

OLISTOLITY W SERII ŚLĄSKIEJ I ICH ZWIĄZEK Z FAZAMI ROZWOJU BASENU ŚLĄSKIEGO

Olistoliths within the Silesian Series and their connections with evolutionary stages of the Silesian Basin

Marek CIESZKOWSKI¹, Jan GOLONKA², Michał KROBICKI²,
Andrzej ŚLĄCZKA¹, Anna WAŚKOWSKA² & Marek WENDORFF³

¹Uniwersytet Jagielloński, Instytut Nauk Geologicznych;
ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków;

e-mail: marek.cieszkowski@uj.edu.pl, andrzej.slaczka@uj.edu.pl

²Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Geologii Ogólnej, Ochrony Środowiska i Geoturystyki;

al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;

e-mail: jan_golonka@yahoo.com, krobicki@geol.agh.edu.pl, waskowsk@agh.edu.pl

³University of Botswana;

Priv. Bag 0022 Gaborone, Botswana;

e-mail: wendorff@mopipi.ub.bw

Abstract: Olistoliths of various ages, provenance and dimensions are known in all of the higher-rank tectonic units of the Outer Carpathians. Their occurrences at various stratigraphic levels (Late Jurassic – Early Miocene) are related to different stages of development of the flysch basins, from the stage of rifting to post-rifting, through the orogenic phases, and further to the post-orogenic period.

Key words: Outer Carpathians, the Silesian Series, Late Jurassic – Early Miocene, olistoliths, olistostromes

Słowa kluczowe: Karpaty Zewnętrzne, seria śląska, późna jura – wczesny miocen, olistolity, olistostromy

WSTĘP

Pojęcie olistostromy zostało wprowadzone przez Floresa (1959), który zdefiniował je jako osad podmorski złożony z fragmentów (olistolitów) zawartych w matrix. Rozmiary olistolitów wahają się od klasy żwiru po bloki osiągające rozmiarami wiele kilometrów sześciennych. W późniejszych latach koncepcja Floresa została rozszerzona. Obecnie olistostroma jest uważana za jednostkę depozycyjną złożoną głównie z osadów chaotycznych, często zróżnicowanych litologicznie, a występującą wśród podścielających ją i nadległych „normalnych” osadów morskich (Abbate *et al.* 1970, Naylor 1981). Olistostroma jest efektem grawitacyjnej

redepozycji mas niewysortowanego osadu przez spływy rumoszowe zawierające bloki olistolitów. Olistolity ekstremalnie dużych rozmiarów mogą również być przemieszczane jako płyty ześlizgowe. Asocjacja facjalna olistostromy może również zawierać warstwy turbidytowe oraz spływy mułowe. Rozmiary olistostromy mogą wahać się od pojedynczej warstwy występującej wśród „normalnych” osadów basenu po kompleks olistostromowy grubości wielu setek metrów (Wendorff 2005). Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za powstanie olistostromy jest znaczne tektoniczne podniesienie partii basenu (strefy źródłowej), jej intensywna erozja oraz utrata stabilności osadów zgromadzonych na skłonie, na co m.in. mogą mieć wpływ wstrząsy sejsmiczne. Toteż asocjacje olistostromowe są doskonałymi wskaźnikami głównych stadiów ruchów podnoszących i wynurzenia – zarówno w odniesieniu do basenów synorogenicznych jak i ryftowych.

Różnej wielkości olistolity znane są w północnych Karpatach zewnętrznych we wszystkich jednostkach tektonicznych wyższego rzędu, a ich pojawianie się w różnych stratygraficznych poziomach związane jest z różnymi stadiami rozwoju basenów fliszowych, począwszy od fazy ryftowej i post-ryftowej, przez fazy orogeniczne, po etap postorogeniczny (Golonka *et al.* 2006). Najobficiej pojawiają się one w osadach typu *debris-flow*, w szeregu przypadków związanych z olistostromami. W północnych Karpatach zewnętrznych olistostromy oraz inne osady z olistolitami znane są z późnej jury, kredy, paleogenu oraz miocenu (Cieszkowski *et al.* 2009, w druku, wraz z literaturą tam cytowaną). Występują one w pienińskim pasie skałkowym, we fliszu płaszczowin zewnętrzno-karpackich oraz w utworach molasowych zapadliska przedkarpackiego (Cieszkowski & Golonka 2006).

OLISTOLITY W SERII ŚLĄSKIEJ

Najpełniejszą sekwencję osadów, w których obficie występują olistolity, jak też w różnych poziomach wiekowych pojawiają się olistostromy, jest seria śląska (m.in. Ślącza 1961, 1963, Szymakowska 1976, Cieszkowski 1992, Cieszkowski & Polak 1998, Polak 1999, Cieszkowski & Golonka 2006, Jankowski 2007), reprezentująca w Karpatach zewnętrznych płaszczowinę śląską (Fig. 1). Występuje w niej ciągły profil, głównie fliszowych osadów od późnej jury po wczesny miocen (Fig. 2).

Późna jura – wczesna kreda

Profil serii śląskiej zaczyna się formacją wędryńską wieku kimeryd–tyton (Golonka *et al.* 2008a), do tej pory nazywaną dolnymi warstwami cieszyńskimi lub dolnymi łupkami cieszyńskimi. Formacja ta złożona jest w znacznej mierze z chaotycznych utworów, reprezentowanych przez szare, ciemnoszare, czarne lub brunatne mułowce margliste. Tworzą one rodzaj brekcji sedymentacyjnej, w której występują bloki lub olistolity margli lub rozerwane ławice wapieni. Utwory te powstały podczas ryftowej aktywności, w efekcie której utworzył się basen proto-śląski. Basen ten, powstający w warunkach ekstensyjnych, był wypełniany materiałem detrytycznym z przyległej do niego od północy platformy północnoeuropejskiej, jak też węglanowej platformy na południu. Część materiału deponowana na krawędzi platformy i jej skłonie dostała się do basenu w osuniętych masach osadów przechodzących w spływ typu *debris-flow*.

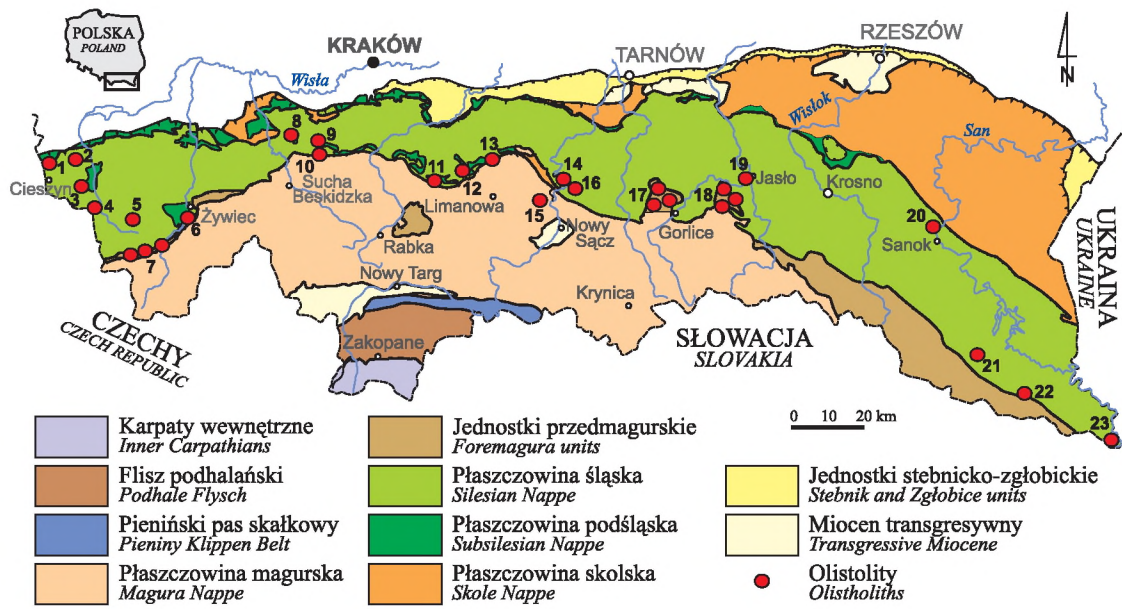


Fig. 1. Mapa Karpat polskich z lokalizacją ważniejszych wystąpień olistostrom i olistolitów w płaszczowinie śląskiej: 1 – Cieszyn, 2 – Gumna, 3 – Golezów, 4 – Ustroń, 5 – Malinowa Skała, 6 – Żywiec, 7 – Kamesznica-Koniaków, 8 – Kalwaria Zebrzydowska, 9 – Lanckorona, 10 – Skawinki, 11 – Kostrza, 12 – Skrzydlna, 13 – Żegocina, 14 – Rożnów, 15 – Kurów, 16 – Miłkowa, 17 – Łuzna, 18 – Harkłowa, 19 – Jasło, 20 – Strachocina, 21 – Roztoki Dolne, 22 – Kalnica, 23 – Bukowiec

Fig. 1. Map of the Polish Carpathians with location of most important settings of olistostromes and olistoliths

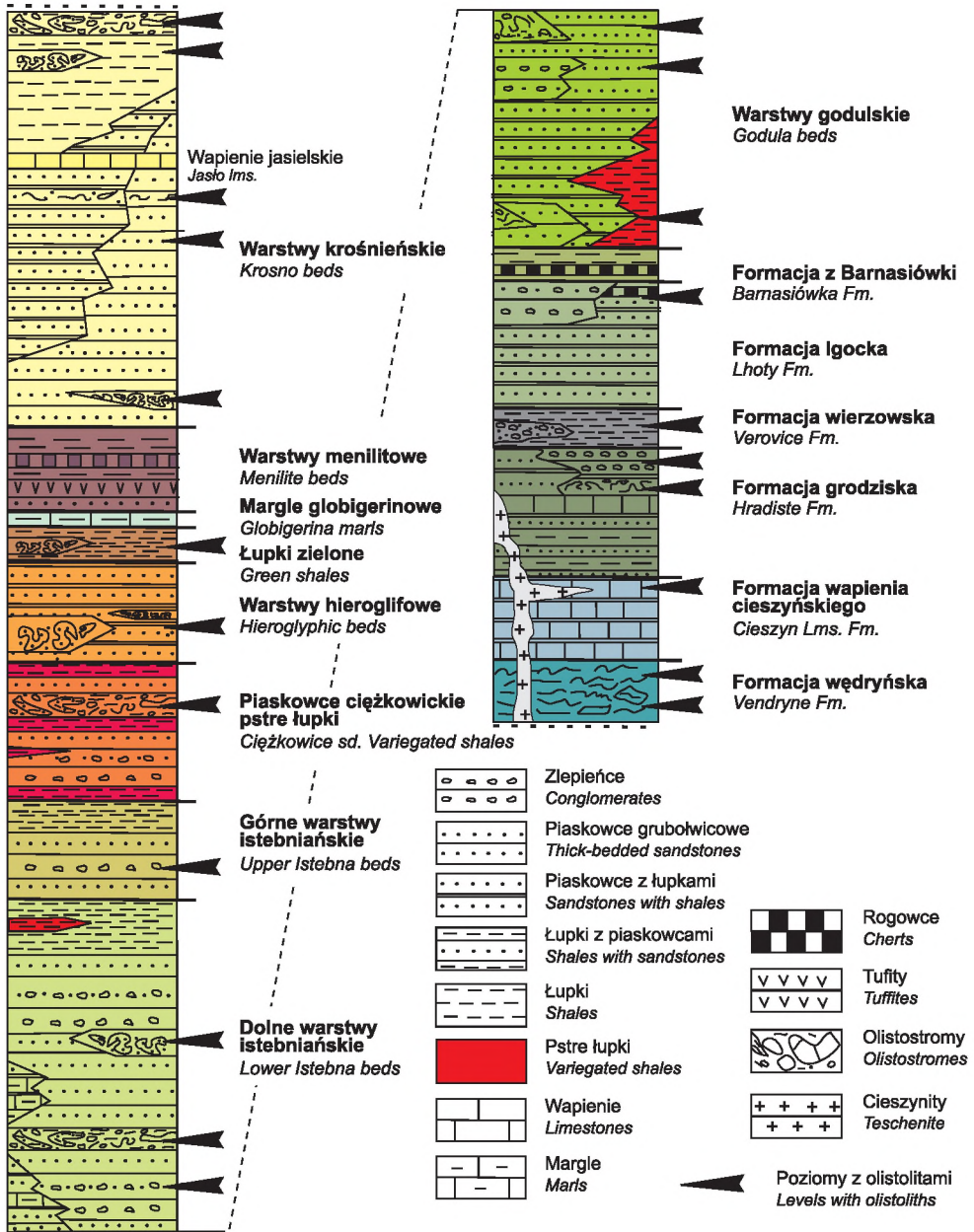


Fig. 2. Zgeneralizowany profil litostratigraficzny serii śląskiej z zaznaczoną pozycją występowania ważniejszych poziomów olistolitowych i olistostromowych

Fig. 2. Generalized lithostratigraphic section of the Silesian Series with marked position of most important levels with olistostromes and olistoliths

We wschodnim obrzeżeniu okna tektonicznego Żywca, poniżej ujścia Koszarawy do Soły, odsłania się znacznych rozmiarów olistostroma. Składa się ona z olistolitów i klastów utworów wieku późna jura – wczesna kreda, reprezentujących formację wędryńską, cieszyńską i grodziską (Golonka *et al.* 2008a, b, Waškowska *et al.* 2008 z literaturą tam cytowaną) i przykryta jest przez wyższą część formacji grodziskiej o rozwoju piaskowcowo-zlepieńcowym. W niższej części olistostromy występują plastycznie zdeformowane w zespół regularnych, wąskopromiennych fałdów, turbidytowe wapienie formacji cieszyńskiej (Golonka *et al.* 2008a, b) wieku tyton – walanżyn. Obserwuje się w nich kilka intruzji cieszyńskich. Górna część olistostromy składa się z wielkich olistolitów utworów formacji wędryńskiej i gruboławicowych wapieni najwyższej części formacji cieszyńskiej (Cieszkowski *et al.* 2009, w druku, z literaturą tam cytowaną) i niższej części formacji grodziskiej (ogniwo z Cisownicy), a sam jej strop wieńczy całkowicie chaotyczne osady złożone ze żwirowców piaszczysto-mułowych z otoczkami, porożrywanymi ławicami wapieni, margli, syderytów i piaskowców wyżej wymienionych formacji, wśród których występują też otoczki wapieni jurajskich, bloki cieszyńskich, zbrojone toczące marglistych wapieni i okruchy węgla. Na tym zalegają uławiczone piaskowce i zlepieńce formacji grodziskiej (ogniwo z Piechówki). Formacja grodziska, w której piaskowce i zlepieńce bogate są w różnorodny materiał klastyczny, jest w płaszczynie śląskiej rozpowszechniona od rejonu Cieszyna po okolice Sanoka i Baligrodu. Do bardziej znanych stanowisk należą ich odsłonięcia w Żegocinie (Golonka *et al.* 2008a), a także w rejonie Sanoka i Baligrodu. W warstwach lgoeckich wieku alb – cenoman grubszy materiał klastyczny pojawia się rzadko. Niekiedy piaskowcom gruboławicowym tej formacji towarzyszą zlepieńce, głównie z otoczkami skał krystalicznych.

Późna kreda

W późnej kredzie, począwszy od turonu, rozpoczyna się nowa faza w rozwoju basenów zewnętrzno-karpackich (Golonka *et al.* 2006). Dotychczasowa dominacja warunków ekstensyjnych ustępuje. Formuje się właściwy basen śląski, a od południa ulega wyniesieniu kordyliera śląska. Amplituda podnoszenia kordyliera liczona jest w setkach metrów. Ta złożona, mobilna struktura geantyklinalna staje się dominującym źródłem wielkich ilości gruboklastycznego materiału dostarczanego w kilku cyklach do basenu śląskiego w późnej kredzie i paleocenie, a także na początku eocenu. W efekcie jego depozycji powstał kompleks osadów fliszowych zdominowanych przez piaskowce, który reprezentują warstwy godulskie, istebniańskie i piaskowce ciężkowickie. W Beskidzie Śląskim osiąga on miąższość kilku tysięcy metrów.

Pierwszy cykl rozpoczynają warstwy godulskie. W ich spągowej części, w bardzo gruboławicowych piaskowcach występują wielkie olistolity pochodzące z formacji lgoeckiej i wierzowskiej. W towarzyszących piaskowcach występują też zlepieńce, złożone głównie z kwarcu i skał krystalicznych. Niektóre ławice wzbogacone są też w klasty skał węglanowych, częściowo margli i wapieni kredowego wieku. W Beskidzie Śląskim i Małym, w najwyższej części warstw godulskich występują gruboklastyczne zlepieńce malinowskie, reprezentowane głównie przez skały metamorficzne z niewielką domieszką granitów, porfirów, a także skał klastycznych oraz pelagicznych wapieni.

Na przejściu warstw godulskich w istebniańskie wykształcony jest spływ typu *debris-flow* złożony ze żwirowców piaszczystych, w których widać różnych rozmiarów plastycznie zdeformowane fragmenty ławic piaskowcowych.

Najpóźniejsza kreda – najwcześniejszy neogen

Cykl następny, związany przede wszystkim z mastrychtem i paleoceniem, to sedymentacja piaskowców warstw istebniańskich. Występują w nich często poziomy gruboklatycznych utworów z egzotykami, najczęściej reprezentowanymi przez skały magmowe, głównie granitoidy, oraz skały metamorficzne, a w mniejszej ilości mezozoiczne wapienie i margle, w tym organogeniczne wapienie typu sztramberskiego. W cyklu tym powstały też olistostromy. W dolnych piaskowcach istebniańskich notuje się piaszczysto-żwirowe *debris-flow* z większymi otoczkami i znacznych rozmiarów olistolitami utworów pochodzących z warstw godulskich i istebniańskich w postaci porożrywanych ławic piaskowców, piaskowcowo-łupkowych pakietów grubości od kilku do kilkudziesięciu metrów, a także pochodzących ze skłonu basenowego masywnych margli i piaszczysto-marglistych turbidytów mastrychtu (Ślącza & Gasiński 1985).

W eocenie sedymentację piaskowcową warstw istebniańskich zastąpiły piaskowce ciężkowickie. We wczesnym i niższym środkowym eocenie powstało szereg stożków formujących wśród pstrych łupków 2, 3, a niekiedy 4 i 5 poziomów piaskowców. Występują w nich piaskowce i piaskowce zlepieńcowate oraz zlepieńce. W obecnych wśród nich piaszczysto-żwirowych spływach spotyka się otoczki oraz ostrokrawędziste klasty, a niekiedy także olistolity różnych skał. W rejonie Jeziora Rożnowskiego (Cieszkowski 1992) w zlepieńcach wyróżniono granitoidy, granitognejsy, łupki metamorficzne, marmury i kwarcy żyłowe, wapienie środkowo- i późnojurajskie (w tym typu sztramberskiego) oraz wapienie i margle kredowe i paleogeńskie, a sporadycznie dewońskie wapienie i dolomity.

W eocenie środkowym i późnym omawiany cykl przechodzi w spokojniejszą sedymentację cienko- i średnioławicowego, piaskowcowo-łupkowego fliszu warstw hieroglifowych, a następnie w pelityczne twory łupków zielonych i margli globigerinowych. Ta spokojna sedymentacja jest zaburzona w rejonie Jeziora Rożnowskiego przez olistostromę (Cieszkowski 1992). W jej dolnej części rytmiczny flisz warstw hieroglifowych został zdeformowany w zespół regularnych fałdów o niewielkiej amplitudzie. Na nich spoczywają piaszczysto-żwirowe osady typu *debris-flow* z otoczkami skał krystalicznych i osadowych oraz olistolitami osadów warstw hieroglifowych, a także łupków i margli pochodzących ze skłonu basenowego. Są wśród nich margle z mikrofauną otwornicową mastrychtu podobną do opisanej z klastów margli z warstw istebniańskich (Ślącza & Gasiński 1985). W łupkach zielonych zarejestrowano spływ mułowy, w którym tkwią porożrywane, a niekiedy zrolowane ławice wapieni turbidytowych. Wapienie te były osadzone na południowym skłonie basenu śląskiego i zsunęły się w osuwisku, które zostało przekształcone w spływ mułowy.

Z późnym, oligoceńsko-miocenijskim etapem rozwoju basenu śląskiego, w czasie sedymentacji warstw krośnieńskich, związany był lokalny rozwój olistostrom. Obszarem źródłowym była zarówno przyzma akrecyjna rozwijająca się na południowym obrzeżeniu basenu śląskiego jak i lokalne wyniesienia w obrębie tego basenu. Olistolity eoceńskich, pstrych łupków, masywnych łupków i margli, pakietów cienkoławicowego fliszu typu warstw hieroglifowych i łupków zielonych oraz łupków menilitowych i rogowców spotyka się w warstwach krośnieńskich na S od Kalwarii Zebrzydowskiej i Lanckoron, między Sułkowicami a Mucharzem (Cieszkowski & Polak 1998). Towarzyszą im piaskowce i drobne zlepieńce ze znacznym udziałem okruchów węglanowych, w tym m.in. z dużymi i małymi otwornicami, okruchami litotamnii i mszywiolów, czasem ze szczątkami makrofauny, a niekiedy z więk-

szymi otoczkami wapieni mezozoicznych i skał krystalicznych. Utwory te przypominają piaskowce i zlepieńce grojeckie jednostki przedmagurskiej. W najbardziej wewnętrznej łusce płaszczowiny śląskiej, odsłoniętej u czoła nasunięcia magurskiego w zatoce skrzydłańskiej, zostały zidentyfikowane w stropie warstw menilitowych i w najniższej części piaskowców cergowskich olistostromy (Cieszkowski & Polak 1998, Polak 1999) złożone z wielkich olistolitów długości do kilkuset metrów, złożonych z utworów formacji grodzkiej i wierzowskiej, jak też utworów niefliszowych, m.in. margli eoceńskich. Nad Jeziorem Rożnowskim w niższej części warstw krośnieńskich występują olistolity łupków menilitowych, margli globigerinowych i piaskowców magdaleńskich, a w stropowej także pstrych łupków i utworów typu warstw inoceramowych. Niewykluczone, że kredowe i eoceńskie utwory w spągu piaskowców cergowskich w Klęcznach i Kurowie (por. Cieszkowski 1992 i literatura tam cytowana) też reprezentują olistostromę, a cały profil tam występujący reprezentuje łuskę płaszczowiny śląskiej, a nie jednostkę strefy przedmagurskiej. Wydaje się, że również jednostka opisywana tradycyjnie jako łuska przedmagurska w rejonie Żywca i Koniakowa, to w gruncie rzeczy element płaszczowiny śląskiej, a występujące w niej utwory towarzyszące warstwom krośnieńskim są olistostromowego pochodzenia.

Z południowym obrzeżeniem basenu śląskiego należy też wiązać występowanie w obrębie dolnej, oligoceńskiej części warstw krośnieńskich kilkudziesięciometrowego bloku, lub zespołu bloków, głównie łupków czerwonych wieku późna kreda – eocen znanych z Miłkowej na SE od Rożnowa (Ślącza 1963). Podobne bloki występują w Kostrzy na W od Żegociny. Reprezentują one południową ilastą fację, związaną z niższą częścią południowego skłonu basenu śląskiego, którego część wyższa objęta była facją marglistą (Ślącza & Gasiński 1985). Zbliżonego wieku są olistostromy występujące w południowo-wschodniej części basenu śląskiego w obrębie warstw krośnieńskich. Występują one, podobnie jak i poprzednie, w sąsiedztwie poziomy wapieni jasielskich, tworząc szereg soczewek grubości od paru do kilkudziesięciu metrów i długości do paru kilometrów. Ciągną się one z przerwami przeszło 100 kilometrów od Roztok Dolnych koło Baligrodu aż po Karpaty ukraińskie (Wójcik 1906, Ślącza 1961, Ślącza & Wieser 1962). Związane są one z odnowieniem kordyliery Bukowca istniejącej pomiędzy basenem śląskim a dukielskim. Wielkość redeponowanych bloków może przekraczać kilkadziesiąt metrów. Reprezentowane są one przez fyllity łuszczkowe, gnejsy serycytowe, amfibolity, metaamfibolity, marmury, kwarcyty oraz wapienie organodetryczne, margle i łupki margliste z późnoeoceńską i oligoceńską fauną płytkowodną. Przypuszczalnie nieco młodsze są poziomy egzotykowe stwierdzone w obrębie niższej, piaskowcowej części warstw krośnieńskich w Strachocinie i Grabówce koło Grabownicy Starzeńskiej, na zachód od Sanoka (Fig. 1). Występuje tu jednak odmienny zespół skał egzotykowych, reprezentowany przez granity dwułuszczkowe i muskowitowe, granitognejsy, granoporfiryty, porfiryty oraz w podrzędnych ilościach łupki kwarcowo-serycytowe, marmury o wielkości dochodzącej do kilkunastu centymetrów (Gaweł 1931, 1932). Całkowicie odmienny skład egzotyków i niewielki obszar ich występowania wskazuje, że w czasie oligoceńskiej kompresji wypiętrzyła się lokalnie w obrębie północnej części basenu śląskiego kordyliera zbudowana głównie ze skał granitowych.

Pod koniec sedymentacji fliszowej, w najmłodszym oligocenie i we wczesnym mioceenie, w obręb basenu śląskiego dostały się duże ilości materiału pochodzącego z wypiętrżającej się, brzeżnej części basenu magurskiego oraz jednostek przedmagurskich, jak też pochodzą-

cego ze skłonu i szelfu kordyliery śląskiej, budując część półwyspów Łużnej i Harklowej oraz płaty Skolyszyna, Lipnicy, Kluczowej, Kołaczyc (Szymakowska 1976, Ślącza & Oszczytko 1985, Jankowski 2007).

Praca była finansowana ze środków projektu badawczego MNiSW nr N N307 2497 33 oraz DS 11.11.140.447.

LITERATURA

- Abbate E., Bortolotti V. & Passerini P., 1970. Olistostromes and olistolites. *Sedimentary Geology*, 4, 521–557.
- Cieszkowski M., 1992. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w zachodnich Karpatach fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 18, 1–2, 1–125.
- Cieszkowski M. & Golonka J., 2006. Olistostromes as indicators of the geodynamic process (Northern Carpathians). *Geolines*, 20, 27–28.
- Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślącza A., Oszczytko N., Waškowska A. & Wendorff M., 2009, w druku. The Northern Carpathians plate tectonic evolutionary stages of hydrocarbon and origin of olistoliths and olistostromes. *Geodynamica Acta*.
- Cieszkowski M. & Polak A., 1998. Oligocene flysch deposits with associated olistostromes in the inner zone of the Silesian Nappe (North Outer Carpathians, Poland). *Abstracts, XVI Congress, Carpatho-Balkan Geological Association, Vienna, 1998, August 30th – September 2nd*, Vienna, 95.
- Flores G., 1959. Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. *Proceedings 5th World Petroleum Congress*, Roma, 1, 13, 259–275.
- Gawel A., 1931. Granite aus den Krosnoschichten in der Umgebung von Sanok. *Bulletin Academie Polonaises des Sciences et des Lettres, Classes des Sciences Mathematiques et Naturalles*, ser. A., 653–664.
- Gawel A., 1932. Granophyre und Porphyre aus den Flyschkarpaten in der Umgebung von Sanok. *Bulletin Academie Polonaises des Sciences et des Lettres, Classes des Sciences Mathematiques et Naturalles*, ser. A., 145–158.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2006. Plate Tectonic Evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region, W: Golonka J. & Picha F. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, 84, 11–46.
- Golonka J., Krobicki M., Waškowska-Oliwa A., Słomka T., Skupien P., Vašíček Z., Cieszkowski M. & Ślącza A., 2008a. Litostratygrafia osadów jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). W: Krobicki M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, *Geologia (kwartalnik AGH)*, 34, 3/1, 9–31.
- Golonka J., Krobicki M., Waškowska-Oliwa A., Vašíček Z. & Skupien P., 2008b. Główne elementy paleogeograficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. W: Krobicki M. (Ed.), *Utwory przełomu jury i kredy w zachodnich Karpatach fliszowych polsko-czeskiego pogranicza*, *Geologia (kwartalnik AGH)*, 34, 3/1, 61–72.

- Jankowski L., 2007. Chaotic complexes in Gorlice region (Polish outer Carpathians). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 426, 27–52.
- Naylor M.A., 1981. Debris flow (olistostromes) and slumping on a distal passive continental margin: the Palombini limestone-shale sequence of the northern Apennines. *Sedimentology*, 28, 6, 837–852.
- Polak A., 1999. Budowa geologiczna płaszczowiny śląskiej w okolicy Skrzydłnej. *Przegląd Geologiczny*, 47, 8, 753–763.
- Szymakowska F., 1976. Olistostromes in the Krosno beds (Polish Middle Carpathians). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 46, 39–54.
- Ślącza A., 1961. Łupki z egzotykami z Bukowca (polskie Karpaty wschodnie). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 31, 129–143.
- Ślącza A., 1963. Pstre łupki z Miłkowej i budowa geologiczna otaczającego obszaru. *Kwartalnik Geologiczny*, 7, 295–304.
- Ślącza A. & Gasiński M., 1985. Palaeobathymetric model of the Upper Senonian flysch sediments of a part of the Silesian Basin (Polish Carpathians). *Cretaceous Research*, 6, 207–218.
- Ślącza A. & Oszczytko N., 1985. Olistostromes and overthrusting in Polish Carpathians. *Abstracts, VIIIth RCMNS Congress, Hungary, Budapest*, 517–519.
- Ślącza A. & Wieser T., 1962. Łupki z egzotykami w warstwach krośnieńskich w okolicach Baligrodu. *Kwartalnik Geologiczny*, 6, 662–677.
- Waśkowska-Oliwa A., Krobicki M., Golonka J., Słomka T., Ślącza A. & Doktor M., 2008. Stanowiska najstarszych skał osadowych w polskich Karpatach fliszowych jako obiekty geoturystyczne. *Geologia (kwartalnik AGH)*, 34, 3/1, 83–121.
- Wendorff M., 2005. Sedimentary genesis and lithostratigraphy of Neoproterozoic megabreccia from Mufulira, Copperbelt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences*, 42, 61–81.
- Wójcik K., 1906. Infraoligocene de Riszkania pres de Uzsok. *Bulletin Internationale, Academie des Sciences de Cracovie, Annales*, 1905, 254–263.