

## Sedymentacja triasu w basenach Tatricum i Fatricum w Tatrach

Tomasz Rychliński, Piotr Jaglarz

*Instytut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2A; 30-063, Kraków*

**Słowa kluczowe:** ewolucja basenu, trias, jednostka wierchowa, jednostka krizniańska, Tatry

**Keywords:** basin evolution, Triassic, High-Tatric Unit, Krížna Unit, Tatra Mts.

### Streszczenie

Baseny Tatricum i Fatricum w triasie należały do północnego segmentu karpackiej części Zachodniej Tetydy. W najniższym triasie w obu jednostkach były deponowane sylikoklastyczne osady lądowe. W wyższej części wczesnego triasu rozpoczęła się transgresja morska, w skutek której omawiany obszar stał się rozległą sebką. Obszar ten był poddawany częstym wynurzeniom i silnym wpływom sedymencji terygeniczej. Cykliczność sedymencji morskiej we wczesnym i środkowym triasie była głównie kontrolowana zmianami eustatycznymi. W środkowym triasie powstała rampa węglanowa z ograniczoną cyrkulacją wód na której dominowały środowiska niskiej energii z incydentalnymi wpływami sztormów subtropikalnych. Epizodycznie polepszające się warunki cyrkulacji wód skutkowały pojawianiem się fauny bentonicznej. Wczesnodiagenetyczna dolomityzacja, liczne pseudomorfozy po siarczanach i pierwotnie aragonitowy skład wapieni świadczą o podwyższonym zasoleniu wód, będącym wynikiem dominacji klimatu gorącego i suchego oraz ograniczonej cyrkulacji wód. Suchy i gorący klimat wpłynął prawdopodobnie na ograniczenie dostawy materiału terygenicznego. Pod koniec środkowego triasu doszło do wynurzenia platformy węglanowej.

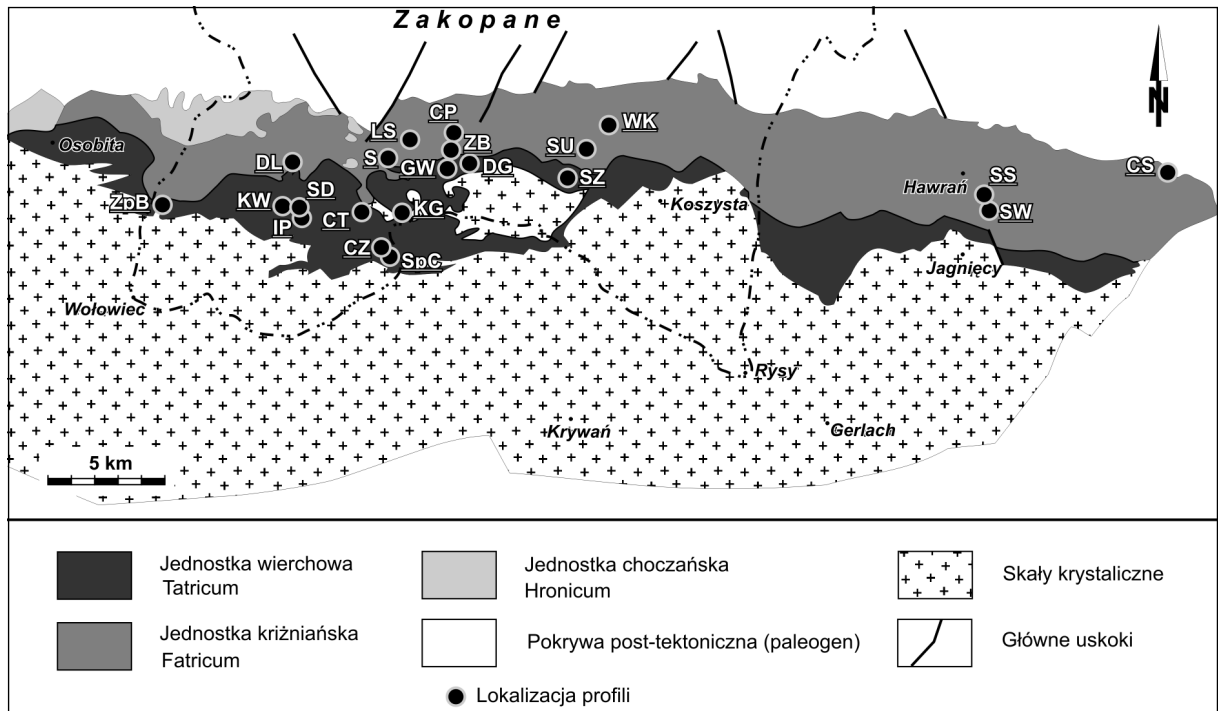
Głównymi czynnikami wpływającymi na procesy sedymencji w późnym triasie były intensywność tektoniki i kontrastowe wahania klimatu. Osady kajpru są zdominowane przez czerwone osady fluwialne, a wpływy morskie są reprezentowane głównie przez nadbrzeżne dolomity. Na przełomie noryku i retyku doszło do wyraźnego zróżnicowania środowisk sedymencji pomiędzy obydwoma basenami. W Fatricum były deponowane osady płytkomorskie, a w Tatricum przeważały ciemne osady fluwialne.

### Wprowadzenie

Artykuł poświęcony jest ewolucji basenów sedymencyjnych Tatricum i Fatricum w triasie na obszarze dzisiejszych Tatr. Wyniki badań dotyczących sukcesji osadów od najwyższego triasu (górnny olenek) do noryku, oparto o analizę kilkudziesięciu profili wspomnianej sekwencji osadów występujących w tatrzańskich jednostkach wierchowej – Tatricum i krizniańskiej – Fatricum, w Polsce i na Słowacji (Ryc. 1).

### Tło geologiczne

Baseny Tatricum i Fatricum w triasie należały do północnego segmentu karpackiej części Zachodniej Tetydy. W triasie położone były na południowej krawędzi Platformy Północnoeuropejskiej (Kozur, 1991; Michalík, 1993). Osady deponowane w basenach Tatricum i Fatricum tworzą obecnie serie osadowe odpowiednio jednostki wierchowej i jednostki regłowej dolnej (krizniańskiej), natomiast osady serii regłowej górnej (choczańskiej) były deponowane w basenie Hronicum (Andrusov i in., 1973; Kotański, 1979; Michalík & Gaździcki, 1980; Ryc. 1). Jednostka wierchowa składa się ze spoczywającego bezpośrednio na podłożu krystalicznym autochtonu (w znacznej części odkłutego od podłoża; zob. Dumont i in., 1996) oraz nasuniętego na niego z południa allochtonu wierchowego zbudowanego z płaszczowin Czerwonych Wierchów i Giewontu (np. Kotański, 1961). Jednostka wierchowa charakteryzującą się częstymi lukami stratygraficznymi zawiera sukcesję osadów od triasu do dolnego turonu (Wieczorek, 2000; Uchman, 2004). Pełny profil triasu zachowany jest miejscami jedynie w autochtonie. W allochtonie wierchowym profil osadów tego wieku kończy się na triasie środkowym, ponad którym zalega jura środkowa (Kotański, 1961). Na jednostkę wierchową kolejno z południa nasunięte są płaszczowiny regłowe: krizniańska i choczańska. Wśród jednostek regłowych najlepiej rozwinięta jest jednostka krizniańska, złożona z wielu płaszczowin cząstkowych i łusek tektonicznych (np. Goetel & Sokołowski, 1929; Sokołowski, 1948; Kotański, 1963; Bac, 1971). Osady jednostki regłowej obejmują sekwencje



**Ryc. 1.** Schematyczna mapa tektoniczna Tatr (Bac-Moszaszwili i in., 1979; zmodyfikowana) wraz z lokalizacją badanych profili: ZpB – Żleb pod Bobrowiec, KW – Kominiarski Wierch, SD – Dolina Smytnia, IP – Iwanowski Potok, CT – Żleb pod Chudą Turnię, CZ – Czerwone Żlebki, SpC – Stoły pod Ciemniakiem, KG – Kozi Grzbiet, GW – Giewont, DG – Długi Giewont, SZ – Dolina Stare Szalasiska, DL – Dolina Lejowa, S – Skoruśniak, LS – Łysanki, ZB – Żleb Banie, CP – Czerwona Przełęcz, SU – Skupniów Uplaz, WK – Wielki Kopieniec, SS – Przełęcz Szeroka Bielska, SW – Szalony Wierch, CS – Czerwona Skała

**Fig. 1.** Tectonic sketch-map of the Tatra Mts. (Bac-Moszaszwili et al., 1979; modified) with marked the studied sections: ZpB – Żleb pod Bobrowiec, KW – Kominiarski Wierch, SD – Dolina Smytnia, IP – Iwanowski Potok, CT – Żleb pod Chudą Turnię, CZ – Czerwone Żlebki, SpC – Stoły pod Ciemniakiem, KG – Kozi Grzbiet, GW – Giewont, DG – Długi Giewont, SZ – Dolina Stare Szalasiska, DL – Dolina Lejowa, S – Skoruśniak, LS – Łysanki, ZB – Żleb Banie, CP – Czerwona Przełęcz, SU – Skupniów Uplaz, WK – Wielki Kopieniec, SS – Przełęcz Szeroka Bielska, SW – Szalony Wierch, CS – Czerwona Skała

osadów od dolnego triasu po najniższy alb (Uchman, 2004).

Najstarszymi osadami triasu jednostek Tatricum i Fatricum w polskiej części Tatr są osady seisu, które w jednostce wierzchowej spoczywają bezpośrednio na trzonie krystalicznym (Turnau-Morawska, 1953; Roniewicz, 1959). Seis dolny zbudowany jest z czerwonych piaskowców kwarcowych z przeławiczeniami zlepieńców. Górną część osadów seisu stanowią przeławicające się piaskowce i łupki pstre z nielicznymi przeławiczeniami dolomitów (Turnau-Morawska, 1953; Roniewicz, 1959). Osady te były datowane na środkowy pstry piaskowiec (Fuglewicz, 1979), czyli wczesny olenek. Nad utworami sylikoklastycznymi leżą węglanowo-klastyczne osady górnego oleneku. Budują je tzw. seria wapieni i dolomitów komórkowych, która w górę profilu przechodzi w dolomity i brekcje dolomityczne, ciemne wapienie margliste (częściowo dedolomity) i ciemne mułowce wapniste warstw myoforiowych (Kotański, 1956; Jaglarz & Rychliński, 2010).

Osady środkowego triasu są zbudowane z przewarstwianych się ciemnych kalcylutyów (m. in. robaczkowych i pasiastych), kalkarenitów oraz wczesnodiaogenetycznych dolomitów. W jednostce krzyżniańskiej w ładynie dolnym dominują masywne doloarenity z diploporami, a w ładynie górnym dololutyty (Kotański, 1963).

Granica triasu środkowego i górnego w obu basenach charakteryzuje się lukami stratygraficznymi spowodowanymi blokowymi ruchami tektonicznymi fazy labińskiej (Kotański, 1961). Wyżej leży zróżnicowany facjalnie kajper karpacki. Osady kajpru są wykształcone w dwu facjach: sylikoklastycznej (zlepieńce, piaskowce kwarcowe, mułowce czerwone i pstre) oraz dolomito-mułowcowej (Kotański, 1959).

Najwyższa część sukcesji triasu (późny noryk–retyk) Tatricum jest zdominowana przez ciemne mułowce z kongrecjami żelazistymi i bogate w detrytus roślinny piaskowce kwarcytowe formacji tomanowskiej (Radwański, 1968; Michalík i in., 1976). Osady retyku Fatricum to wapienie, czarne margliste mułowce oraz dolomity (formacja fatrzańska; Michalík, 1980).

### Ewolucja środowiska sedymentacji

W najniższej części triasu (seisie) baseny Tatricum i Fatricum były obszarem sedymentacji sylikoklastycznej. Osady te są interpretowane jako utwory fluwialne, w wyższej części (wczesny olenek) z wpływami morskimi (Turnau-Morawska, 1953; Dżułyński & Gradziński, 1960). Mišík & Jablonský (2000) wskazywali na depozycję osadów sylikoklastycznych triasu dolnego przez okre-

sowe rzeki roztokowe na rozległej równi aluwialnej. Kierunki paleotransportu wskazują, że materiał klastyczny pochodził z północy (Dżułyński & Gradziński, 1960), a jego źródłem mógł być Masyw Bohemski lub Masyw Armorykański (Miśk & Jablonski, 2000).

W wyższej części wczesnego triasu (późny olenek) omawiany obszar znajdując się na peryferiach płytkiego zbiornika morskiego tworzył rodzaj sabkhy (Ryc. 2A). Dominowały tutaj facje hipersalinarnie (głównie dolomity) z ewaporatami. Położenie obszaru sprzyjało częstym wynurzeniom, czego efektem był rozwój krasu synsedymencyjnego (poziomów krasowych oraz brekcji kolapsyjnych związanych z rozpuszczaniem ewaporatów), struktur tipi i gleb kopalnych. Powtarzające się epizody emersji osadów sprzyjały także zjawisku dedolomityzacji (Jaglarz & Rychliński, 2010). Ponadto dużą rolę odgrywały drobnoziarniste osady terygeniczne, które były dostarczane albo podczas sporadycznych powodzi albo poprzez transport eoliczny. Sedymентация górnego olenku i triasu środkowego charakteryzująca się cyklicznością była kontrolowana głównie przez eustatyczne zmiany poziomu morza. Struktury generowane sejsmicznie mogą sugerować jednak, że baseny nie odznaczały się zupełną stabilnością tektoniczną (Jaglarz & Szulc, 2003; Rychliński & Szulc, 2005). W środkowym triasie przeważały środowiska niskiej energii, z incydentalnymi wpływami sztormów subtropikalnych. Środowisko sedymentacji miało charakter rampy węglanowej o ograniczonej cyrkulacji wód (Ryc. 2B). Najpłytsze facje są reprezentowane przez dolomity wczesnodiaogenetyczne. Podczas wynurzeń powstawały poziomy krasowe, brekcje kolapsyjne i struktury tipi. W najgłębszych partiach zbiorników, poniżej podstawy falowania, tworzyły się kalcyturyty (m.in. ze strukturami bioturbacyjnymi) z przeławiczeniami kalcyturbidytów generowanych przez sztormy oraz wapienie pasiaste. Wapienie gruboziarniste z peloidami, ooidami, intraklastami i bioklastami są interpretowane jako osady płyczn. Pomiedzy elewacjami deponowane były wapienie drobnoziarniste lub wapienie dolomityczne. Wczesnodiaogenetyczna dolomityzacja osadów, liczne pseudomorfozy po siarczanach, a także pierwotnie aragonitowy skład osadów świadczą o podwyższonym zasoleniu wód będącym generalnie wynikiem dominacji klimatu gorącego i suchego oraz ograniczonej wymiany wód z otwartym morzem. Epizodycznie polepszająca się cyrkulacja wód skutkowałą m.in. pojawianiem się fauny bentonicznej (Jaglarz & Uchman, 2010; Rychliński & Uchman, 2010). Arydyzacja klimatu w środkowym triasie prawdopodobnie wpłynęła także na ograniczenie dostawy do basenów materiału sylikoklastycznego.

Depozycja osadów kajpru karpackiego poprzedzona była emersją środkowotriasowej platformy węglanowej na granicy triasu środkowego i górnego, co umożliwiło rozwój procesów krasowych i pedogenicznych (Rychliński, 2008; Jaglarz, 2010). W kajprze dominują osady sylikoklastyczne interpretowane jako utwory efemerycznej równi aluwialnej (Ryc. 2C). Wpływy morskie odgry-

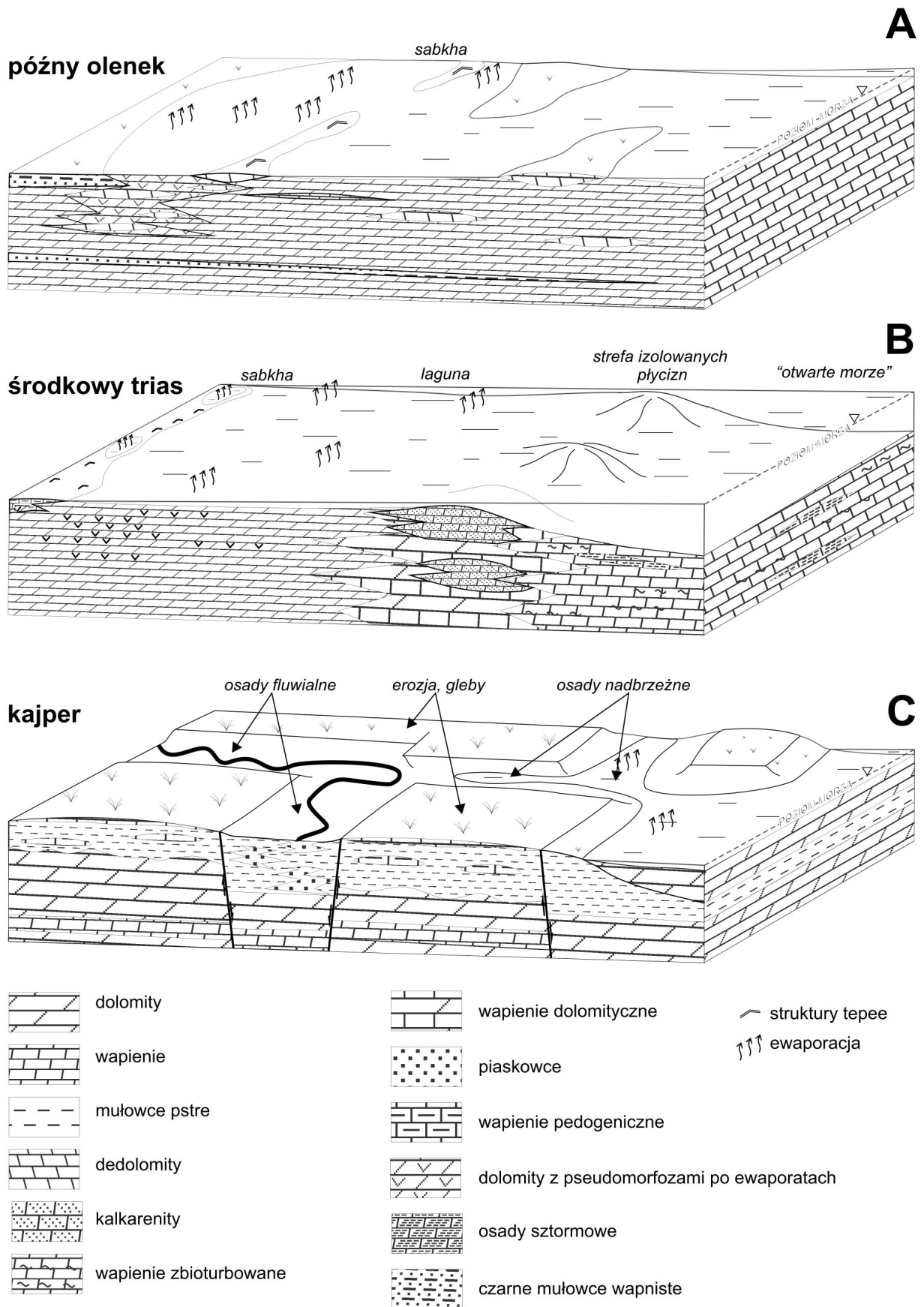
wały raczej podrzędną rolę. Osady morskie są reprezentowane głównie przez nadbrzeżne facje dolomitowe (Rychliński, 2008; Jaglarz, 2010). Zróźnicowanie facjalne było efektem blokowych ruchów tektonicznych, które można wiązać z aktywnością tektoniczną w strefie uskózków przesuwczych, umiejscowionej na północ od badanego obszaru (Michalik, 1993). Oprócz syndepozycyjnej tektoniki na sedymentację osadów kajpru oddziaływały wahania klimatu. Późny lądyn i wczesny karnik to okres wilgotniejszego klimatu z którym wiązał się rozwój krasu, paleogleb i intensyfikacja sedymentacji osadów terygenicznych (Rychliński, 2008; Jaglarz, 2010). Późny kajper jest natomiast okresem arydyzacji klimatu (Jaglarz, 2010).

Na przełomie noryku i retyku doszło do wyraźnego zróźnicowania facjalnego pomiędzy basenami Tatricum i Fatricum. W Tatricum dominowała sedymentacja lądowa, w Fatricum deponowane były osady morskie (Michalik, 1980). Do zróźnicowania sedymentacji doszło na skutek postępującej dezintegracji tektonicznej karpackiej części szelfu Zachodniej Tetydy (np. Michalik, 1993; Feist-Burkhardt i in., 2008). Osady kontynentalne (formacja tomanowska) były deponowane w depresjach kontynentalnych z epizodyczną sedymentacją powodziową i bagienno-jeziorną (Michalik i in., 1976, 1988). Depresje te były umiejscowione w dystalnych partiach rowów tektonicznych (Feist-Burkhardt i in., 2008). Obecnie sugeruje się, że osady formacji tomanowskiej mogą reprezentować proksymalną część systemu estuariowego (Jaglarz & Warchol, 2009). Masowe pojawienie się szczątków flory wskazuje na zwilgotnienie klimatu pod koniec noryku. Osady morskie Fatricum (formacja fatrzańska) reprezentują środowisko między- i niżejplywowe powyżej sztormowej podstawy falowania (Tomašovych, 2004; Michalik, 2007). Depozycja wapieni organodetrytycznych ze ślimakami, ramienionogami, małżami, otwornicami i koralowcami była związana z epizodami sztormowymi (Gaździcki i in., 1979; Michalik, 1980).

## Podsumowanie

Sąsiedztwo paleogeograficzne basenów Tatricum i Fatricum było przyczyną podobnego rozwoju facjalnego w obu domenach w triasie. Do generalnego zróźnicowania sedymentacji doszło dopiero pod koniec triasu.

We wczesnym triasie na omawianym obszarze rozpoczęła się sedymentacja osadów fluwialnych. W wyższej części wczesnego triasu rozpoczęła się transgresja morska związana z rozwojem oceanu Zachodniej Tetydy. Wcześniej speneplenizowany obszar Tatricum i Fatricum znajdował się w owym czasie na zapleczu tworzącej się platformy węglanowej. Strefa ta była w znacznym stopniu zasilana przez osady terygeniczne. W środkowym triasie na omawianym obszarze powstała platforma o charakterze rampy węglanowej. Pod koniec środkowego triasu doszło do wynurzenia platformy połączonego z rowojem krasu i procesów glebowych. Zmiany środowiska sedymentacji w późnym triasie były



**Ryc. 2.** Facje i środowiska sedymentacji późnego oleneku (A), triasu środkowego (B) oraz kajpru (C) basenów Tatricum i Fatricum

**Fig. 2.** Facies and sedimentary environments of the late Olenekian (A), Middle Triassic (B) and Keuper (C) of Tatricum and Fatricum basins

uwarunkowane przez synsedymencyjną tektonikę i zmiany klimatu. W kajprze deponowane były przeważnie osady lądowe, a podrzędnie nadbrzeżne osady węglanowe. Pod koniec noryku doszło do kolejnej transgresji morskiej. Na skutek intensyfikacji procesów tektonicznych doszło do wyraźnego zróżnicowania pomiędzy basenami Tatricum i Fatricum. Pierwszy był zdominowany przez sedymentację fluwialną, w drugim były deponowane osady morskie.

### Podziękowania

Autorzy dziękują dyrekcjom Tatrzańskiego Parku Narodowego oraz Tatranskýego Národného Parku za pozwolenie na realizację badań. Badania były finansowane z grantów MNiSW: PBN30703132/1609 (T.R) oraz 2P04D05229 (P.J), funduszów Uniwersytetu Jagiellońskiego (DS i BW) oraz IAS Postgraduate Grant Scheme, 2004 (P.J.).

### Sedimentation of the Triassic sequence in Tatricum and Fatricum basins (Tatra Mts.)

Tatricum and Fatricum basins belonged to the northern segment of the Carpathian part of the Western Tethys in Triassic time. In the earliest Triassic time, continental siliciclastics were deposited in both units. In late Early Triassic time the discussed area became the broad sabkha as a result of marine transgression. This area was commonly emerged and strongly influenced by terrestrial sedimentation. Cyclicity of marine sedimentation during Early-Middle Triassic was mainly controlled by the eustatic changes. During Middle Triassic time, restricted carbonate ramp developed. It was dominated by fair-weather sedimentary environments influenced by incidentally subtropical storms. Episodic improvement of marine circulation resulted in the appearance of benthic fauna. Early-diagenetic dolomitization, abundant pseudomorphs after sulfates and original aragonite composition of limestone are evidences of salinity increase. Hypersaline conditions are a result of hot and arid climate and restricted marine circulation. Moreover, such climate conditions probably restricted a supply of terrigenous material. At the end of Middle Triassic the carbonate platform was emerged. In Late Triassic time, main controlling factors of sedimentation were tectonic activity and climate changes. Keuper sediments are dominated by red fluvial clastics, however coastal dolostones represent marine influences. On the Norian/Rhaetian boundary diversification of sedimentary environments between both basins took place. Shallow-marine sediments were deposited in Fatricum Basin, whereas dark fluvial clastics dominated in Tatricum.

### Literatura

Andrusov D., Bystrický J. & Fusán O., 1973. Outline of the structure of the West Carpathians. Introductory

Excursion Guide-book. X Congress of Carpathian-Balkan Geological Association. Bratislava, Geologický Ústav Dionýza Štúra.

- Bac M., 1971. Tektonika jednostki Bobrowca w Tatrach Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 21, s. 279–317.
- Bac-Moszaszwili M., Burchart 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, 1:30 000. Warszawa, Wydawnictwa Geologiczne.
- Dumont T., Wiczorek J., Bouillin J. P., 1996. Inverted Mesozoic rift structures in the Polish Western Carpathians (High-Tatric units). Comparison with similar features in the Western Alps. *Eclogae Geologicae Helveticae*, 89, s. 181–202.
- Dźułyński S. & Gradziński R., 1960. Source of the Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. *Bulletin de L'Académie Polonaise des Sciences*, 8, s. 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., Ruffer T., Török Á., Zühlke R., 2008. Triassic. [w:] McCann T. (red.), *The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. London, Geological Society.
- Fuglewicz R., 1979. Megaspores found in the earliest Triassic deposits of Tatra Mts. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49, s. 271–275.
- Gaździcki A., Michalík J., Planderová E. & Sýkora M., 1979. An Upper Triassic-Lower Jurassic sequence in the Križna nappe (West Tatra mountains, West Carpathians, Czechoslovakia). *Západné Karpaty, Geológia*, 5, s. 119–148.
- Goetel W. & Sokołowski S., 1929. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 6, s. 235–301.
- Jaglarz P., 2010. Facies and sedimentary environment of the carbonate-dominated Carpathian Keuper from the Tatricum domain: results from the Dolina Smytnia Valley (Tatra Mts., Southern Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 80 [w druku].
- Jaglarz P. & Rychliński T., 2010. Uwagi do nomenklatury skał węglanowych triasu tatrzańskiego. *Przegląd Geologiczny*, 58, s. 327–334.
- Jaglarz P. & Szulc J., 2003. Middle Triassic evolution of the Tatricum sedimentary basin: an attempt of sequence stratigraphy to the Wierchowa Unit in the Polish Tatra Mts. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73, s. 169–182.
- Jaglarz P. & Uchman A., 2010. A hypersaline ichnoassemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292, s. 71–81.
- Jaglarz P. & Warchoń M., 2009. Facies and depositional environment of the Tomanová Formation (Tatra Mts., Poland). 6<sup>th</sup> Annual Conference of SEPM-CES Sedi-

- ment 2009, Polish Geological Institute, Kraków 24–25 June 2009, s. 129.
- Kotański Z., 1956. Kampil wierchowy w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 6, s. 65–73.
- Kotański Z., 1959. Stratygraphy, sedimentology and paleogeography of the high-tatric Triassic in the Tatra Mts. *Acta Geologica Polonica*, 9, s. 113–145.
- Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeograficzna pasma wierchowego w Tatrach. *Acta Geologica Polonica*, 11, s. 186–476.
- Kotański Z., 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. *Acta Geologica Polonica*, 13, s. 317–385.
- Kotański Z., 1979. Pozycja Tatr w obrębie Karpat Zachodnich. *Przegląd Geologiczny*, 27, s. 359–369.
- Kozur H., 1991. The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 8, s. 109–135.
- Michalík J., 1980. A paleoenvironmental and paleoecological analysis of the West Carpathian part of the Tethyan nearshore region in the latest Triassic time. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 85, s. 1047–1064.
- Michalík J., 1993. Mesozoic tensional basins in the Alpine-Carpathian shelf. *Acta Geologica Hungarica*, 36, 395–403.
- Michalík J., 2007. Sedimentary rock record and microfacies indicators of the latest Triassic to mid-Cretaceous tensional development of the Zliechov Basin (Central Western Carpathians). *Geologica Carpathica*, 58, s. 443–453.
- Michalík J. & Gaździcki A., 1980. Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska?. *Przegląd Geologiczny*, 28, s. 616–619.
- Michalík J., Planderová E. & Sýkora M., 1976. To the stratigraphic and paleogeographic position of the Tomanová Formation in the uppermost Triassic of the West Carpathians. *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 27, s. 299–318.
- Michalík J., Kátlovský V. & Hlušík A., 1988. Plant remains in the Tomanová Formation (uppermost Triassic, West Carpathians): their origin, composition and diagenetic alteration. *Geologický Zborník – Geologica Carpathica*, 39, 523–537.
- Mišík M. & Jablonský J., 2000. Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: transport directions, source of clastics. *Geologica Carpathica*, 51, s. 251–264.
- Radwański A., 1968. Studium petrologiczne i sedimentologiczne retyku wierchowego Tatr. *Studia Geologica Polonica*, 25, s. 5–146.
- Roniewicz P., 1959. Cechy sedimentacyjne seisu wierchowego. *Acta Geologica Polonica*, 9, 301–317.
- Rychliński T., 2008. Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper deposits from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 78, s. 1–18.
- Rychliński T. & Szulc J., 2005. Facies and sedimentary environments of the Upper Scythian-Carnian succession from the Belanské Tatra Mts., Slovakia. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75, s. 155–169.
- Rychliński T. & Uchman A., 2010. Skamieniałości słodowe wczesnego i środkowego triasu domeny Faticum w Tatrach i ich znaczenie paleośrodowiskowe. *Przegląd Geologiczny*, 58 [w druku].
- Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. *Geologia zbroczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4, s. 1–45.
- Tomašových A., 2004. Microfacies and depositional environment of an Upper Triassic intra-platform carbonate basin: the Fatic Unit of the West Carpathians (Slovakia). *Facies*, 50, s. 77–105.
- Turnau-Morawska M., 1953. Uwagi o sedimentacji wrfenu tatrzańskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 23, s. 37–52.
- Uchman A., 2004. Tatry, ich skały osadowe i badania sedimentologiczne. [w:] Kędziński, M., Leszczyński S. & Uchman A. (red.), *Polska Konferencja Sedymtologiczna POKOS, Polskie Towarzystwo Geologiczne, Zakopane 21–24 czerwca 2004*, s. 5–21.
- Wieczorek J., 2000. Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians). *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten, Wien*, 44, s. 241–262.