

ZMIANY ŚREDNIEJ REFLEKSYJNOŚCI WITRYNITU UWĘGLONEJ MATERII ORGANICZNEJ W WARSTWACH ISTEBNIAŃSKICH JAKO PRZYKŁAD TEKTONICZNEJ EWOLUCJI PŁASZCZOWINY ŚLĄSKIEJ (ZACHODNIE KARPATY FLISZOWE)

**Changes of random vitrinite reflectance of coalified organic matter
in the Istebna Beds as evidence of tectonic evolution
of the Silesian nappe (western flysch Carpathians)**

Magdalena SYREK

*Akademia Górniczo-Hutnicza w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Geologii Żyłowej i Górniczej;
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: madi23@poczta.onet.pl*

Abstract: Organic matter in the Istebna beds occur as dark laminas in sandy mudstones. Coalification degree of organic matter in the Istebna beds is related with orogenic period of the flysch Carpathians. There is no correlation with age of rocks and subsidence processing started during Paleogene. Higher values of vitrinite reflectance in southern part of Silesian Unit have been noticed.

Key words: western part of Outer Carpathians, Silesian Unit, the Istebna beds, coalified organic matter, random vitrinite reflectance

Słowa kluczowe: Zachodnie Karpaty zewnętrzne, płaszczowina śląska, warstwy istebniańskie, uwęglona materia organiczna, średnia refleksyjność wityrinitu

WSTĘP

Warstwy istebniańskie stanowią bardzo rozległy kompleks w obrębie płaszczowiny śląskiej. Na szeroką skalę rozwinięte są one w Beskidzie Śląskim i Małym. Między rzekami Skawą i Dunajcem biorą udział w budowie Pogórza Lanckorońskiego, Wielickiego oraz Rożnowskiego. Kierując się dalej w kierunku wschodnim znane są z pasma Brzanki–Liworza, a także okolic Węglówki i Baligrodu (Peszat 1976).

Rozwój pionowy warstw istebniańskich charakteryzuje się zmiennością litologiczną. Fakt ten powoduje, że na niektórych obszarach wydziela się ich dolną i górną część. Niemniej jednak miąższość warstw istebniańskich ulega zredukowaniu w kierunku wschodnim.

Informacje na temat wykształcenia litologicznego i sedymentacyjnego warstw istebniańskich znajdują się m.in. w pracach Burtan *et al.* (1937), Książkiewicza (1951, 1962), Unruga (1963, 1968), Peszata (1976), Leśniaka & Słomki (2000), Strzebońskiego (2001).

Badania uwęglonej substancji organicznej występującej w osadach warstw istebniańskich wykazały znaczne zróżnicowanie wyników średniej refleksyjności wityrynytu. Analiza zakresu zmienności tego parametru wskazuje, że odstępstwa wartości średniej refleksyjności od geotermicznego trendu jej zmian z głębokością mogą być uzależnione tektonicznymi przemieszczeniami pionowymi i poziomymi, zachodzącymi na obszarze Karpat fliszowych w fazach ich rozwoju tektonicznego (Szafran & Wagner 2000). Celem badań jest określenie przyczyn zmienności średniej refleksyjności wityrynytu substancji organicznej zawartej w warstwach istebniańskich w kontekście przemieszczeń tektonicznych w obrębie fliszu karpackiego.

LITOSTRATYGRAFIA WARSTW ISTEBNIAŃSKICH

W zachodniej części Karpat fliszowych warstwy istebniańskie tworzą serię o znacznej i zmiennej miąższości, malejącej w kierunku wschodnim. Bezpośrednio w ich spągu kontaktują się one z warstwami godulskimi, z którymi tworzą ciągłe przejścia lub bezpośrednio, przy braku warstw godulskich, z pstrymi łupkami. Od stropu ograniczone są piaskowcami ciężkowickimi, pstrymi łupkami lub warstwami hieroglifowymi (Peszat 1976). Dzieli się je na dolne warstwy istebniańskie, datowane na późny senon i wykształcone w postaci gruboławicowych pakietów piaskowców, piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców. Miąższość poszczególnych warstw waha się od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Piaskowce mają charakter fluksoturbitytów, co przejawia się ich masywnością i złym wysortowaniem (Leśniak & Słomka 2000). W dolnych partiach kompleksu dominują warstwy zlepieńców, które poprzedzielane są wkładkami ciemnoszarych i czarnych łupków lub pakietami łupkowo-piaskowcowymi, osiagającymi miąższość do 1 metra (Cieszkowski *et al.* 2006). Górne warstwy istebniańskie, zaliczane do paleocenu wykazują trójdzielność w litologicznym wykształceniu i reprezentują flisz piaskowcowo-łupkowy. Najniższą część profilu budują dolne łupki istebniańskie, wykształcone jako czarne łupki z cienkimi warstwami syderytów i soczewkami zlepieńców (Unrug 1963). Środkowa część to górne piaskowce istebniańskie, zbudowane z gruboławicowych i gruboziarnistych piaskowców i zlepieńców. Najwyższą część profilu stanowią górne łupki istebniańskie, które tworzą pakiety ciemnych łupków i czarnych mułowców, lokalnie z ławicami syderytów (Unrug 1968). Niekiedy zarówno w dolnych jak i górnych warstwach istebniańskich pojawiają się przeławicenia łupków pstrych.

Mułowce, które towarzyszą ławicom piaskowców i zlepieńców, są silnie zapiaszczone. Wykazują laminację i obfitują w uwęglony detrytus roślinny; poroździelane są cienkimi wkładkami piaskowców, osiagającymi miąższość od kilku milimetrów do kilku centymetrów.

Według Unruga (1963) warstwy istebniańskie tworzyły się w środowisku kilku nałożonych na siebie i skanalizowanych stożków podmorskich, tworzących się na przedpolu kordyliery śląskiej, z tą różnicą, że w dolnych warstwach istebniańskich trudno dopatrywać się ich sedymentacyjnego zindywidualizowania, natomiast w górnych wydziela przynajmniej dwa duże stożki o charakterze piaskowcowym. Autor ten przyjmuje również, że osady warstw istebniańskich w dużej mierze utworzone zostały przez spływy podmorskie, mające charakter osuwiskowy. Podkreśla on jednak, iż owe spływy mogły przekształcać się w prądy zawiesino-

we, które w wyniku segregacji materiału osadowego utworzyły cienkie pakiety piaskowcowo-lupkowe.

Z kolei w pracy Leśniaka & Słomki (2000) znajdujemy informacje, że osady warstw istebniańskich tworzyły się z prądów zawieszinowych o różnej gęstości i różnej sile hamowania. W trakcie spadku prędkości tychże spływów dochodziło do rozfrakcjonowania osadu i jego dalszej segregacji pod wpływem siły ciężkości. Okresowo dochodziło do osuwisk podmorskich i spływów rumoszowych. Charakter wykształcenia poszczególnych części profilu warstw istebniańskich świadczy o dużej dynamice środowiska sedymentacji w obrębie basenu śląskiego (Strzeboński *et al.* 1999).

TEKTONIKA PŁASZCZOWINY ŚLĄSKIEJ

Płaszczowina śląska z warstwami istebniańskimi pokrywa obszar Beskidu Śląskiego, Beskidu Małego oraz część Pogórza (Unrug 1969). Od północy kontaktuje się ona z jednostką podśląską i skolską, od południa z jednostką magurską, a w zachodniej części obszaru z jednostką przedmagurską. Zachodnia część jednostki śląskiej jest dwudzielna. Wydziela się odpowiednio jednostkę cieszyńską zbudowaną z dolnych łupków, wapieni i górnych łupków cieszyńskich i godulską, zbudowaną z młodszych ogniw litostratygraficznych (Burtan *et al.* 1937). Z kolei jednostka godulska dzieli się na dwa monoklinalne bloki, tworzące uskoki nożycowy – blok Beskidu Śląskiego i blok Beskidu Małego. Jednostka śląska pojawia się również na obszarze jednostki magurskiej w oknach tektonicznych Żywca, Mszany Dolnej, Lanckorony, Myślenic i kilku mniejszych.

Budowa tektoniczna płaszczowiny śląskiej jest skomplikowana, gdyż wiele uskoków i szczelin dzieli ją na bloki i płyty. Największą dyslokacją jest uskoki biegnący wzdłuż linii rzeki Skawy, który dzieli jednostkę śląską na dwa odcinki o odrębnym stylu tektonicznym i strukturach fałdowych (Golonka 2007). Odmienny styl tektoniczny objawia się tym, że na zachód od Skawy dyslokacje mają przebieg WSW-ENE, a na wschód zmieniają orientację na W-E (Cieszkowski *et al.* 2006).

Utworzenie basenu śląskiego datuje się na okres górnogórski (Słomka 1986). Materiał klastyczny był dostarczany od południa z grzbietu śląskiego rozgraniczającego basen śląski od magurskiego (Narębski 1990). W części północnej basenu następowała sedymentacja utworów pelagicznych.

Sedymentacja warstw istebniańskich miała miejsce w czasie post-ryftowej subsydencji geotermalnej basenu śląskiego, której początek datuje się na cenoman (Poprawa *et al.* 2002a). Subsydencji w obrębie basenu śląskiego towarzyszyły wylewy skał zasadowych w części zachodniej i powstanie wulkanitów w części pelagicznej (Ślęczka *et al.* 1999). W tym czasie również rozwinęła się pryzma akrecyjna przed czołem płyt Alp Wschodnich, która w paleocenie i wczesnym eocenie „pochłoneła” Pieniński Pas Skałkowy. W miocenie nastąpiła główna faza orogenezy alpejskiej. Kolidacja między płytą północnoeuropejską i teranami Karpat Zachodnich doprowadziła do powstania szeregu płaszczowin, które zostały odkłute od podłoża paleozoiczno-mezozoicznego i ponasuwane na siebie w kierunku północnym na obszar zapadliska przedkarpackiego (Golonka 2004). W przypadku jednostki śląskiej odkłucie nastąpiło w obrębie utworów kredowych, a więc w bliskim sąsiedztwie warstw istebniańskich (Oszczypko 2004).

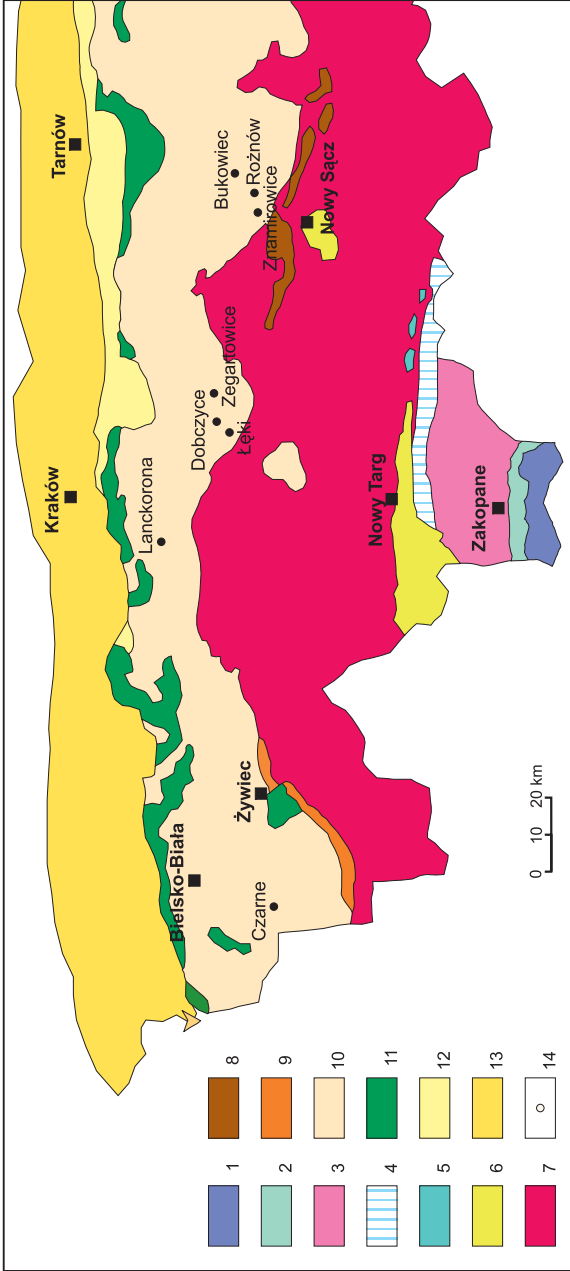


Fig. 1. Mapa geologiczna Karpat Zachodnich; 1 – trzon krystaliczny Tatr, 2 – pokrywa osadowa Tatr, 3 – flisz podhalański, 4 – Pieniński pas skałkowy, 5 – andezyty, 6 – miocen karpacki, 7 – jednostka magurska, 8 – jednostka grybowska, 9 – jednostka przedmagurska, 10 – jednostka śląska, 11 – jednostka podśląska, 12 – miocen załadowany, 13 – Zapiadlisko Przedkarpackie, 14 – lokalizacja próbek

Fig. 1. Geological sketch-map of the western flysch Carpathians; 1 – crystalline rocks of the Tatra Mts., 2 – sedimentary rocks of the Tatra Mts., 3 – the Podhale flysch, 4 – Pieniny klippen belt, 5 – andesites, 6 – Miocene onto Carpathians, 7 – Magura Unit, 8 – Grybów Unit, 9 – Foremagura Unit, 10 – Silesian Unit, 11 – Subsilesian Unit, 12 – folded Miocene, 13 – Carpathian foredeep, 14 – sample location

WĘGLONY MATERIAŁ ORGANICZNY W PROFILU WARSTW ISTEBNIAŃSKICH

Zebrany zbiór 11 próbek węglonej materii organicznej z odsłoneń naturalnych i kamieniołomów, pochodzących z profilu warstw istebniańskich zachodniej części Karpat fliszowych wskazuje, że średnia refleksyjność wityrynytu węglonej materii organicznej zawiera się w przedziale od 0.44% (dolne warstwy istebniańskie, kamieniołom Rożnów), do 0.62% (dolne warstwy istebniańskie, Zegartowice) (Fig. 1).

Badania średniej refleksyjności wityrynytu wykonano na zgładach polerowanych przy użyciu reflektometru typu Opton-Zeiss Axioplan MPM 400 w immersji olejowej zgodnie z wymaganiami stawianymi przez International Committee for Coal Petrology and Organic Matter.

Węglony materiał organiczny w profilu warstw istebniańskich występuje w formie rozproszonej. Rozproszony węglony detrytus, zwany pospolicie „sieczką roślinną”, jest pochodzenia humusowego. Jest on składnikiem lamin mułowcowych bądź mułowcowo-piaszczystych, rzadko ilastych. Przedstawia on materiał złożony głównie z wityrynytu, a rzadziej kolodetrynytu, o barwie czarnej, połysku matowym i niekiedy szklistym. Wityrynytu to węglone fragmenty roślinne o średniej poniżej 10 μm . Kolodetrynytu występuje w postaci większych fragmentów roślinnych, przeważnie o wielkości nie przekraczającej 30 μm . Obu macerałom często towarzyszy inertodetrynytu, reprezentujący nierozpoznawalne części macerałów grupy inertynytu o jasnym odcieniu barwy szarej w świetle odbitym.

Materiał ten jest składnikiem lamin wzbogaconych w materiał ilowy i mułowcowy, a jego zawartość w warstewkach mułowcowych i mułowcowo-piaszczystych nie przekracza 10% objętości. Na powierzchniach spągowych i stropowych mułowców spotyka się blaszki muskowitu i kierunkowo ułożony detrytus węglony. Zauważalna jest tutaj również zmiana rozmiaru detrytusów węglonych na grubszą frakcję w porównaniu do ciemnych laminek. Charakter wykształcenia warstw zawierających węglony detrytus przejawia się przede wszystkim w laminacji płaskiej, pospolicie występującej w tych skałach, a także frakcjonalnym uziarnieniem i laminacją przekątną. Zarówno spąg jak i strop mułowców z detrytusem nie przejawia wyraźnych śladów powierzchni erozyjnych.

ZMIENNOŚĆ REFLEKSYJNOŚCI WITRYNITOWEGO MATERIAŁU WĘGLOWEGO JAKO PRZEJAW TEKTONICZNEJ EWOLUCJI PŁASZCZOWINY ŚLĄSKIEJ

Porównując otrzymane wartości średniej refleksyjności wityrynytu z naturalnym humusowym szeregiem węglowym, uwagę zwraca fakt, iż badany materiał reprezentuje szerokie spektrum uwęglenia w obrębie jednego ogniwa litostratygraficznego, bo od twardego matowego węgla brunatnego do węgla kamiennego płomiennego (typ 31 wg PN-82/G97002), a nawet płomiennie-gazowego (typ 32).

Na reflektogramach wykonanych w programie Grapher stwierdzono występowanie dwóch maksimum refleksyjności wityrynytu. Pierwsze maksimum należy wiązać w występowaniem tzw. ciemnego wityrynytu, który obniża rzeczywiste wartości średniej refleksyjności próbki jako całości. Według Newmana & Newmana (1982), geneza ciemnego wityrynytu zwią-

zana jest z jego subimpregnacją materiałem liptynitowym, bądź pochodzeniem z bezligninowych roślin morskich, a nawet z częściową bituminizacją materiału roślinnego np. w warunkach głębokomorskich. Przy standardowej rejestracji dla $1/2 V = 0.05\%$ (Stach *et al.* 1975) następuje połączenie się wyróżnionych maksimów w jeden pik o zauważalnej lewoskośności.

Biorąc pod uwagę zmiany refleksyjności w lateralnym rozprzestrzenieniu warstw istebniańskich, ujawnia się trend wzrostu tego parametru w kierunku południowym. Refleksyjność w północnych partiach jednostki śląskiej tj. w rejonie Lanckorony, Dobczyc, Rożnowa, Bukowca wynosi od 0.44 do 0.54%. Bardziej na południe, w miejscowościach Czarne, Łęki, Zegartowice, Znamierowice wzrasta do wartości oscylujących wokół 0.60%.

Przypuszcza się, iż zmiany uwęglenia materii organicznej należy wiązać z etapami sub- i postsedymentacyjnego tworzenia się Karpat zewnętrznych. Przypadające na ten okres zjawiska pograżania osadów, silnie związane ze zmianami temperatur i ciśnienia statycznego, a później także dynamicznego odcisnęły swoje piętno w procesach uwęglania materii organicznej w warstwach istebniańskich. Śledząc etapy rozwoju jednostki śląskiej, na uwagę zasługują dwa epizody historii geotermicznej tych warstw. Pierwszy, związany jest z postępującą subsyducją w paleogenie (Oszczypko 2004), drugi z główną fazą ruchów alpejskich w miocenie. Nasuwa się więc pytanie, który z etapów miał większy wpływ na stopień uwęglenia? Mogłoby się wydawać, że paleogeńska subsydukcja, ale wartości średniej refleksyjności w obrębie profilu warstw istebniańskich nie wykazują korelacji ze stratygraficznym wiekiem warstw. Innymi słowy, osady pogrzebane głębiej winny mieć wyższe wartości średniej refleksyjności wityrytu niż utwory z płytszych partii basenu śląskiego. Stąd domniemanie, że uwęglenie miało ściśle związek z ciśnieniem orogenicznym, i wywołaną tym ciśnieniem podwyższoną temperaturą.

Nie ma jednak możliwości odtworzenia warunków ciśnienia orogenicznego w warunkach laboratoryjnych, co utrudnia szczegółową interpretację wyników. Z drugiej zaś strony średnia refleksyjność wityrytu jest bardzo czułym parametrem stopnia uwęglenia, związanym z warunkami geologicznymi panującymi w basenie sedymentacyjnym, więc z powodzeniem wykorzystywana jest ona do tego typu interpretacji.

PODSUMOWANIE

Warstwy istebniańskie stanowią gruby kompleks osadów fliszu piaskowcowo-lupkowego, należącego do jednostki śląskiej. Materia organiczna zawarta w osadach mułowcowych bądź mułowcowo-piaskowcowych, tworzących cienkie, od kilku do kilkunastu centymetrów warstwy wzbogacone w rozproszony materiał organiczny humusowego pochodzenia, wykazuje różny stopień uwęglenia, przejawiający się zmianami średniej refleksyjności wityrytu.

Zaznacza się trend wzrostu refleksyjności wityrytu w kierunku południowym o około 0.15%. Znaczący wpływ na uwęglenie materii organicznej miało ciśnienie orogeniczne, związane z ruchami poziomymi i pionowymi Karpat. Refleksyjność wityrytu jako czuły parametr stopnia uwęglenia w odniesieniu do warunków geologicznych jest jednym z głównych wyznaczników procesów metamorficznych zachodzących w basenach sedymentacyjnych.

Warstwy istebniańskie, dla których początek sedymentacji przypada na górny senon, wykształciły się w warunkach postępującej subsydukcji geotermalnej w obrębie basenu ślą-

skiego (Oszczypko *et al.* 2003). Subsydencja wraz z sedymentacją osadów w basenie śląskim o różnym stopniu nasilenia trwała do miocenu. Korelacja średniej refleksyjności wityrynytu w odniesieniu do procesów pogażania nie ujawniła związku z głębokością sedymentacji.

Badania zostały sfinansowane w ramach tematu badań własnych AGH nr 10.10.140.670.

LITERATURA

- Burtan J., Konior K. & Książkiewicz M., 1937. *Mapa geologiczna Karpat Śląskich*. Wydawnictwo Śląskie Państwowej Akademii Umiejętności.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waśkowska-Oliwa A. & Chrustek M., 2006. Budowa geologiczna rejonu Sucha Beskidzka – Świnna Poręba (polskie Karpaty fliszowe). *Geologia (kwartalnik AGH)*, 32, 2, 155–201.
- Golonka J., 2004. Ewolucja Karpat na tle globalnej tektoniki płyt. *LXXV Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, Wydawnictwo AGH, Kraków, 17–29.
- Golonka J., 2007. Tektonika polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 33, 4/1, 29–38.
- Książkiewicz M., 1951. *Kreda Karpat zewnętrznych. Regionalna Geologia Polski. Karpaty*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1, 86–112.
- Książkiewicz M., 1972. Tektonika Beskidów. W: *Budowa Geologiczna Polski. Tektonika*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 4, 3, 121–195
- Leśniak T. & Słomka T., 2000. Środowisko sedymentacji warstw istebniańskich dolnych (górnym senon) rejonu Dobczyc. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 26, 1, 51–65.
- Narębski W., 1990. Early rifts in the evolution of western part of the Carpathians; geochemical evidence from limburgite and teschinite rock series. *Geologicky Zbornik – Geologica Carpathica*, 41, 521–528.
- Newman J. & Newman N.A., 1982. Reflectance anomalies in Pike River coals: evidence of variability in vitrinite type with implication for maturation studies and “Suggate rank”. *New Zealand Journal Geology and Geophysics*, 25, 31–45.
- Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Przegląd Geologiczny*, 8/2, 780–791.
- Oszczypko N., Golonka J., Malata T., Poprawa P., Słomka T. & Uchman T., 2003. Tectono-stratigraphic evolution of the Outer Carpathian basins (Western Carpathians, Poland). *Mineralia Slovaca*, 35, 17–20.
- Peszat C., 1976. Piaskowce istebniańskie. W: Peszat C., Piaskowce karpackie, ich znaczenie surowcowe i perspektywy wykorzystania. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 2, 27–35.
- Poprawa P., Malata T. & Oszczypko N., 2002a. Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. *Przegląd Geologiczny*, 11, 1092–1108.
- Słomka T., 1986. Statistical approach on study of flysch sedimentation Kimmeridgian-Hauterivian Cieszyn Beds, Polish Outer Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56, 227–336.
- Stach E., Makowsky M.T., Teichmuller M., Taylor G.H., Chandra D. & Teichmuller R., 1975. *Stach's Textbook of Coal Petrology*. Borntraeger, Berlin, 77–98

- Strzeboński P., Kocoń R. & Borowiec M., 1999. Deep-sea silicoclastic sedimentation of the Istebna Beds (Campanian-Paleocene) in the Silesian Beskid the Polish Carpathians. *Geologica Carpathica*, 50, 74–75.
- Strzeboński P., 2001. Sekwencje kanałowe w warstwach istebniańskich (kampan–paleocen) Beskidu Śląskiego. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 27, 1, 181–199.
- Szafran S. & Wagner M., 2000. Geotektoniczne przyczyny zmian średniej refleksyjności huminitu/witrynitów węglonego materiału organicznego w osadach miocenu wschodniej części Zapadliska Przedkarpackiego. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, seria Górnictwo*, 246, 517–532.
- Ślaczka A., Oszczytko N., Malata E. & Cieszkowski M., 1999. An Early history of the Outer Carpathian basins. *Geologica Carpathica*, 50, 170–172.
- Unrug R., 1963. Istebna beds – a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33, 49–92.
- Unrug R., 1968. Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidy Śląskiego i Beskidu Wyspowego (polskie Karpaty Zachodnie). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 38, 81–164.