

Piaskowcowo-zlepieńcowe formy skalne – więcej niż atrakcja turystyczna

Sandstone-conglomerate rocky forms – more than a tourist attraction

Piotr Strzeboński

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



Mts. and Silesian Beskid Mts. and the Small Beskid Mts. Epigenetic arcade structures, cellular structures (honey comb structures) and bowl structures form characteristic relief of rockies. The rocky forms have a complex origin, resulting from many interconnected factors and processes that develop in time with various intensity.
Key words: geotourism, sandstone-conglomerate rockies, Mushroom Stone, Istebna Beds, flysch, sedimentation, Outer Carpathians, weathering structures.

Wstęp

Treść: Naturalne, udostępnione do zwiedzania skałki są niewątpliwą atrakcją turystyczną, ale ponadto stanowią cenne źródło informacji geologicznych i geomorfologicznych. Szczególna wartość naukowo-poznawcza, a także dydaktyczna form skalnych wiąże się z możliwością prowadzenia na nich bezpośrednich obserwacji nad wykształceniem budujących je utworów oraz kształtowaniem ich przez procesy egzogeniczne. Formami o takich walorach są na przykład skałki piaskowcowo-zlepieńcowe w Karpatach Zewnętrznych. Jednym z regionów występowania takich skałek w Karpatach jest Pogórze Wiśnickie, gdzie zlokalizowane są między innymi: Kamienie Brodzińskiego, Kamień Grzyb czy Skałki Chronowskie. Kamień Grzyb stanowi jeden z reprezentatywnych przykładów dla przedstawienia generalnych, wspólnych cech genetycznych form skalnych powstałych w utworach warstw istebniańskich (formacja istebniańska), z którymi autor zapoznał się również w Beskidzie Morawskim, Śląskim i Beskidzie Małym. Struktury epigenetyczne w postaci struktur arkadowych, komórkowych oraz miskowych tworzą charakterystyczny relief skałek. Formy skalne mają złożoną genezę uwarunkowaną wieloma powiązаныmi czynnikami i procesami, które rozwijają się w czasie z różnym natężeniem.

Słowa kluczowe: geoturystyka, skałki piaskowcowo-zlepieńcowe, Kamień Grzyb, warstwy istebniańskie, fliš, sedymentacja, Karpaty zewnętrzne, struktury wietrzeniowe

Abstract: Natural, thrown open to the sightseeing rockies are undoubtedly a tourist attraction, but furthermore they constitute a precious source of geological and geomorphological information. A special scientific-cognitive and teaching value of the rocky forms is based on the possibility of carrying out direct observations on the character of deposits and on shaping these forms by exogenic processes. A good example of the rocky forms with such values is represented by sandstone-conglomerate rockies in the Outer Carpathians. One of the regions where such rockies occur is the Wiśnicz Foothill, where, among others, the Brodziński Stones (after a poet), the Mushroom Stone (after a mushroom-like shape) and the Chronowskie Tors (after the Chronów town) are localized. The Mushroom Stone serves to demonstrate general, common features of the origin of the rocky forms from the Istebna Beds (the Istebna Formation) observed by the author also in the Moravian Beskid

Naturalne odsłonięcia utworów piaskowcowo-zlepieńcowych w postaci form skalnych w Karpatach Zewnętrznych (Alexandrowicz, 1978, 2008 i Radwanek-Bąk i in., 2009), a także te z obszaru poza karpackiego (Migoń, Pijet-Migoń, 2006; Gawlikowska, 2008) znane są zwykle wśród turystów oraz miejscowej ludności jako „osobliwe postacie” przyrody nieożywionej o fantazyjnych kształtach i nazwach, z którymi wiążą się barwne, lokalne legendy (Anioł, 2004). Udostępnianie skałek powinno w związku z tym być ściśle powiązane z przekazywaniem wartości edukacyjnych, a zdobywanie wiedzy przyrodniczej poprzez zaciekawienie naukami o Ziemi będzie doskonałą bazą dla popularyzacji geoturystyki (Słomka, Kicińska-Świdzka, 2004; Migoń & Pijet-Migoń, 2006; Strzeboński & Słomka, 2007; Alexandrowicz, 2008; Gawlikowska, 2008).

Jednym z regionów występowania skałek piaskowcowo-zlepieńcowych w Karpatach jest Pogórze Wiśnickie, gdzie



Fig. 1. Skalny „grzyb” w Rezerwacie Przyrody – Kamień Grzyb, fot. P. Strzeboński • A rock mushroom in the Nature Reserve – Mushroom Stone, phot. P. Strzeboński



Fig. 2. Fragment Rezerwatu Kamień Grzyb z zespołem oryginalnych, piaskowcowych skałek fliszu karpackiego na Pogórzu Wiśnickim, fot. P. Strzeboński • Fragment of the Mushroom Stone Reserve with unusual sandstone tors set of the Carpathian Flysch at the Wiśnicz Foothill, phot. P. Strzeboński

zlokalizowane są między innymi: Kamień Brodzińskiego, Kamień Grzyb czy Skałki Chronowskie (Alexandrowicz, 1978; Alexandrowicz, Urban, 2000; Alexandrowicz, 2008; Strzeboński, 2008). Skałka przypominająca kształtem „grzyb”, tzw. Kamień Grzyb (Fig. 1) jest główną atrakcją turystyczną rezerwatu przyrody (o tej samej nazwie jak forma skałkowa), który został ustanowiony głównie w celu zachowania oraz wyeksponowania walorów estetycznych i poznawczych zespołu oryginalnych skałek (Fig. 1 i 2).

Skałka Kamień Grzyb stanowi reprezentatywny przykład dla przedstawienia genezy form skałkowych powstałych w utworach jednego z rodzajów fliszu karpackiego.

Lokalizacja i chronione obiekty rezerwatu Kamień Grzyb

Grupa łatwo dostępnych obiektów skałkowych rezerwatu Kamień Grzyb zlokalizowana jest w województwie małopolskim, w powiecie bocheńskim, w gminie Nowy Wiśnicz, w miejscowości Połom Duży, w sąsiedztwie Leksandrowej (ok. 3 km w linii prostej na SSE od Nowego Wiśnicza) (Fig. 3). Fizjograficznie rezerwat ten umiejscowiony jest w obrębie Pogórza Wiśnickiego należącego do Zewnętrznych Karpat Zachodnich. Skałki rezerwatu Kamień Grzyb usytuowane są ok. 1 km na NNW od szczytu wzgórza Bukowiec (412 m

n.p.m.) i odsłaniają się na NE stoku spłaszczonego wzniesienia (390 m n.p.m.), na krawędzi lokalnej, płaskodennej niszy, na wysokości ok. 360 m n.p.m.. Przez rezerwat prowadzi niebieski, pieszy szlak turystyczny wiodący od Tymbarku przez Nowy Wiśnicz do Bochni oraz towarzyszący mu szlak rowerowy (Fig. 3).

W rezerwacie Kamień Grzyb, na powierzchni ok. 2 ha, oprócz skałek chronione jest także stanowisko buczyny karpackiej, jako cenny zasób przyrody ożywionej. Rezerwat zlokalizowany jest na terenie Wiśnicko-Lipnickiego Parku Krajobrazowego, ustanowionego ze względu na wybitne walory historyczno-kulturowe, architektoniczne, przyrodnicze i krajoznawcze tego fragmentu Ziemi Bocheńskiej. Park ponadto mieści się w obrębie Obszaru Chronionego Krajobrazu Pogórza Wiśnickiego.

Ochroną objęty jest „grzyb” skalny – Kamień Grzyb (Fig. 1 i 2) o wysokości ok. 6 m, obwodzie czapy („kapelusza,„) ok. 24 m i jej miąższości (grubości) 2,8 m oraz obwodzie trzonu („nogi”) w najwęższym miejscu ok. 16 m. Chroniona jest także platforma skalna (Fig. 2) o wysokości ponad 2 m, długości 7 m, szerokości ok. 3 m, tworząca w części SE podstawę (cokół) trzonu „grzyba” oraz mała izolowana skałka o wysokości ok. 1 m, długości ok. 4 m i szerokości ponad 2 m (autochtoniczny, odizolowany od „platformy” fragment), znajdująca się ok. 4 m na SSW od centrum „grzyba” (Fig. 2).

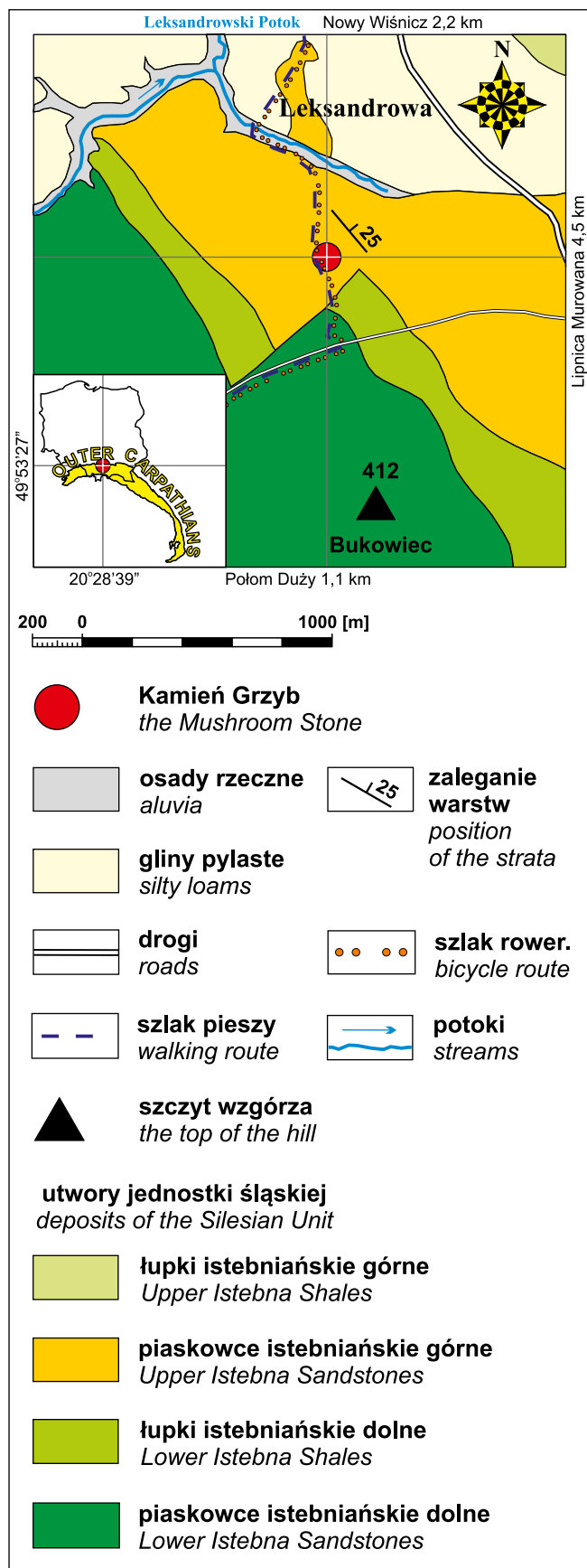


Fig. 3. Lokalizacja Kamienia Grzyba (wg Skoczylas-Ciszewska, Burtan, 1954; uproszczone i zmienione) • Localization of the Mushroom Stone (after Skoczylas-Ciszewska, Burtan, 1954; simplified and changed)



Fig. 4 „Trójkątna” płyta skalna – część czapy „grzyba” skalnego, fot. P. Strzeboński • “Triangle” stone plate – part of the cap of the rock “mushroom”, phot. P. Strzeboński

W skład grupy chronionych obiektów wchodzi również blok skalny o trójkątnym zarysie (Fig. 2 i 4), posiadający widoczną wysokość (wtórnie częściowo zagłębiony w podłożu) ok. 6 m, długość ok. 8 m i szerokość – miąższość 2,8 m, znajdujący się w odległości ok. 10 m na SW od skałki Kamień Grzyb.

Pozycja geologiczna i cios skałki Kamień Grzyb

Skałki rezerwatu Kamień Grzyb reprezentują warstwy istebniańskie (sensu Unrug, 1963) (formacja istebniańska sensu Picha i in., 2006), będące jedną z głównych części składowych serii śląskiej Karpat zewnętrznych (Cieszkowski i in., 2009). W szczegółowym podziale warstw istebniańskich opisywane obiekty skalne zajmują pozycję w obrębie górnych piaskowców istebniańskich, których wiek ocenia się na wczesnopaleogeński (paleocen) (Fig. 3 i 5). Należy jednak podkreślić, że granica kreda-paleocen formacji istebniańskiej oscyluje na pograniczu dolnych i górnych warstw istebniańskich, na co wskazuje sukcesja zespołów otwornicowych (Nescieruk, Szydło, 2003) (Fig. 5).

Parametry elementów zalegania warstw budujących „grzyb” skalny wynoszą średnio 10/25, tzn. warstwy skalne są pochylone w kierunku prawie N (z odchyleniem 10 stopni na E), pod kątem mierzonym od poziomu, wynoszącym 25 stopni. Zaobserwowano, że parametry te nieco różnią się od występujących w skałach otoczenia oraz od elementów pomierzonych w obrębie platformy skalnej, na której grzyb jest bezpośrednio wsparty, gdzie wynoszą one śr. 40/25 (Fig. 6).

Inicjalny, graniasty zarys skałki Kamień Grzyb utworzył się na założeniach systematycznych, krzyżujących się w skałce pęknięć. Spękania te to głównie cios tektoniczny związany z naprężeniami powstałymi w czasie fałdowań i nasunięć skał tworzącego się łańcucha górskiego Karpat. Na sieć ciosu zwykle składa się system ortogonalny (prostokątny – spękania przecinają się w przybliżeniu pod kątem prostym) oraz systemy romboidalne (ostrokątne) (Dadlez, Jaroszewski, 1994). W skałce Kamień Grzyb można wyróżnić system ciosu prostokątnego, składający się z zespołów podłużnych L1

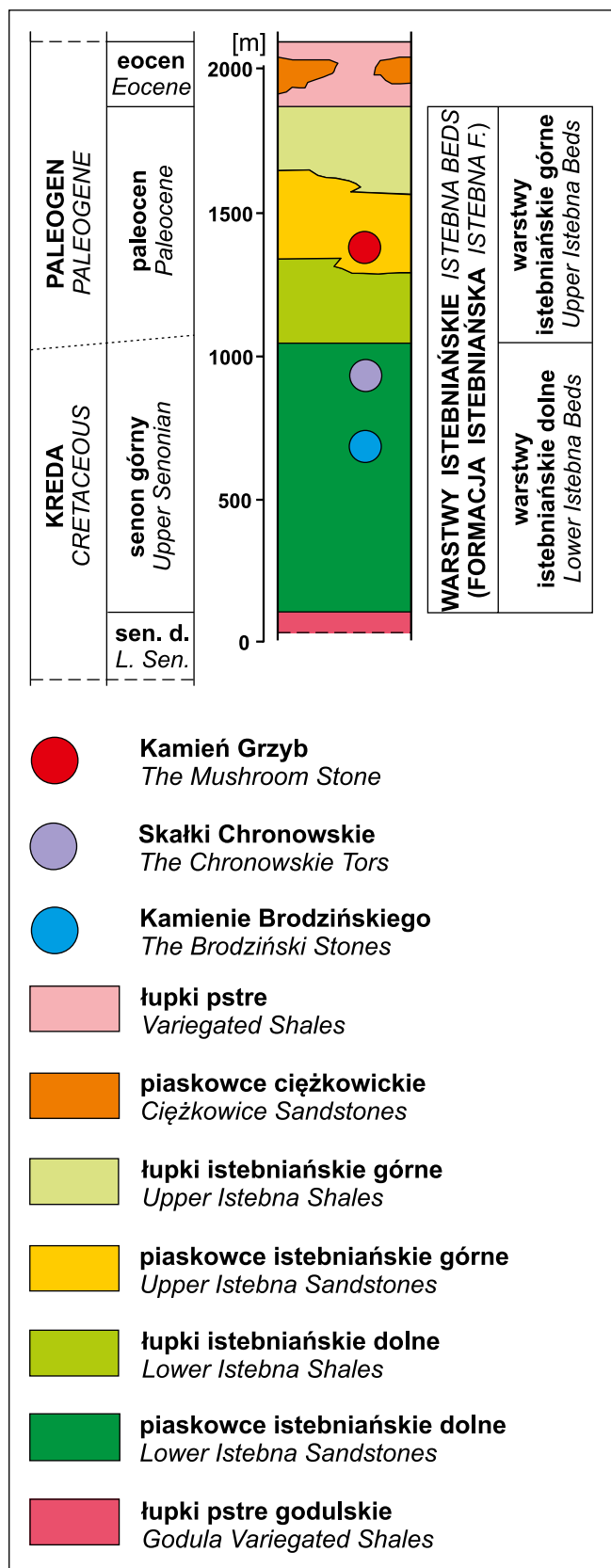


Fig. 5. Pozycja Kamienia Grzyba na tle fragmentu litostratygrafii serii śląskiej Karpat zewnętrznych (wg Skoczylas-Ciszewska, Burtan, 1954, zmienione i uproszczone; Nescieruk, Szydło, 2003; Picha i in., 2006) • Position of the Mushroom Stone against a background of the fragment of the lithostratigraphy of the Silesian series of the Outer Carpathians (after Skoczylas-Ciszewska, Burtan, 1954, changed and simplified; Nescieruk, Szydło, 2003; Picha et al., 2006)

i L2 – w przybliżeniu równoległych do biegu (rozciągłości) warstw oraz z zespołu poprzecznego T – w przybliżeniu równoległym względem azymutu kierunku zapadania (pochylenia) warstw skałki (Fig. 6). W skałce tej można także zaobserwować ostrokątne systemy ciosu składające się z zespołów diagonalnych (skośnych) D1 i D2 oraz D3 i D4 (Fig. 6). Zespoły L stanowią ograniczenie dla dłuższych ścian bocznych skałki „grzyba”, natomiast zespół T wraz z zespołami D ograniczają jej ściany krótsze (Fig. 6).

Struktury epigenetyczne form skałkowych

Jednymi z doskonale wyeksponowanych elementów reliefu piaskowcowo-zlepieńcowych skałek, możliwych do obserwacji w dwu-, a niekiedy w trójwymiarowej geometrii, są selektywnie rozwijające się struktury o złożonej, głównie wietrzeniowo-erozyjno-cementacyjnej genezie. Strukturami epigenetycznymi są np.: struktury arkadowe (Alexandrowicz, 1978, 1987); struktury komórkowe (plastry miodu) (Alexandrowicz, 1987) (ang. cellular structures lub honey comb structures sensu Mustoe, 1982; Rodriguez-Navarro i in., 1999); a także struktury miskowe, utożsamiane niekiedy ze strukturami komórkowymi, ale zdaniem autora, stanowiące osobną kategorię struktur epigenetycznych. Wietrzenie kawernowe prowadzi również w wielu przypadkach do powstania formy pustki specyficznego kształtu i rozmiaru, rzędu decymetrów do metrów, określanej tradycyjnie mianem tafone (l. mn., tafoni) (sensu Hugget, 2007). Niektórzy badacze dążą jednak do uproszczenia nazewnictwa i zgeneralizowanego określenia wszystkich rodzajów struktur epigenetycznych mianem tafoni (Goudie, Viles, 2008).

W ścianach Kamienia Grzyba występują makroskopowo dostrzegalne struktury arkadowe i struktury miskowe.

Struktury arkadowe (ang. arcade structures) – zagłębienia obserwowane na NW i N oraz częściowo E ścianie „grzyba” skalnego, tworzą zwykle liniowe zgrupowania (Fig. 1 i 7), rzadziej pojedyncze, izolowane pustki. Wnęki mają zwykle wypukłe ku górze półeliptyczne kształty, przypominające arkadowe elementy architektoniczne, natomiast oddzielające je partie skalne tworzą niskie, prostopadłe do uławiczenia, lekko rozszerzające się ku górze kolumny („żeberka”) (Fig. 7). Widoczne zagłębienia posiadają rozmiary od kilku do kilkudziesięciu cm (Fig. 1 i 7). Stosunkowo blisko siebie położone jamy występują w przestrzeniach granicznych pomiędzy ławicami najczęściej różniącymi się cechami teksturalno-strukturalnymi (w sensie sedimentologicznym). Niekiedy na granicy dwóch, makroskopowo podobnie wyglądających ławic (o zbliżonych cechach), obserwuje się symetrycznie wykształcone gniazdowe wnęki eliptycznego kształtu, obejmujące strefę krawędziową stropu ławicy niżej ległej i strefę brzegową spągu ławicy nadległej, tworzące łańcuchowe zgrupowania lustrzanych struktur arkadowych (ang. mirror arcade structures).

Struktury te rozwijają się w strefach kontaktów ławic na powierzchniach ścian skałek (powierzchnie ciosowe prostopadłe do uławiczenia), zwłaszcza eksponowanych w kierunku zgodnym z upadem warstw, gdzie między innymi zinten-

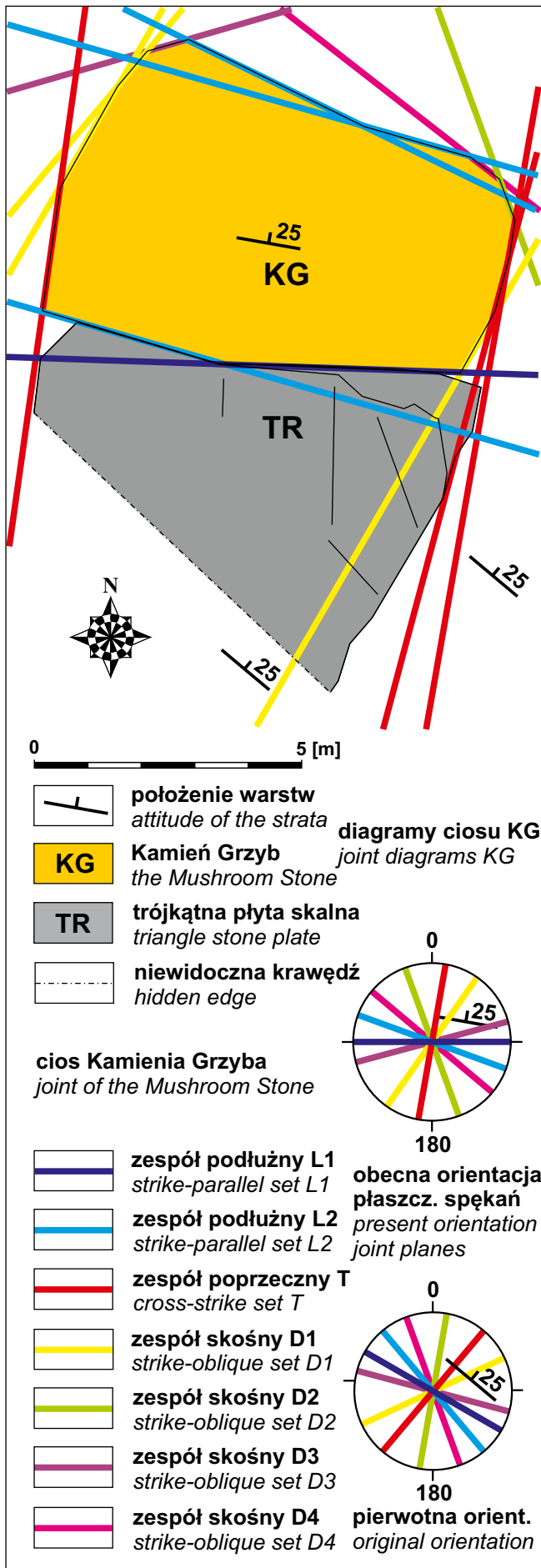


Fig. 6. Dopasowanie „trójkątnej” płyty skalnej do czapy „grzyba” skalnego wraz z zespołami ciosu • Fitting of the “triangle” stone plate to the cap of the “mushroom”stone and joint strike sets



Fig. 7. Struktury arkadowe, fot. P. Strzeboński • Arcade structures, phot. P. Strzeboński

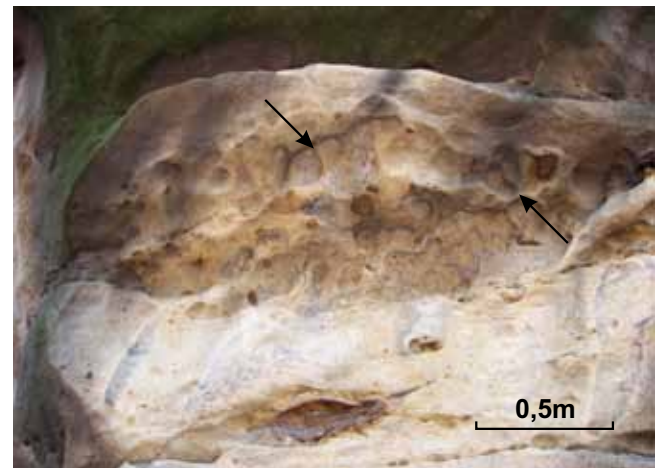


Fig. 8. Struktury miskowe zaznaczone strzałkami, fot. P. Strzeboński • Bowl structures marked with pointers, phot. P. Strzeboński

syfikowany jest grawitacyjny wypływ wód meteorycznych (Alexandrowicz, 1970, 1978) i związana z nim sufozja (wymywanie, wypłukiwanie rozluźnionych ziaren ze skały związanej) oraz zamaróz (rozsadzanie skały siłą, ciśnieniem krystalizacji lodu). Struktury te dostępne są do obserwacji na powierzchni formy skałkowej od początku ich tworzenia się. Powierzchnie ze strukturami arkadowymi nieustannie podlegają przekształcaniu tzn. powiększaniu się i łączeniu w formy większe. Proces ten może spowalniać cementacja kolumnienek wylugowanych ze skały związkami żelaza.

Struktury miskowe (ang. bowl structures) – zagłębienia obserwowane w W części czapy „grzyba” skalnego, tworzą planarne, przylegające do siebie zgrupowania (Fig. 8). Pustki uwidaczniają się zwykle na powierzchniach spągowych, przewieszonych ławic. Stosunkowo płaskie pustki miskowego kształtu posiadają w przekroju poprzecznym półeliptyczny kształt, a w planie zwykle owalne kontury, o wielkości od kilku do kilkunastu cm (Fig. 8). Zagłębienia rozdzielone są

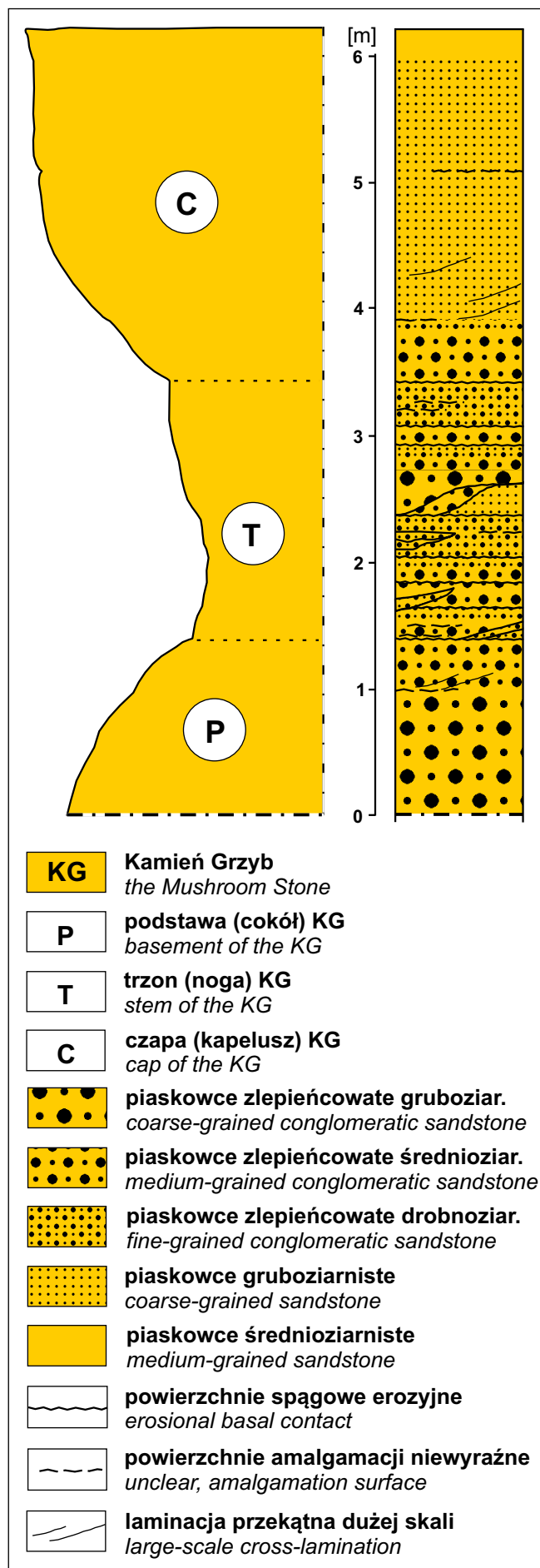


Fig. 9. Fragment schematycznego przekroju przez skałkę „grzyb” wraz z odpowiadającym profilem litofacjalnym • Fragment of the schematic, vertical cross-section through the rock mushroom together with corresponding lithofacies profile

niskimi grzbiecikami o szerszej podstawie i węższym zakończeniu, o wysokości od kilku do kilkunastu mm (Fig. 8). Niektóre pola miskowe wyścielone są powłoką związków limonitycznych (związków żelaza), bądź wypełnione są sekrecyjnymi koncentracjami żelazistymi.

Struktury miskowe rozwijają się pierwotnie wewnątrz ośrodka skalnego, głównie w przestrzeniach międzyławicowych, niekiedy w strefach płaszczyzn ciosowych nachylnych skośnie do uławicenia. Zaobserwować je można dopiero po rozdzieleniu ławic, bądź fragmentów skalnych pomiędzy którymi powstawały. Powierzchnie ze strukturami miskowymi po wyeksponowaniu na działanie czynników zewnętrznych podlegają przekształcaniu na skutek wietrzenia i może dochodzić do zacierania ich pierwotnego wyglądu. Wnętrza struktur miskowych to formy sufozyczne powstałe w wyniku descenzyjnego (grawitacyjnego) przepływu wód infiltracyjnych przez skałkę. Grzbieciki natomiast utrwala się dzięki cementacji skały wylugowanymi z jej spoiwa związkami limonitycznymi.

Geneza struktur epigenetycznych. Opisywane struktury często towarzyszą skałkom zbudowanym z utworów średnio- do bardzo grubouławicowych, wykształconych prawie wyłącznie jako litofacje piaskowcowo-zlepieńcowe. Materiał ziarnowy takich utworów jest zazwyczaj słabo wysortowany i bogaty w spoiwo detrytyczne typu matriks (lepiszcze w postaci bardzo drobnych okruchów mineralnych spajających większe ziarna). Struktury epigenetyczne tworzą się głównie w strefach granic międzyławicowych, niekiedy mają związek z powierzchniami ciosowymi, w wyniku współdziałania selektywnie działających procesów wietrzenia fizyko-chemicznego, erozji, transportu zwietrzliny i recementacji (wtórnej cementacji – ponownej krystalizacji związków mineralnych w formie spoiwa). Struktury te powstają m. in. w wyniku dezintegracji granularnej (rozpadu ziarnistego) skały, do której dochodzi m. in. wskutek rozpuszczania pierwotnego spoiwa oraz rozkładu nietrwałych składników mineralnych macierzystej skały takich jak np. skalenie czy minerały zawierające żelazo. Do rozpadu ziarnistego przyczynia się także zamróz, pewne znaczenie ma również deflacja (wywiewanie rozluźnionych ziaren), ablacja (deszczowe spłókiwanie) oraz działalność biogeniczna (mechaniczna i fizyko-chemiczna – zakorzenianie roślinności, chemizm związków organicznych). Procesy prowadzące do dezintegracji zwięzłej skały w efekcie ułatwiają także sufozję i grawitacyjne przemieszczanie zwietrzliny. Substancje mineralne przeprowadzone do roztworów podlegają na krawędziach pustek recementacji, w postaci związków limonitycznych, a także krzemionki, co sprzyja utrwalaaniu zarysów form struktur epigenetycznych. Zmienne warunki higryczno-termiczne (temperaturowo-wilgotnościowe), także sprzyjają rozluźnianiu więzby skały (szkieletu ziarnowego) i powstawaniu nowych oraz powiększaniu już istniejących pustek.

Wielkość i kształt pustek w utworach skałkowych, uzależniona jest oprócz stadium ich rozwoju między innymi od litologii oraz spoiwa – typu, chemizmu i stopnia wypełnienia przestrzeni między ziarnowych, co bezpośrednio wpływa na porowatość ośrodka skalnego, a także na odporność danej ławicy na działanie naturalnych czynników destrukcyjnych. Ponadto zależy od ułożenia ławic, z czym wiąże się intensywność przepływu wód. Spękania ciosowe również przyczyniają się do lepszej penetracji skały przez wodę meteoryczną i lód, co prowadzi do powiększania pustek. Często mniejsze zagłębienia łączą się w wyniku zanikania rozdzielających je pionowych żeber lub kolumniek (Fig. 1), a w nowo powstałych większych jamach tworzą się drugorzędne, mniejsze zagłębienia młodszych generacji.

Charakterystyka litofacyjna utworów skałkowych

Podstawę (cokół) „grzyba” (Fig. 9 – P) budują gruboziarniste piaskowce zlepieńcowate (frakcje piasku grubo- do bardzo gruboziarnistego: 0,5-2 mm, z rozproszonymi otoczkami żwirku kwarcowego zwykle drobnokalibrowego: 2-4 mm) o łącznej miąższości (grubości) ok. 140 cm i strukturze sedymentacyjnej bezładnej (masywnej – nieuporządkowany sposób rozmieszczenia ziaren o różnej wielkości, brak gradacji składników w warstwie oraz brak laminacji) (Fig. 9). Trzon (noga) „grzyba” (Fig. 9 – T) o sumarycznej miąższości ok. 200 cm, składa się z nieregularnych (zmienna miąższość i niekiedy wyklinowywanie się warstw, erozyjne i/lub sedymentacyjne, na dystansie kilku, kilkunastu metrów), cienkich (3-10 cm) i średnich (10-30 cm) ławic piaskowców zlepieńcowatych, grubo- do drobnociarnistych, zwykle masywnych z rzadko i niewyraźnie zaznaczającą się normalną gradacją uziarnienia (normalne uziarnienie frakcjonalne – od ziaren większych w spągu warstwy do ziaren o drobniejszej frakcji w stropie) oraz z wkładek piaskowców gruboziarnistych (Fig. 9). „Czapę grzyba” (Fig. 9 – C) buduje natomiast jedna amalgamowana (połączona) ławica piaskowcowa (od spągu: 170 + 110 cm), uziarniona frakcjonalnie normalnie – od piaskowca zlepieńcowatego średnioziarnistego (50 cm) przez piaskowiec bardzo grubo- i gruboziarnisty (200 cm) do piaskowca średnioziarnistego w stropie (ostatnie 30 cm) (Fig. 9).

Do zespołu charakterystycznych cech litologiczno-sedymentologicznych utworów, z których zbudowane są formy skałkowe, w tym skałki rezerwatu Kamień Grzyb można zaliczyć:

1. przeważający udział piaskowców zlepieńcowatych i zlepieńców piaszczystych, tworzących ławice o miąższości od średniej do bardzo grubej (ponad 100 cm), występujących bez przewarstwień (wkładek) łupkowych (łupków ilastych i / lub mułowcowych) (np. Fig. 1, 9 i 10);
2. nieregularne i nieciągłe uławicenie;
3. niewyraźne uławicenie – słabo dostrzegalne granice aktów depozycyjnych (pojedynczych nagromadzeń osadu); liczne powierzchnie amalgamacji (powierzchnie łączenia, zlewania się dwóch lub więcej ławic w jedną całość) (Fig. 1, 9, 10);
4. niedojrzałość teksturalna – stosunkowo niski stopień wysortowania i obtoczenia składników szkieletu ziarnowego poszczególnych warstw;



Fig. 10. Kontakt erozyjny litofacji piaskowcowej i piaskowcowo-zlepieńcowej, fot. P. Strzeboński • Erosional contact of the sandstone and conglomeratic sandstone lithofacies, phot. P. Strzeboński

5. struktura sedymentacyjna zwykle bezładna;
6. spoiwo typu matriks, impregnowane związkami żelaza, niekiedy z domieszką krzemionki;
7. obecne niekiedy sedymentacyjne struktury deformacyjne w postaci struktur miseczkowych (ang. dish structures) (laminy wygięte na kształt miseczek przez wyciskaną pod ciśnieniem wodę z warstwy);
8. brak struktur sedymentacyjnych w postaci laminacji równoległej i laminacji przekątnej (riplemarkowej), tworzących się z trakcji prądów dennych (przez wleczenie, ślizganie i /lub toczenie ziaren po dnie);
9. czasami występujące sedymentacyjne wypełnienia erozyjnych zagłębień, kanałów (rynien) posiadające dobrze rozwinięte uziarnienie frakcjonalne normalne, niekiedy także zestawy warstwowań przekątnych dużej skali (laminy nachylone pod pewnym kątem do powierzchni ograniczających warstwę) .

Środowisko sedymentacyjne utworów skałkowych

Zespół wyżej wymienionych cech wykształcenia litofajalnego wskazuje na specyficzną genezę utworów budujących formy skałkowe – określone mechanizmy transportu materiału okrucowego, z którego są zbudowane skałki oraz ich charakterystyczne środowisko sedymentacji (obszar osadzania).

Utwory te reprezentują jeden z rodzajów tzw. fliszu. Z fliszu zbudowane są na przykład Karpaty zewnętrzne (w ujęciu geograficznym to m. in. Beskidy i Pogórza), określane także zwyczajowo od ich głównego budulca – Karpatami fliszowymi. Fliszem nazywamy serie skalne zwykle o znacznej miąższości (rzędu kilku tysięcy metrów), zbudowane głównie z terygenicznego materiału osadowego (pochodzącego z niszczenia lądu), zdeponowanego zazwyczaj w stosunkowo głębokim basenie morskim (poza szelfem) przy udziale prądów określanymi mianem sedymentacyjnych spływów grawitacyjnych. Powszechnie opisywanym rodzajem fliszu jest flisz turbidytowy, czyli powstający przy udziale spływów grawitacyjnych w postaci prądów zawieszonych

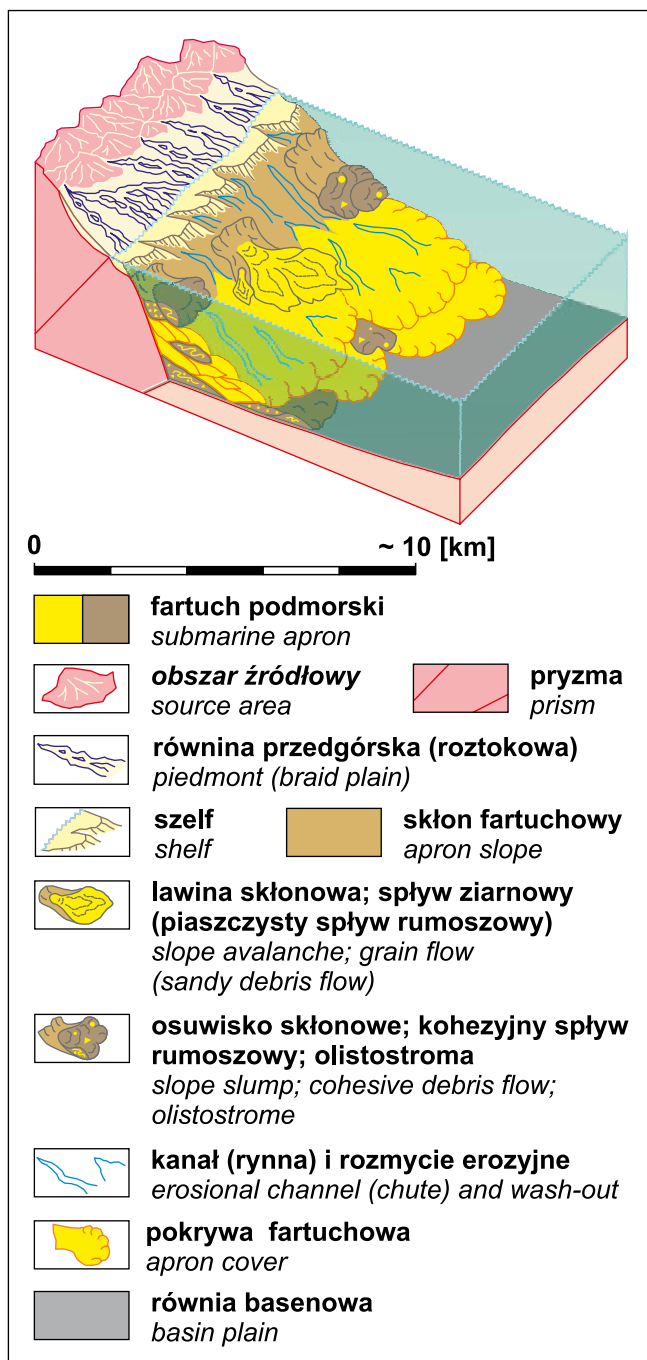


Fig. 11. Schematyczny model silikoklastycznego fartucha podmorskiego (wg Reading, Richards, 1994, zmienione i zgeneralizowane; W: Strzeboński, Słomka, 2007, częściowo zmodyfikowane). Liniowo zasilany piaskowo-żwirowym materiałem klastycznym, chaotyczny (brak sekwencji depozycyjnych charakterystycznych dla podmorskich stożków napływowych) system depozycyjny • Model of siliciclastic submarine apron (after Reading, Richards, 1994, changed and generalized; In: Strzeboński, Słomka, 2007, partly modified). Chaotic, line-sourced depositional system fed with clastic, sand-gravel fractions

(turbulentna mieszanina piasku, mułu i wody), które osadzają rytmicznie powtarzające się, występujące naprzemiennie warstwy piasku i mułu np. w środowisku podmorskiego stożka. Jeden prąd zawieszinowy tworzy jedną taką parę osadu, w której wyraźnie zaznaczona jest normalna gradacja uziarnienia, spowodowana depozycją z tzw. suspensji, czyli poprzez gra-

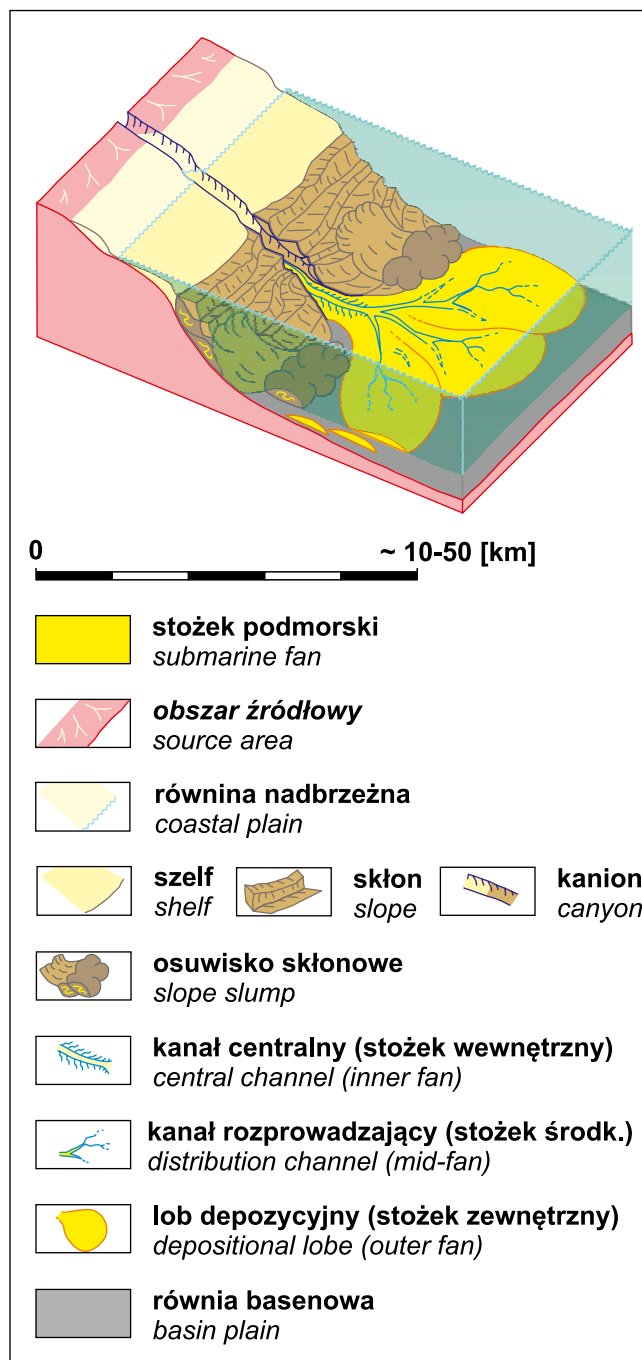


Fig. 12. Schematyczny model podmorskiego stożka napływowego (wg Reading, Richards, 1994, zmienione i uogólnione; W: Strzeboński, Słomka, 2007, częściowo zmodyfikowane). Punktowo zasilany piaskowo-mułowym materiałem klastycznym, uporządkowany (posiadający sekwencje depozycyjne) system depozycyjny • Model of submarine fan (after Reading, Richards, 1994, changed and generalized; In: Strzeboński, Słomka, 2007, partly modified). “Regular”, point-sourced depositional system fed with clastic, sand-mud fractions

witacyjne sortowanie. Natomiast skałki piaskowcowo-zlepieńcowe reprezentują zupełnie inny „świat” fliszu. W przypadku utworów skałkowych były to podmorskie spływy grawitacyjne, ale w innej postaci – tzw. spływów ziarnowych, czyli nieturbulencyjnych (quasi-laminarnych) spływów masy piaskowo-żwirowej, nazywanych także piaszczystymi spły-

wami rumoszowymi (ang. sandy debris flow) (Shanmugam, 2006). Spływy ziarnowe, ze względu na niską wydolność transportową niesionego materiału klastycznego, deponowały debryty piaszczysto-żwirowe w proksymalnej (bliskiej od obszaru źródłowego) strefie sedymentacyjnej (na skłonie basenu sedymentacyjnego i u jego podstawy) w postaci pokryw fartuchowych (nagromadzeń materiału okruchowego w postaci litosomów przypominających „fartuszki”) (Fig. 11).

Utwory budujące skałki są zatem diagnostyczne dla bogatego w piaszczysto-żwirowy materiał fartuchowego systemu depozycyjnego (sensu Reading, Richards, 1994; Słomka, 1995; Strzeboński, Słomka, 2007) (Fig. 11). W takim środowisku sedymentacyjnym materiał detrytyczny dostarczany był intensywnie z aktywnego diastroficznie, lądowego obszaru źródłowego (pryzmy grzbietu śląskiego) do strefy przybrzeżnej basenu sedymentacyjnego, gdzie dojrzewał teksturalnie (podlegał sortowaniu i obtaczaniu) ulegając dalszej abrazji (ścieraniu, pomniejszaniu). Następnie w sposób nieuporządkowany (w różnym czasie z różnych miejsc) materiał okruchowy był redeponowany (ponownie przemieszczany) z piedmontowych (zazębiających się bocznie, nakładających się na siebie) delt stożkowych, tworzących nasypy w strefie sublitoralnej (na wąskich szelfach) wokół obszarów alimentacyjnych, w strefę proksymalnego skłonu obszaru basenowego (basenu śląskiego). Nieregularne pokrywy piaskowo-żwirowe, wraz z występującymi w ich obrębie efemerycznymi kanałami (rynnami erozyjnymi) i strefami rozmyć erozyjnych tworzyły fartuchy (Fig. 11).

Wśród pierwotnych struktur sedymentacyjnych skalnego „grzyba” na uwagę zasługuje stosunkowo rzadko obserwowane we fliszu karpackim warstwowanie przekątne dużej skali, związane z depozycją materiału ziarnowego w zagłębieniach erozyjnych. Nachylenie obserwowanych lamien przekątnych wskazuje na kierunek paleotransportu materiału okruchowego w dawnym basenie sedymentacyjnym z SE na NW. Gdyby pod uwagę została wzięta poprawka na grawitacyjne odchylenie skalnego „grzyba” (ale bez uwzględniania rotacji tektonicznej łuku karpackiego), warstwowanie przekątne pokazywałoby kierunek transportu z SSE na NNW, czyli z obszaru źródłowego tzw. grzbietu śląskiego do basenu śląskiego.

Dyskusja

Niektóre szczeliny międzylawicowe występujące w S części skałki Kamień Grzyb posiadają rozwarcie do 2 cm i mogą sugerować, że wyżej wspomniane różnice parametrów położenia warstw są spowodowane grawitacyjnym pochyleniem samego „grzyba” skalnego w kierunku północnym – zgodnym z nachyleniem stoku. Możliwe jest także, że odchylenie ma związek z odprężeniem warstw „grzyba” po oddzieleniu się „trójkątnej” płyty (Fig. 4) od jego czapy. Prawdopodobne jest również, że obecne śródławicowe szczeliny będą się poszerzać, co może w przyszłości spowodować przewrócenie skalnego „grzyba”.

Kilka faktów potwierdza, że „trójkątny” blok skalny (Fig. 4) został oderwany od czapy „grzyba”. Identyczna jest miąższość czapy „grzyba” i „trójkątnej” płyty – wynosząca 2,8 m, jak również następstwo i typ litofacji je budujących oraz umiejscowienie w nich na tej samej wysokości powierzchni

amalgamacji. Pewną przesłanką potwierdzającą wyżej postawioną tezę są także pokrywające się po odpowiednim dopasowaniu skałek (Kamienia Grzyba i trójkątnego bloku) orientacje płaszczyzn spękań ciosowych (Fig. 6). Pomocniczo można także wykorzystać historyczne napisy naskalne wyrze przed rozdzieleniem skał w początkach XVIII w., zarówno na szczycie „czapy” jak i „trójkątnej” płycie, które po złożeniu uzyskują podobną orientację. Natomiast obecna pozycja oraz umiejscowienie „trójkątnej” płyty względem „grzyba” (Fig. 2 i 4) może sugerować jej nienaturalne położenie. Modelowanie rozdzielania wskazuje, że płyta po odłamaniu przyjmuje raczej bliższe „grzybowi”, horyzontalne lub skośne położenie, czyli najprawdopodobniej do obecnego stanu została doprowadzona działaniem ludzkim.

W przypadku struktur epigenetycznych z omawianych form skałkowych makroskopowo nie stwierdzono bezpośrednich przejawów wietrzenia solnego (sensu Rodriguez-Navarro i in. 1999; Kicińska, 2009), prowadzącego do dezintegracji ziarnowej skał poprzez siłę (ciśnienie) krystalizacji minerałów chlorkowych i/lub siarczanowych, jakkolwiek nie można bez dokładniejszych badań, w tym reziduum w pustkach, wykluczyć pewnego znaczenia tego czynnika w kształtowaniu reliefu opisywanych skałek. Wietrzenie solne uznawane jest zwłaszcza w regionach nadmorskich oraz w klimacie półsuchym za jeden z głównych procesów rozpadu skał i powód tworzenia struktur epigenetycznych między innymi w postaci pustek typu struktury plastra miodu (ang. honey comb structures lub cellular structures sensu Mustoe, 1982; Rodriguez-Navarro i in., 1999).

Przedstawione w artykule struktury miskowe (Fig. 8), stosunkowo powszechnie występujące w piaskowcowych skałkach Karpat, zostały wyróżnione jako odrębna kategoria struktur epigenetycznych, zdaniem autora odmienna od struktur komórkowych (typu plastra miodu) (sensu Mustoe, 1982; Rodriguez-Navarro i in., 1999), z którymi niekiedy bywa utożsamiana. Wydaje się, że są to dwie różniące się pod względem morfologii, sposobu oraz miejsca wykształcenia struktury epigenetyczne. Komórki struktury typu plastra miodu rozwijają się przede wszystkim na powierzchniach płaszczyzn ciosowych (prostopadłych i/lub skośnych do uławiczenia) głównie w przypowierzchniowej strefie ścian skał, jakkolwiek znane są także przypadki tworzenia ich na powierzchniach piaskowcowego materiału budowlanego (Rodriguez-Navarro i in., 1999). Dodatkowo pola komórkowe posiadają w skale ograniczony wgłębny zasięg, często wyznaczony przez miąższość strefy skorupy wietrzeniowej. Ponadto typowo wykształcone komórki są zwykle płaskodenne i oddzielone od siebie w głównym stadium ich rozwoju wyraźnymi, w przybliżeniu prostopadłymi, cienkimi ściankami o mniej więcej stałej (od podstawy do szczytu) grubości. Dalsze oddziaływanie czynników destrukcyjnych na powierzchnię skały powoduje rozpad ścianek i łączenie pustek w większe pola, aż do całkowitego zatarcia śladów po strukturze komórkowej. Możliwe jest, iż w sprzyjających warunkach, po utworzeniu nowej skorupy wietrzeniowej, formowanie struktury komórkowej mogłoby rozpocząć się na nowo (Boxerman, 2005).

Struktury arkadowe (Fig. 7) oglądane w przekroju poprzecznym skałek na powierzchniach ciosowych prostopadłych do

uławiczenia, w niektórych przypadkach mogą stanowić obraz intersekcyjny (widok w przekroju poprzecznym na powierzchni skałki) przez rozwijające się wewnątrz skałek planarne struktury miskowe nie zawsze dostępne do obserwacji.

Niekiedy stosunkowo podobny obraz do opisywanych wyżej struktur miskowych mogą tworzyć odrębne genetycznie i nie zaliczane do struktur epigenetycznych, międzylawicowe ślady po toczącach ilastych (kulach iłu lub mułu z występującym niekiedy na ich powierzchni żwirkiem kwarcowym). Pomocne w interpretacji śladów po toczącach są klasty iłowców lub mułowców w kulistych zagłębieniach w skałce, a także niekiedy otoczaki kwarcowe stanowiące ich tzw. uzbrojenie.

Fartuchowe środowisko sedymentacyjne z utworami spływów ziarnowych (Fig. 11) jest niekiedy mylnie interpretowane jako środowisko podmorskiego stożka napływowego (sensu Reading, Richards, 1994) (Fig. 12). Zasadnicza różnica pomiędzy tymi środowiskami polega na tym, że w przypadku stożka podmorskiego obecne są loby depozycyjne (Fig. 12), budowane przez litofacje turbidytowe w postaci piaskowców uziarnionych frakcjonalnie normalnie, którym zawsze towarzyszą łupki iłowcowe i / lub mułowce.

Właściwe rozpoznanie cech wykształcenia litofacjalnego zależy od poprawnego określenia tzw. wskaźników położenia spągu / stropu ławic (np. śladów i/lub hieroglifów), gdyż spękania ciosowe, bądź ich płaszczyzny oraz warstwowania przekątne bywają niekiedy mylnie (pochopnie) interpretowane jako granice warstw (powierzchnie uławiczenia).

Podsumowanie

1. Kamień Grzyb (Fig. 1 i 2) posiada wiele charakterystycznych cech budowy morfologicznej i wykształcenia litofacjalnego, podobnych do innych tego typu obiektów skałkowych, co pozwoliło na przedstawienie ich wspólnych założeń genetycznych. Formy skałkowe mają złożoną genezę uwarunkowaną wieloma współdziałającymi czynnikami i procesami rozwijającymi się w czasie z różnym natężeniem. Do podstawowych elementów (czynników i procesów) odpowiedzialnych za powstawanie, rozwój i modelowanie naturalnych piaskowcowo-zlepieńcowych skałek (pomijając uwarunkowania w skali geotektonicznej) należą:
 - 1.1. rozkład tektoniczny wydzieleni litostratygraficznych (formacji fliszowych) oraz wykształcenie litofacjalne budujących je utworów (m. in. litologia, miąższość ławic, spoiwo, struktury sedymentacyjne itp.) – zróżnicowana odporność na działanie procesów denudacji (współdziałanie wietrzenia, erozji i transportu); tworzenie ostańców denudacyjnych; twardezielce;
 - 1.2. ruchy masowe (grawitacyjne przemieszczanie mas skalnych) – wstępne kształtowanie wychodni skał na założeniach sieci ciosu składającej się zwykle z kilku systemów spękań ciosowych o różnej randze; twardezielce w niszach osuwiskowych; powstawanie pierwotnego, wielobocznego obrysu skałek; dezintegracja blokowa;
 - 1.3. dominujący rodzaj i natężenie procesów wietrzenia, erozji i transportu zwietrzeli – wpływ na dalsze modelowanie profilu odsłoniętych powierzchni form skalnych i tworzenie ich reliefu; dezintegracja granularna (rozpad ziarnowy);
 - 1.4. klimat i ekspozycja skałki – określone warunki termiczno-higryczne, zarówno te z przeszłości glacialnej (z okresu zlodowaceń) jak i współczesne; oddziaływanie na powstawanie pierwotnej formy skałki jak i na jej dalsze modelowanie;
 - 1.5. położenie skałki względem powierzchni morfologicznej – formowanie wierzchowinowych, stokowych i/lub dolinnych form skałkowych;
 - 1.6. parametry elementów zalegania – wpływ na stabilność grawitacyjną skałek oraz krążenie w nich wód descenzyjnych;
 - 1.7. działalność antropogeniczna – przekształcanie skałek przez „dziką” eksploatację kruszywa lub wandalizm, prowadzące w niektórych przypadkach do całkowitej destrukcji unikalnych form skalnych;
 - 1.8. ablacja; sufozja; zamróz; działalność biogeniczna – dodatkowe kształtowanie w postaci wygładzania, zaokrąglania i złobienia powierzchni ścian skałek.
2. Dla skałek charakterystyczne są formy reliefu wewnętrznego i zewnętrznego w postaci struktur epigenetycznych (Fig. 7 i 8). Opisywane struktury tworzą się głównie w osadowych skałach silikoklastycznych, zazwyczaj średnio- do bardzo grubouławicowych (prawie wyłącznie piaskowcowo-zlepieńcowych bez przeławiczeń łupkowych), o zmiennym uziarnieniu i bogatym spoiwie typu matriks, w wyniku złożonych procesów głównie wietrzeniowo-erozyjno-cementacyjnych.
3. Piaskowcowo-zlepieńcowe utwory skałkotwórcze są zwykle diagnostyczne dla chaotycznych, liniowo zasilanych materiałem klastycznym (bogatych w materiał piaskowo-żwirowy), fartuchowych systemów depozycyjnych. Wypełnienia erozyjnych zagłębień często posiadają normalną gradację uziarnienia oraz niekiedy warstwowania przekątne dużej skali. W wielu przypadkach skałki mogą reprezentować takie właśnie subs środowisko kanałowych (rynnowych) wypełnień występujących w obrębie pokryw fartuchowych (Fig. 11).
4. Wykształcenie utworów budujących skałki odzwierciedla przede wszystkim grawitacyjną, masową depozycję / redepozycję materiału okrucowego, związaną z okresowym wzrostem aktywności diastroficznej obszaru źródłowego (pryzmy grzbietu śląskiego) zasilającego basen śląski.
5. Skałki stanowią ważny element regionalnej georóżnorodności.
6. Wykorzystując atrakcyjność turystyczną, skałkowych geostanowisk można z powodzeniem przybliżać problematykę z zakresu nauk o Ziemi, przyczyniając się do promocji geoturystyki (Słomka, Kicińska-Świdorska, 2004; Migoń & Pijet-Migoń, 2006; Strzeboński & Słomka, 2007; Alexandrowicz, 2008; Gawlikowska, 2008).

Autor dziękuje dr. hab. inż. Markowi Doktorowi i dr inż. Ewie Welc za konstruktywne uwagi.

Praca została wykonana w ramach badań statutowych nr: 11.11.140.447; Katedra Geologii Ogólnej, Ochrony Środowiska i Geoturystyki WGGiOŚ AGH w Krakowie.

Summary**Sandstone-conglomerate rocky forms – more than a tourist attraction****Piotr Strzeboński**

The natural, sandy-conglomeratic rockies exposed in the Wiśnicz-Lipnica Landscape Park in the Carpathians, including: The Mushroom Stone, The Chronowskie Tors and The Brodziński Stones (Alexandrowicz, 1978; Alexandrowicz, Urban, 2000; Alexandrowicz, 2008; Strzeboński, 2008; Radwanek-Bąk i in., 2009) (Figs 1–5), are known among tourists usually as peculiar, picturesque forms, to whom usually a magic origin is ascribed and about whom the locals tell vivid legends (Anioł, 2004).

The rocky forms of the Wiśnicz Foothill area, constitute representative examples of the sandstone-conglomerate land forms from the Istebna Beds (*sensu* Unrug, 1963) (the Istebna Formation *sensu* Picha et al., 2006) (Fig. 5), observed also by the author in the Moravian Beskid Mts. and Silesian Beskid Mts. as well as in the Small Beskid Mts. One of the examples – The Mushroom Stone (Fig. 1), serves to demonstrate general, common features of origin of flysch rocky forms and represents the Upper Istebna Sandstones (Paleocene) (Figs 3 and 5).

The flysch rockies have a complex genesis controlled by many interconnected factors and processes, that in time have been affected parent rocks with various intensity, e.g.: tectonic distribution of flysch masses, lithofacies development, climate, jointing, exposure, weathering and erosion, mass movements, biogenic and/or anthropogenic factors, ablation, exfoliation and nivation.

Such rocks represent a valuable source of geological and geomorphological information, sometimes also of historic importance (excluding of course those being acts of modern vandalism). A significant educational and scientific value of outcrops of this type is associated with the possibilities of carrying out direct megascopic observations on the development of the rock strata and the changes of the morphology and relief of these rocky forms.

The joint system consisted of three major fracture sets of differing rank, initiates an original, angular shape of the Mushroom Stone and “triangle” stone plate (part of the cap of the stone mushroom-like shape (Fig. 4 i 6) (Dadlez, Jaroszewski, 1994). Selectively developing, epigenetic structures (of weathering-erosional-cementation origin) in shapes of numerous caverns and hollows like: arcade structures, mirror arcade structures and bowl structures are characteristic forms of relief for the rockies (Figs 7 and 8).

Into the characteristic, main features of the lithofacies development of the rocky forms of the Carpathian Flysch may be included the following: widespread occurring of the lithofacies of conglomeratic sandstones and sandy conglomerates as well as mostly coarse-grained sandstones, sometimes also the lithofacies of conglomerates (Słomka, 1995) that form complexes without intercalations/insets of clay and/or silty shales; irregular bedding expressed as a variable thickness of layers observable over a distance of a single outcrop; numerous sedimentary and/or erosional amalgamation surfaces with poorly visible interlayer borders (Figs 9 and 10).

The rocky forms deposits observed at the Wiśnicz Foothills represent siliciclastic deposits of submarine, gravitational flows, developed as the variety of non-cohesive grain flows (sandy debris flows) (Shanmugam, 2006), whose paleotransport proceeded from about SSE to NNW (not making an allowance for the rotation of the Carpathians arc). The deposits are characteristic of an apron depositional system fed with clastic, sand-gravel fractions, that formed in the Silesian basin on the slope and at the foot of the Silesian ridge prism (Fig. 11). Ephemeric erosional channels (chutes) fillings within chaotic, line-sourced talus slope, can constitute building material for future rocky forms. Such kind of an apron sedimentary environment, sometimes can be mistakenly interpreted as channel environment of submarine fan (*sensu* Reading, Richards, 1994) (Fig. 12).

The touristic and sightseeing attractiveness of such geological sites is one of the factors popularizing geotourism (Słomka & Kicińska-Świdorska, 2004; Migoń & Pijet-Migoń, 2006; Strzeboński & Słomka, 2007; Alexandrowicz, 2008; Gawlikowska, 2008). □

Literatura (References)

- Alexandrowicz, Z., 1978. Skałki piaskowcowe zachodnich Karpat Fliszowych. Komisja Nauk Geologicznych, Oddział Kraków, *Prace Geologiczne*, 113: 1-86.
- Alexandrowicz, Z., 1987. Przyroda nieożywiona Czarnorzeckiego Parku Krajobrazowego. *Ochrona Przyrody*, 45: 263-293.
- Alexandrowicz, Z., 2008. Sandstone rocky forms in Polish Carpathians attractive for education and tourism. *Przegląd Geologiczny*, 56, 8/1: 680-687.
- Alexandrowicz, Z., Urban, J., 2000. Chronione obszary i obiekty, rezerwaty przyrody, Kamień Grzyb. W: Alexandrowicz, Z., Poprawa D. (red), *Ochrona georóżnorodności w polskich Karpatach z mapą 1:400 000*, Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa: 87-88.
- Anioł, C., 2004. *Lipnica Murowana przewodnik*. Wyd. Arete II, Sanok, 104 pp.
- Boxerman, J.Z., 2005. The Evolutionary Cycle of the Tafoni Weathering Pattern on Sandstone at Bean Hollow Beach, Northern California. *Geological Society of America Sectional Meeting*, San Jose, CA; April 2005.
- Cieszkowski, M., Golonka, J., Krobicki, M., Ślącza, A., Oszczytko, N., Waśkowska, A., Wendorff, M., 2009. The Northern Carpathians plate tectonic evolutionary stages and origin of olistoliths and olistostromes. *Geodynamica Acta*, 22, 1/3: 101-126.
- Dadlez, R., Jaroszewski, W., 1994. *Tektonika*, PWN, Warszawa: 215-269.
- Gawlikowska, E., 2008. Stołowe (Table) Mountains. *Przegląd Geologiczny*, 56, 8/1: 699-705.
- Goudie, A.S., Viles, H., 2008. Weathering Processes and Forms. In: Burt, T.P., Chorley, R.J., Brunson, D., Cox, N.J., Goudie, A.S., *Quaternary and Recent Processes and Forms. Landforms or the Development of Geomorphology*. 4. Geological Society: 129-164.
- Huggett, R.J., 2007. *Fundamentals of geomorphology*, 2nd. edition. Ed. Routledge, New York, 458 pp.
- Kicińska, A., 2009. Struktury komórkowe w obrębie piaskowców magurskich na przykładzie Diabelskich Ścian (pasmo Jaworzyny Krynickiej). Cellular structures in the Magura sandstones – an example from the Devil's Wall (the Jaworzyna Krynicka Range) (in Polish, English abstract, explanations and summary). *Geologia (Kwartalnik AGH)*, Kraków, 35, 2: 201-215.

- Migoń, P., Pijet-Migoń, E., 2006. Czeski Raj – nowy europejski geopark. The Bohemian Paradise – a new european geopark. *Geoturystyka*, 4(7): 21-32.
- Mustoe, G.E., 1982. The Origin of Honeycomb Weathering. *Geology Society of America Bulletin*, 93: 108-115.
- Nescieruk, P., Szydło, A., 2003. Rozwój i pozycja warstw istebniańskich w Beskidzie Morawsko-Śląskim. *Sbornik vedeckych prací Vysoke školy banske*, 49: 74-75.
- Picha, F.J., Stráník, Z., Krejčí, O., 2006. Geology and Hydrocarbon Resources of the Outer Western Carpathians and Their Foreland, Czech Republic. W: Golonka J., Picha, F. J. (eds), *The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: AAPG Memoir 84*: 49-175.
- Radwanek-Bąk, B. (red), 2009. *Georóżnorodność i atrakcje geoturystyczne województwa małopolskiego – Przewodnik*. Dep. Rol. i Geol. UM Woj. Małopol., Zesp. Geol.; Państw. Inst. Geol. – Państw. Inst. Badaw.; Wyd. Kart. „Compass”, 60 pp.
- 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.
- Rodriguez-Navarro, C., Doehne, E., Eduardo, S., 1999. Origins of honeycomb weathering: The role of salts and wind. *Geological Society of America Bulletin*, 111, 8: 1250-1255.
- Shanmugam, G., 2006. *Deep – Water Processes and Facies Models: Implications for Sandstone Petroleum Reservoirs*. Elsevier, Series Editor John Cubitt, Handbook of Petroleum Exploration and Production, 5: 1-476.
- Skoczyła-Ciszewska, K., Burtan, J., 1954. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1: 50 000, ark. M 34 – 77 B (Bochnia), Instytut Geologiczny, Wyd. Geol.
- Słomka, T., 1995. Głębokomorska sedymentacja silikoklastyczna warstw godulskich Karpat. *Pr. Geol. PAN*, 139: 1-132.
- Słomka, T., Kicińska-Świdarska, A., 2004. Geoturystyka – podstawowe pojęcia, *Geoturystyka*, 1(1): 5-7.
- Strzeboński, P., Słomka, T., 2007. Kaskady Rodła atrakcją geoturystyczną Beskidu Śląskiego. The Rodło Cascades as a geotouristic attraction of the Silesian Beskid Mts. (in Polish, English abstract, explanations and summary). *Geoturystyka* 1(8): 21-28.
- Strzeboński, P., 2008. The „Mushroom Stone” – a geotouristic gemstone of the Wiśnicz-Lipnica Landscape Park (the Outer Western Carpathians, Poland (abstract). W: Słomka T. (ed.), *Geotourism and mining heritage, 4th International Conference Geotour 2008*, 26-28.06. 2008, IAGT, AGH, Kraków, Poland: 68-69.
- Unrug, R., 1963. Istebna Beds – a fluxoturbidity formation in the Carpathian Flysch, *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 33: 49-92.