

Refleksje krytyczne nad austro-węgierskimi relikdami w stratygrafii dolnego triasu w Tatrach

Michał Szulczewski¹



Critical comments on the Austro-Hungarian relics in the Lower Triassic stratigraphy in the Tatra Mountains. Prz. Geol., 58: 1070–1078.

A b s t r a c t. The stratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the Polish Tatra Mountains is composed solely of units of Alpine origin set in variable configurations. Unification of the stratigraphic classification over a vast area situated between the Dolomites and the Tatra Mountains is partly an effect of its long lasting integration in one state and within the domain of German-speaking geologists. This subdivision has never been soundly applied to the Lower Triassic of the Tatra Mts. on either palaeontological or any other satisfying basis. It has also lost its ground in its type areas, where other stages of extra-European origin has since long been adopted. Hence, the Werfenian, Seisian, Campilian, as well as the Scythian and the Myophoria Beds need to be definitely removed from the stratigraphic nomenclature and replaced with lithostratigraphic subdivision. The lithostratigraphic units should be implemented within their natural limits, therefore the units that have so far been created in the Slovakian part of the Carpathians should be adopted as it is possible.

Keywords: Lower Triassic, Werfenian, stratigraphic classification, Costatoria, Tatra Mountains

Powodem zajęcia się problematyką klasyfikacji stratygraficznej dolnego triasu w Tatrach jest jej utrzymujący się od dziesięcioleci anachronizm. Schematy tej klasyfikacji podlegały wprawdzie znacznym nawet zmianom, ale zawsze pozostawały wariantami podziału pochodzenia alpejskiego, ten zaś od dawna jest nieaktualny i nigdy w Tatrach nie miał przekonujących podstaw stosowania. Zamierzeniem niniejszej rozprawy jest uzasadnienie tego poglądu. Alpejskie wzorce podziałów stratygraficznych kształtowały się w XIX w., w Tatrach w rozwiniętej formie przyjęto je w latach 60. XX w., a ostateczne konkluzje tej pracy odnoszą się do stanu obecnego. Stąd obecność wątków metodologicznych, historycznych i współczesnych, rozwiniętych dla praktycznych celów rozprawy. Składają się one na zarys stosunków stratygraficznych i facjalnych w dolnym triasie Karpat Zachodnich oraz Alp Północnych i Południowych z historycznym rozwojem poglądów. W konkluzjach poprzestano na wskazaniu zmian koniecznych i oczywistych, wyznaczających kierunek zmian dalej idących.

Podział stratygraficzny dolnego triasu w Tatrach

W Tatrach trias dolny jest obecny w jednostce wierchowej (Taticum) i krizniańskiej (Fatricum). Jego wykształcenie litologiczne i facjalne jest w nich podobne i stosuje się do nich takie same podziały stratygraficzne. Szczególną cechą klasyfikacji stratygraficznej tatrzańskiego dolnego triasu jest brak miejscowych jednostek podziału, które w innych rejonach Polski pełnią rolę osnowy stratygraficznej sukcesji skalnych. Bywały nimi zazwyczaj warstwy, serie czy też po prostu wydzielenia z mianem litologicznym, uzupełnionym zwykle określeniem geograficznym. Intencją tych podziałów było odwzorowanie naturalnej podzielności profilów stratygraficznych na przedziały o odmiennej litologii, a często także o innej charakterystyce paleontologicznej (por. Szulczewski, 1986). Od wprowadzenia w

1975 r. sformalizowanej klasyfikacji litostratygraficznej funkcję tę coraz szerzej przejmują formacje. Na takie rudymentarne podziały nakładano dopiero odrębne podziały na piętra, służące klasyfikacji sprzężonej z korelacją ponadregionalną. Natomiast w tatrzańskim dolnym triasie piętra wydzielano bezpośrednio, bez poprzedzenia ich jakimkolwiek podziałem lokalnym. Utajoną rolę klasyfikacji pierwotnej, widoczną tylko w sposobie konstruowania podziałów innego rodzaju, pełniły tu kompleksy litologiczne, które odpowiadały etapom transgresywnej ewolucji facjalnej, przejawiającym się w skokowych zmianach kompozycji litologicznej kolejnych części profilu. Kompleksy te, różniane w oczywistych granicach, nie wyrażały się jednak w podziale samoistnym, nadawały natomiast litologiczną charakterystykę wyróżnianym tu jednostkom, opartywanym nazwami o rodowodzie alpejskim.

Od połowy ubiegłego wieku podstawą podziałów stratygraficznych dolnego triasu były trzy kompleksy litologiczne (tab. 1). Jako ilustrację ich charakterystyki przyjmijmy trias wierchowy, szerzej występujący i dokładniej poznany, chociaż następstwo litologiczne w triasie reglowym jest do niego podobne. Są to więc kolejno:

- piaskowce kwarcytyczne z podrzędnym udziałem zlepieńców oraz z cienkimi wkładkami mułowców i pstrych łupków ilastych;
- piaskowce i mułowce wapieniste w równorzędnej proporcji z łupkami;
- wapień, dolomity i łupki, z podrzędnym udziałem brekcji śródformacyjnych.

Oba kompleksy piaskowcowe mieściły się długo w obszerniejszym wydzieleniu *permotrias* (Passendorfer, 1957). Uhlig (1890, zob. Limanowski, 1901) rozróżnił w nich piaskowce kwarcytyczne, które uznał za permskie, oraz kompleks pstrych łupków, ilastych piaskowców i żółtych dolomitów komórkowych, który odniósł do dolnego triasu. Limanowski (*op.cit.*) stwierdził, że wyższy z tych kompleksów odpowiada alpejskim warstwom albo łupkom

¹Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; m.szulczewski@uw.edu.pl

Tab. 1. Koncepcje podziału stratygraficznego dolnego triasu w Tatrach

Table 1. The concepts of the Lower Triassic stratigraphic subdivision in the Tatra Mountains

Kompleksy litologiczne <i>Lithological complexes</i>	Matejka & Andrusov (1931) Sokołowski (1948)		Kotański (1956)		Kotański (1973, 1979)		Roniewicz (1997) Gaździcki & Lefeld (1997) Uchman (2004) Wagner (2008)	
dolomity i wapień <i>dolomites and limestones</i>	trias środkowy (najniższy) <i>Middle Triassic (lowermost)</i>		werfen <i>Werfenian</i>	kampil <i>Campilian</i>	górny <i>upper</i>	kampil <i>Campilian</i>	kampil <i>Campilian</i>	
piaskowce i łupki <i>sandstones and shales</i>	werfen <i>Werfenian</i>	górny <i>upper</i>		seis <i>Seisian</i>	werfen <i>Werfenian</i> = scytyk <i>Scythian</i>		seis górny <i>Upper Seisian</i>	warstwy werfeńskie <i>Werfen Beds</i>
piaskowce kwarcytyczne <i>quartzitic sandstones</i>		dolny <i>lower</i>				seis dolny <i>Lower Seisian</i>		

werfeńskim. Później Matejka i Andrusov (1931, zob. Sokołowski, 1948), a za nimi Sokołowski (*op.cit.*) oba te kompleksy uznali za dolnotriasowe i określili je jako *werfen*, czyli wydzielenie alpejskie o niejasnej randze piętra czy oddziału. Piaskowce kwarcytyczne odnieśli przy tym do dolnego werfenu, a leżący na nich kompleks łupkowo-piaskowcowy do werfenu górnego. Szerzej werfen potraktował Kotański (1956), bo włączył do niego także najniższy kompleks węglanowy z serii wierchowych, wcześniej zaliczany do środkowego triasu. Określił go jako *kampil*, rozumiany jako piętro alpejskie równoznaczne z górnym werfenem i synonim retu z triasu germańskiego. Kampil podzielił jeszcze na dolny (czyli serię wapieni i dolomitów komórkowych) i górny (z warstwami myophoriowymi), a później ten sam podział zastosował do triasu płaszczowiny kriżniańskiej (Kotański, 1963). Inaczej niż jego poprzednicy cały niższy przedział klastyczny odniósł zatem do dolnego werfenu i odpowiadającego mu piętra *seis*. Równoważność dolnego werfenu z seisem przyjęli też Passendorfer (1957) oraz Roniewicz (1959, 1966), który niekiedy używał jeszcze określeń *seis dolny* i *górny*, rozgraniczając je tak jak werfen dzielił Sokołowski (1948). Tak rozbudowany, pełny podział tatrzańskiego dolnego triasu na piętra powstał więc w zaledwie siedem lat, w połowie ubiegłego stulecia.

W późniejszych opracowaniach przeglądowych nomenklatura stratygraficzna dolnego triasu tatrzańskiego straciła jednak pierwotną spójność i jednoznaczność. Kotański (1973, 1977, 1979) przestał traktować werfen jako piętro czy oddział, lecz z powrotem wyróżnił warstwy werfeńskie, czyli jednostkę typu formacji. Za warstwy te uznał przy tym tylko wyższy, piaskowcowo-łupkowy kompleks klastycznej partii tatrzańskiej sukcesji (1973) – podobnie jak czynił to niegdyś Limanowski (1901). Roniewicz (1997a) dalej traktował werfen jako piętro, ale objął nim całość klastycznej części profilu, zaś termin *seis* w ogóle porzucił. Wobec tego dolny trias miał się teraz dzielić bezpośrednio na piętra werfen i kampil (Gaździcki & Lefeld, 1997; Roniewicz, 1997b; Uchman, 2004; Wagner, 2008). Poza wymienionymi jednostkami do klasyfikacji dolnego triasu często wprowadzano jeszcze scytyk. Miał on status niejasny, gdyż zakresem odpowiadał dolnemu triasowi i

werfenowi w szerokim znaczeniu (np. Kotański, 1959, 1973, 1979), ale ich nie eliminował.

Porównanie tak niezgodnych ze sobą podziałów wywołuje podstawowe pytania o ich wartość i uzasadnienie. Odpowiedzi nie znajdzie się ani w wymienionych publikacjach, ani w samych Tatrach. Prawie wszystkie wprowadzone tu jednostki podziału wywodzą się z Alp, głównym kryterium oceny zasadności ich wydzielenia jest więc trafność ich korelacji z alpejskimi wzorcami i to począwszy od czasów, kiedy adaptowano je do Tatr.

Pierwotny podział dolnego triasu w Alpach Północnych i Południowych

W dolnym triasie Północnych Alp Wapiennych od półtora wieku wyróżnia się dwie główne, zastępujące się obocznie formacje: alpejski pstry piaskowiec i warstwy z Werfen. Wyróżniony przez Gumbela w 1858 r. alpejski pstry piaskowiec (niem. *Alpiner Buntsandstein*) rozwinięty jest głównie w zachodniej części Alp Północnych, a w ich części środkowej i wschodniej stopniowo ustępuje wkraczającej nań formacji werfeńskiej (niem. *Werfener Schichten, Werfener Formation*). Jej *locus typicus* znajduje się w Alpach Salzburskich, gdzie „czerwone łupki z Werfen” wyróżnił Lill von Lilienbach już w 1830 r. (zob. Tollmann, 1976; Krainer, 1988), a więc cztery lata przed połączeniem przez von Albertiego trzech formacji z basenu germańskiego w triadę nazwaną triasem.

Północnoalpejska facja warstw werfeńskich sięga na południe po Karawanki (Krainer, 1988). W Alpach Południowych dolny trias jest natomiast specyficznym wykształconym i ma swój własny podział pierwotny. Zaczątkiem jego wczesnej, dwuczłonowej postaci były warstwy z Seis (niem. *Seiser Schichten*) Wissmanna z 1841 r., do których von Richthofen w 1860 r. dodał warstwy z Campill (niem. *Campiller Schichten*). Podział ten przetrwał cały wiek, został wzbogacony tylko przez Lepsiusa w 1878 r. o rozgraniczający je oolit gastropodowy (niem. *Gastropodenoolith*). On też w warstwach z Campill wyróżnił *Myophorienkalk*, określane również jako *Myophorienschichten*. Do późnych lat 60. XX w. warstwy z Seis charakteryzowano zwykle jako w przewodzie węglanowe, z interkalacjami jasnych mułowców, a warstwy z Campill jako czerwone piaskow-

ce, mułowce i wapienie oolitowe (De Zanche & Farabegoli, 1981; Posenato, 2008b).

Pierwowzorami seisu i kampilu były więc formacje wydzielone wprawdzie przez geologów niemieckojęzycznych, ale nie w typowym, północnoalpejskim rejonie warstw werfeńskich, lecz w Dolomitach. Ich część leży bowiem w Południowym Tyrolu (niem. *Südtirol*, wł. *Alto Adige*), należącym do 1919 r. do Austrii, a dopiero po pierwszej wojnie światowej przyłączonym do Włoch. Tam też znajdują się miejscowości, od których pochodzi nazwy obu pięter: Seis (wł. *Siusi*) i Campill (wł. *Longiari*).

Uytuowanie wszystkich rejonów alpejskich – od Północnych Alp Wapiennych po Dolomity – w jednym państwie i w domenie geologów głównie niemieckojęzycznych sprzyjało zespoleniu podziałów stratygraficznych na całym tym obszarze. Zasięg formacji werfeńskiej rozszerzono więc na Alpy Południowe – w roli jednostki nadrzędnej nad tamtejszymi warstwami z Seis i Campill. Tę dwudzielność formacji werfeńskiej, mimo sporych różnic jej wykształcenia, Böse przeniósł w 1898 r. z Dolomitów w północne rejony alpejskie (zob. Tollmann, 1976). Formacja ta przybrała zatem w Alpach austriackich rolę ogólnej ramy dolnotriasowych sukcesji stratygraficznych, wykazujących znaczne zróżnicowanie regionalne i dzielących się na jednostki podrzędne. Taką postać podział ten zachował aż do czasu, gdy Kotański zastosował go w Tatrach.

Ekspansja podziału stratygraficznego z Alp w Karpaty

Już Kotański (1965) zwrócił uwagę, że w podobnym czasie i okolicznościach kompleksy mezozoiczne z Tatr, przypominające alpejskie wydzielenia litologią i pozycją, zaczęto określać ich nazwami również w Karpatach. Były wśród nich także warstwy werfeńskie (Stur, 1860, zob. Fejdiová, 1980). Przyczyniły się do tego zwłaszcza prace kartograficzne geologów wiedeńskich. Utworzony w 1849 r. K.K. *Geologischen Reichsanstalt* przystąpił do sporządzania przeglądowej mapy geologicznej Monarchii Austro-Węgierskiej. W objaśnieniu z 1869 r. do arkusza obejmującego Zachodnie Karpaty dyrektor urzędu von Hauer, który warstwy z Werfen znał z Północnych Alp Wapiennych, wyróżnił je także w karpaccim „paśmie masywów centralnych” (zob. Andrusov, 1958). W pierwszej dekadzie XX w. także Böck wydzielił w strefie gemerskiej Karpat „łupki werfeńskie”, leżące ponad kwarcytami i piaskowcami, które uważał jeszcze za permskie (zob. Mišik, 1953), a w Tatrach uczynił tak Limanowski (1901). Dopiero Zoubek i Koutek w Niskich Tatrach, a tuż po nich Matejka i Andrusov w Tatrach (1931, zob. Sokołowski, 1948) wydzielenie werfeńskie zaczęli stosować w pisowni właściwej piętru.

Ekspansja wydzieleni dolnotriasowych pochodzących z Dolomitów dotarła w Karpaty śladem werfenu, lecz dopiero prawie sto lat później. Jeśli jednostka z Werfen rozprzestrzeniała się najpierw w swej pierwotnej postaci formacji, to jednostki stratygraficzne z Dolomitów pojawiły się w Karpatach już w postaci pięter seis i kampil, a więc wyzwolone z litologicznych konotacji swych pierwowzorów. Podobnie jak wcześniej werfen dotarły one najpierw w Gemerydy (Mišik, 1953; Nemčok, 1953), a za tym przykładem Kotański (1956) wyróżnił je w Tatrach. Piętra te były zresztą w latach 50. XX w. dość szeroko wyróżniane również poza Alpami (por. Kotański 1959, 1965).

Przetworzenie warstw z Werfen, Seis i Campill w piętra odpowiadało ogólnemu kierunkowi ewolucji klasyfikacji stratygraficznej, bo piętra fanerozoicznych systemów stratygraficznych powstały prawie w całości przez nadanie rangi wydzieleni wzorcowych niektórym formacjom. Wyposażane w charakterystyki paleontologiczne, uzyskiwały one ponadregionalny zakres możliwości generalizujących i korelacyjnych i z czasem przeobrażały się w piętra. Od tej pory specyfika litologiczna traciła zasadnicze znaczenie dla ich identyfikacji, a zastępowały ją skamieniałości przewodnie (por. Szulczewski, 1991). W skrajnym przypadku, jak lapidarnie ujął to Arkell (1956), piętra ustanawiane na podstawie formacji przekształcały się w piętra ustanawiane na podstawie zon.

Koncepcję pięter i pierwsze ich zestawy dla jury i kredy wyprowadził d'Orbigny w latach 40. XIX w. z morskich wypełnień basenów platformowej Europy, obfitujących w przewodnie amonity. We wczesnym triasie tamtejsze baseny wypełniła natomiast lądowa formacja pstrego piaskowca, pozbawiona podobnego potencjału korelacyjnego. Na jej tle morskie sukcesje alpejskie, zwłaszcza z Dolomitów, przedstawiały się dużo korzystniej, chociaż i tam amonitów brakowało w znacznych partiach profilu. Nawet z tymi ograniczeniami, z braku lepszych możliwości w Europie, piętra wywodzące się z Dolomitów rozprzestrzeniały się w Alpach i obszarach sąsiednich. Miały one i ten awantaz, że stanowiły dopełnienie zestawu alpejskich pięter triasu środkowego i górnego, mających znacznie lepsze podstawy paleontologiczne i realną, jak się okazało, perspektywę pełnienia roli standardów nawet globalnych.

Spośród jednostek alpejskich tylko werfen napotkał liczącą się konkurencję. Stanowił ją wspomniany scytyk (niem. *Skyth*), odpowiadający również całemu dolnemu triasowi. Wprowadzili go von Mojsisovics, Waagen i Diener w 1895 r. (zob. Tollmann, 1976) na podstawie sukcesji stratygraficznej z góry Bolshoe Bogdo, położonej w obręжении Niziny Nadkaspjskiej. Mimo że ustanowiony później od warstw werfeńskich, scytyk cieszył się do niedawna popularnością nie mniejszą od werfenu i w ujęciach uwzględniających warstwy werfeńskie pełnił często niejasną rolę piętra czy oddziału, będącego ich odpowiednikiem.

Podstawy wyróżnienia alpejskich pięter dolnego triasu w Tatrach

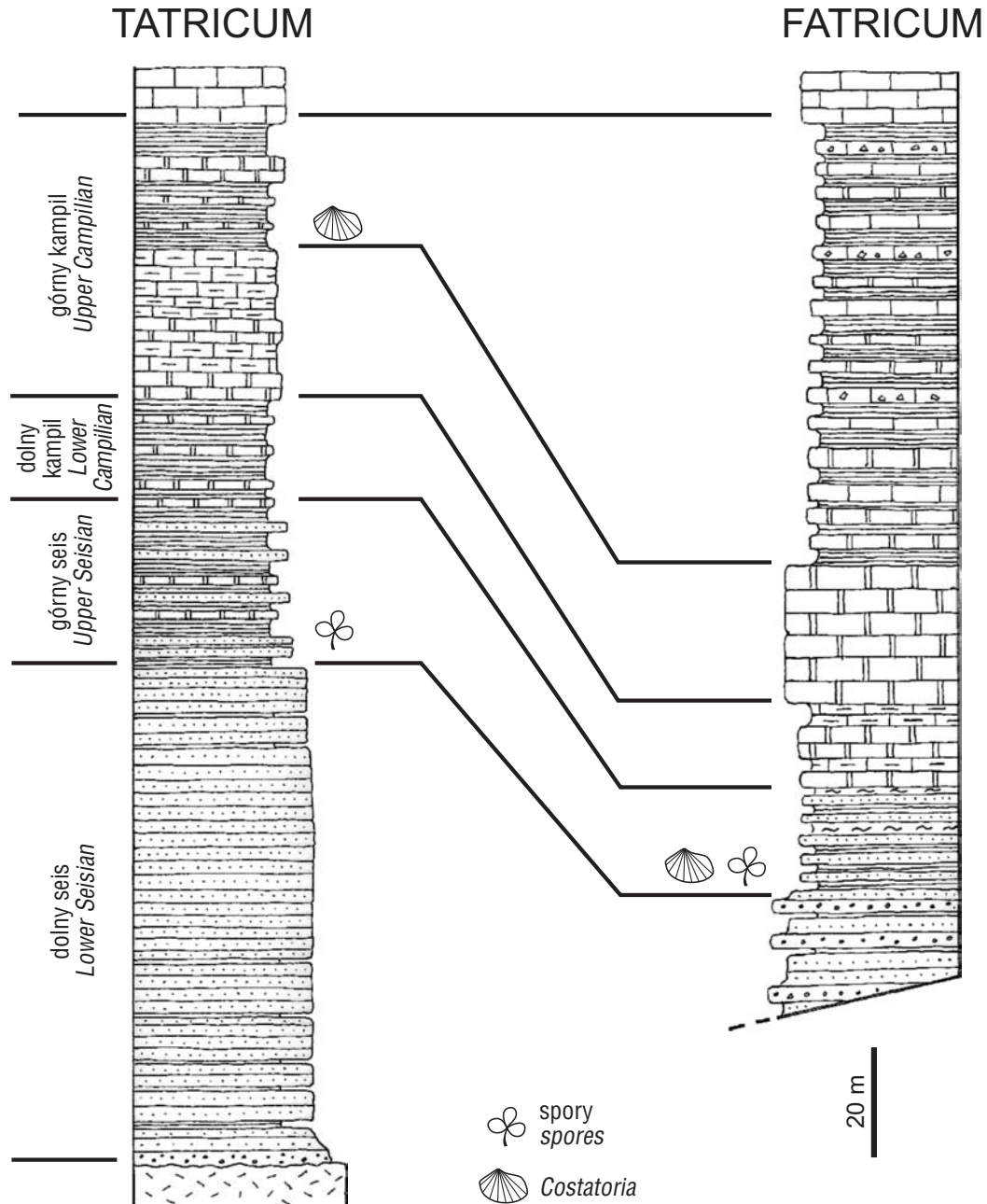
Formację werfeńską wprowadzono do podziału stratygraficznego Karpat, w tym także Tatr, posługując się starą, jeszcze XVIII-wieczną metodyką. Polegała ona na identyfikowaniu formacji w sukcesjach skalnych na podstawie ich litologii oraz relacji w porządku pionowym do innych formacji (por. Szulczewski, 1991). Formacja werfeńska zajęła więc w Tatrach stosowną dla niej pozycję u podstawy sukcesji mezozoicznej i pod jej najniższym kompleksem węglanowym, zaś wzorcem jej litologii było jej typowe, północnoalpejskie wykształcenie.

Przekształcenie formacji werfeńskiej w piętro werfenu nie nastąpiło natomiast w Tatrach w sposób typowy dla identyfikacji pięter, polegający na przeniesieniu znaczenia diagnostycznego z litologii na skamieniałości przewodnie. Odbyło się ono bez zasadniczej zmiany przesłanek rozpoznania, a ograniczyło się do sprowadzenia jej nazwy do prostej formy rzeczownikowej, właściwej piętrom. Ska-

mieniałości przewodnie miały dla tej przemiany znaczenie podrzędne i lokalne, a znaczniejszej roli nabierały dopiero w Gemerydach, czy Silicium. Werfen był więc w Tatrach od początku quasi-piętrem – piętrem z nazwy, lecz formacją według przesłanek jego rozpoznania.

Piętra seis i kampil wprowadzono do stratygrafii Karpat śladem werfenu – zgodnie z ich alpejskimi powiązaniem. Inspiracją do wyróżnienia kampilu (Kotański, 1956, 1959) była obecność małżów wspólnych z alpejskim kampilem, przede wszystkim *Myophoria costata* (Zenker),

przeniesionego później do rodzaju *Costatoria*. Kotański (1956) znalazł je w jednostce wierchowej (Panienki), w górnej części kompleksu węglanowo-lupkowego, leżącego powyżej kompleksów klastycznych, do których wtedy ograniczono werfen (ryc. 1). Zasięg werfenu rozszerzył wobec tego na ten kompleks węglanowy i uznał go za kampil. Tylko wyróżnienie niższej części górnego kampilu, określonej jako warstwy myophoriowe, miało więc podstawę paleontologiczną. Pozostałe jednostki stratygraficzne rozgraniczono zgodnie z granicami kompleksów litolo-



Ryc. 1. Rozmieszczenie skamieniałości przewodnich w dolnym triasie z Tatr na tle jego podziału opartego na litologii. Uproszczona litologia i podział stratygraficzny na podstawie przekrojów: seis z Małej Koszystej (wg Roniewicz, 1966, Fig. 5) i kampil z Panienek (wg Kotańskiego, 1956, Fig. 1) w Tatricum, ze Żlebu pod Czerwienią (wg Kotańskiego, 1963, Fig. 1) w Fatricum. Znaczenie stratygraficzne skamieniałości omówiono w tekście

Fig. 1. Distribution of guide fossils in the Lower Triassic of the Tatra Mountains on the background of its lithology-based subdivision. Generalized lithologic logs and their stratigraphic subdivision based on the sections: Seisian at Mała Koszysta (after Roniewicz, 1966, Fig. 5) and Campilian at Panienki (after Kotański, 1956, Fig. 1) in the Tatricum, Żleb pod Czerwienią (after Kotański, 1963, Fig. 1) in the Fatricum. The stratigraphic meaning of fossils discussed in the text

gicznych, bez podstaw paleontologicznych. Były one zatem piętrami tylko nominalnie, a w istocie stanowiły substytuty miejscowych formacji. Jeśli bowiem w wyższych kompleksach dolnego triasu tatrzańskiego można było dostrzec pewnych analogii litologicznych do werfenu alpejskiego, to tatrzański seis miał litologicznie więcej wspólnego z kampilem niż z seisem alpejskim, a kampil – z alpejskim seisem. Nie ma żadnych powodów, by sądzić, że główne zmiany litologiczne mają wypadać akurat na granicach pięter. Praktyka takiego sytuowania granic pięter długo nie uchodziła jednak za wadliwą. Jej błędność i szkodliwość dla korelacji wykazał Shaw (1964), choć wynikało to również ze znanego od dawna w Europie prawa Walthera. Rzeczywista relacja wiekowa tatrzańskiego „seisu” i „kampilu” do ich alpejskich wzorców była wobec tego od początku zupełnie nieokreślona.

W jednostce krzyżniańskiej (Dolina Jaworzynka) faunę małżową z *Myophoria costata* znalazł już Limanowski (1901). Transformacji wyróżnionych przez niego warstw werfeńskich w kampil Kotański (1963) dokonał więc na tej samej paleontologicznej podstawie. Granicy seisu z kampilem nie można tu było jednak poprowadzić identycznie jak w jednostce wierchowej, gdyż fauna Limanowskiego pochodziła z kompleksu piaskowcowo-lupkowego, litologicznie odpowiadającego kompleksowi niższemu od zawierającego faunę kampilską w jednostce wierchowej (ryc. 1). Później Fuglewicz (1979; por. Kotański, 1979) oznaczył jeszcze z jednostek wierchowej (Dolina Stare Szafasiska) i reglowej (Dolina Jaworzynka) zespół megaspor, wskazujący na korelację tego kompleksu ze środkową częścią pstrego piaskowca. Kotański (1979) dopuścił więc możliwość, że granica seisu z kampilem biegnie w jego obrębie. W leżącym niżej kompleksie piaskowców kwarcyticznych nie znaleziono żadnych skamieniałości.

Globalna skala stratygraficzna dolnego triasu

Wprowadzanie podziału dolnego triasu w Tatrach zbiegło się w czasie z początkiem gruntownej przebudowy zasad i procedur klasyfikacji stratygraficznych w skali światowej, której efektem miało być uporządkowanie systemu klasyfikacji stratygraficznej na wspólnych zasadach, w pełnej rozpiętości skali stratygraficznej i w wymiarze globalnym. Głównym jej celem było ustalenie standardowej globalnej skali stratygraficznej, zdefiniowanie granic jednostek jej hierarchicznego systemu i wybór światowych stratotypów. Drugim zamierzeniem, już nie tak zgodnie w Europie podjętym (por. Szulczewski, 1986), było oddzielenie biostratygrafii od podziałów opartych na litologii i sprowadzenie podziałów regionalnych do sformalizowanej postaci klasyfikacji litostratygraficznej.

Także w klasyfikacji stratygraficznej triasu rozpoczął się w latach 60. XX w. długotrwały i jeszcze niezakończony proces daleko zakrojonych zmian. Późniejszy brak większego zainteresowania naszym dolnym triasem tatrzańskim powodował więc szybkie dezaktualizowanie się jego podziału. W regionach dalekich od Europy znaleziono dolny trias wykształcony w facjach lepiej nadających się do ustanawiania standardowych podziałów ogólnosiwiatowych niż w Alpach. Były to profile, w których można było

dokonać pełnego podziału na poziomy amonitowe i na ich podstawie rozgraniczyć piętra oraz jednostki stratygraficzne wyższego rzędu.

Dokładnie wtedy, kiedy w Tatrach polskich wprowadzano podział na piętra alpejskie, Kiparisowa i Popow (1956, 1964, zob. Gradstein i in., 2004) zaproponowali podział dolnego triasu na piętra ind (ang. *Induan*) i olenek² (ang. *Olenekian*). Piętra te nazwano od rzek Indus w Hindustanie i Olenek na Syberii, w basenach których są one rozwinięte w odpowiednich facjach. Niewiele później propozycję bardziej szczegółowego podziału na cztery piętra (później zmodyfikowaną) przedstawił Tozer (1967). Jego piętra grisbach (ang. *Griesbachian*), diner (ang. *Dienerian*), smit (ang. *Smithian*) i spat (ang. *Spathian*) zostały wprowadzone w arktycznej Kanadzie, na wyspach Ellesmere i Axel. Tamtejsza sukcesja dolnotriasowa wyróżniała się w skali światowej obfitością amonitów i możliwością wykorzystania ich do konstrukcji wzorcowego schematu stratygraficznego. Prace nad uzgodnieniem standardowego podziału dolnego triasu ciągle jeszcze trwają i posuwają się mozolnie. Stan zaawansowania tej procedury nie zmienił się w sposób istotny od przedstawionego przez Gradsteina i in. (2004). Podkomisja Stratygrafii Triasu, będąca agendą Międzynarodowej Komisji Stratygrafii, przyjęła w 1992 r. podział na siedem standardowych pięter. Są wśród nich ind i olenek, jako piętra w dwudzielnym dolnym triasie. Scytyk do niedawna bywał jeszcze wydzielany jako synonim dolnego triasu, czyli w charakterze oddziału (np. Harland i in., 1990). Stracił on jednak szansę na utrzymanie się w tej roli, bo zaczęła przeważać opinia, że wszystkie oddziały powinny być konsekwentnie określane jako dolny, środkowy albo górny, czyli tak jak w wyższym triasie i w innych systemach, a nie odrębnymi nazwami. Odnosi się to także do podpięter, pozostaje więc niepewność czy zostaną zaakceptowane w tym charakterze cztery jednostki Tozera o kanadyjskim rodowodzie, dobrze już umocnione w literaturze. W każdym razie alpejskie piętra dolnego triasu, czyli werfen, seis i kampil, znalazły się poza liczącymi się kandydaturami do globalnej skali podziału.

Obecny stan stratygrafii i znajomości facji dolnego triasu w Alpach

Najbardziej wymowną ilustracją sukcesu indu i olenku jest wyparcie przez nie pięter alpejskich nawet z ich macierzystego regionu. Mimo to studia nad dolnym triasem od lat 60. XX w. bardzo się w Dolomitach rozwinęły, a prym w badaniach stratygraficznych przejęli geolodzy włoscy. Regionalnemu podziałowi stratygraficznemu nadano tam teraz czystą postać litostratygraficzną. Wydzielenie werfeńskie pozostawiono tylko w charakterze formacji, obejmującej – tak jak dotychczas – prawie cały dolny trias. W końcu lat 60. rozpoczęto jednak rozdrabnianie jej podziału i stopniowo wypełniono ją zestawem podrzędnych jednostek, rozbudowanym kosztem dawnych *Seiser* i *Campiller Schichten*. Opatrzono je teraz nazwami włoskimi. Obecnie

²Przy okazji: *olenek* powinno się odmieniać tak jak inne wyrazy kończące się na *-ek*, np. *dzbanek*, a więc z pominięciem litery *e*, czyli *olenka* i w *olenku*.

formacja werfeńska jest tam podzielona na dziewięć ogniw w następującym porządku stratygraficznym (np. Posenato, 2008b; Zühlke, zob. Feist-Burkhardt i in., 2008):

- *Tesero*,
- *Mazzin*,
- *Andraz*,
- *Siusi*,
- *Oolite a Gastropodi*,
- *Campil*,
- *Val Badia*,
- *Cencenighe*,
- *San Lucano*.

Oolit gastropodowy i zredukowane do rangi ogniw pozostałości dawnych warstw z Seis i Campil zajmują w tym podziale pozycję środkową jako *Membro di Siusi*, *Membro dell'Oolite a Gastropodi* oraz *Membro di Campil*. Nazwa *Seis* zniknęła więc w tym podziale zupełnie, zastąpiona jej włoskim odpowiednikiem *Siusi*.

Formacja werfeńska na znacznej przestrzeni zachodnich Dolomitów podlegała dwukrotnej erozji w późnym anizyku, lokalnie nawet zupełnej. Tam, gdzie jest ona kompletna, granica dolnego triasu z anizykiem zdaje się przebiegać w obrębie dolnego dolomitu Serla (Doglioni & Neri, 1988). Ścisłe skorelowanie klasyfikacji litostratygraficznej z pozaeuropejskimi podziałami na piętra napotyka w Dolomitach te same trudności, z których powodu tamtejsza sukcesja nie nadaje się do ustanowienia z niej wzorców globalnych. Środkowa część profilu, od ogniwa z Andraz po ogniwo z Campil, nie zawiera konodontów, a amonity (poziom *Tirolites cassianus*) pojawiają się po raz pierwszy dopiero w ogniwie z Val Badia. Na podstawie amonitów i konodontów mogą więc tu być wydzielone tylko najniższe (grisbach) i najwyższe (spat) z Tozerowych podpięter dolnego triasu (np. Posenato, 2008a, b). Wobec tego położenie granicy ind-olenek można wskazać tylko w przybliżeniu, w górnej części ogniwa z Siusi, przy górnej granicy poziomu małżowego *Claraia* (np. Posenato, 2008a).

Modyfikacji uległa także systematyka rodzaju *Costatoria*, a w konsekwencji zasięgi stratygraficzne jego gatunków. W formacji werfeńskiej w Dolomitach rozróżnia się teraz dwa gatunki *Costatoria* (Broglia Loriga & Posenato, 1986), oba o szerokim rozprzestrzenieniu geograficznym. Są nimi *C. (Costatoria?) subrotunda* (Bittner) z górnej części ogniwa z Campil (smit) oraz *C. (Costatoria?) costata* z ogniw z Cencenighe i San Lucano (spat), poza Dolomitami sięgająca nawet dolnego anizyku (Broglia Loriga & Posenato, 1986; Neri & Posenato, 1988).

Południowoalpejska facja formacji werfeńskiej przejawia szeroki zakres zróżnicowania litologicznego, lecz dominują w niej skały węglanowe i margliste. Osadzała się ona w płytkich środowiskach przybrzeżnych, przeważnie w zatokach i lagunach, powyżej podstawy falowania i z epizodami ewaporatowej równi pływowej (Broglia Loriga i in., 1979, 1982, 1990; Zühlke, zob. Feist-Burkhardt i in., 2008). W dolnym triasie i najniższym anizyku Dolomitów rozróżniono sześć sekwencji depozycyjnych trzeciego rzędu (Broglia Loriga i in., 1982; De Zanche i in., 1993; Giannola i in., 1998), jednak o słabej kontroli biostratygraficznej. Ogniwo z Seis składa się głównie ze skał węglanowych i marglistych, z rzadkimi przeławieniami piaskowców i pochodzi z dolnej i środkowej rampy, podczas gdy

ogniwo z Campil jest klastyczne, a osadziło się na dolnym przybrzeżu i podbrzeżu (Zühlke, zob. Feist-Burkhardt i in., 2008), odpowiada więc wydatnemu pulsowi regresywnemu („zdarzenie Campil”). Kolejne po nim ogniwo z Val Badia, margliste i z amonitami, odzwierciedla z kolei znaczny puls transgresywny, po którym do końca wczesnego triasu trwała regresja.

Wykształcenie dolnego triasu w południowoalpejskim typie formacji werfeńskiej rozciąga się po Lombardię, Alpy Karnijskie, węgierskie Średniogórze Dunajskie i blok Jadaru w Serbii. Począwszy od austriackich Alp Gailtalskich ku północy podobieństwo to już się zatracza. W Północnych Alpach Wapiennych i w Karyntii formacja werfeńska przybiera północnoalpejski typ wykształcenia i ulega redukcji, zastępowana przez podścielającą ją alpejski pstry piaskowiec. Już jego nazwa sygnalizuje ogólny typ facjalny i podobieństwo do facji germańskiej dolnego triasu. Składa się on z masywnych piaskowców kwarcowych z przeławieniami mułowców i zlepieńców, a sporadycznie nawet z wkładkami węgla. Formacja ta jest dwudzielna. Dolny i górny alpejski pstry piaskowiec rozpoczynają się osadami rzecznyymi, lecz górne ich części dokumentują wpływy marginalnych środowisk morskich. Morskie osady w najwyższej części pierwszego z tych cykli pokazują się we wschodnim Tyrolu i w Drauzug (Karyntia) (Stingl, 1987; Krainer, 1988), a powrót sedymentacji rzecznej jest tam przypisywany zdarzeniu kampilskiemu (*op.cit.*). Przejście osadów rzecznych w estuariowe znamionuje początek ponownej transgresji morskiej i poprzedza depozycję formacji werfeńskiej. Całość alpejskiego pstręgo piaskowca jest uważana za subaeralną część kompleksu deltowego, rozbudowującego się progradacyjnie ku południowi i południowemu wschodowi (Niedermayr, 1985) albo wraz z formacją werfeńską za rampę klastyczno-węglanową (Rüffer & Bechstädt, 1998; Rüffer, zob. Feist-Burkhardt i in., 2008).

Formację z Werfen, tam gdzie przykrywa ona alpejski pstry piaskowiec (zachodnie Alpy Północne, Karyntia), stanowią osady drobnoziarniste, zwłaszcza mułowcowe, osadzone w środowiskach płytkomorskich i lagunowych, z udziałem strefy pływów (Niedermayr, 1985; Krainer, 1988). Miejscami zawiera ona ewaporaty oraz brekcje kolapsyjne po nich (*rauhwacke*), a na południu i południowym wschodzie (np. w Karawankach) rzadkie wkładki węglanowe z fauną morską. Dopiero najwyższa część warstw werfeńskich (*Werfener Kalk*, Tollmann, 1976; Mostler & Rossner, 1984) oraz formacja Reichenhall z pogranicza z anizykiem (Schlager & Schöllnberger, 1974; Spötl & Burns, 1991) mają wykształcenie węglanowe i z początku zawierają faunę pelagiczną, ale wyżej posiadają cechy środowisk hipersalinarnych.

Transport materiału klastycznego odbywał się z podobnych kierunków jak w trakcie depozycji alpejskiego pstręgo piaskowca (Krainer, 1988). Wkroczenie warstw werfeńskich na alpejski pstry piaskowiec odpowiada zapewne „transgresji Val Badia”, która wstępowała na obszar Karyntii z południa i południowego wschodu (*op.cit.*), a do zachodniej części Północnych Alp Wapiennych od wschodu (Stingl, 1987). Jej pełny, diachroniczny postęp przypisuje się ryftingowi Tetydy lub eustatycznemu podniesieniu się poziomu morza wysokiego rzędu (Rüffer & Bechstädt, 1998).

Obecny stan stratygrafii i rozpoznania facji dolnego triasu w Karpatach Zachodnich

Całość zachodniokarpackiego dolnego triasu najbardziej przypomina sukcesję stratygraficzną z tych jednostek austroalpejskich, gdzie alpejski pstry piaskowiec w wyższej części dolnego triasu ustępuje transgresywnie wkraczającej nań formacji z Werfen. Tatry leżą na północnym skraju tej domeny. Najniższy, piaskowcowy kompleks dolnego triasu ma wiele wspólnego pod względem facjalnym z alpejskim pstrym piaskowcem, a nie z formacją z Werfen. Rozpoznanie się dolnego triasu tym „karpackim pstrym piaskowcem” jest charakterystyczne dla całości jednostek Tatricum, Fatricum, Veporicum, a częściowo także Hronicum. Dawniej, tak jak w Tatrach, piaskowce te określano jako kwarcyty seisu albo werfeńskie. Dopiero Fejdiová (1980) nadała im charakter formalnej jednostki litostratygraficznej, o nazwie *formacja z Lúžnej*. Jej stratotyp wyznaczyła w Małej Fatrze, a w Liptowskiej Lúžnej (Niskie Tatry) – hipostratotyp. Zasięg regionalny tej formacji ma obejmować wszystkie wymienione jednostki regionalne Centralnych Karpat Zachodnich, z Tatrami włącznie. Formacji tej ciągle jednak brak jakiegokolwiek umocowania biostratygraficznego.

Dawniejsi badacze miejsce depozycji tatrzańskich piaskowców upatrywali w rozmaitych środowiskach kontynentalnych (Dżułyński & Gradziński, 1960), a kierunek transportu rzeczno przyjmowali z południa (np. Passendorfer, 1957; Roniewicz, 1959). Dżułyński i Gradziński (1960) w Tatrach, a Mišik i Jablonský na całym obszarze występowania (1978, 2000), potwierdzili ich aluwialną genezę. Obecnie opinia ta zdaje się zmierzać do jednomyślności (Roniewicz, 1997a, b; Uchman, 2004), choć wcześniej Borza (1958) i Roniewicz (1959, 1966) uważali je za płytkomorskie. Wykazano też, że w Tatrach transport odbywał się z północy (Dżułyński & Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966), a generalnie – w całym obszarze wewnątrzkarpackim – z północnego zachodu i północy (Mišik & Jablonský, 1978, 2000). Zdaniem Mišika i Jablonský’ego (1978; por. Michalík & Szulc, zob. Feist-Burkhardt i in., 2008) piaskowce te należą do rozległego systemu deltowego, osadzonego przez efemeryczne rzeki. Przypomnijmy tu, że już Kotański (1961) wyobrażał sobie, iż osadziły się one w „geosynklinie deltowej”. Za obszar źródłowy ich materiału uważano wał windelicko-beskidzki. Zdaniem Mišika i Jablonský’ego (2000) materiał był transportowany z Masywu Czeskiego lub Masywu Armorykańskiego, jeśli przyjmując hipotetyczną rekonstrukcję Michalíka (1994), wprowadzającą dalekie przemieszczenie szelfu alpejsko-karpackiego paleo-Europę przez uskok przesuwczy.

Wyższą częścią dolnego triasu w tychże jednostkach tektonicznych są łupki pstre z interkalacjami piaskowców, z mniej lub bardziej wyraźnie wyodrębnioną górną ich częścią, marglistą i z warstwami dolomitów. Ten właśnie przedział stratygraficzny początkowo określano jako formację werfeńską. W Tatrach Bielskich, gdzie ma ona mieszane wykształcenie klastyczno-węglanowe i zawiera brekcje kolapsyjne (Rychliński & Szulc, 2005), wyróżniono ją jako

formację z Šuňavy (Michalík, 1997). Tej części sukcesji dolnotriasowej od dawna zgodnie przypisywano pochodzenie morskie (Roniewicz, 1959). Rychliński & Szulc (2005) rozpoznali w niej jednak cyklicznie przemienne osady rzeczne i morskie, z udziałem środowisk hipersalinarnych. Z powodu bliskich analogii do formacji werfeńskiej ze wschodniej części Północnych Alp Wapiennych odnieśli go do tej samej wielkiej rampy węglanowej, poprzedzającej ladyńską platformę węglanową. Szulc i in. (2004) szybkiej oscylacji środowisk lądowych i morskich przypisują też przedstawioną wyżej obecność małżów Limanowskiego (1901) i palinomorf (Fuglewicz, 1979; Fijałkowska & Uchman, 1993) w tych samym kompleksie klastycznym. Fuglewicz (1979), na podstawie podobieństwa do pstręgo piaskowca z Niżu Polskiego i megaspor, sugerował wprawdzie jego lądowe pochodzenie, ale możliwości transportu eolicznego palinomorf do przybrzeżnej strefy morskiej nie można jednak pominąć.

Wskazówki stratygraficzne wynikające z obecności skamieniałości w tej części profilu należałoby dziś odnosić do aktualnego podziału na piętra. Fijałkowska i Uchman (1993) ponowili badania Fuglewicza (1979), wprawdzie z tym samym rezultatem, lecz ze wskazaniem, że megasporę pochodzą z przedziału od smitu po dolny–środkowy spat, a więc obejmującego olenek bez jego najwyższej części. Znaczenie stratygraficzne małżów *Costatoria*, oznaczonych pierwotnie jako *Myophoria costata*, pozostaje natomiast niejasne. Ich systematyka i zasięgi stratygraficzne uległy znacznej rewizji, więc wartość oznaczeń, a w konsekwencji także rola stratygraficzna znalezisk tatrzańskich są wątpliwe. Kotański (1963) powątpiewał zresztą w zasadność oznaczeń podanych przez Limanowskiego z powodu złego stanu zachowania okazów, żaden z nich jednak swoich nie zilustrował, a Kotański poprzestał na opisie. Limanowskiemu małże oznaczył Uhlig, a oznaczenia potwierdził Bittner, który właśnie wtedy wydawał swą monografię „myophorii” z Lasu Bakońskiego. Jest więc wysoce prawdopodobne, że wszystkie formy tatrzańskie należą przynajmniej do obecnego rodzaju *Costatoria*.

Na tak ogólnym poziomie przynależności taksonomicznej konfliktu wieku określonego na podstawie małżów i spor nie ma nawet w jednostce krizniańskiej, gdzie być może współwystępują (ryc. 1). Według Posenato (2008a) rodzaj *Costatoria* pojawia się wraz z pierwszą fazą radiacji małżów triasowych, przypadającą na górną część ogniwa z Campil (najwyższy smit). Wspólnym zakresem ich zasięgów jest więc olenek, bez niższej części smitu i górnej spatu. Jeśli jednak byłyby to rzeczywiście *C. costata* (*C. subrotunda* jest chyba wykluczona, jeśli kreował ją właśnie Bittner we wspomnianej monografii), to obecność małżów i spor w tym samym fragmencie profilu z jednostki krizniańskiej nie znajduje jednoznacznego wytłumaczenia, podobnie jak korelacja na ich podstawie z jednostką wierchową. Dalsze dywagacje byłyby jednak bezzasadne wobec niepewności oznaczeń małżów i niezajomości ścisłej relacji miejsc występowania znalezisk w profilu krizniańskim. Znaleziska te nie też nie mówią o pozycji chronostratygraficznej granic kompleksów litologicznych, w których występują.

Wnioski i sugestie

Jednostki podziału stratygraficznego dolnego triasu o rodowodzie alpejskim, czyli piętra: werfen, seis i kampil, pełnią w Tatrach podwójną rolę. W praktyce lokalnej stanowią one substytuty niewyróżnionych tu formacji miejscowych, gdyż są rozgraniczone na podstawach litologicznych. Zarazem, przez tożsamość nazw z jednostkami alpejskimi, wskazują na ich równowiekowość wszędzie, gdzie są wyróżniane. Jednak piętra alpejskie były nimi w Tatrach od początku tylko nominalnie, a więc pozornie. Rozgraniczone zgodnie z granicami tutejszych kompleksów litologicznych, tak jak formacje, wprowadzały one iluzję korelacji z pierwowzorami alpejskimi, podczas gdy w rzeczywistości była ona bezpodstawna i miała nieokreślony zakres błędu. Cała konstrukcja odniesień do pięter alpejskich jest zawieszona na pojedynczych stanowiskach skamieniałości „kampilu”, a obecnie olenku. Wydzielenie seisu i jego odgraniczenie od kampilu nastąpiło już nie tylko bez żadnych podstaw paleontologicznych, ale też jakichkolwiek innych. Trzeba jednak oddać sprawiedliwość, że klasyfikację tę wprowadzono, wzorując się na przykładach z innych pasm karpaccyckich, a miała też ona przynajmniej wewnętrzną logikę i spójność. Używany ostatnio niefortunny podział dolnego triasu na werfen i kampil jest ich natomiast w ogóle pozbawiony.

Nie pora już jednak, aby ten system klasyfikacji naprawić. Alpejskie piętra w Tatrach raczej bytu zaczęły tracić czterdzieści lat temu, zaraz po ich wprowadzeniu. Światowym układem odniesienia, przynajmniej na razie, stały się piętra wyróżnione w arktycznej Kanadzie i ujęte w ogólniejsze ramy indu i olenku. Przyjęto je także w Alpach, a tamtejszy schemat klasyfikacji stratygraficznej ograniczono do postaci litostratygraficznej, z formacją werfeńską oraz wydzieleniami z Siusi i Campil zredukowanymi do postaci dwóch z wielu jej ogniw. Podział tatrzański stracił tym samym oparcie w swych alpejskim wzorcu. Werfen, seis, kampil oraz scytryk i warstwy myophoriowe powinny więc czym prędzej zniknąć z języka stratygrafii tatrzańskiej.

Pojawiająca się już w publikacjach prosta zamiana seisu i kampilu na ind i olenek pozostawiłaby stary fałsz, tylko ubrany w nową szatę językową. Główną trudnością w wydzieleniu pięter nie jest bowiem w Tatrach słabość wzorców dla korelacji, lecz brak miejscowych przesłanek, by je zidentyfikować. Chociaż profile tatrzańskie zawierają olenek, a pewnie także ind, to nie ma podstaw do ich rozgraniczenia. Ścisłe wyznaczenie granicy tych pięter jest możliwe tylko na podstawie amonitów lub konodontów, których w facjach tatrzańskich pewnie się nie znajdzie. Można tylko mieć nadzieję, że korelacja z nimi nastąpi drogą pośrednią, może przez profile w facjach alpejskich, jeśli znajdą się do niej nowoczesne podstawy.

Tatrzańskiego dolnego triasu nie można jednak pozbawić wszelkiego podziału, więc nieodzownie czeka go najpierw wypełnienie jednostkami litostratygraficznymi. Ich naturalne kontury wyznaczają granice obecnych „pięter” i „podpięter”, rozgraniczone na podstawie różnic litologicznych. Jednostki litostratygraficzne powinny też być wyróżniane w pełnym zasięgu przestrzennym ciał skalnych o

odpowiadającej im charakterystyce, a rozciągłość facji obecnych w dolnym triasie z Tatr obejmuje większość zachodnich Karpat wewnętrznych. Najniższy, piaskowcowy kompleks dolnego triasu powinno się zatem włączyć do formacji z Łůźnej, zgodnie z intencją Fejdiovej (1980). Zakres regionalny formacji z Szunawy, wprowadzonej przez Michalíka (1997) w jednostce Fatricum z Tatr Bielskich dla wyższego kompleksu, podobnego do północnoalpejskiej odmiany formacji werfeńskiej, wymagałby zapewne rozważenia na tle zmienności obocznej, większej niż w podścielających go piaskowcach formacji z Łůźnej. Formacje te nie są w polskich Tatrach wyróżniane zapewne dlatego, że polskie zasady nie normują możliwości wydzielenia zagranicznych jednostek litostratygraficznych na obszarze Polski. Zdrowy rozsądek mówi jednak, że granice państw nie powinny stanowić tutaj przeszkody. Ich nazwy pisałoby się u nas, tak jak piętra, w transkrypcji fonetycznej (*formacja z Łůźnej*). Jeśli zasady wyróżniania formacji nie spełniałyby polskich rygorów, można by ewentualnie przyjąć zasadę ustanawiania wówczas w Polsce ich stratotypu posiłkowego (hipostratotypu).

Na tym kończą się intencje tego opracowania. Reszta należy do osób, które będą prowadziły badania w Tatrach. Wydaje się jednak, że odnowa klasyfikacji stratygraficznej triasu nie powinna poprzestać na jego dolnym oddziale, bo podział stratygraficzny środkowego i górnego triasu w Tatrach (np. Gaździcki, zob. Wagner, 2008), obfitujący w jednostki pochodzenia alpejskiego o niejasnym charakterze facji lub formacji, skłania również do krytycznego spojrzenia.

Literatura

- ANDRUSOV D. 1958 – Geológia Československých Karpát. T. 1, Vyd. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- ARKELL W.J. 1956 – Jurassic geology of the World. Oliver and Boyd Ltd., Edinburgh.
- BORZA K. 1958 – Triasové a liasové kremence Belanských Tatier. Geologický Sborník Slovenske Akadémie Vied, 9: 52–65.
- BROGLIO LORIGA C., GOZZAN F., HAAS J., LENNER K., NERI C., ORAVECZ SHEFFER A., POSENATO R., SZABO I. & TOTH MAKK A. 1990 – The Lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and Transdanubian Mid-Mountains (Hungary) and their correlation. *Memorie di Scienze Geologiche, Univ. Padova*, 42: 41–103.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. 1979 – The Werfen Formation (Lower Triassic) in the Catinaccio Mt. [W:] Gaetani M. (red.) Riccardo Assereto and Giulio Pisa Field Symposium on Triassic stratigraphy in Southern Alps, Field Guide-book, June 1979, Milano: 40–47.
- BROGLIO LORIGA C., MASETTI D. & NERI C. 1982 – La Formazione di Werfen (Scitico) delle Dolomiti Occidentali: sedimentologia e biostratigrafia. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 88: 501–598.
- BROGLIO LORIGA C. & POSENATO R. 1986 – Costatoria (Costatoria?) subrotunda (Bittner, 1901) a Smithian (Lower Triassic) marker from Tethys. *Riv. Ital. Paleont. Stratigr.*, 92: 189–200.
- DE ZANCHE V. & FARABEGOLI E. 1981 – Scythian tectonics in the Southern Alps: Recoaro phase. *Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck*, 10: 289–304.
- DE ZANCHE V., GIANOLLA P., MIETTO P., SCORPAES C. & VAIL P.R. 1993 – Triassic sequence stratigraphy in the Dolomites (Italy). *Mem. Sci. Geol., Univ. Padova*, 45: 415–433.
- DOGLIONI C. & NERI C. 1988 – Anisian tectonics in the Passo Rolle area. *Rend. Soc. Geol. It.*, 11: 197–204.
- DŹUŁYŃSKI S. & GRADZIŃSKI R. 1960 – Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. *Bull. Acad. Pol. Sci., Cl. Sci. Géol. Géogr.*, 8: 45–48.

- 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. T. 2 – Mesozoic and Cenozoic. Geol. Soc. London.
- FEJDIOVÁ O. 1980 – Lužnianske suvrstvie – formálna spodnetriasová litostratigrafická jednotka. Geologické Práce, Správy, 74: 95–101.
- FIJAŁKOWSKA A. & UCHMAN A. 1993 – Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. Prz. Geol., 41: 373–375.
- FUGLEWICZ R. 1979 – Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. Roczn. Pol. Tow. Geol., 49: 271–275.
- GAŹDZICKI A. & LEFELD J. 1997 – Seria wierchowa. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. [W:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.) Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2–4.10.1997. Warszawa: 46–48.
- GIANOLLA P., DE ZANCHE V. & MIETTO P. 1998 – Triassic sequence stratigraphy in the Southern Alps (northern Italy): definition of sequences and basin evolution. [W:] Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (red.) Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60: 719–747.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G. & SMITH A.G. 2004 – A geologic time scale 2004. Cambridge Univ. Press.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. 1990 – A geologic time scale 1989. Cambridge Univ. Press.
- KOTAŃSKI Z. 1956 – Kampil wierchowy w Tatrach. Acta Geol. Pol., 6: 65–73.
- KOTAŃSKI Z. 1959 – Stratigraphy, sedimentology and paleogeography of the High-tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta Geol. Pol., 9: 113–145.
- KOTAŃSKI Z. 1961 – Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego 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. 1965 – Analogie litologiczne triasu tatrzańskiego z triasem wschodnioalpejskim. Roczn. Pol. Tow. Geol., 35: 143–162.
- KOTAŃSKI Z. 1973 – Trias. Karpaty wewnętrzne (Tatry). [W:] Budowa Geologiczna Polski. T. 1 – Stratygrafia, cz. 2 – Mezozoik. Warszawa: 18–19.
- KOTAŃSKI Z. 1977 – Trias. [W:] Makowski H. (red.) Geologia historyczna. Wyd. Geol., Warszawa: 477–558.
- KOTAŃSKI Z. 1979 – Trias tatrzański. Prz. Geol., 27: 369–377.
- KRAINER K. 1988 – Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 14: 21–81.
- LIMANOWSKI M. 1901 – Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach prapatrzańskich. Kosmos, 26: 15–17.
- MICHALÍK J. 1994 – Notes on the paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathians area during the Mesozoic. Mitt. Österr. Geol. Gesell., 86: 101–110.
- MICHALÍK J. 1997 – Stop 1 – Mt. Ždiarska Vidla section. Min. Slov., 29: 359.
- MICHALÍK J., GAŹDZICKI A., LEFELD J. & SYKORA M. 1997 – Trasa B-2 – Geologia Tatr Bielskich. [W:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.) Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2–4.10.1997. Warszawa: 165–171.
- MÍŠIK M. 1953 – Geologické pomery uzemia medzi Jelšavou a Štitnikom. Geologický Sborník, 4: 557–587.
- MÍŠIK M. & JABLONSKÝ J. 1978 – Spodnotriasové kremence a zlepenca Malých Karpat. Acta Geol. Geogr. Univ. Comenianae, Geologica, 33: 5–36.
- MÍŠIK M. & JABLONSKÝ J. 2000 – Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. Geol. Carpath., 51: 251–264.
- MOSTLER H. & ROSSNER R. 1984 – Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. Erlangen, Fazies, 10: 87–144.
- NEMČOK A. 1953 – Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Banou a Sirkom. Geologický Sborník, 4: 589–622.
- NERI C. & POSENATO R. 1988 – New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of western Dolomites (Trento, Italy). Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, 14: 83–107.
- NIEDERMAYR G. 1985 – Fluvial braidplain passing into an intertidal belt at the margin of the Tethys Sea in the Alpine Buntsandstein of the Drauzug in Carinthia and Eastern Tyrol (Austria). [W:] Mader D. (red.) Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 487–496.
- PASSENDORFER E. 1957 – Zlepieniec kopierszadzki, jego geneza i wiek. Acta Geol. Pol., 7: 125–162.
- POSENATO R. 2008a – Patterns of bivalve biodiversity from Early to Middle Triassic in the Southern Alps (Italy): Regional vs. global events. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 261: 145–159.
- POSENATO R. 2008b – Global correlation of mid Early Triassic events: The Induan/Olenekian boundary in the Dolomites (Italy). Earth Sci. Rev., 91: 93–105.
- RONIEWICZ P. 1959 – Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego. Acta Geol. Pol., 9: 231–280.
- RONIEWICZ P. 1966 – Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. Acta Geol. Pol., 16: 1–73.
- RONIEWICZ P. 1997a – Seria wierchowa. Trias dolny (werfen). [W:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.) Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2–4.10.1997. Warszawa: 44–46.
- RONIEWICZ P. 1997b – Seria regłowa dolna. Trias dolny (werfen). [W:] Lefeld J. & Gaździcki A. (red.) Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Zakopane, 2–4.10.1997. Warszawa: 55.
- RÜFFER T. & BECHSTÄDT T. 1998 – Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). [W:] Graciansky P.C., Hardenbol J., Jacquin T. & Vail P.R. (red.) Mesozoic-Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60: 751–761.
- RYCHLIŃSKI T. & SZULC J. 2005 – Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian-Carnian succession from the Belanské Tatry Mts., Slovakia. An. Soc. Geol. Pol., 75: 155–169.
- SCHLAGER W. & SCHÖLLNERBERGER W. 1974 – Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge den Nördlichen Kalkalpen. Mit. Österr. Geol. Gesell., 66–67: 165–193.
- SHAW A.B. 1964 – Time in stratigraphy. McGraw-Hill Book Company.
- SOKOŁOWSKI S. 1948 – Tatry Bielskie. Geologia zbroczy południowych. Pr. Państw. Inst. Geol., 4: 1–47.
- SPÖTL C. & BURNS S.J. 1991 – Formation of ¹⁸O-depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. Sediment., 38: 1041–1057.
- STINGL V. 1987 – Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandstein (Skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Tirol/Salzburg, Österreich). Geol. Rundschau, 76: 647–664.
- SZULC J., RYCHLIŃSKI T., GÖTZ A. & RUCKWIED K. 2004 – Triasowy rozwój basenu Fatricum na przykładzie osadów jednostki krizniańskiej w profilu Skupniów Uplaz-Boczań. [W:] Kędzierski M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) Geologia Tatr: ponadregionalny kontekst sedymentologiczny. Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Zakopane, 21–24.06.2004. Kraków.
- SZULCZEWSKI M. 1986 – Koncepcje i rzeczywistość klasyfikacji stratygraficznej. Prz. Geol., 34: 233–237.
- SZULCZEWSKI M. 1991 – Ewolucja metody w stratygrafii Karpat Zachodnich w pierwszej połowie XIX wieku. Kwart. Hist. Nauki i Tech., 36: 19–36.
- TOLLMANN A. 1976 – Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. Deuticke, Wien.
- TOZER E.T. 1967 – A standard for Triassic time. Geol. Surv. Canada Bull., 156: 1–103.
- UCHMAN A. 2004 – Tatry, ich skały osadowe i badania sedymentologiczne. [W:] Kędzierski M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.) Geologia Tatr: ponadregionalny kontekst sedymentologiczny. Polska Konferencja Sedymentologiczna, VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Zakopane, 21–24.06.2004. Kraków: 1–48.
- WAGNER R. (red.) 2008 – Tabela Stratygraficzna Polski. Karpaty. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Praca wpłynęła do redakcji 26.08.2009 r.

Po recenzji akceptowano do druku 25.05.2010 r.



MINISTERSTWO
ŚRODOWISKA

przegląd **GEOLOGICZNY**



TOM 58 • NR 11 (LISTOPAD) • 2010

Cena 12,00 zł
(w tym 0% VAT)

Indeks 370908
ISSN-0033-2151

Zdjęcie na okładce: Widok na Siwe Skały (Ornak) – izolowane wystąpienie piaskowców kwarcytowych dolnego triasu w obrębie trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich (zob. Szulczewski, str. 1070). Fot. E. Gaździcka

Cover photo: View of the Siwe Skały (Gray Crag), Mt. Ornak – an isolated occurrence of Lower Triassic quartzitic sandstones in the crystalline core of the Western Tatra Mts. (see Szulczewski, p. 1070). Photo by E. Gaździcka