwyższy, stały kompleks mułowcowy warstw istebniańskich z Beskidu Morawskiego, któremu Hanzlíková (1972) przypisuje wiek paleoceński (dan), mógłby być częściowo porównywalny z łupkami istebniańskimi górnymi w części polskiej. Warstwy istebniańskie Beskidu Morawskiego posiadają miąższość około 1300 m (por. Matejka 1949, Eliáš 1970, Menčík *et al.* 1983, Strzeboński 2003) (Fig. 3).

Także warstwy istebniańskie w poszczególnych częściach Beskidu Małego nie zawsze wykazują pełne wykształcenie (*sensu* Burtan 1936). Niekiedy łupki istebniańskie dolne lub piaskowce istebniańskie górne ulegają wyklinowaniu. Wówczas piaskowce dolne przechodzą bezpośrednio w piaskowce górne bez rozdzielającej je serii łupkowej lub piaskowce dolne przechodzą ku górze w połączoną serię łupków dolnych i górnych (por. Burtanówna *et al.* 1937, Książkiewicz 1951) (Fig. 3). W Beskidzie Małym miąższość warstw istebniańskich wynosi około 1300 m (Książkiewicz 1951, Unrug 1963, Strzeboński 2003) (Fig. 3).

Warstwy istebniańskie w całym obszarze badań podścielone są przez warstwy godulskie (por. Słomka 1995) (Fig. 3). Granica pomiędzy tymi jednostkami litostratygraficznymi ma charakter strefy przejściowej o cechach wspólnych dla obydwóch wydzieleni (np. Beck 1911, Burtan 1936, Burtanówna *et al.* 1937). W strefie tej w obrębie warstw godulskich górnych (wykształconych jako mułowce z cienko- i średnioławicowymi piaskowcami – litofacje MS i SM zawierającymi glaukonit), występują wkładki utworów typu istebniańskiego (grubo- i bardzo gruboławicowe utwory piaskowcowo-zlepieńcowe – litofacje S, SC, CS i C, o rdzawej barwie na powierzchniach zwietrzałych, zawierające skalenie oraz utwory mułowcowo-zlepieńcowe – litofacja CD barwy czarnej, zawierające uwęglony detrytus roślinny, a niekiedy także litoklasty skał egzotycznych). Również w obrębie warstw istebniańskich dolnych pojawiają się utwory typu godulskiego. Burtanówna *et al.* (1937) dla utworów przejściowych rozwiniętych w Beskidzie Śląskim proponują położenie granicy pomiędzy warstwami istebniańskimi a godulskimi w miejscu, gdzie piaskowce i zlepieńce typu istebniańskiego pojawiają się w postaci stałego poziomu.

Zgodnie z tak przyjętą definicją utwory przejściowe występujące poniżej pierwszego stałego horyzontu piaskowcowo-zlepieńcowego warstw istebniańskich dolnych należy zaliczyć do warstw godulskich górnych. Ponad warstwami istebniańskimi występuje tzw. paleogen podmenilitowy (zob. Leszczyński 1981) wykształcony w różnych rejonach jako piaskowce ciężkowickie, łupki pstre lub warstwy hieroglifowe (por. Burtanówna *et al.* 1937, Burtan 1972, 1973) (Fig. 3). Wiek warstw istebniańskich został określony jako senon górny – paleocen, głównie na podstawie badań mikropaleontologicznych oraz w oparciu o badania rzadkich makroskamieniałości (np. Geroch 1960, Hanzlíková 1972, Nescieruk & Szydło 2003).

METODYKA BADAŃ

Zasadniczym elementem pracy był opis litologiczno-sedymentologiczny utworów warstw istebniańskich. Badaniami objęto dostępne profile w Beskidzie Morawskim, Beskidzie Śląskim i Beskidzie Małym. Prace przeprowadzono w 57 potokach wraz z ich głównymi dopływami, a także w 7 kamieniołomach oraz licznych łomikach i skałkach. Sprofilowano blisko 7500 m utworów warstw istebniańskich, z czego ponad 600 m przypada na 181 wystąpień opisanych w niniejszej pracy debrytów kohezyjnych.

Główną metodą badawczą była sedymentologiczna analiza litofacjalna, wiążąca cechy litologiczne osadu z mechanizmami depozycji i środowiskami sedymentacyjnymi (por. Unrug 1963, Mutti & Ricci Lucchi 1972, Kolarczyk 1978, Leszczyński 1981, Pickering 1983, Miall 1985, Pickering *et al.* 1986, Mutti & Normark 1987, Bromowicz 1992, Ghosh & Lowe 1993, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Leśniak & Słomka 2000, Hickson & Lowe 2002, Mattern 2002, Strzeboński 2003).

W debrytach kohezyjnych pomierzono 130 kierunków paleotransportu materiału okruchowego, głównie w oparciu o lineację składników ziarnowych, „imbrykację” (kierunki nasunięć) klastów mułowcowych, kierunki osi fałdów, płątów deformacyjnych i toczniców piaszczystych.

Za egzotyki uznano rozpoznawalne makroskopowo w obrębie badanych utworów litoklasty skał magmowych, metamorficznych i osadowych, pierwotnie pochodzące z obszarów źródłowych otaczających basen sedymentacyjny, w którym zostały zdeponowane.

Parametry ławic poddano opracowaniu wybranymi, matematycznymi metodami ilościowymi (Krawczyk & Słomka 1994).

CHARAKTERYSTYKA DEBRYTÓW KOHEZYJNYCH

Debryty kohezyjne warstw istebniańskich zbudowane są z mieszaniny materiału drobnoklastycznego (spoiwa mułowo-piaskowego), stanowiącego tzw. masę podstawową (składnik rozpraszający) i materiału gruboklastycznego (w przewadze żwirowego) budującego szkielet ziarnowy osadu (składnik rozproszony). Zawartość tych składników może się wahać w bardzo szerokich granicach: od zdecydowanej dominacji drobnoklastycznej fazy rozpraszającej (Fig. 4) do przewagi gruboklastycznej fazy rozproszonej (Fig. 5).



Fig. 4. Debryt kohezyjny z niską koncentracją fazy rozproszonej, Beskid Śląski, warstwy istebniańskie, potok Czarna Wiselka

Fig. 4. Matrix-rich cohesive debryte, Silesian Beskid Mts, Istebna Beds, Czarna Wiselka stream



Fig. 5. Debryt kohezyjny z wysoką zawartością fazy rozproszonej, Beskid Śląski, warstwy istebniańskie, Potok Bobrowski

Fig. 5. Clast to matrix-supported cohesive debryte, Silesian Beskid Mts, Istebna Beds, Bobrowski stream

Zwykle jednak ponad połowę objętości debrytów kohezyjnych buduje mułowo-piaskowa masa wypełniająca, w której bezładnie rozrzucony jest różnorodny, słabo wysortowany materiał okruchowy, głównie kwarcowy (por. Unrug 1968, Żywiecki *et al.* 2004) o średniej wielkości klastów około 2–3 cm (Fig. 6). W opisanych utworach obserwowano litoklasty skał krystalicznych o różnym stopniu obtoczenia (Fig. 7), porwaki zdeformowanych ławic różnych litofacji tkwiące w stropie ławic debrytów kohezyjnych (Fig. 8) oraz niekiedy porwaki pofałdowanych pakietów ławic (Fig. 9). Ponadto w całej objętości prezentowanej litofacji licznie występują klasty mułowcowe, zazwyczaj rozrzucone w sposób nieuporządkowany. Obserwowano także klasty mułowcowe ułożone w sposób kierunkowy, np. dachówkowy. Ze względu na reologiczne własności kohezyjnych spływów rumoszowych (por. Shanmugam & Moiola 1997) orientacja taka spowodowana jest raczej nasuwaniem na siebie klastów podczas spływu niż ułożeniem podprądowym klastów tworzących klasyczną imbrykację w prądach cieczy newtonowskich. Wielokrotnie obserwowano także równoległe ułożenie dłuższych osi otoczków, na wzór lineacji prądowej.

Niekiedy, w stosunkowo bardzo dużej koncentracji, nagromadzone są w debrytach kohezyjnych egzotyki (egzotykowe debryty kohezyjne) (Strzeboński 2004c, Tomáš *et al.* 2004, Cieszkowski *et al.* 2005) (Fig. 10), o rozmiarach przekraczających czasem kilkadziesiąt centymetrów. Egzotyki reprezentowane są przez skały metamorficzne i magmowe, głównie gnejsy, łupki krystaliczne, podrzędnie granitoidy, rzadziej natomiast pojawiają się skały osadowe (por. Unrug 1968). Ilość egzotyków skał osadowych, zwłaszcza różnego typu wapieni, wyraźnie wzrasta z zachodu na wschód. Dla prezentowanej litofacji charakterystyczna jest zwykle bardzo ciemna, prawie czarna barwa związana z obecnością węglowego detrytusu roślinnego.



Fig. 6. Debryt kohezyjny z przeciętną koncentracją fazy rozproszonej Beskid Śląski, warstwy istebniańskie, Potok Wątrobny

Fig. 6. Matrix-supported cohesive debrite, Silesian Beskid Mts, Istebna Beds, Wątrobny stream



Fig. 7. Debryt kohezyjny z litoklastami skał krystalicznych o różnym stopniu obtoczenia, Beskid Mały, warstwy istebniańskie, potok Targoszówka

Fig. 7. Cohesive debrite with crystalline rock clasts showing various roundness, Beskid Mały Mts, Istebna Beds, Targoszówka stream



Fig. 8. Debryt kohezyjny z porwakiem zdeformowanego fragmentu ławicy piaskowcowej, Beskid Śląski, warstwy istebniańskie, rzeka Olza

Fig. 8. Cohesive debrite with synsedimentary deformed sandstone intraclast, Silesian Beskid Mts, Istebna Beds, Olza River



Fig. 9. Debryt kohezyjny z zafałdowanym pakietem utworów mułowcowo-piaskowcowych, Beskid Śląski, warstwy istebniańskie, Potok Roztoczny

Fig. 9. Cohesive debrite with synsedimentary folded package of thin-bedded mudstone-sandstone couplets, Silesian Beskid Mts, Istebna Beds, Roztoczny stream



Fig. 10. Egzotyczny debryt kohezyjny, Beskid Mały, warstwy istebniańskie, potok Targoszówka

Fig. 10. Exotic cohesive debrite, Beskid Mały Mts, Istebna Beds, Targoszówka stream

Debryty kohezyjne mają wykształcenie bezładne (masywne), aczkolwiek niekiedy w samym spągu ławic obserwuje się skoncentrowane nagromadzenie grubszych frakcji w stosunku do nadległej części ławicy (Fig. 11 na wklejce, Fig. 12). Opisane utwory pokryte są zazwyczaj kompleksami drobnieziarnistych, masywnych mułowców, zawierających domieszkę ziaren frakcji psamitowej, która odróżnia takie utwory od typowej, mułowcowej litofacji turbidytowej (Fig. 12, 13). Powierzchnie spągowe ławic przedstawionych utworów mogą być nierówne, erozyjne, głównie w sytuacji dużego nagromadzenia w części spągowej ławicy klastów frakcji żwirowej (Fig. 12), zwykle jednak są one równe i płaskie, bez oznak erozji (Fig. 13).

Debryty kohezyjne obecne są głównie w profilu piaskowców istebniańskich dolnych oraz pojawiają się lokalnie w stropie łupów istebniańskich dolnych. Cechą charakterystyczną opisanych utworów jest także ich chaotyczne pojawianie się w profilu, powodujące brak preferencji do współwystępowania z określonym rodzajem litofacji. Możliwa do obserwacji terenowej miąższość ławic debrytów kohezyjnych jest bardzo zróżnicowana: od kilkudziesięciu centymetrów do zwykle kilku metrów, w pojedynczych przypadkach do kilkunastu metrów.

Debryty kohezyjne są charakterystycznymi utworami proksymalnych (skłonowych) stref sedymentacyjnych, podmorskich, silikoklastycznych systemów depozycyjnych (np. Ghibaudo 1992, Słomka 1995, Shanmugam & Moiola 1997, Shanmugam 2000, Strzeboński 2003). Przedstawiona litofacja interpretowana jest jako powstająca w wyniku depozycji ze spływów kohezyjnych o zróżnicowanej lepkości (por. Middleton & Hampton 1976, Lowe 1979). Lowe (1979) określił takie utwory jako *cohesive debris flows*, biorąc pod uwagę zarówno ich własności reologiczne (*Bingham substances*), jak i dominujący mechanizm podtrzymywania składników osadu (*cohesive strength*).

Debryty kohezyjne interpretowane są także jako powstające z kohezyjnych, masowych spływów grawitacyjnych osadu, o quasi-plastycznej (hydroplastycznej) reologii (*non-Newtonian fluid*) i laminarnym (nieturbulencyjnym) stanie przepływu oraz zróżnicowanej koncentracji fazy rozproszonej w mułowo-detrytycznym matriks (Shanmugam & Moiola 1997, Shanmugam 2000). Podobnie Gani (2004) klasyfikuje kohezyjne debryty jako nieniutonowskie plastiki Bingham, charakteryzujące się głównie laminarnym typem ruchu i wytrzymałością matriks, która jest dominującym mechanizmem podtrzymywania osadu.

W takim ujęciu debryty kohezyjne warstw istebniańskich można traktować jako litofację odpowiadającą m.in.:

- facji żwirowców ilastych – Dżułyński & Radomski (1955) oraz Unrug (1963, 1968);
- facji parazlepieńców – Leszczyński (1981);
- facji A1.3 – Pickering *et al.* (1986);
- facji MyG lub GyM – Ghibaudo (1992);
- facji MC mułowców zlepieńcowatych – Słomka (1995).

W kohezyjnych debrytach warstw istebniańskich stwierdzono także struktury deformacyjne, co pozwalałoby częściowo wiązać je również z powszechnie wydzielaną w „turbidytowych” systemach depozycyjnych facją osadów synsedymentacyjnie zdeformowanych.

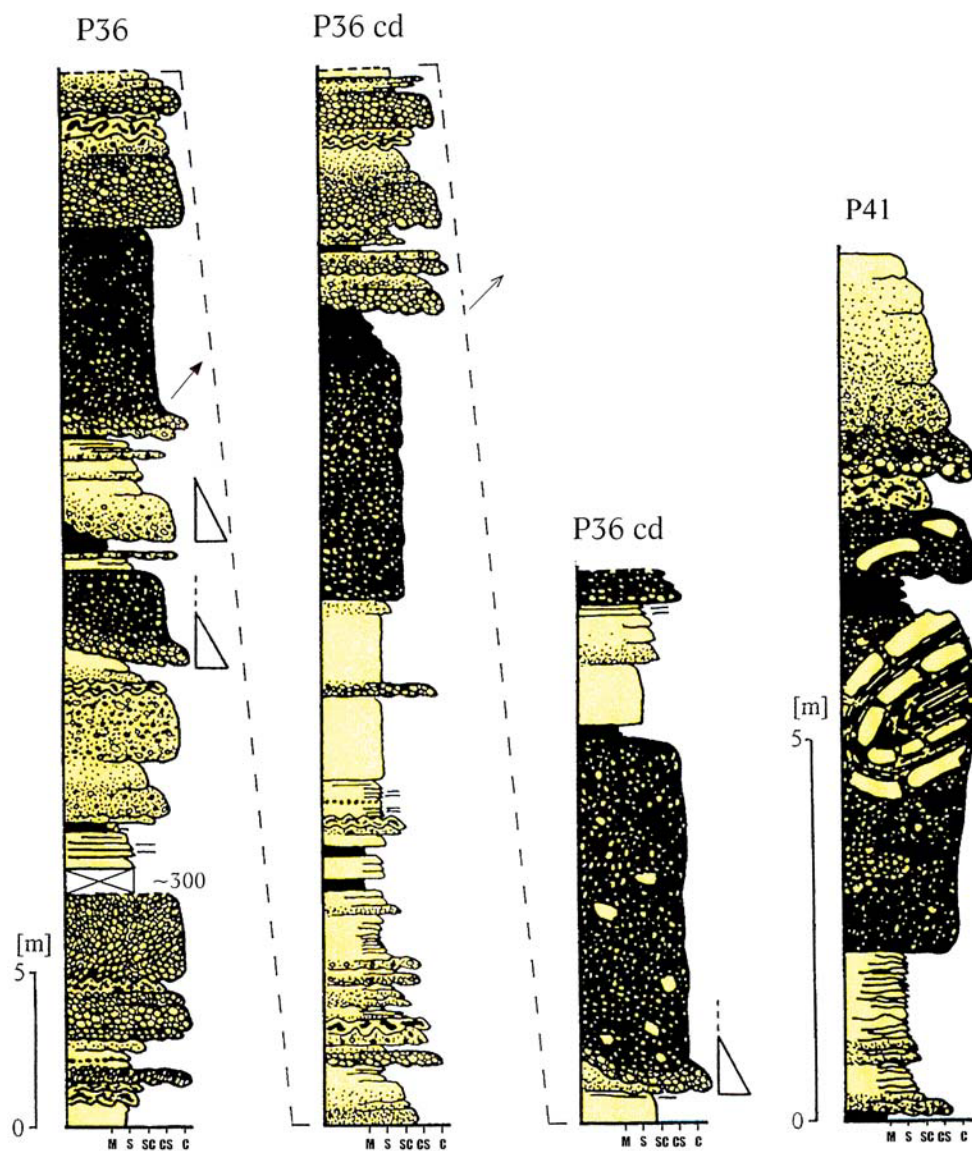


Fig. 12. Profile litologiczno-sedymentologiczne kompleksów fartuchowych z debrytami kohezyjnymi: profil P36 – Beskid Mały, spągowa część piaskowców istebniańskich dolnych, potok Wilkówka, Wilkowice Górne; profil P41 – Beskid Śląski, spągowa część piaskowców istebniańskich dolnych, Potok Roztoczny, Wisła Czarne Fojtula. Lokalizacje profili w obrębie sukcesji warstw istebniańskich pokazano na figurze 3. Objaśnienia jak na figurze 11

Fig. 12. Lithological-sedimentological profiles of apron complexes containing cohesive debrites: P36 – Beskid Mały Mts, basal part of Lower Istebna Beds, Wilkówka stream, Wilkowice Górne; P41 – Silesian Beskid Mts, basal part of Lower Istebna Beds, Roztoczny stream, Wisła Czarne Fojtula. Explanations as in Figure 11. For location of profiles within the Istebna Beds see Figure 3

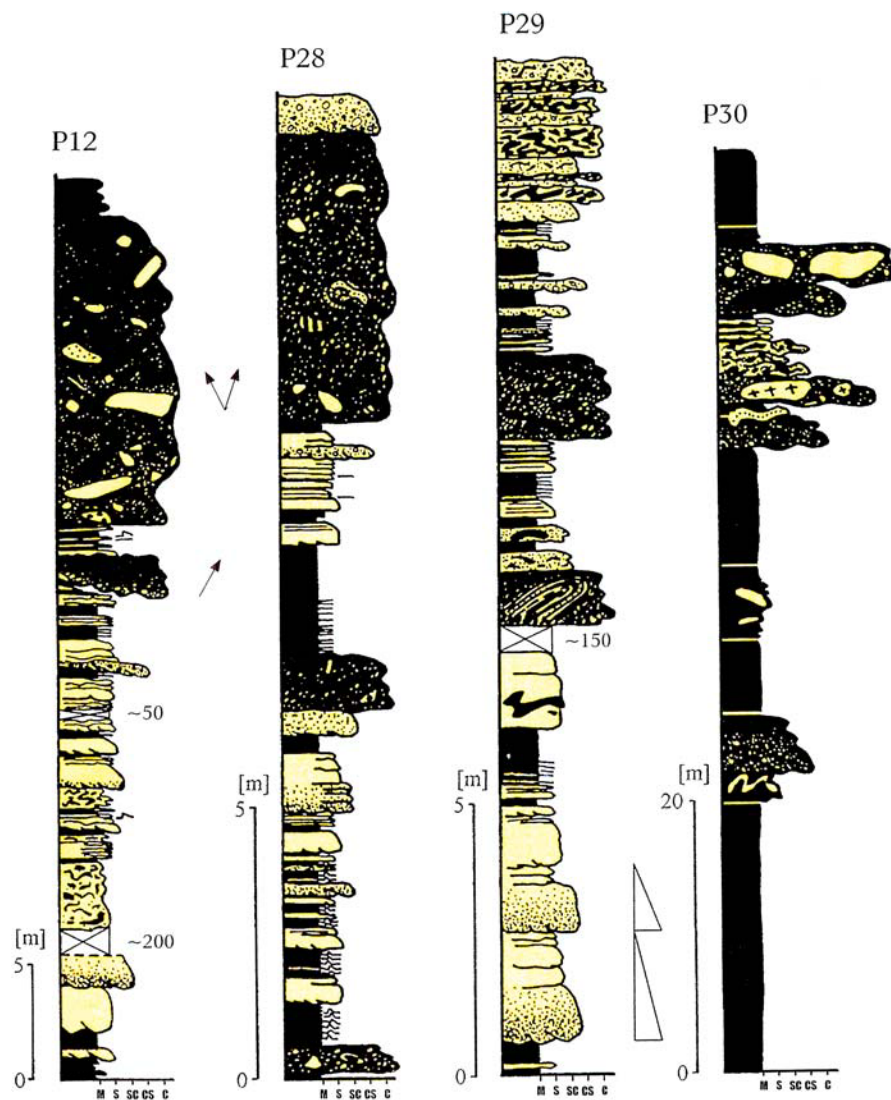


Fig. 13. Profile litologiczno-sedymentologiczne kompleksów fartuchowych z debrytami kohezyjnymi: profil P12 – Beskid Morawski, potok Mečůvka, Horní Bečva; profil P28 – Beskid Śląski, środkowa część piaskowców istebniańskich dolnych, potok Czarna Wiselka, Wisła Czarne; profil P29 – spągowa część piaskowców istebniańskich dolnych, potok Czarna Wiselka, Wisła Czarne; profil P30 – strop łupków istebniańskich dolnych, rzeka Olza, Jasnowice. Lokalizacje profili w obrębie sukcesji warstw istebniańskich pokazano na figurze 3. Objasnienia jak na figurze 11

Fig. 13. Lithological-sedimentological profiles of apron complexes containing cohesive debrites: P12 – Moravian Beskid Mts, Mečůvka stream, Horní Bečva; P28 – Silesian Beskid Mts, middle part of Lower Istebna Beds, Czarna Wiselka stream, Wisła Czarne; P29 – basal part of Lower Istebna beds, Czarna Wiselka stream, Wisła Czarne; P30 – top part of Lower Istebna Shale, Olza River, Jasnowice. Explanations as in Figure 11. For location of profiles within the Istebna Beds see Figure 3

Podstawą wyróżnienia takiej litofacji są widoczne w skali odsłonięcia struktury deformacyjne (Fig. 9, 12 – profil P41). Utwory takie, podobnie jak debryty kohezyjne, stanowią w głównej mierze produkty podmorskich grawitacyjnych ruchów masowych. Osady zdeformowane synsedymentacyjnie mogą być reprezentowane przez utwory bardzo różnych litofacji, ale ich cechą wspólną jest zaburzone uławicenie o różnym stopniu pofałdowania, zmięcia i porozrywania (rozdrobienia) (por. Dżułyński 1963, Doyle & Pilkey 1979, Słomka 1995) (Fig. 14).



Fig. 14. Chaotyczny pakiet piaskowcowo-łupkowy (utwory synsedymentacyjnie zabużone), Beskid Mały, warstwy istebniańskie, potok Bartoszowiec

Fig. 14. Chaotic sandy-shale complex (synsedimentary deformed deposits), Beskid Mały Mts, the Istebna Beds, Bartoszowiec stream

Ważną cechą diagnostyczną syndepozycyjnych deformacji jest występowanie utworów zaburzonych wśród ławic nie zdeformowanych (Helwing 1970, Maltman 1994). W tego typu kompleksach obserwowane były fałdy i płyty deformacyjne, liczne klasty mułowcowe oraz niekiedy toczące piaszczyste. Utwory takie interpretowane są jako produkty synsedymentacyjnych osuwisk podmorskich (Książkiewicz 1958, Helwing 1970, Maltman 1994), litofacjalnie natomiast dobrze odpowiadają facji F – Mutti & Ricchi Lucchi (1975), facji C2.1 – Pickering *et al.* (1986), oraz facji F – osadów zdeformowanych – Słomka (1995).

PODSUMOWANIE

Debryty kohezyjne warstw istebniańskich są silikoklastycznymi utworami posiadającymi wyraźnie bimodalny rozkład uziarnienia. Skomponowane są z mieszaniny materiału mułowo-piaskowego pełniącego rolę spoiwa typu matriks (faza rozpraszająca) i ziaren klastycznych frakcji psefitowej stanowiących szkielet ziarnowy fazy rozproszonej. Z genetycz-

nego punktu widzenia debryty kohezyjne związane są z sedymentacyjnymi spływami grawitacyjnymi osadu, generowanymi w proksymalnej strefie systemu depozycyjnego przez podmorskie ruchy masowe. Resedymetowany gruboklastyczny materiał mieszając się z wyściełającym skłon basenu sedymentacyjnego mułem, tworzył kohezyjne spływy rumoszowe. W trakcie grawitacyjnego rozprzestrzeniania się takich spływów mogło dochodzić do powstawania wtórnych ruchów masowych oraz do wzbudzania typowych prądów zawieszinowych.

Na rozwój i charakter sedymentacji tego typu decydujący wpływ miała przebudowa tektoniczna obszaru alimentacyjnego oraz strefy basenowej, związana ze zmianami natężenia panującego w regionie reżimu kompresyjnego (por. Unrug 1968, Birkenmajer 1976, Pescatore & Ślącza 1984, Słomka 1995, Oszczytko 1999, Golonka *et al.* 2000, 2001, 2003, Nemčok *et al.* 2001, Olszewska & Wieczorek 2001, Poprawa *et al.* 2002, Golonka 2004, Krobicki *et al.* 2004b, Poprawa *et al.* 2004a, b, Słomka *et al.* 2004). Pośrednią rolę w kształtowaniu depozycji mogły odgrywać względne zmiany poziomu morza związane z tektonicznym dźwiganie bądź pogrążaniem określonych stref obszaru (por. Poprawa *et al.* 2002, Waškowska-Oliwa 2005). Wpływ globalnych zmian eustatycznych jest natomiast trudny do oszacowania ze względu na wyżej wspomniane tektoniczne zaangażowanie regionu, jakkolwiek globalne tendencje regresywne (Ross & Ross 1990) przyczyniałyby się do wydatnego zwiększania dostawy materiału okruchowego do basenu. Wpływ na depozycję mogły mieć także lokalne wezbrania powodziowe powodujące wynoszenie z obszarów źródłowych znacznych ilości materiału klastycznego. Materiał takich spływów gromadził się w strefie obrzeżenia basenu, gdzie poddawany był dalszej abrazji, a następnie redepozycji w jego głębsze części. Również wstrząsy sejsmiczne i fale morskie mogły nadawać impuls przyczyniający się w efekcie do masowej resedymtacji osadów.

Przejście od uporządkowanych, turbidytowych systemów depozycyjnych górnych warstw godulskich, z rozwiniętymi kanałami i dobrze wykształconymi łobami stożków podmorskich (Słomka 1995) do systemów chaotycznej sedymentacji fartuchowej warstw istebniańskich z rozwiniętymi silikoklastycznymi fartuchami i rampami (Strzeboński 2003, 2004a, b) dokumentuje wzrost aktywności tektonicznej obszarów źródłowych (Poprawa *et al.* 2004a, b, Strzeboński 2005a). W okresach wzmożonej aktywności alimentacyjnej szacunkowe tempo depozycji mogło przewyższać sto kilkadziesiąt m/mln lat, prowadząc do znacznego spłylenia proksymalnej strefy sedymentacyjnej (por. Książkiewicz 1975, Olszewska 1984, Machaniec 2002).

Analiza kierunków paleotransportu materiału okruchowego debrytów kohezyjnych wskazuje jako główny obszar alimentacyjny śródbasenowy grzbiet śląski (kordyliera śląska, Książkiewicz *ed.* 1962, Unrug 1963, Ślącza *red.* 1986, Słomka 1986, Słomka *et al.* 2004). Rzadko pojawiające się kierunki na SE i SW (Fig. 1) mogły być wymuszane przez geometrię litosomów oraz lokalne ukształtowanie podwodnych stoków i dna basenu śląskiego (Książkiewicz *red.* 1962, Unrug 1963, Ślącza *red.* 1986). Nie odnotowano natomiast bezpośrednich dowodów wskazujących na możliwość depozycji opisanych utworów ze strony wyniesienia podśląskiego, jakkolwiek pojedyncze kierunki paleotransportu wskazują na taką możliwość. Rozkład kierunków skorelowany z towarzyszącymi debrytom kohezyjnym kompleksami utworów spływów ziarnowych (debrytów niekohezyjnych, por. Shanmugam & Moiola 1997, Gani 2004) dokumentuje sedymentację warstw istebniańskich w obrębie liniowo i wielopunktowo zasilanych, systemów depozycyjnych (fartuchowych i rampowych) (*sensu* Reading & Richards 1994, Strzeboński 2003). Zasadnicza depozycja

rozwickała się na północnym skłonie grzbietu śląskiego i u jego podstawy. Fragmenty obszaru źródłowego uaktywniały się w różnym stopniu i czasie, czego efektem była różna ilość i jakość dostarczanego materiału klastycznego.

Przeważająca obecność skał krystalicznych w materiale egzotycznym wskazuje na znaczną redukcję pierwotnej pokrywy osadowej obszaru źródłowego (Unrug 1968). Dodatkowo wyraźnie zwiększający się z zachodu na wschód udział egzotycznych skał osadowych, w tym przede wszystkim różnego typu wapieni (Tomasz *et al.* 2004) może odzwierciedlać różnice w budowie geologicznej poszczególnych fragmentów obszaru alimentacyjnego (por. Dziubińska *et al.* 2004, Żywiecki *et al.* 2004), ale także może sugerować diachronizm aktywności alimentacyjnej fragmentów grzbietu śląskiego, dokumentujący przesuwanie ruchów dźwigających we wskazanym kierunku (Słomka 1986, 1995, 2001). Natomiast obecność uwęglonego detrytusu roślinnego może świadczyć o co najmniej częściowym pokryciu obszaru źródłowego szatą roślinną.

Rozmieszczenie debrytów kohezyjnych w obszarze badań, jak również w profilu warstw istebniańskich jest wybitnie niejednorodne. Z udziałów miąższościowych i częstości ich występowania, jak również z rozkładu wielkości składników fazy rozproszonej wynika, że najbardziej aktywnymi centrami sedymentacyjnymi związanymi z grzbietem śląskim alimentującym zachodnią część basenu śląskiego były obszary odpowiadające współcześnie Beskidowi Śląskiemu, a w drugiej kolejności Beskidowi Małemu. Obszar odpowiadający Beskidowi Morawskiemu cechował się odmiennym sposobem rozwoju sedymentacji (Strzeboński 2003), wskazującym na pewną odrębność źródłowo-basenową tej części systemu depozycyjnego.

Wzrost udziału debrytów kohezyjnych przypada na okres depozycji dolnych piaskowców istebniańskich, a także na koniec sedymentacji dolnych łupków istebniańskich. W stropie dolnych łupków pojawiają się lokalnie debryty kohezyjne z litoklastami o największych rozmiarach, będąc zapowiedzią przejścia do grubookruchowej depozycji górnych piaskowców istebniańskich m.in. z poziomami zlepieńców egzotycznych (egzotycznych debrytów niekohezyjnych).

Cechy wykształcenia opisanej litofacji, w szczególności: bardzo zróżnicowane uziarnienie (wielkość, rozkład), różna morfologia ziaren fazy rozproszonej (kształt, obtoczenie) oraz ich upakowanie i orientacja, skład petrograficzny, struktury sedymentacyjne, a także miąższość i kształt litosomów, kierunki paleotransportu i brak preferencji do występowania z określonymi typami litofacji, wskazują na chaotyczne generowanie spływów rumoszowych z różnych stref obszaru alimentacyjnego i ich deponowanie głównie w formie fartuchów. Dodatkowo występowanie fragmentów debrytów kohezyjnych starszych generacji oraz pakietów skał innych litofacji wśród opisanych utworów obserwowanych w profilu wskazuje na możliwość wielokrotnej redepozycji osadu i/lub na niszczenie utworów w dźwiganych, brzeżnych strefach basenu (por. Matyszkiewicz & Słomka 1994).

Autor dziękuje dr. hab. inż. T. Słomce, prof. nadzw. AGH, anonimowemu recenzentowi oraz dr. inż. M. Krobickiemu za przejrzanie tekstu i konstruktywne uwagi.

Realizacja niniejszej pracy była możliwa m.in. dzięki wsparciu finansowemu z dotacji Komitetu Badań Naukowych: prace własne AGH (temat nr 10.10.140.346) oraz Stypendium Polskiego Towarzystwa Geologicznego im. Krzysztofa Beresa.

LITERATURA

- Beck H., 1911. Die tektonischen Verhältnisse der beskidischen Oberkriedeablagerungen im nordöstlichen Mähren. *Jahrb. d. Geol. Reichsanst.*, 61, 711–779.
- Birkenmajer K., 1976. The Carpathian orogen and plate tectonics. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, Ser. A-2, 101, 43–53.
- Bromowicz J., 1992. Basen sedymentacyjny i obszary źródłowe piaskowców magurskich. *Kwart. AGH Geologia*, 54, 7–122.
- Bukowy S., 1956. Observations on the sedimentation of the Babica Clays (Paleocene) in the Middle Carpathians. *Bull. Acad. Pol. Sc.*, Cl. III, 4, 9, 631–635.
- Burtan J., 1936. Stratigraphie der Schlesischen Beskiden. *Bull. Intern. Akad. Pol. Spraw. Pol. Akad. Umiej.*, 41, 195–209.
- Burtan J., 1972. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski, arkusz Wisła (1028), 1: 50000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Burtan J., 1973. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusz Wisła (1028), 1: 50000*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–37.
- Burtanówna J., Konior K. & Książkiewicz M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich, (Carte géologique des Karpates de Silesie)*. PAU, Wyd. Śląskie, Kraków, 1–104.
- Cieszkowski M., Golonka J., Malata E., Olszewska B., Rajchel J. & Ślęczka A., 2005. Wystąpienia wapieni organogenicznych, organodetrytycznych oraz innych skał węglanowych w Karpatach zewnętrznych. W: Cieszkowski M. & Golonka J. (eds), *Wapień organogeniczne i organodetrytyczne w Karpatach zewnętrznych i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych Tetydy*. Seminarium naukowe, 21 kwietnia 2005, Kraków, 5–8.
- Crowell J.C., 1957. Origin of pebbly mudstones. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 68, 993–1010.
- Doyle L.J. & Pilkey O.H. (eds), 1979. Geology of continental slopes. *Spec. Publ., Soc. Econ. Paleontol. Mineral.*, 27, 75–82.
- Dziubińska B., Kusiak M.A. & Paszkowski M., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 25–27.
- Dżułyński S. & Radomski A., 1955. Pochodzenie śladów wleczenia na tle teorii prądów zawieszinowych. *Acta Geol. Pol.*, 5, 47–56.
- Eliáš M., 1970. Lithology and sedimentology of the Silesian unit in the Moravo-Silesian Beskydy Mts., with English summary. *Sbor. Geol. Ved., R. G.*, 18, 7–99.
- Gani M.R., 2004. A Straightforward Approach to Sediment Gravity Flows and Their Deposits. *The Sedimentary Rekord*, vol. 2, No. 3, 4–8.
- Geroch S., 1960. Zespoły mikrofauny z kredy i paleogenu serii śląskiej w Beskidzie Śląskim. *Biul. Inst. Geol.*, 153, Z badań geol. w Karpatach, 5, 7–138.

- Ghibaudo G., 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, 39, 423–454.
- Ghosh B. & Lowe D.R., 1993. The architecture of deep-water channel complexes, Cretaceous Venado Sandstone Member, Sacramento Valley, California. In: Graham S.A. & D.R. Lowe (eds), *Advances in the Sedimentary Geology of the Great Valley Group. Sacramento Valley, California, SEPM, Pacific Section. Guidebook 73*, 51–65.
- Golonka J., Oszczytko N. & Ślącza A., 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of Circum-Carpathian region and adjacent areas. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 70, 107–136.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N. & Ślącza A., 2001. Paleogeografia basenów Małopolskiej Prowincji Naftowej w mezozoiku i kenozoiku na tle ewolucji obszaru wokółkarpackiego. *Prz. Geol.*, 49, 5, 396–400.
- Golonka J., Krobicki M., Oszczytko N., Ślącza A. & Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and paleogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic-earliest Cretaceous). In: McCann T. & Saintot A. (eds), *Tracing Tectonic Deformation Using the Sedimentary Record, Geological Society, Spec. Pub.*, London, 208, 138–158.
- Golonka J., Bogdan I. & Ślącza A., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków*, 75–76.
- Golonka J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235–273.
- Hanzlíková E., 1972. Mikropaläontologische Zoneneinteilung und Stratigraphie der Istebna-Schichten und ihres unmittelbaren Hangenden. Praha, *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 47, 2, 69–77.
- Helwing J., 1970. Slump folds and early structures, northeastern, Newfoundland Appalachians. *J. Geol.*, 78, 172–178.
- Hickson T.A. & Lowe D.R., 2002. Facies architecture of a submarine fan channel-levee complex: the Juniper Ridge Conglomerate, Coalinga, California. *Sedimentology*, 49, 335–362.
- Kotlarczyk J., 1978. Stratygrafia formacji z Ropianki (fm), czyli warstw inoceramowych w jednostce skolskiej Karpat fliszowych. *Pr. Geol. PAN*, Kraków, 1–108.
- Kotlarczyk J., Krawczyk A.J., Leśniak T. & Słomka T., 1997. *Geologiczna baza danych GeoKarpaty dla polskich Karpat fliszowych*. Wyd. wł. WGGiOŚ AGH, Kraków, 1–90.
- Krawczyk A.J. & Słomka T., 1994. *Podstawowe metody matematyczne w geologii*. Skrypty Ucz. AGH 1393, Wyd. AGH, Kraków, 1–168.
- Krobicki M. & Słomka T., 1999. Berriasian submarine mass movements as results of tectonic activity in the Carpathians basins. *Geol. Carpath.*, 50, 42–44.

- Krobicki M., Słomka T. & Golonka J., 2004a. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: Krobicki M. (ed.), Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 37–39.
- Krobicki M., Golonka J. & Słomka T., 2004b. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: Krobicki M. (ed.), Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 77–79.
- Książkiewicz M., 1951. *Objaśnienia do arkusza Wadowice 1: 50000*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1953. Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. W: Regionalna Geologia Polski, t. 1, Tektonika, z. 2, Karpaty, Kraków, 305–361.
- Książkiewicz M., 1958. Submarine slumping in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 28, 123–151.
- Książkiewicz M. (red.), 1962. *Atlas geologiczny Polski. Zeszyt 13. Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach zewnętrznych. 1:600 000*. Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz M., 1975. Bathymetry of the Carpathian flysch basin. *Acta Geol. Pol.*, 25, 3, 309–367.
- Leszczyński S., 1981. Piaskowce ciężkowickie jednostki śląskiej w polskich Karpatach: studium sedymentacji głębokowodnej osadów gruboklastycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, 3–4, 435–502.
- Leśniak T. & Słomka T., 2000. Środowisko sedymentacji warstw istebniańskich dolnych (górnego senonu) rejonu Dobczyc. *Kwart. AGH Geologia*, 26, 1, 51–65.
- Lowe D.R., 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. In: Doyle L.J. & Pilkey O.H. (eds), *Geology of continental slopes. Spec. Publ., Soc. Econ. Paleont. Miner.*, 27, 75–82.
- Lowe D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sedim. Petrol.*, 52, 279–297.
- Lowe D.R., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: discussion. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.*, 81, 3, 460–465.
- Machaniec E., 2002. *Analiza mikropaleontologiczna górnokredowych margli węglowickich jednostki podśląskiej w polskich Karpatach Zewnętrznych*. Rozprawa doktorska, Arch. Bibl. Inst. Nauk Geol., UJ, Kraków.
- Malik K., & Olszewska B., 1984. Studium sedymentologiczne i mikropaleontologiczne warstw grodziskich w profilu Żegociny (Karpaty fliszowe) (pl. I–X i 6 fig.). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 54, 3–4, 293–334.
- Maltman A.I. (ed.), 1994. *The Geological deformation of sediments*. Chapman and Hall, London, 1–362.

- Matejka A., 1949. Geologická studie z okolí Valašského Meziříčí. *Sbor. Stát. Geol. Úst.*, 16, 643–693, Praha.
- 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. *Sediment. Geol.*, 150, 203–228.
- Matyszkiewicz J. & Słomka T., 1994. Organodetrital conglomerates with ooids in the Cieszyn Limestone (Tithonian-Berriasian) of the Polish Flysch Carpathians and their paleogeographic significance. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 63, 211–248.
- Menčík E. (ed.), 1983. Geology of the Moravskoslezské Beskydy Mts. and Podbeskydská pahorkatina Upland. *Ustředni Ustav Geologicky*, 1–304, Praha (with English summary).
- Miall A.D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.*, 22, 261–308.
- Middleton G.V. & Hampton M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D.J., Swift D.J.P. (eds), *Marine sediment transport and environmental management*, 197–218, Wiley, New York.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161–199.
- Mutti E. & Ricci Lucchi F., 1975. Turbidite facies and facies associations. In: Mutti E. *et al.* (eds), *Examples of turbidite facies associations from selected formations of the Northern Apennines. Field Trip A11, IX Int. Sedimentol. Congr.*, 21–36, Nice.
- Mutti E. & Normark W.R., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. In: Legget J.K. & Zuffa G.G. (eds), *Marine Clastic Sedimentology, concepts and case studies*, 1–38, Graham & Trotman, London.
- Nelson C.H., Malomado A.J.H.Jr. & Alonso B., 1991. Modern sand-rich and mud-rich siliciclastic aprons: alternative base of slope turbidite systems to submarine fans. Chapter 8 In: Veiner P. & Link M.H. (eds), *Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems*, 171–190, Springer-Verlag, New York.
- Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Oszczytko N., Sercombe W.J., Cieszkowski M., Paul Z., Coward M.P. & Ślącza A., 2001. Reconstruction of Cretaceous rifts incorporated in the Outer West Carpathian wedge by balancing. *Mar. and Petrol. Geol.*, 18, 39–64.
- Nescieruk P. & Szydło A., 2003. Pozycja warstw istebniańskich w Beskidzie Morawsko-Śląskim. *Spraw. z Pos. Państw. Inst. Geol.*, 60, 67–68.
- Olszewska B., 1984. Interpretacja paleoekologiczna otwornic kredy i paleogenu polskich Karpat zewnętrznych. *Biul. Inst. Geol.*, 346, 7–45.
- Olszewska B. & Wiczorek J., 2001. Jurassic sediments and microfossils of the Andrychów Klippes (Outer Western Carpathians). *Geol. Carpath.*, 52, 217–228.
- Oszczytko N., 1999. From remnant ocean basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. *Geol. Carpath.*, 50, 161–163.

- Pescatore T. & Ślącza A. 1984. Evolution models of two flysch basins: the Northern Carpathians and Southern Apennines. *Tectonophysics*, 106, 49–70.
- Peszat C., 1976. Piaskowce istebniańskie. W: Peszat C. (ed.), Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania, *Kwart. AGH Geologia*, 2, 27–35.
- Peszat C. & Wieser T., 1999. Mineral composition of matrix in thick-bedded Istebna Sandstones (the Polish Flysch Carpathians). *Min. Pol.*, 30, 73–83.
- Pickering K.T., 1983. Transitional submarine fan deposits from the late Precambrian Kongsfiord Formation submarine fan, NE Finnmark, N. Norway. *Sedimentology*, 30, 181–199.
- Pickering K.T., Stow D., Watson M. & Hiscott R., 1986. Deep water facies processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.*, 23, 75–174.
- Poprawa P., Malata T. & Oszczytko N., 2002. Ewolucja tektoniczna basenów sedimentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Prz. Geol.*, 50, 11, 1092–1108.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Kusiak M.A., Banaś M., Skulich J. & Paszkowski M., 2004a. Geochronology of crystalline basement of the Western Outer Carpathians, sediment source areas – preliminary data. *Mineralogical Society of Poland, Spec. Pap.*, 24, 329–332.
- Poprawa P., Malata T., Pécskay Z., Kusiak M.A., Banaś M., Skulich J. & Paszkowski M., 2004b. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpackich. W: Krobicki M. (ed.), Egzotyki karpackie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 15–17.
- Reading H.G., & Richards M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *Bull. Am. Assoc. Petrol.*, 78, 5, 792–822.
- Ross C.A. & Ross J.R.P., 1990. The Paleozoic sea-level curve. In: Harland W.B., Armstrong A.V., Cox A.V., Craig L.E., Smith A.G. & Smith P.G. (Eds), A geological time scale, 263 pp., Cambridge University Press, Cambridge.
- Shanmugam G. & Moiola R.J., 1997. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackford Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma: reply. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 81, 672–695.
- Shanmugam G., 2000. 50 years of turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models – a critical perspective. *Mar. Pet. Geol.*, 17, 285–342.
- Słomka T., 1986. Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych. *Kwart. AGH Geologia*, 12, 25–35.
- Słomka T., 1995. Głębokomorska sedimentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Pr. Geol. PAN*, 139, Kraków, 1–132.
- Słomka T., 2001. Osady wczesnokredowych spływów rumoszowych w warstwach cieszyńskich rejonu Żywca. *Kwart. AGH Geologia*, 27, 1, 89–110.

- Słomka T. & Krobicki M., 2000. Syn-rift debris flow deposits (Tithonian-Valanginian) in the northernmost Western Tethys (Cieszyn Beds of the Polish Flysch Carpathians). *Intern. Assoc. of Sedim. Regional Meeting*, Dublin, Ireland, 140–141.
- Słomka T., Golonka J., Krobicki M., Matyszkiewicz J., Olszewska B., Oszczytko N. & Wieczorek J., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 5–8.
- Stow D.A.V., 1986. Deep clastic seas. In: Reading H.G. (red.), *Sedimentary environments and facies*, 399–444, Blackwell Scientific, Oxford.
- Strzeboński P., 2003. Sedymentacja warstw istebniańskich (górnego senonu – paleocenu) zachodniej części serii śląskiej Karpat. *Spraw. z Pos. Kom. Nauk Geol. PAN*, XLVII/2 (w druku).
- Strzeboński P., 2004a. Sedimentary environment of the Istebna Beds (Upper Senonian – Paleocene), Polish Flysch Carpathians. *Materiały konferencyjne*, Sediment 2004, RWTH Aachen.
- Strzeboński P., 2004b. Środowisko sedymentacyjne warstw istebniańskich (górnego senonu – paleocenu) na zachód od Skawy. *Materiały konferencyjne*, PoKoS 2004, Zakopane.
- Strzeboński P., 2004c. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 65–67.
- Strzeboński P., 2005a. The Rodło Cascades: a geotouristic pearl – gem of the Silesian Beskyd Mts. In: Doktor M. & Waśkowska-Oliwa A. (eds), *Geotourism – new dimensions in XXI century tourism and chances for future development*, 2nd International Conference, Geotour 2005, 22–24 September, Kraków, 109–111.
- Ślącza A. (ed.), 1986. *Atlas of paleotransport of detrital sediments in the Carpathian-Balkan Mountain System. Part II: Cenomanian – Senonian*. Hung. Geol. Inst., Budapest.
- Tokarski A., 1947. Grojec i żywieckie okno tektoniczne. *Biul. PIG*, 28: 1–72.
- Tomaś A., Golonka J. & Krobicki M., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 29–32.
- Unrug R., 1963. Istebna Beds – a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 33, 49–92.
- Unrug R., 1968. Kordyliera Śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego, polskie Karpaty zachodnie. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 38, 1, 81–164.
- Unrug R. (red.), 1969. *Przewodnik geologiczny po zachodnich Karpatach fliszowych*. Wyd. Geol., Warszawa, 1–260.

- Waškowska-Oliwa A., 2005. Palaeodepth foraminiferal indicators from the lower Palaeogene deposits of the Subsilesian Unit (Polish Outer Carpathians). In: Tyszką J., Oliwkiewicz-Mikłasińska M., Gedl P. & Kaminski M.A. (eds), *Methods and Applications in Micropalaeontology, St. Geol. Pol.*, 124, 297–324.
- Żytko K., Zając R., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E. & Stránik Z., 1989. Geological map of the Western Outer Carpathians and their foreland (without Quaternary formations). 1: 500 000. Warszawa 1988. In: Poprawa D. & Nemcok J. (eds), *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, Poland.
- Żywiecki M., Poprawa P. & Malata T., 2004. Znaczenie egzotyków w rekonstrukcjach budowy geologicznej obszarów źródłowych i geotektonicznej ewolucji basenów karpaccich. W: Krobicki M. (ed.), *Egzotyki karpaccie – znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficzno-geotektonicznych*. Ogólnopolskie seminarium, 13 grudnia 2004, Kraków, 21–23.

Summary

The cohesive debrites described in the present study belong to the most characteristic deposits of the Istebna Beds occurring west of the Skawa River (Figs 1–3). They represent siliciclastic deposits composed of the mixture of detritic mud-sandy matrix (dispersing phase) and pephite-size clasts (dispersed phase), with a frequent admixture of carbonized plant debris, which give dark-gray or black color to the rocks (Figs 4–6).

In such an aspect, the cohesive debrites can be considered as a lithofacies, corresponding to the pebbly mudstones of Dżułyński & Radomski (1955) and Unrug (1963, 1968); the para-conglomerates of Leszczyński (1981); the lithofacies A1.3 of Pickering et al. (1986); the lithofacies GyM and MyG of Ghibaudo (1992) or the lithofacies MC – conglomeratic mudstones – of Słomka (1995).

Considering their origin, the cohesive debrites described represent sediment gravity flow deposits, generated by submarine mass-movements on the slopes of the sedimentary basin. They belong mostly to the category of cohesive debris flow deposits (Middleton & Hampton 1976, Lowe 1979, Shanmugam & Moiola 1997, Gani 2004), diagnostic of the apron-type submarine siliciclastic sedimentation (comp. Stow 1986, Nelson et al. 1991, Reading & Richards 1994, Słomka 1995, Leśniak & Słomka 2000, Strzeboński 2003, 2004a, b, c).

The concentration of the scattered phase of the cohesive debrites is strongly diversified, giving rocks from mudstones containing small amount of the coarse-grained material (Fig. 4) to mudstones saturated with coarse-grained material (Fig. 5). However most frequent, above 50%, are the cohesive debrites built of mud-sandy matrix (Fig. 6) with usually randomly scattered, poorly sorted clastic material (mostly quartz pebbles), 2–3 cm in size. Numerous are clasts of mudstones, occurring within the whole volume of the cohesive debrites. In the cohesive debrites the author also observed clasts of crystalline rocks of various degree of rounding (Fig. 7) detached blocks of various lithofacies, present usually within the top part of individual cohesive debris flow (Fig. 8), and sometimes folded packages of strata (Fig. 9). About 25% of the cohesive debrites contain exotics (Fig. 10) within

their scattered phase (exotic cohesive debrites; see Strzeboński 2004c, Tomáš *et al.* 2004, Cieszkowski *et al.* 2005). They are represented by lithoclasts of igneous, metamorphic and sedimentary rocks, visible in hand specimens, originally derived from external parts of the sedimentary basin. Within the exotic material, crystalline rocks, generally gneisses, crystalline schists and smaller amounts of granitoids, dominate in most of the outcrops (comp. Unrug 1968). The content of more rare exotics of the sedimentary rocks, with prevailing various types of limestones, distinctly increases from the west to the east of the area (Strzeboński 2004c). The thickness of the cohesive debrite complexes varies from tens of centimeters to fifteen or so meters, being several meters on the average (Figs 11–13). The cohesive debrites are also accompanied by rocks showing synsedimentary deformations (penecontemporaneously deformed sediments). Such rocks are represented by very different lithofacies, but with one common feature, i.e. deformed bedding with different degree of folding, corrugating and crumbling (Fig. 14; comp. Dżułyński 1963, Doyle & Pilkey 1979, Słomka 1995).

The distribution of the cohesive debrites within the area examined as well as within the Istebna Beds profile is highly irregular. The contents and frequency of the cohesive debrites in the succession as well as the size distribution of the scattered phase allow to identify the most active sedimentation centers. They were the areas equivalent to the current Silesian Beskid Mts and Beskid Mały Mts that formed then the Silesian Ridge (Książkiewicz ed. 1962) which alimented the western part of the Silesian Basin. The area corresponding to the current Moravian Beskid Mts is characterized by different mode of sedimentation that indicates a different tectonic regime of both the source area and this part of the Silesian Basin.

The analysis of paleotransport directions has also pointed to the main role of the Silesian Ridge (Silesian Cordillera) in providing the western part of depositional system of the Istebna Beds with the detrital material (comp. Książkiewicz ed. 1962, Unrug 1963, Ślęczka ed. 1986). Fragments of the source area were activated to a different degree and in different time, what resulted in different volume and quality of the detrital material derived. Some lithofacies features of the Istebna Beds (Strzeboński 2003) indicate the periods of increased tectonic activity within the source area. Thus, the deposition rate during these periods could have been over one hundred and several tens m/mln years, resulting in significant shallowing of a proximal sedimentation zone (Książkiewicz 1975, Olszewska 1984, Machaniec 2002).

The development and character of sedimentation were mainly controlled by tectonic restructuring of the source area and of the basin itself as a result of compressive regime changes in the region (comp. Unrug 1968, Birkenmajer 1976, Pescatore & Ślęczka 1984, Słomka 1995, Oszczypko 1999, Golonka *et al.* 2000, 2001, 2003, Nemčok *et al.* 2001, Olszewska & Wiczorek 2001, Poprawa *et al.* 2002, Golonka *et al.* 2003, Golonka 2004, Krobicki *et al.* 2004b, Poprawa *et al.* 2004a, b, Słomka *et al.* 2004). Relative oscillations of the sea level due to tectonic uplifting or subsiding of some zones within the area studied (Poprawa *et al.* 2002, Waškowska-Oliwa 2005) played an indirect role in the depositional process. An effect of global eustatic changes is difficult to be estimated because of the mentioned tectonic activity of the region. Local flood- and storm-related uplifting of the water table could have also influenced the process of deposition.