

Skamieniałości śladowe wczesnego i środkowego triasu domeny Fatricum w Tatrach i ich znaczenie paleośrodowiskowe

Tomasz Rychliński¹, Alfred Uchman¹



T. Rychliński



A. Uchman

Early and Middle Triassic trace fossils of the Fatricum domain in the Tatra Mountains and their palaeoenvironmental significance. *Prz. Geol.*, 58: 1079–1086.

Abstract. Trace fossils of the Olenekian clastic deposits (Fatricum domain) in the Tatra Mts. include *Rhizocorallium isp.*, *Palaeophycus striatus*, cf. *Palaeophycus isp.* and cf. *Chondrites isp.*, while *Planolites isp.*, *Thalassinoides isp.*, *Rhizocorallium isp.* and *Balanoglossites isp.* occur in the Anisian carbonates. The Anisian trace fossil assemblage is less diverse and abundant than in the coeval carbonates of the Fatricum domain. Both, the Olenekian and Anisian trace fossils represent the impoverished Cruziana ichnofacies influenced by the increased salinity. Bioturbational structures are much less abundant than in the Anisian of the Fatricum. They are partly obliterated by diagenetic processes.

Keywords: *ichnofauna, palaeoenvironment, Triassic, Fatricum, Tatra Mts.*

Skamieniałości śladowe w osadach triasu domeny Fatricum, z wyjątkiem zeszlórocznego doniesienia konferencyjnego autorów (Rychliński & Uchman, 2009), nie były jak dotąd opisywane, chociaż obecność tzw. wapieni robaczkowych (właściwie: wapieni zbioturbowanych, por. Jaglarz & Rychliński, 2010) była wcześniej sygnalizowana nie tylko w jednostkach wierchowych (Fatricum, zob. Kotoński, 1955, 1959), ale też w wielu profilach triasu regłowego (np. Sokołowski, 1959; Kotoński 1963). Strukturom typu robaczkowego przypisywano różną genezę (Kotoński, 1955), lecz z biegiem lat ukształtowało się przekonanie, że przynajmniej część z nich to struktury bioturbacyjne (Kasiński i in., 1978), wśród których można rozpoznać oznaczalne ichnotaksony (por. Rychliński & Jaglarz, 2009; Jaglarz & Uchman, 2010).

Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie skamieniałości śladowych z osadów olenku i anizyku jednostki Fatricum w Tatrach oraz ich znaczenia dla rekonstrukcji paleośrodowiska.

Tło geologiczne

Tatry zbudowane są z magmowych i metamorficznych skał waryscyjskiego trzonu krystalicznego i jego mezozoicznej pokrywy osadowej oraz nasuniętych nań jednostek płaszczowinowych, złożonych ze skał mezozoiku i lokalnie krystalicznych skał podłoża (np. Kotoński, 1971; Wieczorek, 2000) (ryc. 1). Mezozoiczna pokrywa osadowa trzonu krystalicznego i jej allochtoniczne odpowiedniki facjalne stanowią jednostkę wierchową (Kotoński, 1961; Passendorfer, 1961). Skały krystaliczne i osadowe jednostki wierchowej są częścią tektoniczno-facjalnej domeny Fatricum (Andrusov i in., 1973; Kotoński, 1979a, b). Na jednostkach wierchowych leżą nasunięte płaszczowiny regłowe. Niższą tektonicznie jest płaszczowina kriżniańska (regłowa dolna), która stanowi fragment domeny Fatricum (Andrusov i in., 1973). Na niej leży płaszczowina chochańska (regłowa górna), będąca częścią domeny Hronicum (*op.cit.*). Na jednostkach płaszczowinowych spoczywa niezgodnie pokrywa osadowa paleogenu wewnątrz-karpackiego.

Jednostka Fatricum w triasie była częścią basenu Zachodnich Karpat wewnętrznych, który stanowił północno-zachodnią część Oceanu Tetydy. Basen Fatricum znajdował się w tym czasie między basenem Fatricum (sąsiadującym bezpośrednio z kontynentem paleoeuropejskim) – od północnego zachodu – a basenem Hronicum – od południowego wschodu (Michalík, 1993, 1994). Na obszarach tych w triasie gromadziła się miększa seria osadów klastyczno-węglanowych, których sedymentacja była kontrolowana głównie przez zmiany klimatyczne i eustatyczne (Feist-Burkhardt i in., 2008).

Osady indu i dolnego olenku w jednostce Fatricum to piaskowce kwarcytowe, a w wyższej części – piaskowce przeławiczone mułowcami. Nad nimi leży węglanowo-klastyczna seria wapieni i dolomitów komórkowych, nadścielona przez osady węglanowo-klastyczne warstw myoforiowych (Kotoński, 1963), reprezentujących górny olenek. Wyżej zalega miększa (do 500 m) seria wapieni i dolomitów triasu środkowego. Wymieniona sukcesja osadowa zapisuje zmiany środowiska sedymentacji – od lądowego (ind), przez marginalno-morskie (olenek), aż po anizyjskie i ladyńskie środowisko rampy węglanowej (Rychliński & Jaglarz, 2009).

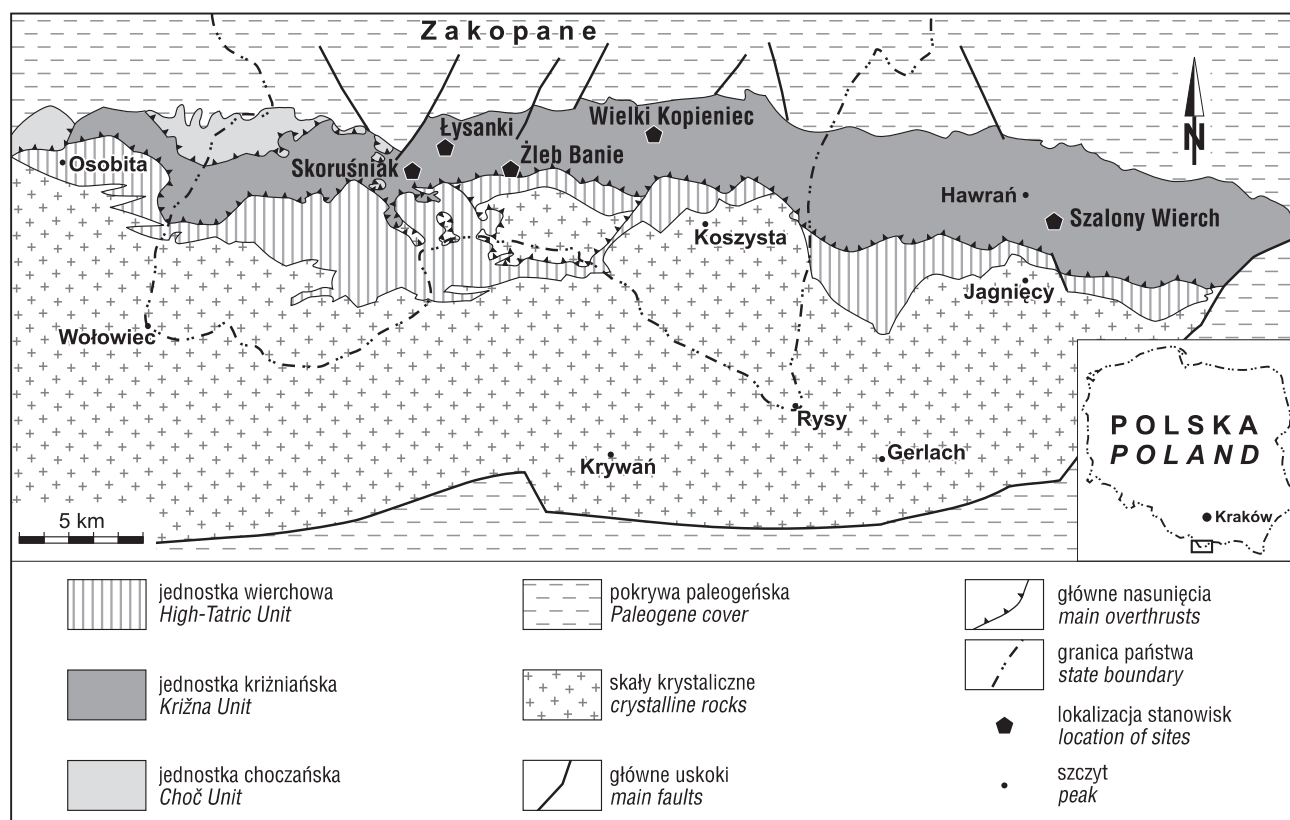
Lokalizacja stanowisk

Obecność skamieniałości śladowych stwierdzono zaledwie w kilku stanowiskach (ryc. 1). Ich lokalizację (współrzędne GPS) i krótki opis przedstawia niniejszy rozdział.

Żleb Banie (E 19°56'10"; N 49°15'19"). Skamieniałości śladowe znaleziono w środkowej części Żlebu Banie, na wschód od dolinki Wielka Rówień, w luźnych blokach mułowców przeławiczonych z piaskowcami, pochodzących z utworów olenku odsłaniających się w tej części żlebu.

Skoruśniak (E 19°53'54"; N 49°15'14"). Skamieniałości śladowe występują tu w skałkach wapieni anizyku, powyżej niebieskiego szlaku turystycznego, na południowo-zachodnim zboczu Skoruśniaka, w odległości ok. 800 m. od Przysłopu Miętusiego.

¹Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; tomasz.rychliński@uj.edu.pl, alfred.uchman@uj.edu.pl



Ryc. 1. Mapa tektoniczna Tatr (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979, zmodyfikowana) wraz z lokalizacją badanych stanowisk
Fig. 1. Tectonic sketch-map of the Tatra Mts. (Bac-Moszaszwili et al., 1979, modified) with indicated the studied sites

Lysanki (E 19°54'54"; N 49°15'43"). Pod szczytem Łysanek odsłania się pakiet wapieni anizyku o miąższości ok. 30 m., z ławicą brekcji dolomitycznych w stropie. Ławicę ze skamieniałościami śladowymi znaleziono ok. 20 m. powyżej spągu wapieni.

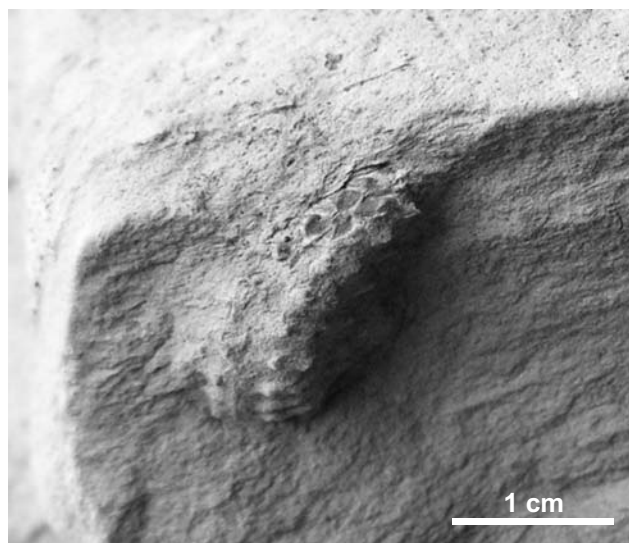
Wielki Kopieniec. Ichnoskamieniałości stwierdzono w skałkach wapieni anizyku, w północnej części szczytu (E 20°00'59"; N 49°16'18"), oraz w luźnych blokach wapieni tego samego wieku, wzdłuż zielonego szlaku turystycznego, trawersującego północne zbocze Wielkiego Kopieńca (E 20°01'03"; N 49°16'25").

Szalony Wierch (E 20°12'54"; N 49°13'59"). Skamieniałości śladowe znaleziono na południowych zboczach Szalonego Wierchu w Tatrach Bielskich, pomiędzy Głupim Żlebem a Przełęczą pod Kopą, w luźnym bloku znajdującym się powyżej szlaku turystycznego biegnącego ze słowackiej Jaworzyny Tatrzkańskiej, ok. 180 m. nad spągiem osadów anizyku.

Skamieniałości śladowe triasu dolnego

Skamieniałości śladowe triasu dolnego występują w piaszczysto-mułowcowych osadach Żlebu Banie, które na podstawie znalezionego w nich ślimaka *Werfenella retrecostata* (Hauer) (ryc. 2) zaliczono do olenku (Rychliński i in., 2008). Osady te zawierają dość liczne, lecz źle zachowane szczątki flory. W niektórych ławicach widoczne są warstwowania poziome. Skamieniałości śladowe występują tu w luźnych blokach w spągach ławic. Rozpoznane zostały 4 ichnotaksony: *Palaeophycus striatus*, ?*Palaeophycus* isp., *Rhizocorallium* isp. i ?*Chondrites* isp.

Palaeophycus striatus Hall, 1852 (ryc. 3A) jest hypichnialnym, tabularnym, pełnym reliefem o średnicy 15–18 mm, obserwowanym na długości 75 mm, z cienką ścianą pokrytą półokrągłymi, podłużnymi grzbietami o szerokości ok. 1,5 mm. Grzbiety te miejscami się łączą. Z jednej strony relief zanurza się w ławicę, a z drugiej jest urwany i wychodzi pod nią. *Palaeophycus* Hall, 1847 jest interpretowany jako nora produkowana przez osadożerców lub drapieżniki z wielu grup taksonomicznych, występujących w różnych środowiskach morskich i kontynentalnych (Pemberton & Frey, 1982; Keighley & Pickerill, 1995).



Ryc. 2. Ślimak *Werfenella retrecostata* (Hauer). Dolny olenek, Żleb Banie
Fig. 2. Gastropod *Werfenella retrecostata* (Hauer). Lower Olenekian, Żleb Banie site

?*Palaeophycus* isp. (ryc. 3B) to hypichnialna, tabularna, prosta lub lekko kręta, prawie pozioma struktura o gładkiej powierzchni i średnicy 3 mm (forma mniejsza) lub 6 mm (forma większa). Forma mniejsza widoczna jest na długo-

ści 20–30 mm. Jest to pełny relief zanurzający się z jednej strony w powierzchnię ławicy. Forma większa to także pełny relief, widoczny na długości 45 mm. Brak dowodów na obecność ściany nie pozwala na określenie pewnej przynależności do *Palaeophycus*.

Rhizocorallium isp. (ryc. 3B) to hypichnialny półrelief w postaci półokrągłego, gładkiego grzbietu o szerokości 11–15 mm, który tworzy paraboliczną pętlę o długości maksymalnej 70 mm i szerokości 40 mm. Ramiona pętli zanurzają się w ławicę, jedno bliżej skreśtu pętli, drugie dalej. Grzbiet pętli w rejonie zmiany kierunku jest podniesiony. Charakterystyczna krzywizna grzbietu i kształt pętli wskazuje, że jest to wymyty i odlany pełny relief *Rhizocorallium*. Pętla ta jest odlewem pochylego kanału marginalnego, między którego ramionami znajdowały się rozutki (*spreite*) przerobionego osadu.

Rhizocorallium Zenker, 1836 to struktura mieszkalno-żerowiskowa produkowana przez zawieszonożerców (w przypadku krótkich, ukośnych form retruzywnych) lub osadożerców, głównie skorupiaków (np. Fürsich, 1974; Schlirf, 2000), przede wszystkim w środowisku płytkomorskim (np. Farrow, 1966; Hakes 1976), aczkolwiek nieliczne wystąpienia znane są także ze środowisk głębokomorskich (Uchman, 1992) oraz lądowych (Fürsich & Mayr, 1981).

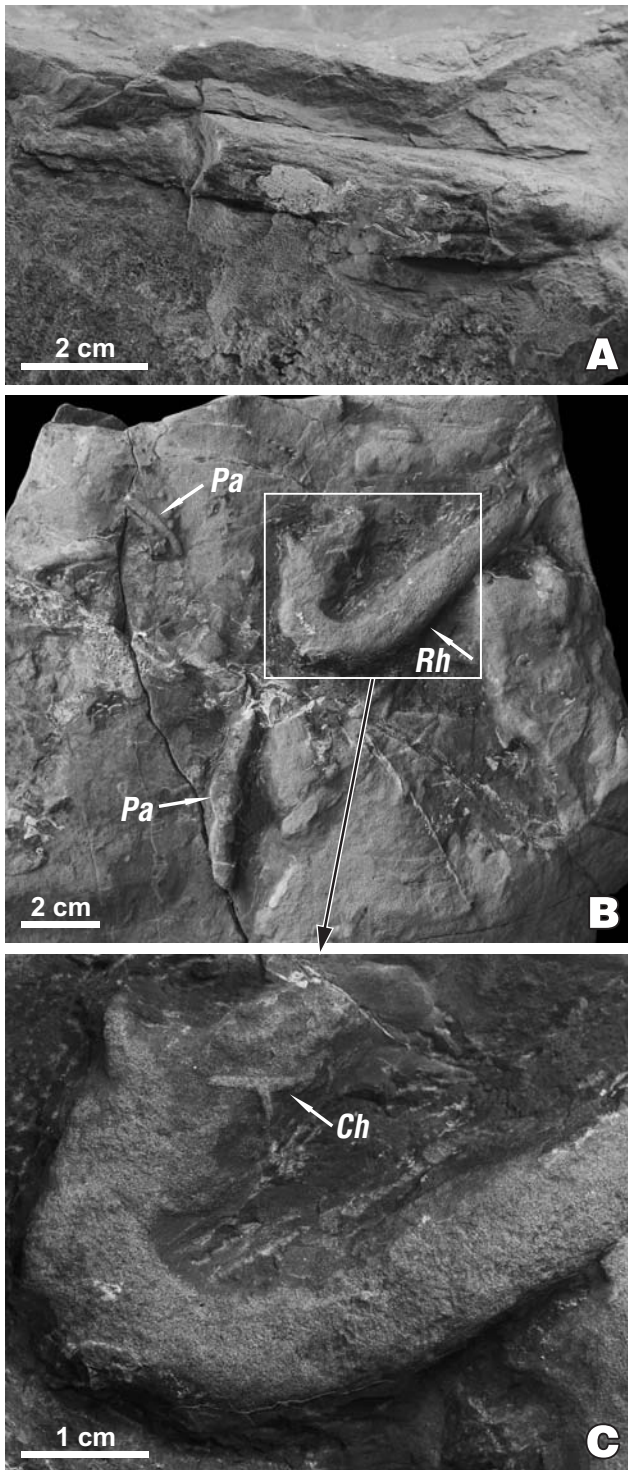
?*Chondrites* isp. (ryc. 3C) to hypichnialny, prosty, rozgałęziony grzbiet o szerokości 1 mm na ławicy piaskowca, na powierzchni wypełnienia półreliefu *Rhizocorallium*. Z uwagi na fragmentaryczne zachowanie nie ma całkowitej pewności oznaczenia. *Chondrites* von Sternberg, 1833 to struktura produkowana przez bliżej nieokreślone bezkręgowce, prawdopodobnie odżywiające się chemosymbiotycznie (chemicznia *sensu* Bromley, 1996).

Skamieniałości śladowe triasu środkowego

Opisane niżej skamieniałości śladowe występują w anizyjskich wapieniach typu Gutenstein na Łysankach oraz Wielkim Kopieńcu (ryc. 1). Wiek tych osadów określony został na podstawie otwornic (Rychliński i in., 2008) oraz krynoidów (Niedźwiedzki & Salomon, 2006). Ponadto stanowiska skamieniałości śladowych stwierdzono w analogicznych wiekowo osadach w profilu Skoruśniaka i Szalonego Wierchu (ryc. 1).

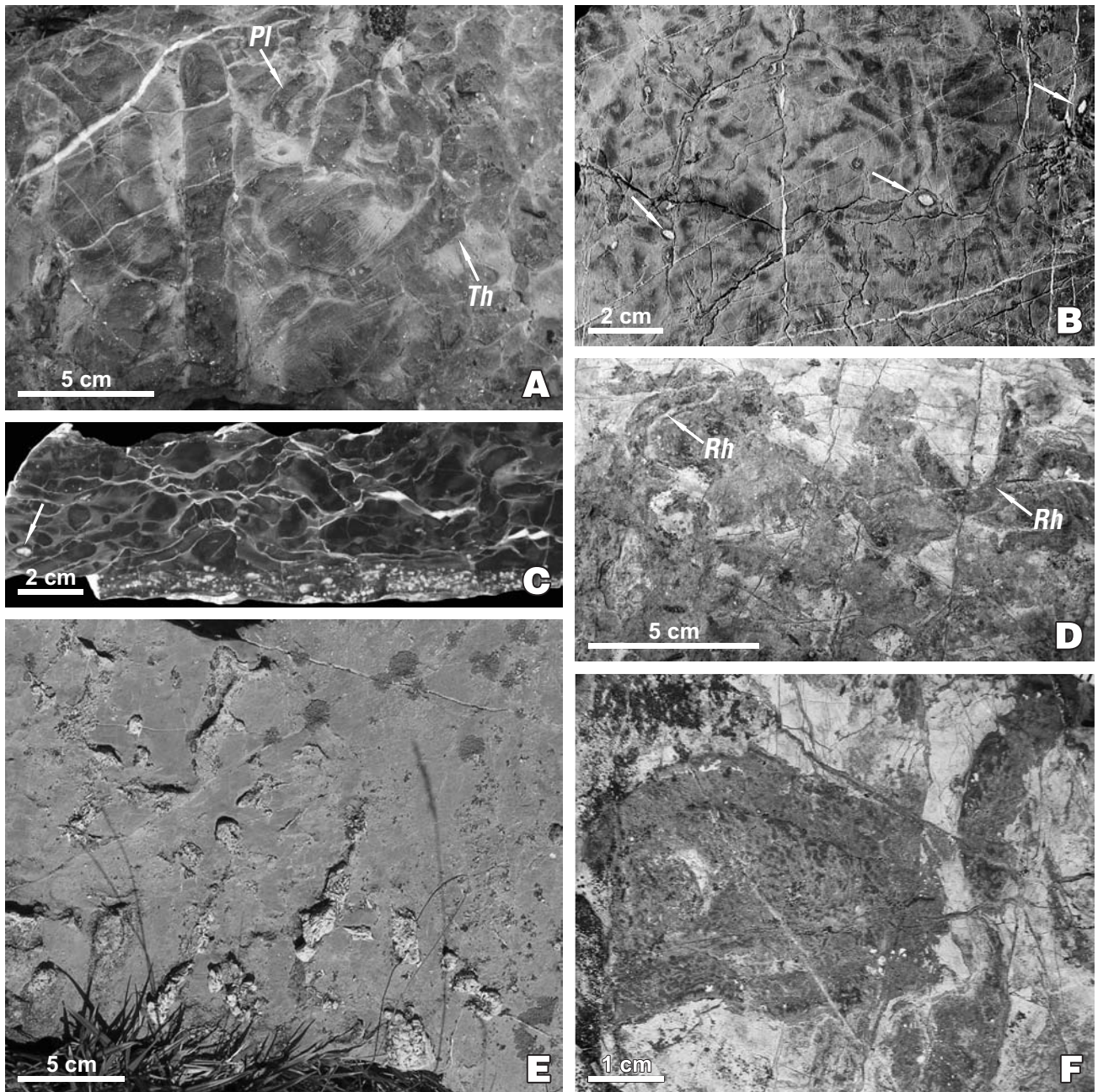
Oznaczone ichtnotaksy rozpoznano na powierzchniach lub wyjątkowo w przekrojach ławic wapieni. Najpowszechniej występuje *Planolites* isp., stwierdzony w profilach Skoruśniaka, Wielkiego Kopieńca oraz Łysanek (ryc. 4A–C). Mniej liczny jest *Thalassinoides* isp., występujący na Wielkim Kopieńcu (ryc. 4A). Na Łysankach i Wielkim Kopieńcu znaleziono dodatkowo *Rhizocorallium* isp. (ryc. 4D, F, 5A, B), na Łysankach (ryc. 5A–D, F) – *Balanoglossites* isp., a ?*Balanoglossites* isp. w profilach Szalonego Wierchu i Wielkiego Kopieńca (ryc. 4E, 5E, 6).

Planolites isp. (ryc. 4A–C) to endichnialna, tabularna penetracja bez ściany, o średnicy 3–4 m, z wypełnieniem nieco ciemniejszym niż otaczająca skała. *Planolites* Nicholson, 1973 to penetracja osadożerców należących do wielu grup taksonomicznych, pospolita w różnych środowiskach morskich i kontynentalnych (Pemberton & Frey, 1982; Keighley & Pickerill, 1995).



Ryc. 3. Zespół skamieniałości śladowych na spągu ławicy piaskowca w klastycznych osadach dolnego olenku łuski Bań; **A** – *Palaeophycus striatus* Hall, 1852 – okaz INGUI 215P7; **B** – *Rhizocorallium* isp. (*Rh*) i ?*Palaeophycus* isp. (*Pa*) – okaz INGUI 215P8; **C** – ?*Chondrites* isp. (*Ch*)

Fig. 3. Traces fossils assemblage on a sandstone bed sole from the Lower Olenekian siliciclastic deposits of the Banie thrust sheet section; **A** – *Palaeophycus striatus* Hall, 1852 – specimen INGUI 215P7; **B** – *Rhizocorallium* isp. (*Rh*) and ?*Palaeophycus* isp. (*Pa*) – specimen INGUI 215P8; **C** – ?*Chondrites* isp. (*Ch*)

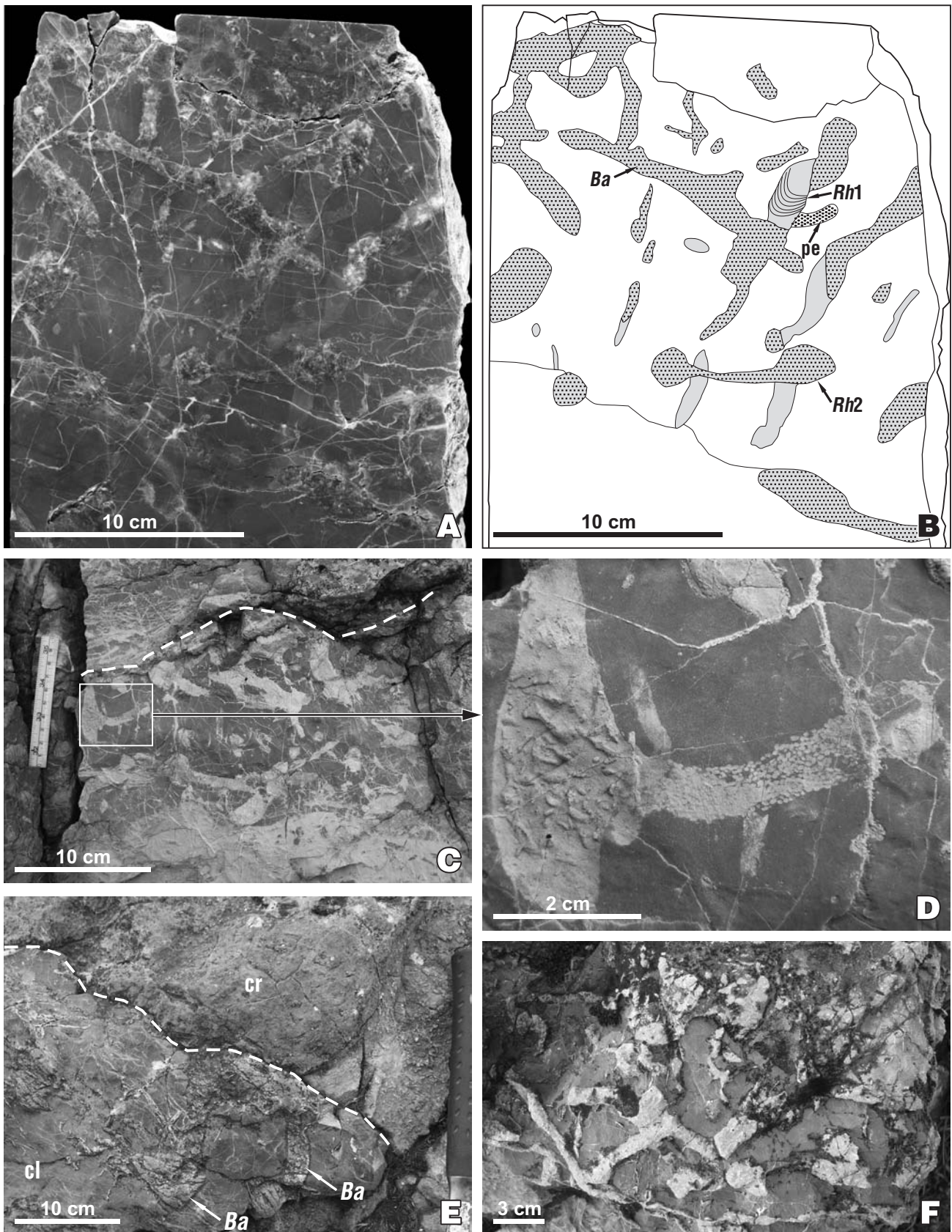


Ryc. 4. Skamieniałości śladowe w wapieniach anizyku na powierzchniach uławiczenia (A, D–F) i w pionowych przekrojach ławic (B, C); A – *Planolites* isp. (Pl) i *Thalassinoides* isp. (Th) w calcilutytach, Wielki Kopieniec, fotografia terenowa; B – zbioturbowane calcilutyty z *Planolites* isp. Strzałkami zaznaczono pseudomorfozy po ewaporatach, Skoruśniak – okaz INGUIJ 215P9; C – zbioturbowane kalkarenity z *Planolites* isp. W dolnej części kalkarenit z trochitami liliowców. Strzałką zaznaczono pseudomorfozę po ewaporatach, Skoruśniak – okaz INGUIJ 215P10; D – *Rhizocorallium* isp. (Rh) z dobrze widocznym łukiem kanału marginalnego, Wielki Kopieniec, fotografia terenowa; E – skrzemionkowane wypełnienia ?*Balanoglossites* isp., Szalony Wierch, fotografia terenowa; F – *Rhizocorallium* isp. z dobrze zachowanym kanałem marginalnym i roztokami (*spreite*), Wielki Kopieniec, fotografia terenowa

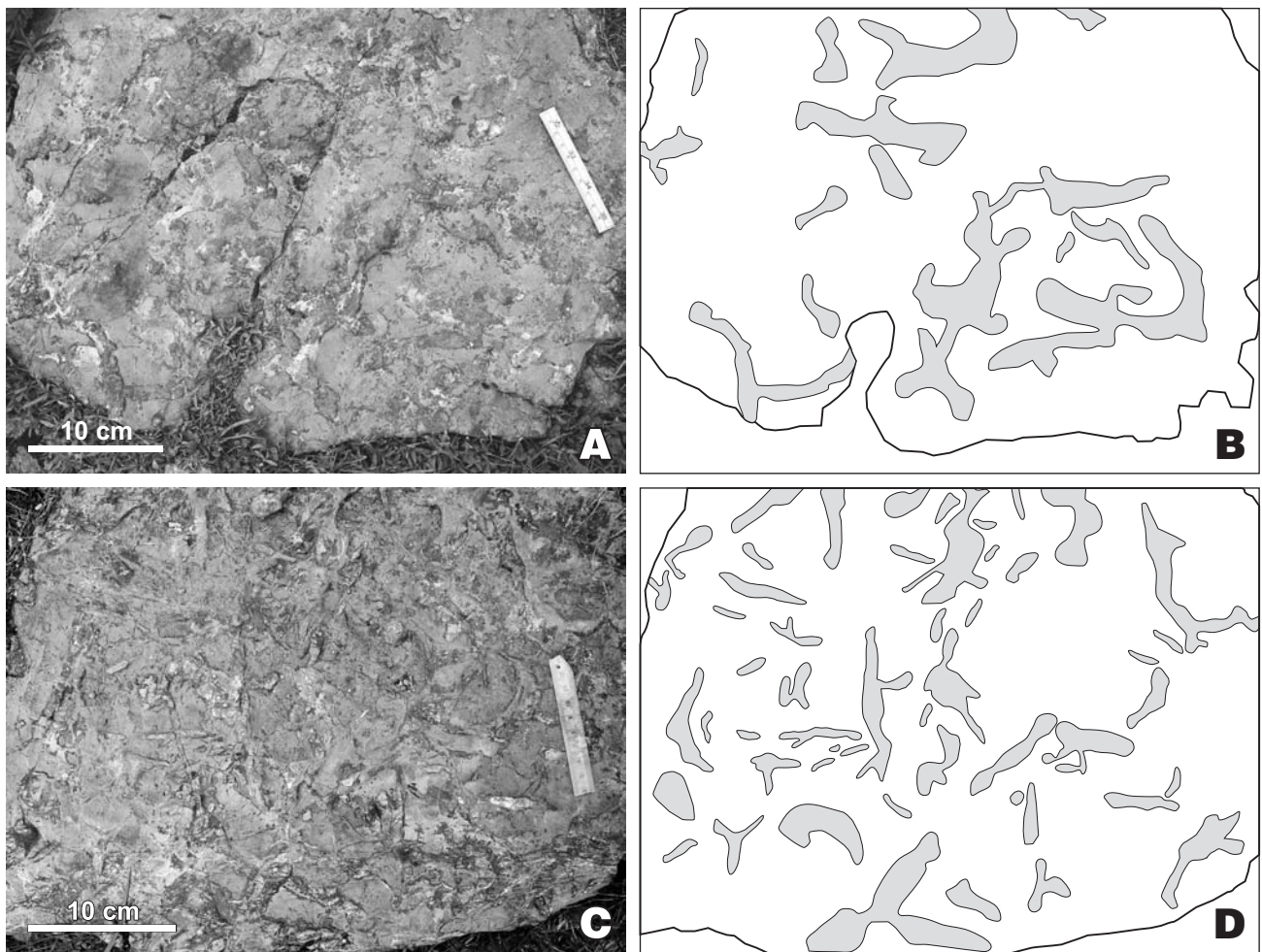
Fig. 4. Trace fossils in the Anisian limestones on bedding planes (A, D–F) and vertical section of the beds (B, C); A – *Planolites* isp. (Pl) and *Thalassinoides* isp. (Th) in calcilutites, Wielki Kopieniec site, field photograph; B – bioturbated calcilutites with *Planolites* isp. Note pseudomorphs after evaporites (arrows), Skoruśniak site – specimen INGUIJ 215P9; C – bioturbated calcarenites with *Planolites* isp. Crinoidal calcarenites at the base. Note a pseudomorphs after evaporites (arrow), Skoruśniak site – specimen INGUIJ 215P10; D – *Rhizocorallium* isp. (Rh) with well visible arc of the marginal tunnel, Wielki Kopieniec site, field photograph; E – silicified fillings of ?*Balanoglossites* isp., Szalony Wierch, field photograph; F – *Rhizocorallium* isp. with well preserved marginal tunnel and spreiten, Wielki Kopieniec site, field photograph

→

Fig. 5. Trace fossils from the Anisian deposits of the firmground type; A, B – a calcilutite layer with *Balanoglossites* isp. (Ba) and a cross section of *Rhizocorallium* isp. of a younger generation (Rh2) and an older generation with preserved spreites (Rh1); B – calcilutite fillings (older generation) is indicated in uniform grey, while the calcarenites fillings (younger generation) is indicated by the stippled hachure with grey background; pe – faecal pellets, Łysanki site – specimen INGUIJ 215P11; C – firmground (dashed line) with *Balanoglossites* isp. below, Łysanki site, field photograph; D – *Balanoglossites* isp. with dolomitized faecal pellets in a horizontal burrow branch; E – firmground (dash line) on a calcilutite layer (cl) with ?*Balanoglossites* isp., covered by calcarenites layer (cr), summit of Wielki Kopieniec mount, field photograph; F – *Balanoglossites* isp. in the Łysanki site, field photograph



Ryc. 5. Skamieniałości śladowe w przekrojach pionowych z osadów anizotycznego typu spoiwego dna; **A, B** – warstwa kalcyłutytu z *Balanoglossites* isp. (*Ba*) i widocznym w przekroju *Rhizocorallium* isp. młodszej generacji (*Rh1*) i starszej generacji z zachowanymi rozłokami (*Rh2*); **B** – wypełnienia kalcyłutytu (starsza generacja) zaznaczone kolorem jednolitym szarym, a wypełnienia kalkarenitu (młodsza generacja) – kropkową szrafurą z szarym podkładem; *pe* – grudki fekalne, Łysanki – okaz ING.UJ 215P11; **C** – spoieste dno (linia przerywana) z *Balanoglossites* isp. poniżej, Łysanki, fotografia terenowa; **D** – *Balanoglossites* isp. ze zdolomityzowanymi grudkami fekalnymi w poziomym odgałęzieniu; **E** – spoieste dno (linia przerywana) z ?*Balanoglossites* isp., rozwinięte na warstwie kalcyłutytu (*cl*) i przykryte warstwą kalkarenitu (*cr*), szczyt Wielkiego Kopieńca, fotografia terenowa; **F** – *Balanoglossites* isp., Łysanki, fotografia terenowa



Ryc. 6. *?Balanoglossites* isp. (A–D) na powierzchniach ławic wapieni anizyku na północnych stokach Wielkiego Kopieńca. Fotografie terenowe

Fig. 6. *?Balanoglossites* isp. (A–D) on bedding planes of the Anisian limestones on the northern slopes of Wielki Kopieniec mount. Field photographs

***Thalassinoides* isp.** (ryc. 4A) to rozgałęzione nory bez ściany, o szerokości 10–15 mm. Rozgałęzienia są Y- i T-kształtne. Nory są wypełnione osadem podobnym do skały otaczającej. Niektóre słabiej zachowane okazy mogą być mylone z *Balanoglossites* i na odwrót. *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944 jest strukturą mieszkalno-żerowiskową, produkowaną przez skorupiaki, głównie raki dziesięcionogie (Decapoda) (np. Frey i in., 1984); występuje w wielu środowiskach, typowo w ichnofacji *Cruziana* (Schlirf, 2000 i taksonomiczne problemy *Thalassinoides* tamże).

***Rhizocorallium* isp.** (ryc. 4D, F, 5A, B) z profilu Wielkiego Kopieńca to językowate, prawie poziome struktury o szerokości 32–45 mm i długości 45–50 mm, z kanałem marginalnym o szerokości 6–7 mm, którego ramiona są prawie równoległe. Pomiędzy ramionami kanału marginalnego rozpięte są łuki roztok (*spreite*), zgodne z krzywizną dystalnej części struktury, wzdłuż których rozścielone są słabo zachowane, wydłużone grudki fekalne. W słabiej zachowanych okazach widoczny jest tylko kanał marginalny lub jego fragmenty (ryc. 4D). Na Łysankach *Rhizocorallium* widoczne jest jedynie w charakterystycznym przekroju w kształcie hantli z wypełnieniem kalkarenitowym lub w postaci roztok (*spreite*) w kalcylocyście (ryc. 5A, B). Informacje o interpretacji *Rhizocorallium* zamieszczono w poprzednim rozdziale.

***Balanoglossites* isp.** (ryc. 5A–D, F) w profilu Łysanek to system rozgałęzionych, różnie zorientowanych tabularnych nor bez ściany, z elementami U-kształtnymi, wygiętymi lub prostymi, o średnicy 5–19 mm. Charakterystyczna jest dla nich zmienność średnicy na niewielkich odległościach i obecność ślepych odgałęzień o średnicach mniejszych niż główny ciąg nor. Nory wnikają w warstwę kalcylocytytu na głębokość 22 cm i są wypełnione głównie kalkarenitem. Starsze (rzadkie) generacje nor, zidentyfikowane na podstawie kolejności ich przecinania się, lokalnie lub w całości wypełnione są kalcylocytem (ryc. 5A, B). Część z nich zawiera grudki fekalne o elipsoidalnym zarysie i długości ok. 0,7 mm (ryc. 5A–C). Prawdopodobnie są one częścią systemu żerowiskowego, zasypanego przed dostawą kalkarenitu.

W profilach Szalonego Wierchu i Wielkiego Kopieńca (ryc. 4E, 5E, 6) występują systemy prostych lub lekko zakrzywionych, gęsto rozgałęzionych nor bez ściany, o dużej nieregularności przebiegu i rozmiarów. Największe nory dochodzą do 15 mm średnicy, a cieńsze rozgałęzienia mają 4 mm. Nory znajdują się w kalcylocyście, a wypełnia je zdolomityzowany (Wielki Kopieniec; ryc. 5E, 6) lub zsylikowany osad (Szalony Wierch; ryc. 4E). Są oznaczone jako *?Balanoglossites* isp.

***Balanoglossites* Mägerfrau, 1932** był interpretowany jako penetracje półstrunowców jelitodysznych (Enteropneusta) (Kaźmierczak & Pszczółkowski, 1969), lecz

Knaust (2008) wykluczył tę możliwość, argumentując, że *Balanoglossites* może być nie tylko penetracją, ale i drażnieniem, podczas gdy jelitodyszne nie bioerodują. Cytowany autor interpretuje *Balanoglossites* jako penetrację lub drażnienie robakopodobnych organizmów, przypuszczalnie wieloszczetów. *Balanoglossites* jest częstą skamieniałością śladową w wapieniu muszlowym.

Dyskusja

Rhizocorallium i *Thalassinoides* to ichnorodzaje typowe dla ichnofacji *Cruziana* (np. Ekdale i in., 1984). *Planolites* i *Palaeophycus* to ichnotaksony wszędybylskie, występują pospolicie np. w megafacji wapienia muszlowego razem z *Rhizocorallium* i *Thalassinoides* w ichnofacji *Cruziana* (Knaust, 1998). Fakty te wskazują na występowanie ichnofacji *Cruziana* w omawianych osadach triasu jednostki krizniańskiej. Jest to raczej archetypowa odmiana tej ichnofacji, w odróżnieniu od jej odmian proksymalnej (płytszej) i dystalnej (głębszej) (Pemberton i in., 2001). Ichnofacja *Cruziana* jest charakterystyczna dla strefy odbrzeża (*offshore*) i dolnego przybrzeża (*lower shoreface*; Brenchley & Harper, 1998; Pemberton i in., 2001) w warunkach otwartego szelfu. Na platformach węglanowych o skomplikowanej morfologii, gdzie energia falowania bywa wygaszana na licznych barierach i płycznach, głębokości typowe dla wymienionych stref mogą być mniejsze.

Drobne ziarno osadów klastycznych olenku z rzadkimi przeławiczeniami piaskowców wskazuje na środowisko górnego odbrzeża (*upper offshore*). Nieliczne warstwy osadów grubiej ziarnistych, warstwowanych poziomo i bez warstwowań przekątnych mogą być wynikiem niewielkiego wzrostu energii środowiska związanego ze spłyconiem – można je interpretować jako osady dolnego przybrzeża.

Uwagę zwraca bardzo słabe zróżnicowanie skamieniałości śladowych w badanych utworach anizyku, jeszcze słabsze niż w triasie środkowym jednostek wierchowych (Jaglarz & Uchman, 2010). W wapieniu muszlowym Niemiec zidentyfikowano 19 ichnorodzajów penetracji i 5 ichnorodzajów drażeń (Knaust, 2007). Takie zubożenie, podobnie jak w jednostce wierchowej (Jaglarz & Uchman, 2010), spowodowane jest stresem środowiskowym, związanym ze zwiększonym zasoleniem, o którym świadczą także pseudomorfozy po ewaporatach w zbioturbowanych wapieniach w stanowisku Skoruśniak (ryc. 4B, C). Zubożenie ichnoasocjacji w osadach środowisk hipersalinarnych znane jest z jury Stanów Zjednoczonych (Gibert & Ekdale, 2002). Sugden (1963) zauważył znaczną redukcję różnorodności makrobentosu w wodzie o zasoleniu powyżej 59‰; powyżej 79‰ zaledwie kilka taksonów jest zdolnych do przeżycia. Świadectwa podwyższonego zasolenia w triasie środkowym Fatricum są powszechne w ładynie, w postaci pseudomorfoz po gipsie oraz anhydrycie (Rychliński & Szulc, 2005; Jaglarz & Rychliński, 2010). Utwory te nie zawierają skamieniałości śladowych, a występowanie nielicznych struktur bioturbacyjnych jest niepewne. Przypuszczalnie zasolenie wód basenu Fatricum w ładynie przekraczało wartości progowe dla infauny ryjącej w osadzie. W osadach anizyku również występują pseudomorfozy po ewaporatach, choć jest ich nieco mniej (Rychliński, 2008). Ponadto wskaźnikiem podwyższonego zasolenia wód zbiornika jest niewielka ilość fauny w tych osadach oraz brak fauny stenohalinowej (Ekdale, 1988; Fürsich, 1994).

Prawdopodobnie, podwyższone zasolenie powodowało stratyfikację wód, a w konsekwencji obniżenie zawartości tlenu na dnie zbiornika, co pośrednio potwierdza również ciemna barwa wapieni środkowego triasu. Można przypuszczać, że i ten czynnik zwiększał stres środowiskowy, prowadzący do dalszej redukcji różnorodności bentosu. Lokalnie, np. w profilu Skoruśniaka, horyzonty zbioturbowane pojawiają się powyżej warstw kalkarenitów, interpretowanych jako tempestyty, po których depozycji warunki tlenowe przy dnie ulegały okresowemu polepszeniu. W takich przypadkach dochodziło do zasiedlania dna przez zespoły „oportunistów”. Podobne przykłady znane są z jury i kredy Ameryki Północnej (Pemberton i in., 1992; Gibert & Ekdale, 2002).

Struktury bioturbacyjne są częściowo zmienione przez procesy diagenetyczne. W osadach anizyku część struktur uległa selektywnej dolomityzacji lub sylikfikacji. Na Łysankach i Wielkim Kopieńcu pierwotne wypełnienia *Balanoglossites* isp. uległy dolomityzacji, podczas gdy osad otaczający pozostał niezmieniony (ryc. 5C–F, 6), a w profilu Szalonego Wierchu wypełnienia *Balanoglossites* isp. zostały zsylikfikowane, a osady tła nie (ryc. 4E). Powszechna jest także stylolityzacja (ryc. 4C), częsta na granicy wypełnień nor. Procesy te, a także diagenetyczne przekształcenia kryształów w osadach węglanowych, znacznie zatępiły wyrazistość skamieniałości śladowych i struktur bioturbacyjnych.

Balanoglossites w wapieniu muszlowym Niemiec występuje pospolicie w ichnofacji *Glossifungites*, w twardej (*hardground*) i spoistych (*firmground*) dnach rozwiniętych na kalcylutych (Knaust, 1998, 2008), w asocjacji ze skamieniałościami śladowymi typowymi dla ichnofacji *Cruziana*. Występowanie tego ichnorodzaju nie zaprzecza, lecz poświadcza obecność ichnofacji *Cruziana* oraz wskazuje na podwyższoną spoistość osadu w zawierającej go warstwie z profilu Łysanek. Występowanie kalkarenitu w norach bez ścian i wyraźnego zakłębienia kompacyjnego w *Balanoglossites* potwierdza taką interpretację. Brak przejawów drażenia osadu i ostrej granicy nieciągłości w stropie przemawiają raczej za obecnością dna spoistego niż twardego, związanego z krótką przerwą w sedimentacji. Warstwa z *Balanoglossites* na Łysankach nie jest przykryta kalkarenitem, co wskazuje na transport ziaren o frakcji piaskowej bez depozycji (*bypassing*), dla których nory stanowiły pułapkę. Nie jest wykluczone, że wypełnienie kalkarenitowe *Balanoglossites* to jedyny przejaw sedimentacji sztormowej, gdzie osad sztormowy nie zachowuje się w postaci warstwy, lecz jedynie w wypełnieniach nor, analogicznie do tzw. tempestyty tabularnych (*tubular tempestites*), znanych ze współczesnych środowisk na Karaibach (Wanless i in., 1987; Tedesco & Wanless, 1991). Także na szczycie Wielkiego Kopieńca poniżej warstwy kalkarenitu występuje *Balanoglossites* isp., lecz sytuacja jest tu mniej czytelna niż na Łysankach.

Z klastycznych osadów olenku Tatricum, Hronicum i Silicicum na Słowacji opisano skamieniałości śladowe ichnofacji *Skolithos*, w tym *Diplocraterion*, które interpretowano jako osady strefy międzypływowej i niżepływowej (Olšovský & Šimo, 2007; Šimo & Olšovský, 2007). Ubogi zespół ichnoskamieniałości w olenku Fatricum, ograniczony dodatkowo jedynie do kilku ławic, wskazywać może na zmienne warunki paleoekologiczne w zbiorniku, związane ze stopniową transgresją (Olšovský & Šimo, 2007). Dowodzi to utrzymywania się płytkiego, rozległego morza na obszarze kilku jednostek tektoniczno-facjalnych. W takim morzu, w suchym klimacie, bardzo łatwo o podwyższone

zasolenie. To samo dotyczy wapieni i dolomitów anizyku, w których występują słabo zróżnicowane ichnozespoły ichnofacji *Cruziana*, znane z wielu profili Karpat wewnętrznych (np. Šimo, 2005; Jaglarz & Uchman, 2010).

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za pozwolenie na przeprowadzenie badań terenowych, które zostały sfinansowane z grantu MNiSW nr PB N307 031 32/1609 (T.R.) oraz Uniwersytetu Jagiellońskiego (fundusz BW) (A.U.). Autorzy dziękują również prof. M. Szulczewskiemu (Uniwersytet Warszawski) oraz dr hab. G. Pieńkowskiemu (Państwowemu Instytut Geologiczny) za zrecenzowanie artykułu.

Literatura

- ANDRUSOV D., BYSTRICKÝ J. & FUSÁN O. 1973 – Outline of the structure of the West Carpathians. [W:] X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Introductory Excursion Guidebook. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁAZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 – Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 30 000. Wyd. Geol., Warszawa.
- BRENCHLEY P.J. & HARPER D.A.T. 1998 – Palaeoecology. Chapman & Hall, London.
- BROMLEY R.G. 1996 – Trace Fossils, Biology, Taphonomy and Applications. Unwin Hyman Ltd., London.
- EKDALE A.A. 1988 – Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages. *Palaios*, 5: 464–472.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. & PEMBERTON S.G. 1984 – Ichnology. The Use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy. Society of Economic Paleontologist and Mineralogist Short Course, 15, Tulsa.
- FARROW G.E. 1966 – Bathymetric zonation of Jurassic trace fossils from the coast Yorkshire, England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2: 103–151.
- FEIST-BURKHARDT S., GÖTZ A.E., SZULC J., BORKHATARIA R., GELUK M., HAAS J., HORNUNG J., JORDAN P., KEMPF O., MICHALÍK J., NAWROCKI J., REINHARDT L., RICKEN W., RÖHLING H.G., RÜFFER T., TÖRÖK Á. & ZÜHLKE R. 2008 – Triassic. [W:] McCann T. (red.) *The Geology of Central Europe*. Vol. 2 – Mesozoic and Cenozoic. Geol. Soc., London: 749–821.
- FREY R.W., CURRAN A.H. & PEMBERTON G.S. 1984 – Trace-making activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journ. Paleont.*, 58: 511–528.
- FÜRSICH F.T. 1974 – Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläont. Zeitschrift*, 48: 16–28.
- FÜRSICH F.T. 1994 – Palaeoecology and evolution of Mesozoic salinity-controlled benthic macroinvertebrate associations. *Lethaia*, 26: 327–346.
- FÜRSICH F.T. & MAYR H. 1981 – Non-marine *Rhizocorallium* (trace fossil) from the Upper Freshwater Molasse (Upper Miocene) of southern Germany. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 6: 321–333.
- GIBERT J.M. & EKDALE A.A. 2002 – Ichnology of restricted epicontinental sea, Arapien Shale, Middle Jurassic, Utah, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183: 275–286.
- HAKES W.G. 1976 – Trace fossils and depositional environment of four clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, northeast Kansas. *The University of Kansas, Palaeont. Contributions*, 63: 1–46.
- JAGLARZ P. & RYCHLIŃSKI T. 2010 – Uwagi do nomenklatury skał węglanowych triasu tatrzańskiego. *Prz. Geol.*, 58: 327–334.
- JAGLARZ P. & UCHMAN A. 2010 – Vermicular limestones as hypersaline facies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 71–81.
- KASIŃSKI J.R., CZAPOWSKI G. & GAŚNENICA-SZOSTAK M. 1978 – Uwagi o genezie wapieni robaczkowych. *Prz. Geol.*, 26: 151–155.
- KĄŻMIERCZAK J. & PSZCZÓŁKOWSKI A. 1969 – Burrows of *Enteropneusta* in Muschelkalk (Middle Triassic) of the Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 14: 299–324.
- KEIGHLEY D.G. & PICKERILL R.K. 1995 – The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. *Ichnos*, 3: 301–309.
- KNAUST D. 1998 – Trace fossils and ichnofabrics on the Lower Muschelkalk carbonate ramp (Triassic) of Germany: tool for high-resolution sequence stratigraphy. *Geol. Rundsch.*, 87: 21–31.
- KNAUST D. 2007 – Invertebrate trace fossils and ichnodiversity in shallow-marine carbonates of the German Middle Triassic (Muschelkalk). [W:] Bromley R.G., Buatois L.A., Mángano M.G., Genise J.F. & Melchor R.N. (red.) *Sediment–organism interactions: A multifaceted ichnology*. SEPM, Spec. Publ., 88: 223–240.
- KNAUST D. 2008 – *Balanoglossites* Mägerfrau, 1932 from the Middle Triassic of Germany: part of a complex trace fossil probably produced by burrowing and boring polychaetes. *Paläont. Zeitschrift*, 82: 347–372.
- KOTAŃSKI Z. 1955 – Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierzchowej Tatr. *Acta Geol. Pol.*, 5: 343–362.
- KOTAŃSKI Z. 1959 – Profile stratygraficzne serii wierzchowej Tatr polskich. *Biul. Inst. Geol.*, 139: 7–139.
- KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, 11: 187–476.
- KOTAŃSKI Z. 1963 – Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. *Acta Geol. Pol.*, 13: 317–385.
- KOTAŃSKI Z. 1971 – Przewodnik geologiczny po Tatrach. *Wyd. Geol.*, Warszawa.
- KOTAŃSKI Z. 1979a – Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Prz. Geol.*, 27: 359–369.
- KOTAŃSKI Z. 1979b – Trias tatrzański. *Prz. Geol.*, 27: 369–377.
- MICHALÍK J. 1993 – Mesozoic tensional basin in the Alpine-Carpathian shelf. *Acta Geol. Hungar.*, 36: 395–403.
- MICHALÍK J. 1994 – Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathians area during the Mesozoic. *Mitt. Österr. Geol. Ges., Wien*, 86: 101–110.
- NIEDŹWIEDZKI R. & SALOMON M.A. 2006 – Triassic crinoids from the Tatra Mountains and their stratigraphic significance (Poland). *Geol. Carpath.*, 57: 69–77.
- OLŠAVSKÝ M. & ŠIMO V. 2007 – *Diplocraterion* – conspicuous ichnofacies feature of the Lower Triassic formations in the Western Carpathians. *Miner. Slov.*, 39: 173–184.
- PASSENDORFER E. 1961 – Rozwój paleogeograficzny Tatr. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 30: 351–381.
- PEMBERTON S.G. & FREY R.W. 1982 – Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journ. Paleont.*, 56: 843–881.
- PEMBERTON S.G., MACEACHERN J.A., RANGER M.J. 1992 – Ichnology and event stratigraphy: The use of trace fossils in recognizing tempestites. *SEPM, Soc. Sed. Geol., Core Workshop Notes*, 17: 85–117.
- PEMBERTON S.G., SPILA M., PULHAM A.J., SAUNDERS T., MACEACHERN J.A., ROBBINS D. & SINCLAIR I.K. 2001 – Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne D'Arc Basin. *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*, 15.
- RYCHLIŃSKI T. 2008 – Ewolucja basenu Fatricum w Tatrach od późnego oleneku do noryku. *Praca doktorska. Arch. Bibl. Inst. Nauk Geol. Univ. Jagiellońskiego*.
- RYCHLIŃSKI T. & SZULC J. 2005 – Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian-Carnian succession from the Belanské Tatry Mts., Slovakia. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 75: 155–169.
- RYCHLIŃSKI T., JAGLARZ P., BUCUR I.I., HAGDORN H. & IVANOVA D. 2008 – New palaeontological data from the Triassic of Wierchowa and Križna Units (Tatra Mts.). 9th Paleontological Conference, Warszawa, 10–11.09.2008: 80–82.
- RYCHLIŃSKI T. & JAGLARZ P. 2009 – Trias Fatricum i Fatricum. [W:] Uchman A. & Chowanec J. (red.) *Mat. Konf. LXXIX Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Bukowina Tatrzańska, 27–30.09.2009*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 190–202.
- RYCHLIŃSKI T. & UCHMAN A. 2009 – Skamieniałości śladowe klastyczno-węglanowych osadów dolnego i środkowego triasu jednostki Fatricum w Tatrach. [W:] Uchman A. & Chowanec J. (red.) 2009. *Mat. Konf. LXXIX Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Bukowina Tatrzańska, 27–30.09.2009*. Państw. Inst. Geol., Warszawa: 219.
- SCHLIRF M. 2000 – Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). *Geol. Palaeont.*, 34: 145–213.
- SOKOŁOWSKI S. 1959 – Zarys geologii Tatr. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 19–98.
- ŠIMO V. 2005 – Anizyjskie skamieniałości śladowe z formacji Vysoka. *Prz. Geol.*, 53: 884.
- ŠIMO V. & OLŠAVSKÝ M. 2007 – *Diplocraterion parallelum* Torell, 1870, and other trace fossils from the Lower Triassic succession of the Drienok Nappe in the Western Carpathians, Slovakia. *Bull. Geosci.*, 82: 165–173.
- SUGDEN W. 1963 – The hydrology of the Persian Gulf and its significance in respect to evaporate deposition. *Amer. Journ. Sci.*, 261: 741–755.
- TEDESCO L.P. & WANLESS H.R. 1991 – Generation of sedimentary fabrics and facies by repetitive excavation and storm infilling of burrow networks, Holocene of South Florida and Caicos Platform, B.W.I. *Palaios*, 6: 326–343.
- UCHMAN A. 1992 – Ichnogenus *Rhizocorallium* in the Paleogene flysch (Outer Western Carpathians, Poland). *Geol. Carpath.*, 43: 57–60.
- WANLESS H.R., TEDESCO L.P. & TYRRELL K.M. 1987 – Production of subtidal tubular and surficial tempestites by hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. *Journ. Sediment. Petrol.*, 58: 739–750.
- WIECZOREK J. 2000 – Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). *Mitt. Ges. Geol. Bergbau., Wien*, 44: 241–262.

Praca wpłynęła do redakcji 2.03.2010 r.
Po recenzji akceptowano do druku 28.07.2010 r.