W: Budowa geologiczna Polski. Tom 2. Tektonika (red. P. Aleksandrowski, K. Zglinicki): 333–428. Warszawa, 2026

MEZOZOICZNO-KENOZOICZNE PASMO OROGENICZNE KARPAT WRAZ Z ZAPADLISKIEM PRZEDGÓRSKIM

6

Dušan Plašienka, Edyta Jurewicz, Piotr Krzywiec, Mirosław Ludwiniak, Tomasz Malata, Michał Bukała, Jacek Grabowski, Michał Krobicki, Jacek Szczygieł, Grzegorz Staryszak

Współredakcja Jacek Grabowski

6.1. WPROWADZENIE

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Europejska część alpidów tworzy złożony system kolizyjnych pasm orogenicznych powstałych w mezozoiku i kenozoiku. Ich ewolucja była związana z otwieraniem i zamykaniem szeregu basenów oceanicznych zachodniej części Tetydy oraz środkowego Atlantyku. Alpidy środkowoeuropejskie składają się z dwóch gałęzi orogenicznych o przeciwstawnej wergencji. Gałąź północna biegnie od Alp Wschodnich w kierunku północno-wschodnim i zamyka ku wschodowi wielką pętlę karpacką. Na obszarach Polski i Słowacji gałąź ta wykazuje wergencję struktur fałdowo-nasuwczych skierowaną na zewnątrz pętli karpackiej, w kierunku platformy europejskiej (fig. 1). Gałąź południowa, o wergencji południowej do południowo-zachodniej, rozciąga się ku wschodowi/południowemu wschodowi, łącząc Alpy Południowe z Dynarydami. Obie gałęzie są rozdzielone obszernym basenem anońskim, którego osady przykrywają i maskują wzajemne połączenia przedkenozoicznych alpejsko-karpacko-dynarskich struktur orogenicznych.

Zachodniokarpacki odcinek alpidów stanowi najbardziej na północ w Europie wysunięty łuk oroklinalny, zlokalizowany na terytorium pięciu państw: wschodniego skrawka Austrii, wschodnich Moraw i Śląska w północno-wschodniej części Republiki Czeskiej, w południowej Polsce, na zachodzie Ukrainy, północy Węgier i na obszarze praktycznie całej Słowacji. Granice geologiczne Karpat Zachodnich są prowadzone dosyć arbitralnie i w zróżnicowany sposób przez poszczególnych autorów. Granica zachodnia – z Alpami Wschodnimi – jest zazwyczaj lokalizowana w tzw. Bramie Karnuntum[1], tj. obniżeniu pomiędzy Małymi Karpatami a górami Leitha, a następnie przedłużana ku północy w kierunku granicy pomiędzy strefą Waschbergu a jednostką żdanicką Karpat zewnętrznych na granicy państwowej Czech i Austrii (fig. 1). Ku południowi zaś prowadzona jest ku najbardziej na zachód wysuniętym odsłonięciom Średniogórza Zadunajskiego (ang. *Transdanubian Range*), skąd ku północnemu wschodowi granica jest poprowadzona, pod przykryciem osadów kenozoicznych, wzdłuż środkowo-węgierskiej strefy uskokowej (ang. *Mid-Hungarian Fault Zone; MHFZ*). Jest to ważna, regionalna, kenozoiczna strefa przesuwcza, ciągnąca się od lineamentu peryadriatyckiego (ang. *Peri-Adriatic Lineament*) pomiędzy Alpami Południowymi i Wschodnimi (fig. 1), ku wewnątrzkarpackiemu terranowi Cisy (ang. *intra-Carpathian Tisia Terrane* lub *Tisza Megaunit*) oraz pasmu fliszowemu Szolnok (ang. *Szolnok Flysch Belt*; zob. fig. 2). Według tego poglądu (por. Plašienka, 2018a), jednostki tektoniczne Średniogórza Zadunajskiego oraz Gór Bukowych (węg. *Bükk*) stanowią pojurajskie elementy składowe Karpat Zachodnich, pomimo tego, że wykazują bliskie związki litostratygraficzne i strukturalne z odpowiednio południowymi Alpami i Dynarydami (por. Plašienka, 2018a).

Północna granica Karpat Zachodnich przebiega wzdłuż południowej krawędzi zapadliska przedkarpackiego, obejmującą również zdeformowane fragmenty wewnętrznej części zapadliska (fig. 1).

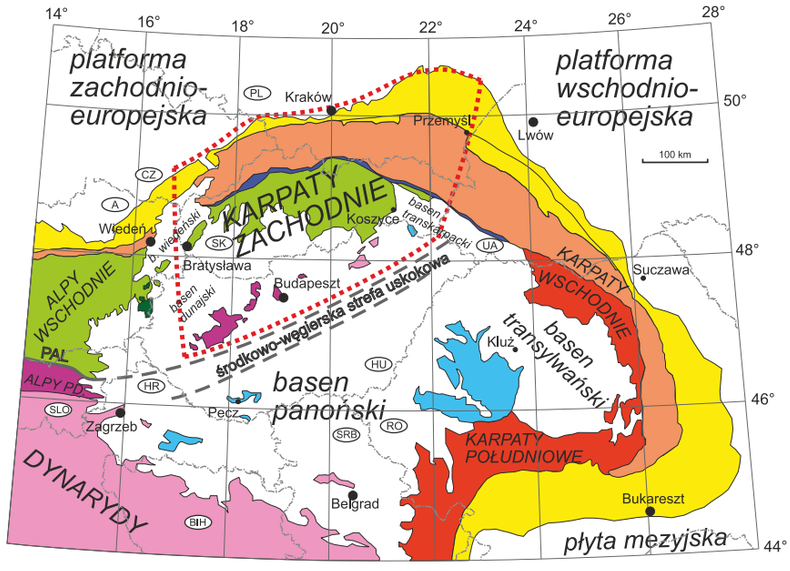
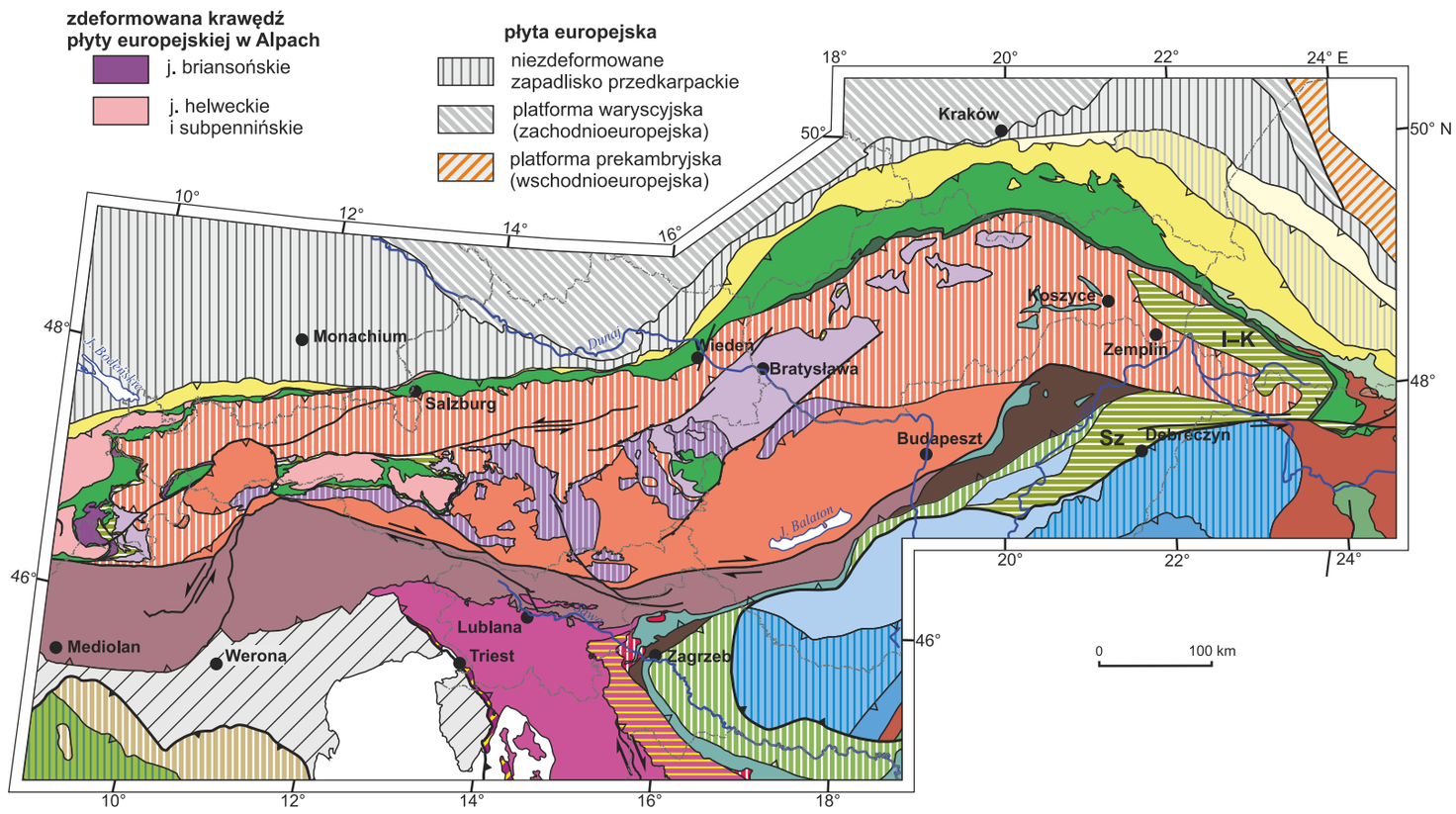


FIG. 1. Położenie Karpat Zachodnich w środkowoeuropejskiej części alpejsko-himalajskiego systemu orogenicznego. Linia kropkowana przedstawia granice Karpat Zachodnich przyjęte w niniejszym opracowaniu. PAL – lineament peryadriatycki

[1] Nazwa od stanowiska archeologicznego w NE Austrii, w którym odsłonięto pozostałości rzymskiego obozu wojskowego.



zdeformowane jednostki zapadliska przedgórskiego i Karpat zewnętrznych (grupy: brzeżna i średnia)

- j. podśląska, śląska, dukielska i molasa allochtoniczna (Alpy)
- j. skolska
- j. borysławsko-pokucka, stebnicka i zgłobicka

megajednostka Cisy (systemy płaszczowinowe)

- Codru
- Bihor
- Mecsek

megajednostka Dacji

- j. subbukowińskie, bukowińskie, Biharia, supragetyckie

strefy szwów tektonicznych

- Piemont–Liguria, Inacovce–Krichevo (I–K), Szolnok (SZ)
- Sava
- Ceahlau–Severin
- pieniński pas skałkowy
- Valais, j. reńsko-danubijska, j. magurska
- j. zachodniego Wardaru
- j. wschodniego Wardaru

jednostki allochtoniczne w Dynarydach

- j. Gór Bukowych i j. Jadar–Kopaonik
- j. Drina–Ivanjica
- j. wsch. Bośni–Durmitoru
- j. „prekrasowa” (*pre-Karst*) i j. fliszu bośniackiego
- j. Wysokiego Krasu (*High Karst*)
- j. dalmackie

jednostki allochtoniczne w Apeninach

- płaszczowiny liguryjskie
- płaszczowina toskańska

płyta adriatycka

- przedpole pd. Alp, Apeninów i Dynarydów

jednostki allochtoniczne w Alpach i Karpatach Zachodnich

- j. Alp Południowych
- j. austroalpejskie górne i j. zachodnich Karpat Wewnętrznych
- wczesno-alpejskie (kredowe) pasma metamorficzne
- j. austroalpejskie górne i j. zachodnich Karpat Centralnych
- j. austroalpejskie dolne, infratatrikum, tatrikum

- nasunięcie
- uskok zrzutowy
- uskok przesuwczy

FIG. 2. Mapa tektoniczna Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich, z obszarami sąsiadującymi (wg Schmida i in., 2020 – zmodyfikowano; zob. fig. 52 w podrozdziale 6.8)

6 Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

Wyznaczenie wschodniej granicy Karpat Zachodnich jest bardziej problematyczne (Żytko, 1999a). Niektóre z elementów tektonicznych uważanych za typowo zachodniokarpackie, jak np. pieniński pas skałkowy czy też jednostka śląska Karpat Zewnętrznych, kontynuują się dość daleko na wschód bez żadnych widocznych zmian, czy to facjalnych, czy strukturalnych. Jednak część elementów zachodniokarpackich zanika ku wschodowi (jednostki austroalpejskie i ich ekwiwalenty karpackie) lub występuje w bardzo zredukowanej formie (jednostka magurska Karpat Zewnętrznych). Pojawiają się też elementy nowe, charakterystyczne tylko dla zewnętrznych Karpat Wschodnich, np. płaszczowina skolska lub porkulecka. W obecnym opracowaniu wschodnią granicę Karpat Zachodnich poprowadzono wzdłuż linii łączącej sigmoidę przemyską i skrajnie wschodnie wystąpienia jednostek austroalpejskich (centralnokarpackich; fig. 1).

W tak zarysowanych ramach system tektoniczny Karpat Zachodnich wykazuje bliskie podobieństwa, ale także istotne różnice w stosunku do Alp Wschodnich. Dominujące analogie wynikają ze wspólnego, przedoligoceńskiego rozwoju paleotektonicznego obu systemów (np. Schmid i in., 2008, 2020). Z drugiej strony, ich późnokenozoiczna ewolucja potoczyła się odmiennie. W Alpach Wschodnich kenozoiczna kolizja orogeniczna była stosunkowo silna i w znacznym stopniu zmodyfikowała kredowe i paleogeńskie struktury tektoniczne. Karpaty Zachodnie znalazły się poza strefą tej kolizji, wskutek przemieszczenia – tzw. ucieczki tektonicznej – ku północnemu wschodowi, stowarzyszonego z powstaniem licznych basenów ekstensyjnych, intensywnym wulkanizmem i spektakularnymi rotacjami tektonicznymi (np. Ratschbacher i in., 1991a, b; Csontos i in., 1992, 2025; Nemčok i in., 1998a; Sperner i in., 2002; Márton i in., 2016; Kováč i in., 2017). Procesy te objęły szczególnie intensywnie obszar przejściowy pomiędzy dzisiejszymi domenami alpejską, karpacką i panońską. Jest on obecnie pokryty syn- i postorogenicznymi neogeńskimi osadami basenów zachodniej części systemu panońskiego (fig. 1, 3), dlatego też wiele aspektów dotyczących związków przestrzennych i genetycznych pomiędzy jednostkami strukturalnymi ich przedneogeńskiego podłoża wciąż stanowi wyzwanie dla badaczy. Niemniej, styk Alp i Karpat dostarcza ciekawych i komplementarnych obserwacji, jako że oba systemy górskie – ze względu na zupełnie inny poziom głębokościowy rozcięcia erozyjnego – ukazują odmienne plany strukturalne zasadniczo tych samych jednostek tektonicznych. Zapis niektórych wydarzeń tektonicznych, głównie starszych, odsłonięty i dawno opisany w Alpach, bywa pogrzebany i niedostępny do bezpośrednich badań w Karpatach. Z kolei zapis młodszych zdarzeń orogenicznych zachował się w Karpatach, podczas gdy w Alpach został usunięty wskutek erozji. Tak więc dopiero połączenie danych z sąsiadujących obszarów Alp i Karpat pozwala na stworzenie kompletnego zapisu historii strukturalnej, który powinien być uwzględniony w regionalnych korelacjach oraz przy tworzeniu modeli ewolucji tektonicznej.

Karpaty Zachodnie, do których w tym ujęciu zaliczamy niemal całość Karpat polskich i słowackich, wykazują budowę strefową, charakterystyczną dla wszystkich orogenów kolizyjnych. Strefowość polega na wyraźnym następstwie czasowym głównych faz deformacji tektonicznych: w ogólnym zarysie najwcześniejsze deformacje wystąpiły w południowej części orogenu, a najpóźniejsze w części północnej. Szczególną rolę w podziale tektonicznym Karpat Zachodnich pełni pieniński pas skałkowy, który oddziela Karpaty zewnętrzne od Karpat centralnych i wewnętrznych (fig. 1). W uproszczonym ujęciu modelu tektoniki płyt Karpaty zewnętrzne reprezentują kenozoiczną pryzmę akrecyjną, nasuniętą na brzeg płyty europejskiej. Karpaty centralne i wewnętrzne stanowią natomiast górną płytę kenozoicznego

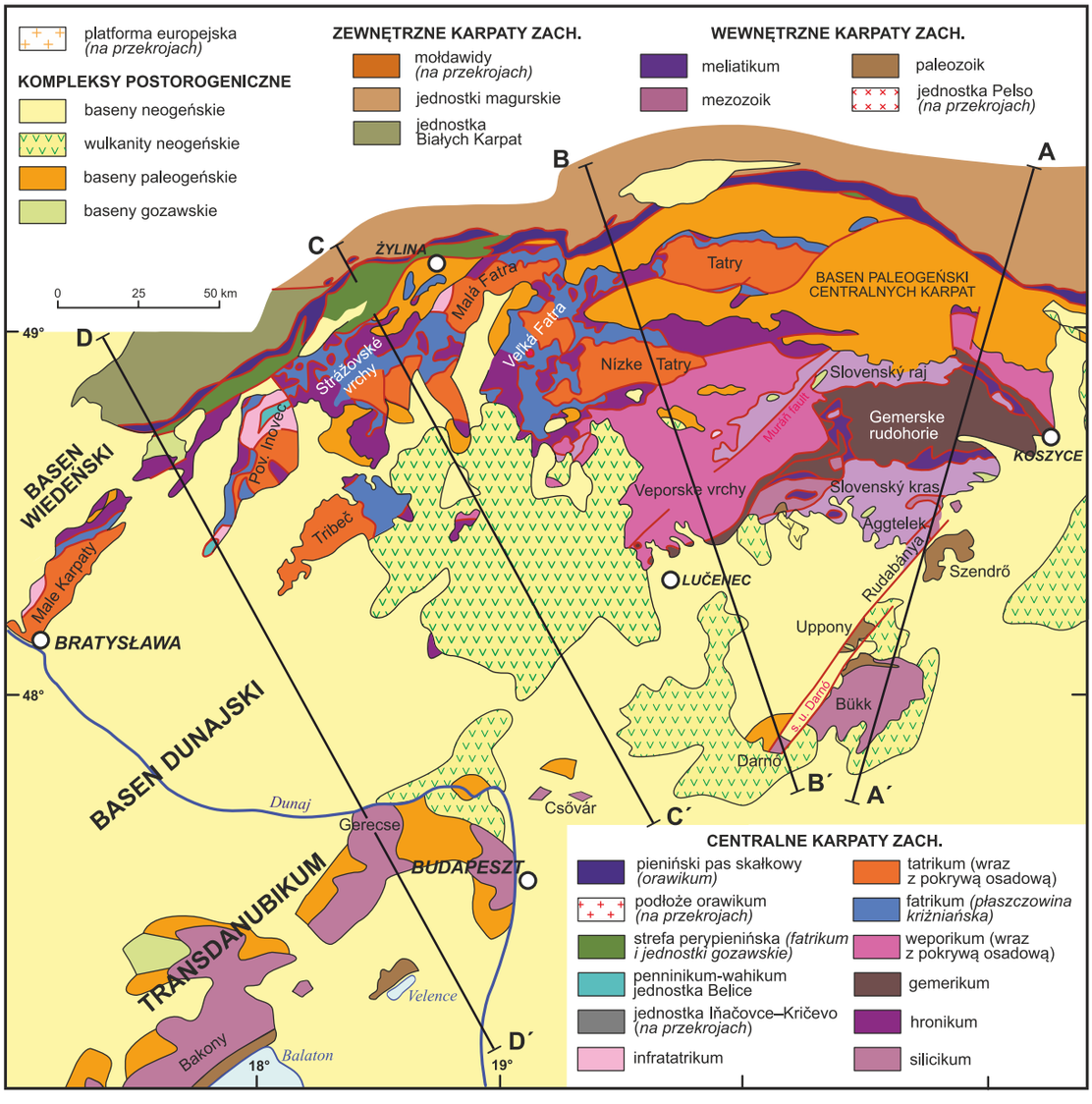


FIG. 3. Szkic tektoniczny Karpat centralnych i wewnętrznych. Interpretacja linii przekrojów (A–D) zob. fig. 5



FIG. 4. Paleogeografia obszaru zachodniej Tetydy we wczesnej kredzie (wg Plašienki, 2003b – zmodyfikowano). Kolorem żółtym zaznaczono kontynenty, kolorem niebieskim – obszary oceaniczne. BR – strefa briansońska; AA – jednostki austroalpejskie; CC – Karpaty centralne; CS – basen Ceahlău–Severin; IC – Karpaty wewnętrzne; MG – Magura; OR – orawikum; RD – basen reńsko-dunajski; RH – Rodopy; SA – Alpy Południowe; SS – basen Szolnok-Sava; VL – ocean Valais

systemu orogenicznego, która uległa konsolidacji w efekcie nasunięć płaszczowinowych i fałdowań w kredzie, a następnie w kenozoiku podlegała głównie ekstensji.

Model tektoniki płyt zakłada obecność w orogenie kolizyjnym przynajmniej jednego szwu oceanicznego, oddzielającego dolną i górną płytę. Pomimo że w pienińskim pasie skałkowym nie ma obecnie typowych kompleksów ofiolitowych, charakteryzuje się on wyraźnie odmiennym rozwojem sedymentacyjno-tektonicznym, różniącym go od Karpat zewnętrznych oraz centralnych i wewnętrznych, można więc założyć, że stanowi on granicę płyt, czyli odpowiednik szwu tektonicznego (np. Plašienka, 2011, 2018a).

Pomiędzy Karpatami centralnymi i wewnętrznymi występuje też drugi szew tektoniczny, charakteryzujący się obecnością melanżów ofiolitowych oraz wysokociśnieniowych skał metamorficznych w facji łupków błękitnych. Jest to pozostałość oceanu Meliata, będąca śladem wcześniejszej kolizji w późnej jurze i wczesnej kredzie (fig. 4; zob. Kozur, 1991; Dallmeyer i in., 2008; Kovács i in., 2010, 2011). Z obecności obu szwów wynika konieczność podziału Karpat Zachodnich na trzy części: wewnętrzne Karpaty na południu, Karpaty centralne w części środkowej oraz Karpaty zewnętrzne wraz z pienińskim pasem skałkowym – na północy (Plašienka i in., 1997; Froitzheim i in., 2008; Plašienka, 2018a). Syntetyczny opis polskiej części Karpat centralnych, pienińskiego pasa skałkowego i Karpat zewnętrznych, wraz z aspektami geofizycznymi i geotermalnymi, można znaleźć w pracy Golonki i in. (2005).

6.2. WEWNĘTRZNE I CENTRALNE KARPATY ZACHODNIE

6.2.1. Wewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty wewnętrzne)

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Karpaty wewnętrzne są usytuowane na południe od tektonicznego szwu oceanu Meliata. Obejmują one kompleks skał osadowych i wulkanicznych, od dolnego paleozoiku po kredę, słabo zmetamorfizowanych lub niezmetamorfizowanych, zdeformowanych tektonicznie podczas orogenez waryscyjskiej i alpejskiej. Kompleks ten zalicza się do tzw. megajednostki Pelso (fig. 5, 6), obejmującej jednostkę Średniogórza Zadunajskiego (oryginalna łacińska nazwa używana na Słowacji: *Transdanubicum*) na zachodzie oraz jednostkę Gór Bukowych (ang./węg. *Bükk unit*; łac./węg./słow. *Bükkicum*) na wschodzie (fig. 3; Haas, Péró, 2004; Császar i in., 2013; Haas i in., 2013, 2014). Obie jednostki są pokryte osadami kenozoiku, co utrudnia określenie ich wewnętrznej struktury, a także rozpoznanie kontaktu między nimi. Megajednostka Pelso zajmuje pozycję górnej płyty w stosunku do szwu oceanu Meliata (fig. 5, 6).

Jednostka Średniogórza Zadunajskiego od południowego wschodu jest ograniczona, regionalnych rozmiarów, środkowo-węgierską strefą uskokową (ang. *Mid-Hungarian Fault Zone*) – fig. 1, 2, 5D. Strefa ta kontynuuje się w kierunku południowo-zachodnim, gdzie łączy się ze strefą lineamentu peryadriatyckiego, który oddziela Alpy Zachodnie i Wschodnie od Alp Południowych (np. Haas i in., 2000; Schmid i in., 2020). Dlatego też jednostka Średniogórza Zadunajskiego jest uważana za element pochodzenia austroalpejskiego lub południowoalpejskiego (fig. 1, 2). Podłoże jednostki zawiera dolnopaleozoiczny kompleks wulkaniczno-osadowy z intruzjami permskich granitoidów. Pokrywa osadowa rozpoczyna się osadami klastycznymi górnego karbonu (lądowymi i płytkomorskimi, z przeławiceniami ewaporatów), na których leżą miąższe osady triasowych platform węglanowych (głównie środkowy i górny trias), podrzędnie ze śródszelfowymi formacjami basenowymi, oraz różnorodne osady pełnomorskie jury i dolnej kredy, przykryte niezgodnie górną kredą i paleogenem (Haas i in., 2014).

Jednostka Gór Bukowych, obejmująca też mniejsze izolowane masywy (Darnó, Uppony, Szendrö), zawiera różnorodne kompleksy skalne górnego paleozoiku oraz triasu i jury (np. Haas i in., 2013). Zostały one dotknięte metamorfizmem wieku alpejskiego o stopniu bardzo niskim lub niskim oraz deformacjami podatnymi, związanymi ze strukturami fałdowo-nasuwczymi o południowo-wschodniej wergencji (Csontos, 1999; Pelikán i in., 2005). Brak zapisu metamorfizmu wieku waryscyjskiego (również w kompleksach dolnopaleozoicznych, zob. Árkai, 1983; Árkai i in., 1995) wskazuje, że ta jednostka znajdowała się poza strefą kolizji, najprawdopodobniej na przedpolu południowego odgałęzienia waryscydów europejskich (np. Neubauer i in., 2022 i cytowania tamże). Jednostkę Gór Bukowych uważa się za element dynarski (np. Filipović i in., 2003; Kovács i in., 2010), wciśnięty pomiędzy jednostki Karpat centralnych i Cisy w wyniku ruchów przesuwczych w środkowym miocenie (np. Schmid i in., 2008).

Enigmatyczna **jednostka zemplińska** (łac./słow. *Zemplinicum*) jest reprezentowana przez pojedynczy izolowany masyw odsłaniający się spod osadów mioceńskich depresji transkarpackiej (Kováč i in., 1995), na wschód od Koszyc (fig. 1, 2). Jednostka zawiera podłoże krystaliczne oraz pokrywę osadową od górnego karbonu po środkowy trias (Kobulský i in., 2012; Haas i in., 2014; Vozárová i in., 2022). Występuje na wschodnim styku zachodnich Karpat centralnych i wewnętrznych, prawdopodobnie łącząc się z jednostkami Iňačovce–Kričevo oraz Szolnok (fig. 2). Pochodzenie jednostki jest sporne. Korelowano ją ze strefą północno-weporską (Vozárova, Vozár, 1988), strefą Mecsek megajednostki Cisy (Grecula, Egyud, 1977; Grecula, Varga, 1979; Plašienka i in., 1997) oraz z jednostkami orawskimi (grzbiet czorsztyński) pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 2020).

Wczesnokredowe struktury tektoniczne Wewnętrznych Karpat Zachodnich są pokryte osadami górnej kredy, paleogenu i neogenu oraz kompleksami wulkanicznymi. Baseny grupy gozawskiej występujące również w Alpach (np. Faupl i in., 1987) są wypełnione w spągu kontynentalnymi osadami senonu (boksyty, mułowce węglonośne), na których zalegają rzeczno-jeziorne piaskowce, zawierające węgle typu paralicznego, przechodzące ku górze w platformy węglanowe z biohermami rudystowymi i osady nerytyczne w centrach basenów (np. Wagreich, Marschalko, 1995; Willingshofer i in., 1999; Tari, Linzer, 2018).

Nowy, kenozoiczny cykl sedymentacyjny rozpoczyna się w środkowym eocenie. Osady przybrzeżne i nerytyczne systemu basenów północnych Węgier i południowej Słowacji sięgają wiekowo aż do wczesnego miocenu (np. Kováč i in., 2017).

6.2.2. Zewnętrzna strefa internidów Karpat Zachodnich (Karpaty centralne)

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Karpaty centralne tworzą trzon orogenu Karpat Zachodnich. Są one klasycznym przykładem obszaru o dobrze udokumentowanej budowie płaszczowinowej (np. Plašienka, 1997). Wyróżnia się tam trzy systemy płaszczowinowe z podłożem krystalicznym (od najniższego do najwyższego): tatrikum (system tatrzański lub tatrydy; łac./sk. *Tatricum*), weporikum (system weporski lub weporydy; łac./słow. *Veporicum*) i gemerikum (system gemerski lub gemerydy; łac./słow. *Gemericum*) oraz trzy systemy płaszczowin zbudowanych ze skał osadowych: fatrikum (system fatrzański, łac./słow. *Fatricum*), hronikum (system hroński, łac./słow. *Hronicum*) i silicikum (system silicki, łac./słow. *Silicicum*) (np. Andrusov, 1968; Andrusov i in., 1973; Mello, 1979; Maheľ, 1983a; Plašienka, 1998, 1999b; fig. 5–7). Część z tych systemów płaszczowinowych znanych z obszaru Tatr ma swoje nazewnicze odpowiedniki ugruntowane w polskiej literaturze geologicznej od początków XX w. (np. Limanowski, 1911; Rabowski, 1959; Kotański, 1961; Książkiewicz, 1972; Bac-Moszaszwili i in., 1979; Passendorfer, 1983). System tatrzański jest przez polskich geologów określany jako jednostka (płaszczowina) wierchowa (słow. *obalová jednotka*), fatrzański – jako jednostka (płaszczowina) reglowa dolna (lub križnianska – słow. *krížňanský príkrov*), hroński – jako jednostka (płaszczowina) reglowa górna (lub choczańska, słow. *chočský príkrov*).

Strefa szwu tektonicznego oceanu Meliata (Kozur, 1991; Kovacs i in., 2010, 2011) na pograniczu Karpat wewnętrznych i centralnych obejmuje silnie zdeformowane jednostki o charakterze płaszczowin osadowych: meliatikum (jednostka meliacka, łac./sk. *Meliaticum*), turnaikum (jednostka turnajska, łac./słow. *Turnaicum*) i silicikum (łac./słow. *Silicicum*). Jednostki te są czasem określane jako pasmo słańskie, ang. *Slaná Belt* (zob. Plašienka, 2018a; zob. fig. 6).

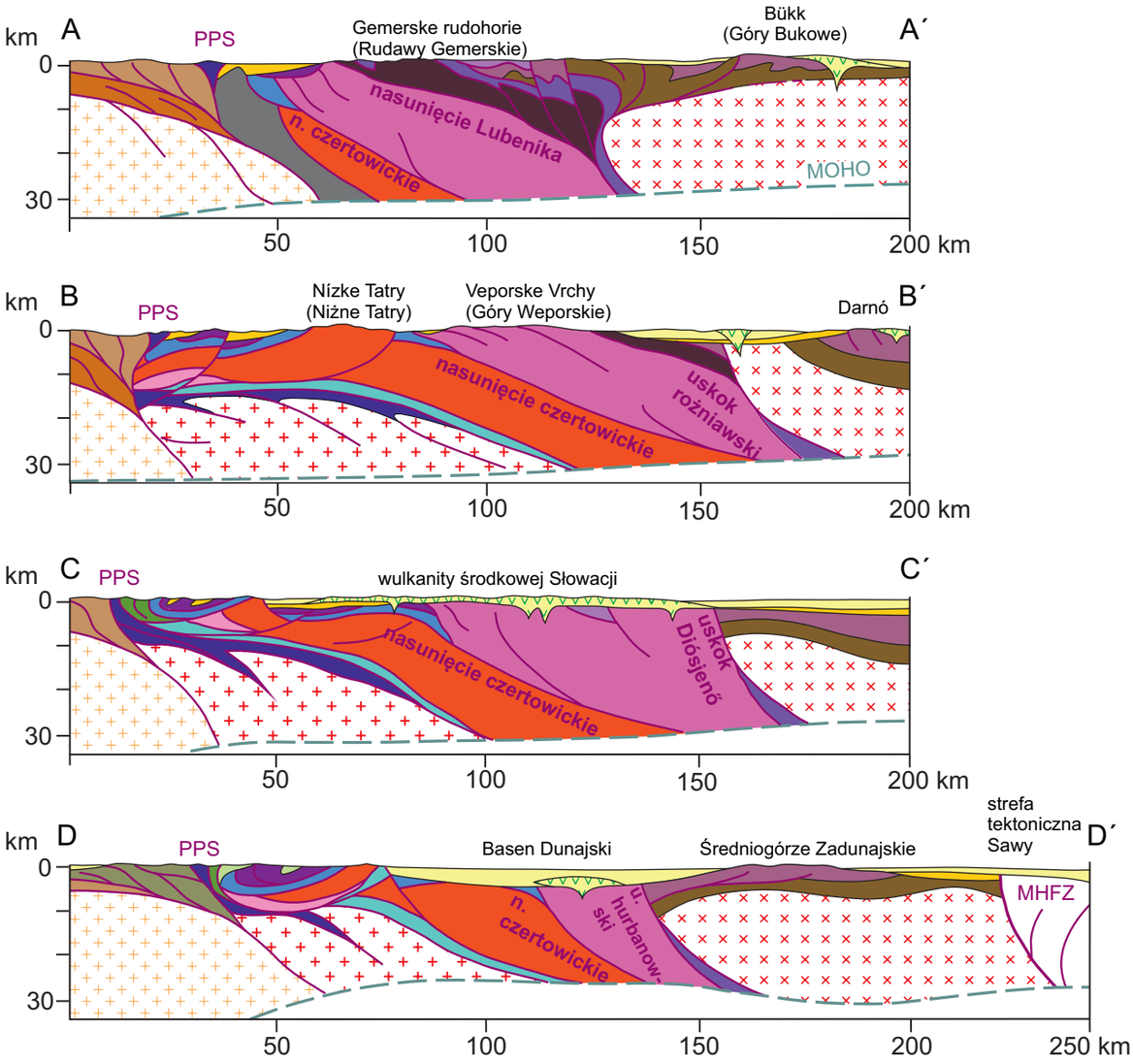
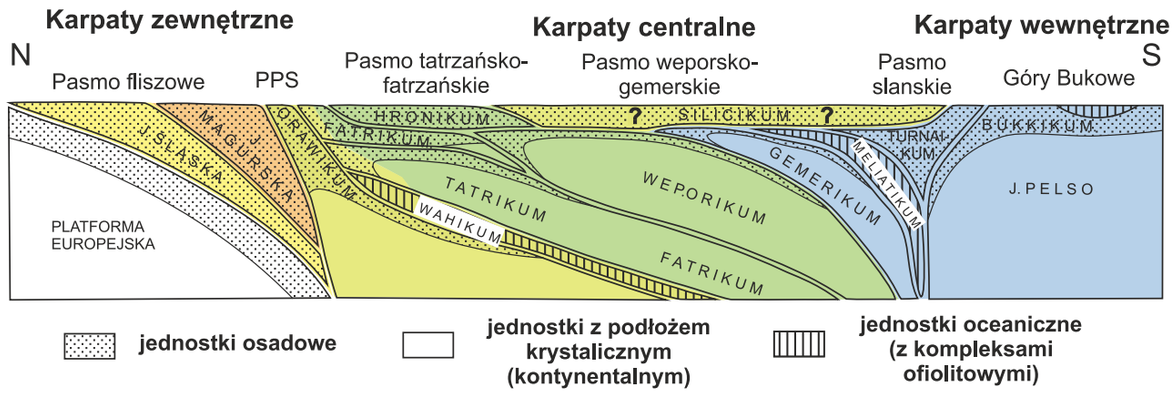


FIG. 5. Przekroje tektoniczne przez Karpaty centralne i wewnętrzne. Lokalizacja linii przekrojów i objaśnienia na figurze 3. MHFZ – środkowowęgierska strefa uskokowa; PPS – pieniński pas skałkowy



Czas głównej fazy deformacji:

- WCZESNY MIOCEN (23–15 MLN LAT)
- PÓŹNY PALEOGEN (45–23 MLN LAT)
- PÓŹNA KREDA – WCZESNY PALEOGEN (90–45 MLN LAT)
- ŚRODKOWA KREDA (120–90 MLN LAT)
- PÓŹNA JURA – WCZESNA KREDA (160–120 MLN LAT)

FIG. 6. Schematyczny przekrój strukturalny przez Karpaty Zachodnie, ukazujący superpozycję głównych jednostek tektonicznych (wg Plašienki 2003b, 2018a – zmodyfikowano)

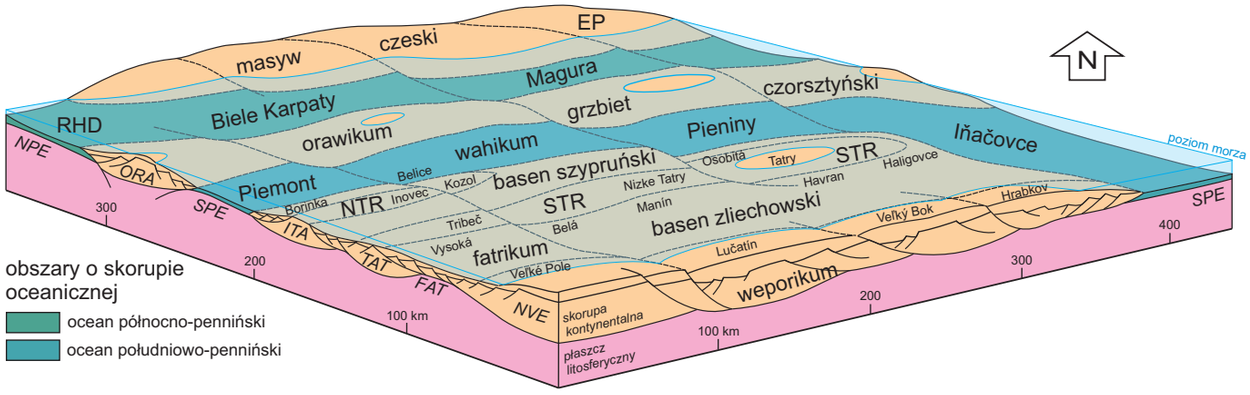


FIG. 7. Szkic paleogeograficzny północnej części Karpat zachodnich w apcie (ok. 120 mln lat temu); wg Plašienki (1995b), zmodyfikowano. EP – platforma europejska; NPE – ocean północno-penniński; RHD – basen reńsko-dunajski; ORA – orawikum; SPE – ocean południowo-penniński; ITA – infratatrikum; NTR – grzbiet północno-tatrzański; TAT – tatrikum; STR – grzbiet południowo-tatrzański; FAT – fatrikum; NVE – północna krawędź weporikum

Jednostka meliacka zawiera bardzo różnorodny zestaw skalny: zmetamorfizowane skały wulkaniczne i osadowe permu i triasu oraz (być może) jury, w tym zasadowe skały wulkaniczne typu MORB, melanże ofiolitowe (Putiš i in., 2019a), osady głębokomorskie triasu i jury oraz synorogeniczne osady fliszowe („dziki flisz"). Zachowały one świadectwa ryftowania w późnym anizyku, rozwoju skorupy oceanicznej w środkowym i późnym triasie oraz jurajskiej subdukcji. Utwory te noszą ślady wysokociśnieniowego i niskotemperaturowego metamorfizmu wieku ok. 155 mln lat (Faryad, 1995a, b; Faryad, Henjes-Kunst, 1997; Árkai i in., 2003; Plašienka i in., 2019; Potočný i in., 2023 i odniesienia tamże).

W **jednostce turnajskiej** również występują skały osadowe górnego paleozoiku i triasu (w tym basenowe osady węglanowe w trias

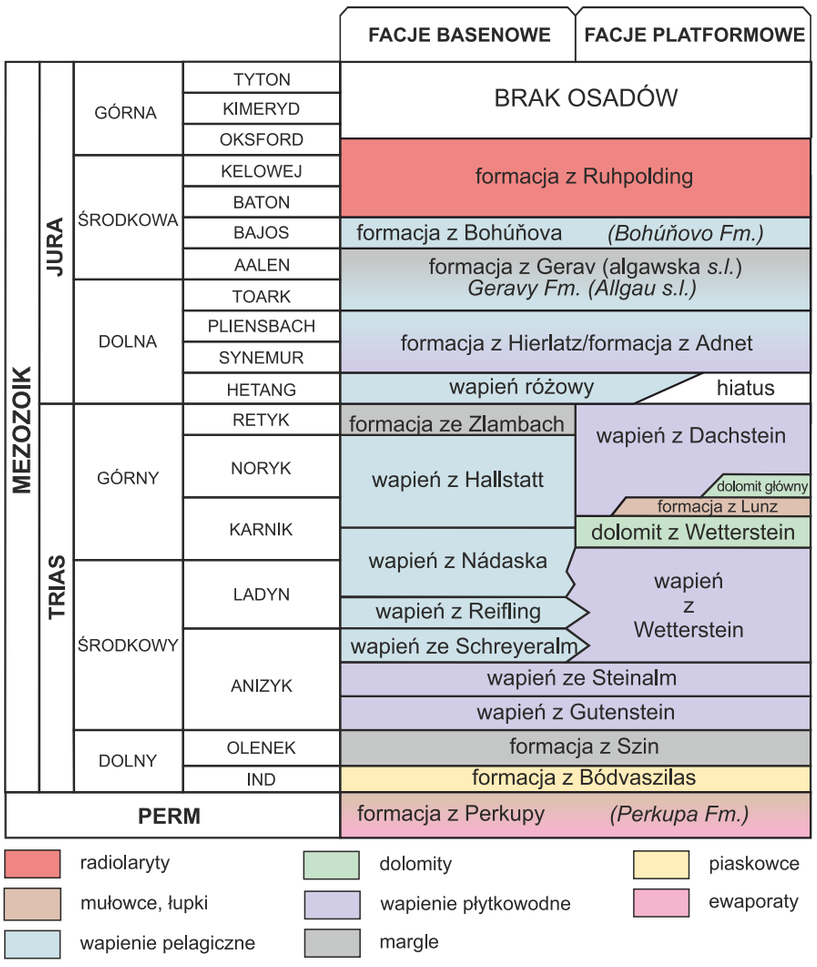


FIG. 8. Główne jednostki litostratygraficzne systemu silicikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

sie środkowym i górnym). Utwory te odsłaniają się na znacznym obszarze na zachód od Słowackiego Krasu (fig. 3), a także w rejonie Rudabánya i w Górach Bukowych w północno-wschodnich Węgrzech. Na tym obszarze są one włączone w strukturę Karpat wewnętrznych (Haas i in., 2014; Lačný i in., 2016).

Płaszczowiny systemu **silicikum** częściowo przykrywają struktury zarówno Karpat wewnętrznych, jak i centralnych, charakteryzując się wyraźnym kontrastem strukturalnym i zróżnicowanym stopniem przeobrażenia w stosunku do podłoża (Reichwalder, 1982). Jednostki te zostały odkłute w poziomie ewaporatów górnego permu. Typowa sukcesja zawiera piaskowce, łupki i margle dolnego triasu oraz znacznej miąższości węglany platformowe środkowego i górnego triasu (np. formacje z Wetterstein i Dachstein), a tylko okazjonalnie osady jurajskie (fig. 8). Węglany te tworzą rozległe masywy w południowej i środkowej Słowacji (np. Słowacki Kras i Stratenska Hornatina, tzw. Słowacki Raj) oraz w północnych Węgier (Aggtelek).

Krystaliczne jednostki weporska i gemerska obejmują południową część centralnych Karpat. **Weporikum** stanowi największą jednostkę centralnych Karpat, obejmującą polimetamorficzne osadowo-wulkaniczne kompleksy skalne dolnego paleozoiku z intruzjami waryscyjskich granitoidów. Skały te w południowej części jednostki uległy metamorfizmowi w facji zieleńcowo-amfibolitowej podczas procesów orogenicznych w kredzie, w wyniku nasunięcia jednostki gemerskiej (Janák i in., 2001; Jeřábek i in., 2008, 2012). Ekshumacja południowoweporskiej kopuły metamorficznej (np. Madarás i in., 1996; Plašienka i in., 1999; Vojtko i in., 2016, 2017) dokonała się w przedziale czasu od późnej kredy do najwcześniejszego paleogenu, w trakcie ekstensji skierowanej równolegle do osi orogenu oraz stowarzyszonego z nią wypiętrzania i tektonicznego usunięcia nadkładu (ang. *unroofing*). Nadkład ten był reprezentowany przez jednostki gemerskie i wyższe (m.in. hronikum i silicikum, fig. 3, 5), a jego usunięcie odbyło się wzdłuż systemu nachylonych ku wschodowi pologich uskoków o kinematyce normalnej (ang. *low-angle normal faults*), reaktywujących w odwróconym reżimie tektonicznym uprzednie nasunięcia (np. Potočný i in., 2020). Tym samym ekshumacja południowoweporskiej kopuły metamorficznej wykorzystała klasyczny mechanizm tworzenia się tzw. *metamorphic core complexes* („kompleksów o metamorficznych trzonach"), szczególnie dobrze rozpoznany w Kordylierach Ameryki Północnej (np. Coney, 1980).

Pokrywa postwaryscyjska jednostki weporskiej obejmuje sukcesję permsko-triasową, przeobrażoną do facji zieleńcowej (jednostka Vel'kiego Boku). Stopień metamorfizmu maleje w kierunku północnym (Plašienka, 2003a).

Jednostka gemerska obejmuje podłoże metamorficzne i osadową pokrywę. Podłoże, podobnie jak w przypadku jednostki weporskiej, składa się głównie z lekko zmetamorfizowanych dolnopaleozoicznych kompleksów osadowo-wulkanicznych, z intruzjami permskich postorogenicznych granitoidów typu S (np. Poller i in., 2002; Finger i in., 2003); przykryte jest ono stosunkowo słabo rozpoznaną sukcesją mezozoiczną. Wewnętrzna struktura jednostki gemerskiej jest dość skomplikowana. Nakładają się tutaj deformacje waryscyjskie (np. Faryad i in., 2020) i alpejskie o przeciwnych wergencjach (waryscyjska – ku południowi, alpejska – ku północy; Németh i in., 2012).

Procesy metamorficzne w jednostce gemerskiej są datowane na 140–135 mln lat (np. Hurai i in., 2008, 2015; Vozárová i in., 2008, 2014), a w weporskiej – na 115–100 mln lat (np. Kováčik i in., 1997). Kontakt obu jednostek przebiega wzdłuż linii dyslokacji Lubenik–

Margecany (fig. 3, 5), stanowiącej wielokrotnie reaktywowaną strukturę tektoniczną, pierwotnie nasuwczą, a następnie przekształconą w przesuwczą, w związku m.in. z wynoszeniem jednostki weporskiej (np. Jacko, Farkašovský, 2000; Potočny i in., 2020).

Północno-zachodnią część Karpat centralnych zajmuje **pasmo tatrzańsko-fatrzańskie** reprezentowane przez izolowane na powierzchni masywy skał przedkenozoicznych, na ogół z paleozoicznym trzonem krystalicznym, mezozoiczną pokrywą osadową oraz systemami płaszczowin reglowych (czyli fatrikum i hronikum). Należą do nich, od zachodu: Małe Karpaty, Góry Inowieckie (słow. *Považský Inovec*), Trybecz (słow. *Tribeč*), Góry Strażowskie (słow. *Strážovské vrchy*), Żar (słow. Žiar), Mała i Wielka Fatra, zachodnia część Niżnych Tatr (tzw. Tatry Dziumbierskie) oraz Tatry (fig. 3).

Podłoże krystaliczne **jednostki wierchowej (tatrzańskiej)** jest zbudowane ze zróżnicowanych, na ogół silnie zmetamorfizowanych skał, pierwotnie osadowych i wulkanicznych: para- i ortognejsów, łupków łyszczykowych, migmatytów i amfibolitów, przeciętych intruzjami granitoidów typu S oraz typu I. Ponieważ skały te praktycznie nie uległy metamorfizmowi podczas orogenezy alpejskiej, zachowały pierwotne waryscyjskie struktury i skład izotopowy. Ostatnio Broska i in. (2022) zaproponowali nowy model rozwoju magmatyzmu w jednostce tatrzańskiej. Najwcześniejsze intruzje miałyby być związane z subdukcją wieku późnodewońskiego (362 mln lat, migmatyty–diateksyty), a następnie miałoby dochodzić do intruzji magm typu diorytu–tonalitu, równocześnie z ekshumacją zmetamorfizowanych już kompleksów waryscyjskich (359–353 mln lat temu), a w ostatniej fazie – do intruzji granitoidów związanych z generalną ekstensją i podnoszeniem się stropu astenosfery (348–342 mln lat temu). Więcej szczegółów na temat krystaliniku systemu tatrzańskiego zawiera podrozdział 6.2.3.1.

Po okresie intensywnej erozji podłoża waryscyjskiego, we wczesnym triasie rozpoczął się nowy cykl sedymentacyjny (fig. 9). Sukcesja triasowa jednostek wierchowych jest bardzo podobna do klasycznej trójdzielnej epikontynentalnej sukcesji tzw. triasu germańskiego, co świadczy o ówczesnym jeszcze ścisłym związku obszaru z platformą europejską. Sukcesję rozpoczynają kontynentalne, głównie klastyczne osady triasu dolnego (formacja z Lúžnej), na których leżą osady ramp i platform węglanowych triasu środkowego (formacje z Ramsau i Gutenstein) oraz zróżnicowane osady lądowe i lagunowe facji kajpru, z częściowo tylko zachowanymi płytkomorskimi utworami retyku (zob. Zabielski, 2026).

We wczesnej i środkowej jurze miały miejsce procesy ekstensji, związane z otwieraniem się oceanu wahikum (łac./słow. *Vahicum*, inaczej południowo-pennińskiego albo alpejskiej Tetydy wg różnych autorów – zob. np. Plašienka, 1995a; Dumont i in., 1996; Schmid i in., 2008; Stampfli, Hochard, 2009; oraz fig. 4). Spowodowały one rozpad szelfu węglanowego oraz powstanie systemu rowów i grzbietów, utrzymujących się aż do końca wczesnej kredy.

Najbardziej zewnętrzny element w obrębie systemu tatrzańskiego, będący obecnie w najniższej pozycji strukturalnej reprezentuje **jednostka infratatrikum** (łac./słow. *Infratatricum*). Wykazuje ona specyficzne następstwo litologiczne (tzw. sukcesja Borinki – zob. fig. 7), z dużej miąższości osadami synryftowymi o charakterze brekcji i spływów turbidytowych w dolnej i środkowej jurze (Plašienka, 1995a, 2003b). Grzbiet północno-tatrzański oddzielał domenę infratatrikum od zasadniczej części domeny tatrzańskiej, natomiast grzbiet południowo-tatrzański wznosił się na granicy domen tatrikum i fatrikum (fig. 7). Świadectwa istnienia grzbietu północno-tatrzańskiego pochodzą z rejonu dzisiejszych Małych Karpat i Gór Inowieckich (Plašienka, 1995a, b, 2012a), natomiast grzbietu południowo-tatrzańskiego z rejonu Trybcza, zachodniej części Niżnych Tatr (Tatry Dziumbierskie) oraz, oczywiście, z głównego pasma Tatr, gdzie grzbiet ten jest określany jako strefa wierchowa (np. Kotański, 1961; Passendorfer, 1983; Jach i in., 2014). Stratygrafia i litologia systemu tatrikum, przedstawiona syntetycznie na fig. 9, jest wyczerpująco omówiona w rozdziałach „Trias", „Jura", „Kreda" w tomie 1 „Stratygrafia" (Grabowski, 2026; Iwańczuk, Grabowski, 2026; Zabielski, 2026).

Pomiędzy dwoma grzbietami tatrzańskimi był usytuowany basen szypruński (słow. *Šipruň*), ze stosunkowo głębokowodną sedymentacją w jurze i wczesnej kredzie (Häusler i in., 1993; Plašienka, 1995a, zob. fig. 7). Sukcesja szypruńska zawiera m.in. wapienie plamiste (formacja z Allgäu), wapienie radiolariowe (formacja zdziarska, *sensu* Polák i in., 1988) i wapienie kalpionellowe (fm. z Lučivnej, Polák, Bujnovský, 1979), niespotykane w sukcesji wierchowej na obszarze polskich Tatr (fig. 9). W dolnej kredzie tej sukcesji występują poziomy law hialobazanitowych. Sedymentacja kredowa kończy się tu osadami fliszowymi formacji z Poruby (alb–dolny turon). W Tatrach odpowiednikiem sukcesji szypruńskiej może być seria Osobitej (Kotański, 1961; Madzin i in., 2014).

Jednostka **fatrikum** obejmuje szereg płaszczowin niższego rzędu nasuniętych na jednostki wierchowe (tatrikum), w pasie o szerokości ok. 50 km i rozciągłości niemal 400 km (Prokešová i in., 2012). Płaszczowiny te mają stosunkowo małą miąższość (do kilku km) i są raczej połogo nasunięte na podłoże. Charakteryzują się obecnością dupleksów, fałdów leżących oraz niskokątowych uskoków normalnych. Uważa się, że podłoże jednostki fatrzańskiej stanowiły południowe peryferia tatrikum, obecnie ukryte pod nasunięciem jednostki weporskiej (Tomek, 1993), czego powierzchniową manifestację stanowi nasunięcie Čertovicy (czertowickie, zob. fig. 5, 10). Według starszych koncepcji obszarem źródłowym płaszczowin fatrzańskich miałby być północny skraj weporikum. Jednostka ta posiada jednak własną pokrywę osadową (jednostka Vel'kego Boku (*Vel'ky Bok Unit*, Plašienka, 1995d, 2003a). Szczegółowy scenariusz tektogenezy jednostek fatrzańskich został opracowany przez Prokešovą i in. (2012) (fig. 10).

W systemie płaszczowin fatrikum wyróżnia się cztery typy jednostek:

1) Dupleksy o podłożu krystalicznym, występujące w południowej części fatrikum, powstałe wskutek inwersji tektonicznej południowego skraju jednostki tatrikum, pierwotnie objętego ekstensją i podzielonego uskokami normalnymi na liczne mniejsze bloki. Dupleksy takie występują w zachodniej części Niżnich Tatr (jednostka Starych Hor) oraz w pasmie Trybcza (jednostka Rázdiela) – zob. Plašienka (2003a).
2) Najbardziej rozprzestrzenione płaszczowiny osadowe, występujące we wszystkich masywach Karpat centralnych, z typowym głębokowodnym rozwojem jury – dolnej kredy (fig. 11), powstałe w wyniku inwersji basenu zliechowskiego (Biely, Fusán, 1967;

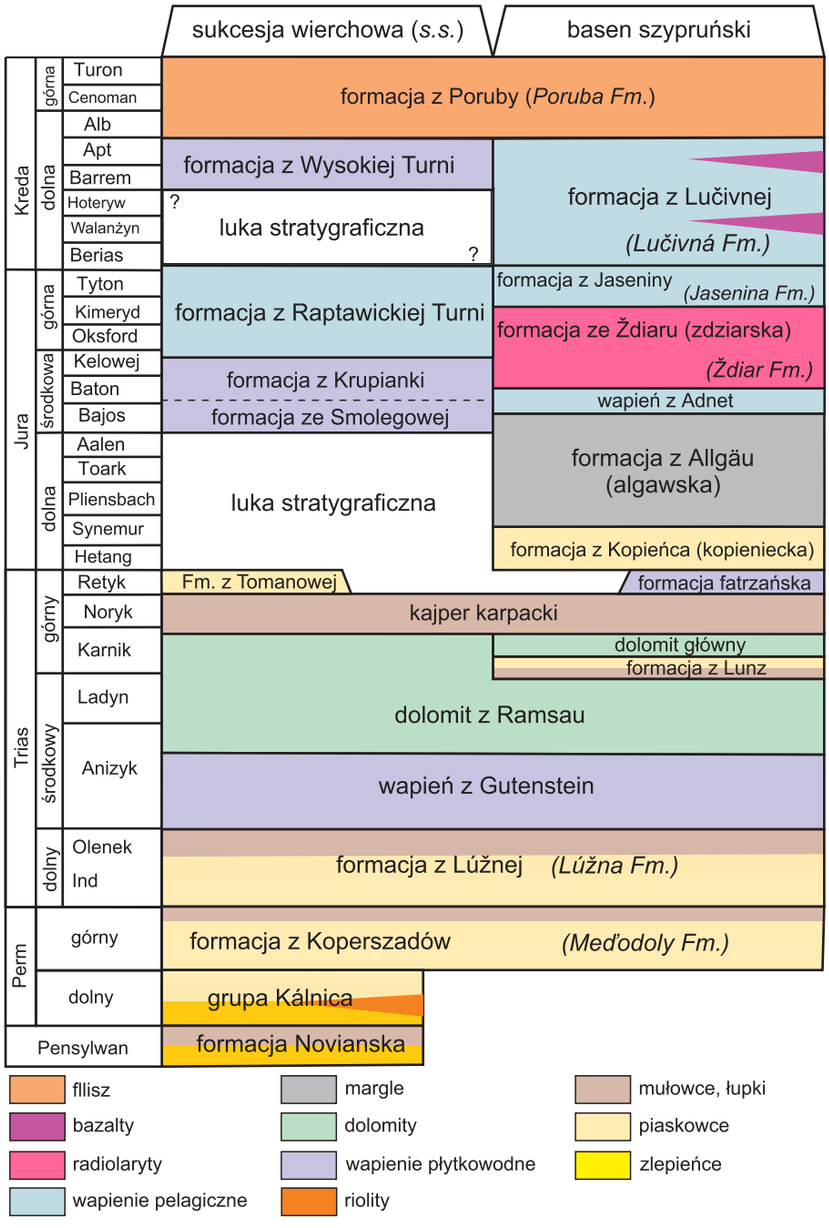


FIG. 9. Główne jednostki litostratygraficzne systemu tatrikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

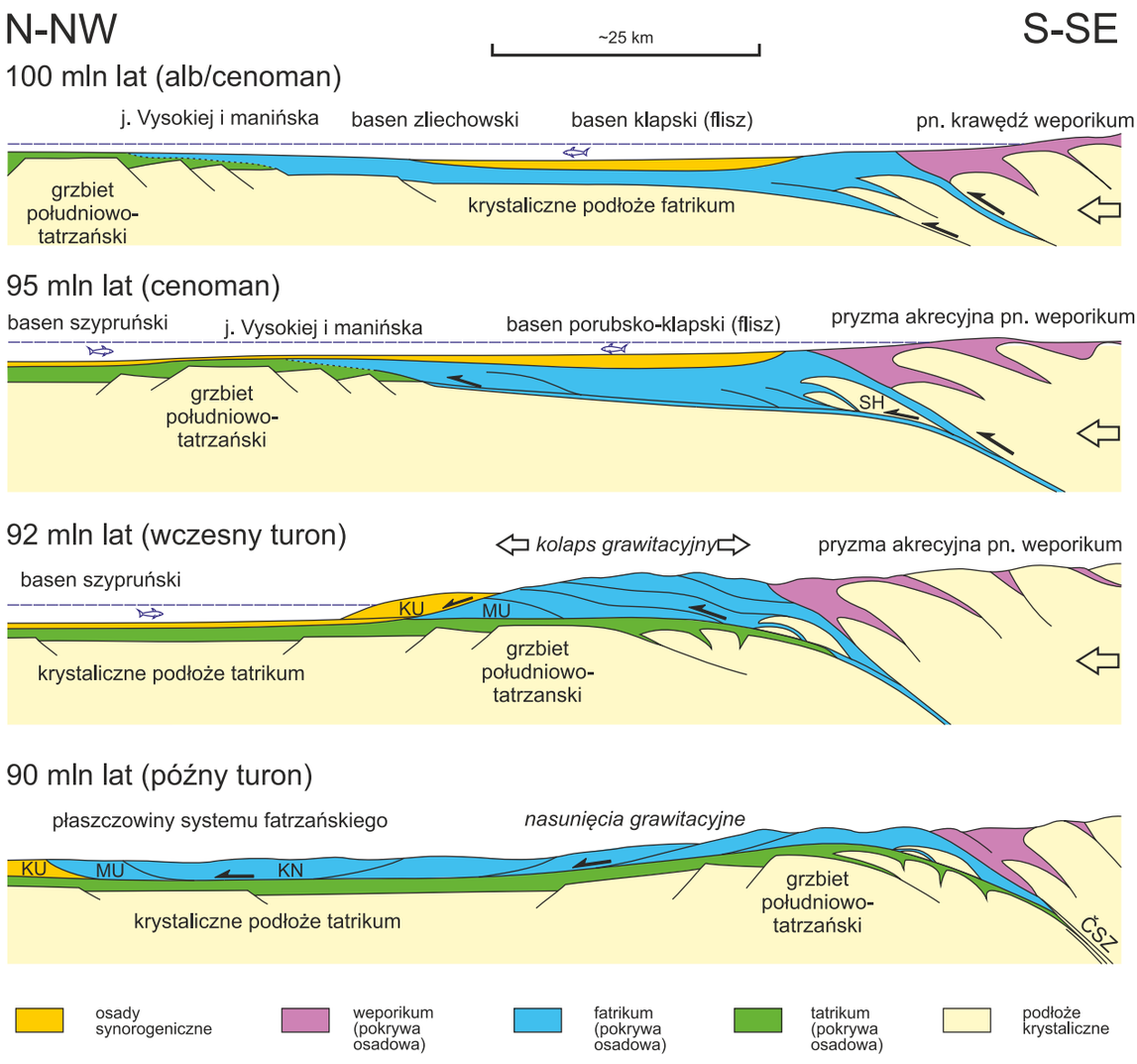


FIG. 10. Model nasuwania się płaszczowiny krížniańskiej na przełomie wczesnej i późnej kredy (wg Prokešovej i in., 2012 – zmodyfikowano). ČSZ – nasunięcie czertowickie; KU – jednostka klapska; KN – płaszczowina reglowa dolna; MU – jednostka manińska; SH – jednostka Suche Hory

Andrusov, 1968; Andrusov i in., 1973; Maheľ, 1983b; Prokešová i in., 2012).

3) Stosunkowo niewielkie i niezależne elementy tektoniczne rozwinięte w czołowych częściach fatrikum, charakteryzujące się bardziej płytkowodnym wykształceniem jury i dolnej kredy. Są to: jednostka Vysokiej (ang. *Vysoká unit*) w Małych Karpatach (Andrusov, 1968; Michalík, 1984; Borza, Michalík, 1987; Michalík i in., 1990a, 1992; Plašienka i in., 1991; Koša, 1998; Grabowski i in., 2010), jednostka Beli (ang. *Belá unit*) w Górach Strażowskich (Borza, 1980; Pečeňa, Vojtko, 2011), jednostka dziurczyńska (ang. *Ďurčiná unit*) w Małej Fatrze (Rakús, Hók, 2003) oraz jednostka Hawrania w Tatrach Bielskich (Michalík i in., 1990b; Lefeld, 1999).
4) Jednostki perypienińskie (manińska, klapska, drietomska, haligowiecka) stanowiące najbardziej zewnętrzną część obecnego systemu fatrikum, włączone w strukturę pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka, 1995b, 2019). Należy zaznaczyć, że przynależność tych jednostek do fatrikum, czyli płaszczowiny reglowej dolnej, wzbudza pewne kontrowersje zarówno wśród słowackich, jak i polskich geologów (Andrusov, 1968; Maheľ, 1978, 1980; Marschalko, Kysela, 1980; Birkenmajer, 1986, 1988; Rakús, Marschalko, 1997; Rakús, Hók, 2005; Hók i in., 2009).

Litostratygrafia typowych jednostek fatrzańskich jest przedstawiona na figurze 11. Sukcesje osadowe zostały odkłute od podłoża w horyzoncie łupków werfeńskich (wyższa część dolnego triasu). Górna powierzchnia odkłucia, występująca we frontalnej części jednostek fatrzańskich, przebiega z kolei w obrębie łupków i ewaporatów kajpru. Wykształcenie triasu jest zasadniczo podobne do triasu jednostek tatrikum. Drobne różnice polegają na obecności w domenie fatrikum osadów klastycznych karniku (formacja z Lunz), bardziej miąższego i drobnoziarnistego kajpru, z dolomitami i ewaporatami w górnej części, oraz na szerokim rozprzestrzenieniu organodetrytycznych wapieni retyku (formacja z Kössen lub fatrzańska). Większe zróżnicowanie facjalne występuje w jurze i kredzie i, jak już wspomniano, jest efektem otwierania się oceanu wahikum (lub pienińskiego) na północ od tatrikum. Jest to sukcesja głębokomorska, określona jako „typ zliechowski", w skrócie obejmująca synryftowe osady piaszczysto-wapienne formacji kopienieckiej (najniższa dolna jura), hemipelagiczne wapienie i margle plamiste formacji algawskiej (w Polsce: formacja margli z Sołtysiej, jura dolna–środkowa, zob. Lefeld i in., 1985), radiolaryty i wapienie radiolariowe formacji zdziarskiej (jura środkowa–górna), wapienie bulaste i płytowe (kimeryd–dolny tyton, formacja czorsztyńska lub z Jaseniny) oraz wapienie kalpionellowe facji biancone lub Maiolica (formacja z Osnicy – pogranicze jury i kredy). We wczesnej kredzie zaznaczył się już dopływ drobnego materiału klastycznego, co spowodowało sedymentację hemipelagicznych wapieni i margli formacji mraznickiej (Borza i in., 1980; Michalík i in., 1993) i margli z Kościeliskiej (Lefeld i in., 1985; Pszczółkowski, 2003a, b). Utwory te, obejmujące najwyższy berias–barrem, zawierają wkładki turbidytów: piaskowców ogniwa orawickiego/ogniwa z Krytej zawierających liczne spinele chromowe, pochodzące ze strefy szwu oceanu Meliata (Mišík i in., 1980; Jablonský i in., 2001; Grabowski i in., 2025), oraz kalcyturbidyty ogniwa strażowieckiego/ogniwa murańskiego z materiałem bioklastycznym, pochodzącym z południowej krawędzi tatrikum (Michalík i in., 1996; Michalík, 2007; Grabowski i in., 2025). W apcie–wczesnym albie powstały ciemne, słabo natlenione margle formacji z Parnicy (Boorová, Filo, 2013, 2014; Józsa i in., 2016), z przeławiceniami wapieni bioklastycznych i olistostrom (ogniwo brekcji z Vlkolinca; Jablonsky, Marschalko, 1992), oraz lokalnie podmorskimi intruzjami bazaltów alkalicznych (Spišiak, Hovorka, 1997). Sedymentacja w domenie fatrikum kończy się synorogenicznym gruboziarnistym fliszem formacji z Poruby w albie–cenomanie (Jablonský, 1978; Mišík i in., 1981).

Hronikum stanowi najwyższy system płaszczowin w Karpatach centralnych. Jednostki tego systemu (dawniej określane jako płaszczowina choczańska *s.l.*) są nasunięte na jednostki fatrzańskie i występują w postaci licznych samodzielnych elementów różnej rangi we wszystkich masywach górskich Karpat centralnych (fig. 2). Sukcesje osadowe jednostek hronikum często zawierają skały od górnego karbonu (pensylwanu) po trias, natomiast tylko spo-

radycznie występuje w nich cienka pokrywa osadów jury i kredy (fig. 12). Górny paleozoik, określany jako grupa Ipoltica (Vozárová, Vozár, 1988), obejmuje terygeniczne skały osadowe pensylwanu (formacja z Nižnej Bocy) oraz grubą (powyżej 2 km) serię wulkaniczno-osadową permu (formacja z Malužiny). Należą do niej słabo wysortowane czerwone osady klastyczne, przeławicone wulkanitami o składzie bazaltów i andezytów, o chemizmie pokrewnym kontynentalnym lawom toleitowym charakterystycznym dla ryftów (Dostal i in., 2003; Vozár i in., 2015). Razem z dolnotriasowymi piaskowcami kwarcowymi formacji benkowskiej skały grupy Ipoltica stanowią charakterystyczny element morfotektoniczny w pasmie Małych Karpat i na północnych stokach Niżnich Tatr. Dalej ku północy jednostki hronikum zawierają głównie skały węglanowe triasu. Główna powierzchnia odkłucia tektonicznego przebiega w obrębie osadów lagunowych i płytkomorskich dolnego triasu formacji szuniawskiej (słow. *Šuňava Fm.*; fig. 12).

Środkowy trias jednostki hronikum rozpoczyna się osadami platform i ramp węglanowych dolnego anizyku, np. wapieniami z Gutenstein i dolomitami z Ramsau (fig. 12). W środkowym anizyku nastąpił epizod ekstensji, manifestujący się większym zróżnicowaniem morfologicznym w basenie hronikum. W strefach basenowych (tzw. sukcesja Białego Wagu) dominowała sedymentacja pelagiczna czerwonawych i szarych wapieni bulastych i krzemionkowych lub margli (np. formacja z Reifling lub z Partnach), natomiast w strefach wyniesionych (sukcesja Czarnego Wagu) dominowały węglany platformowe typu formacji z Wetterstein (Havrila, 2011). Z początkiem późnego triasu sedymentacja uległa ujednoliceniu. W całej jednostce powstawały osady terygeniczne formacji z Lunz będące efektem tzw. karnickiego wydarzenia pluwialnego (Aubrecht i in., 2017a; ang. *Carnian Pluvial Event*). W najwyższym karniku i noryku nastąpił ponowny rozwój platform węglanowych z formacjami dolomitu głównego (Hauptdolomit) oraz wapieni z Dachstein. Sedymentację triasu kończą płytkowodne wapienne formacje: norowicka i Hybe, wieku retyckiego (Gaździcki, Michalik, 1980).

Stosunkowo cienka, skondensowana pokrywa wapieni jurajskich i dolnokredowych występuje głównie w najniższych i najbardziej zewnętrznych jednostkach systemu hronikum. Obejmuje ona m.in. dolnojurajskie czerwone wapienie bioklastyczne formacji z Hierlatz. Ich częściowym odpowiednikiem w Polsce są najmłodsze osady płaszczowiny choczańskiej w Tatrach Zachodnich, czyli formacja wapieni z Miętusiej (zob. Iwańczuk, Grabowski, 2026), czerwone wapienie bulaste środkowej jury, czasem ekstremalnie skondensowane stratygraficznie, oraz wapienie pelagiczne górnej jury i dolnej kredy, w tym wapienie kalpionellowe pogranicza jury i kredy formacji z Oberalm (fig. 12). Najmłodsze ogniwa sukcesji hronikum stanowią synorogeniczne wapnisto-krzemionkowe sekwencje turbidytowe dolnej kredy (formacja ze Schrambach) z dużą ilością spineli chromowych (Jablonský i in., 2001).

Środkowotriasowy podział na strefy basenowe i platformowe znalazł swoje odzwierciedlenie w zróżnicowaniu na mniejsze jednostki tektoniczne (płaszczowiny cząstkowe) podczas ruchów tektonicznych w późnej kredzie (Havrila, 2011). Utwory sukcesji Czarnego Wagu wraz z paleozoikiem grupy Ipoltica zostały włączone w obręb płaszczowin Boca i Malužiná, podczas gdy w wyniku inwersji basenu Białego Wagu powstała płaszczowina Svarin, znana z Niżnych Tatr. Również powstanie bardziej zewnętrznych płaszczowin w obrębie hronikum było uwarunkowane zróżnicowaniem na strefy platformowe i basenowe (fig. 13). O ile struktura i stratygrafia hronikum jest dość dobrze rozpoznana, kwestia pochodzenia płaszczowin nie jest w pełni wyjaśniona, gdyż nie jest znane krystaliczne podłoże tych płaszczowin. Szczególnie ostra niezgodność strukturalna i kontrast stopnia metamorfizmu występuje na styku z północną krawędzią jednostki weporskiej. Niezmetamorfizowane osady płaszczowin hronikum są tam nasunięte na jednostkę Veľkiego Boku, charakteryzującą się dwoma fazami penetratywnych deformacji i metamorfizmem w facji zieleńcowej. Zjawiska te, datowane na 90–85 mln lat (Plašienka, 1995d), musiały więc zajść przed nasunięciem się płaszczowin hrońskich. Płaszczowiny te były najprawdopodobniej częścią jakiejś wyższej (supra-weporskiej) jednostki tektonicznej i uległy grawitacyjnemu nasunięciu na obszar tatrzańsko-fatrzański podczas ekshumacji i wypiętrzania południowoweporskiej kopuły metamorficznej.

Z punktu widzenia paleogeografii i na podstawie litostratygrafii hronikum należy korelować z płaszczowinami tyrolskimi północnych Alp Wapiennych. Istotna różnica polega jednak na tym, że podłoże płaszczowin tyrolskich stanowi paleozoik jednostki noryckiej i centralnoalpejskiej strefy szarogłazowej. Natomiast skały osadowo-wulkaniczne górnego paleozoiku grupy Ipoltica nie mają swoich odpowiedników na obszarze Alp. Można przypuszczać, że obszar źródłowy płaszczowin hronikum mógł się znajdować w rejonie strefy uskokowej Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Plešivec–Rožňava (fig. 52 w podrozdziale 6.8), obecnie pokrytej grubą sukcesją osadów kenozoicznych.

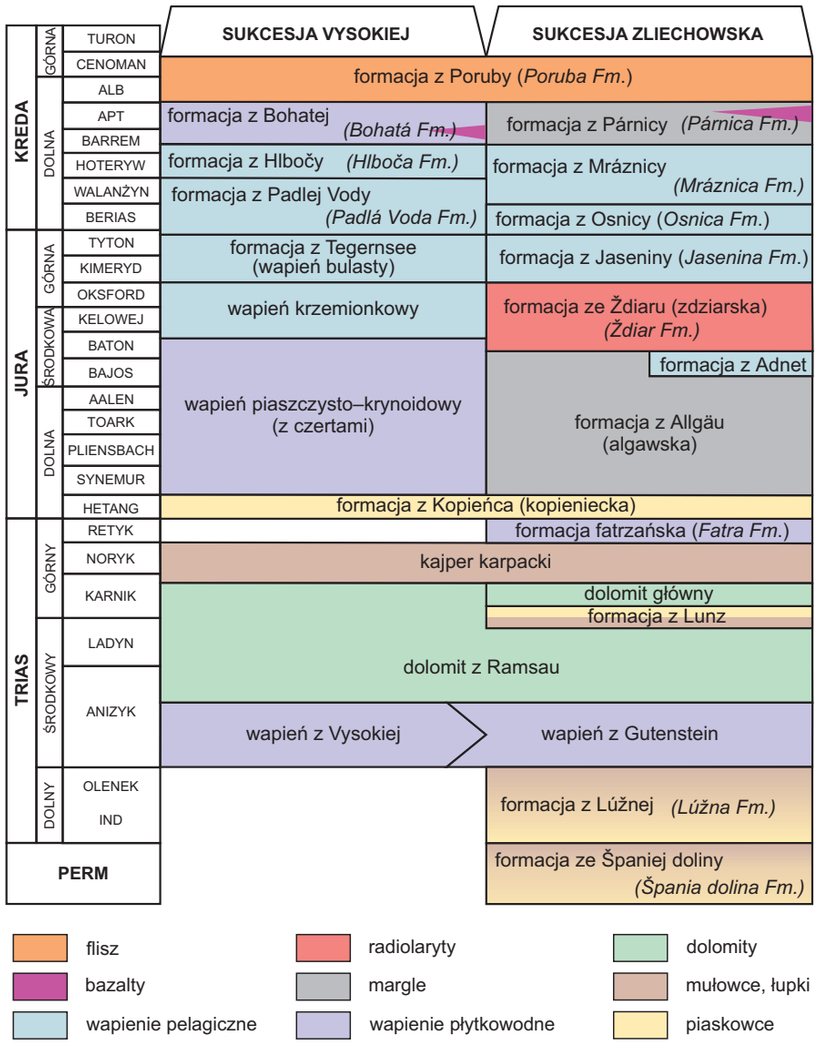


FIG. 11. Główne jednostki litostratygraficzne systemu fatrikum (sukcesja reglowa dolna *s.l.*, wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

6.2.3. Tatry – polska część Karpat centralnych

6.2.3.1. Wprowadzenie

Edyta Jurewicz

Tatry stanowią najbardziej na północ wysunięty masyw górski Karpat centralnych. Te ostatnie obejmują również masywy Małych Karpat, Gór Inowieckich, Małej i Wielkiej Fatry, Gór Strażowskich i Choczańskich, Trybcza i Tatr Niżnych (fig. 14, zob. fig. 3). Pod względem geograficznym Tatry dzielą się na Zachodnie, Wysokie oraz, położone na obszarze Słowacji, Tatry Bielskie. Są zbudowane z paleozoicznego trzonu krystalicznego, autochtonicznej mezozoicznej pokrywy osadowej oraz jednostek płaszczowinowych, należących do systemu tatrzańsko-fatrzańsko-hrońskiego (m.in. Andrusov, 1968; Mahel', 1986; Plašienka i in., 1997). Jednostki strukturalne Tatr mają rozciągłość równoleżnikową, wszystkie są nachylone ku północy, wskutek blokowej rotacji całego masywu tatrzańskiego o 40° wokół mniej więcej poziomej, równoleżnikowej osi w trakcie neogeńskiego wypiętrzenia. Wiązało się ono ze znacznym zrzutowym przemieszczeniem na uskoku podtatrzańskim ograniczającym masyw od południa (Uhlig, 1899; Mahel', 1986; Sperner, 1996; Hrušecký i in., 2002; Sperner i in., 2002; zob. też podrozdział 6.2.3.4.). W konsekwencji, po południowej stronie masywu odsłaniają się najgłębsze partie trzonu krystalicznego Tatr, które za pośrednictwem uskoku podtatrzańskiego graniczą z paleogenem centralnokarpackim, stanowiącym pokrywę północnej części Tatr Niżnych (fig. 14). Dalej ku północy, na skałach krystalicznych, zalegają autochtoniczne mezozoiczne skały osadowe facji wierchowej, na które są nasunięte płaszczowiny wierchowe. Po północnej stronie masywu Tatr są zachowane najwyższe jednostki strukturalne – płaszczowiny reglowe, a jeszcze dalej ku północy jednostki płaszczowinowe są przykryte leżącymi niezgodnie osadami postorogenicznej sukcesji paleogenu centralnokarpackiego, w spągu której występują utwory węglanowe tzw. eocenu

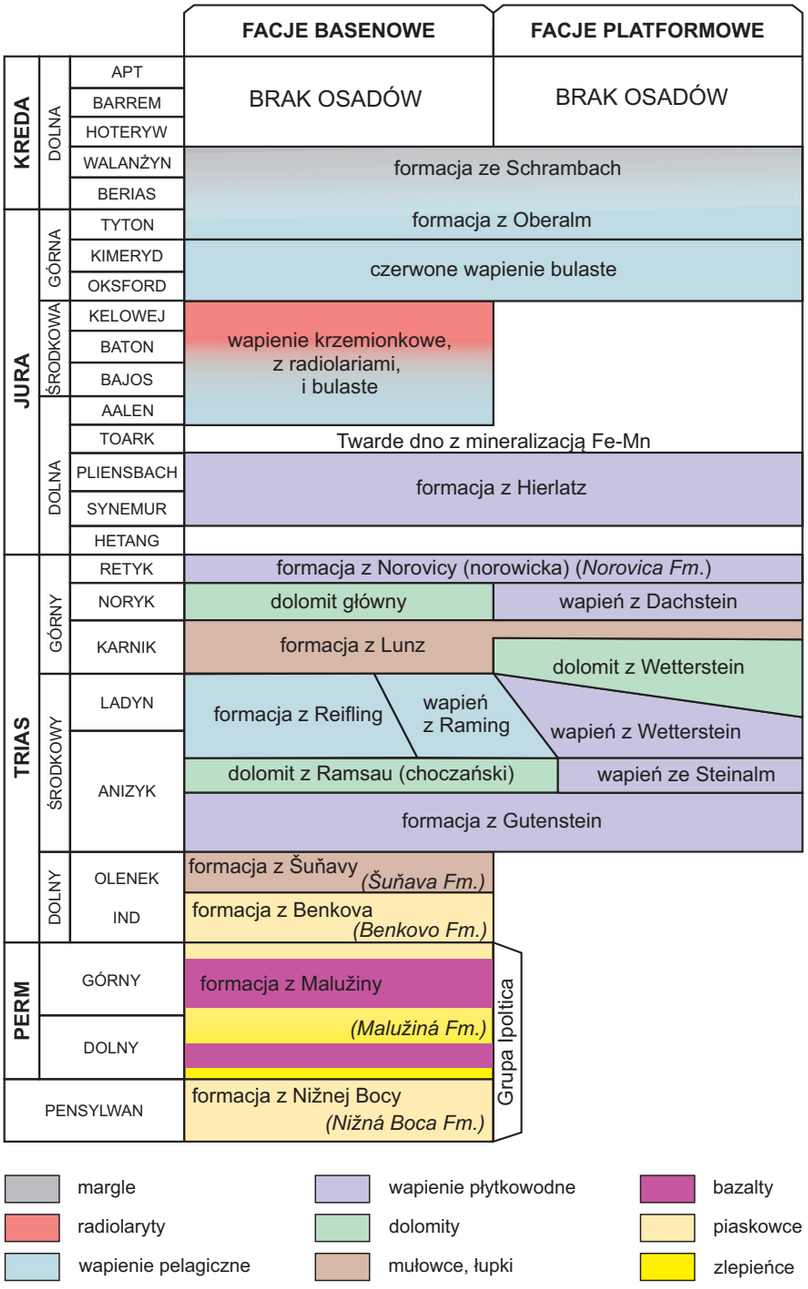


FIG. 12. Główne jednostki litostratygraficzne systemu hronikum (wg Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

numulitowego (np. Bieda, 1959; Roniewicz, 1969; Gedl, 1999). Na północy masyw Tatr wraz z paleogeńską pokrywą osadową Podhala kończy się na uskoku podhalańskim (Uhlig, 1899; Gołąb, 1959; Halicki, 1963; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988; Nemčok, 1990; Gross i in., 1993 oraz inni), gdzie styka się ze strukturą pienińskiego pasa skałkowego (fig. 14).

Trzon krystaliczny na obszarze polskiej części Tatr składa się z dwóch elementów strukturalnych: metamorficznego kompleksu skalnego Tatr Zachodnich i granitoidowego plutonu Tatr Wysokich (np. Skupiński, 1975; Putiš, 1992; Janák, 1994; Gawęda i in., 2018).

Mezozoiczne sukcesje osadowe wchodzą w skład trzech grup jednostek strukturalnych (fig. 15) (Rabowski, 1954, 1959; Kotański, 1961, 1963a; Andrusov i in., 1973; Passendorfer, 1983). Reprezentują je (od dołu):

1) autochtoniczna pokrywa osadowa facji wierchowej;
2) płaszczowiny wierchowe:
   a) płaszczowina Czerwonych Wierchów;
   b) płaszczowina Giewontu, wyróżniająca się obecnością skał krystalicznych;
3) płaszczowiny reglowe:
   a) płaszczowina krížniańska; reglowa dolna (fatrikum);
   b) płaszczowina choczańska; reglowa górna (hronikum).

Przez wcześniejszych badaczy była wydzielana jeszcze płaszczowina strażowska, którą wówczas nazywano reglową górną (płaszczowina choczańska była wówczas określana jako „reglowa środkowa": Kotański, 1974a, b, 1985a, b; Bac-Moszaszwili i in., 1979) i korelowana z systemem silicikum, jednak większość argumentów wskazuje, że należy ją zaliczyć do hronikum, czyli płaszczowiny choczańskiej *s.l.* (Gaździcki, Michalik, 1985; Iwanow, Wieczorek, 1987; Gaździcka i in., 2009).

Procesy odpowiedzialne za utworzenie płaszczowinowej struktury Tatr miały miejsce w późnej kredzie (Andrusov, 1965). W sensie orograficznym masyw Tatr wyłonił się na powierzchni w wyniku wypiętrzenia i pochylenia go ku północy w miocenie (Sokołowski, 1959; Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984; Grabowski, Gawęda, 1999; Jurewicz, 2000b, 2005). Jego współczesna alpejska rzeźba została ukształtowana w trakcie plejstoceńskich zlodowaceń.

6.2.3.2. Trzon krystaliczny Tatr – petrografia, metamorfizm i geochronologia

Michał Bukała

Litostratygrafia podłoża krystalicznego Tatr

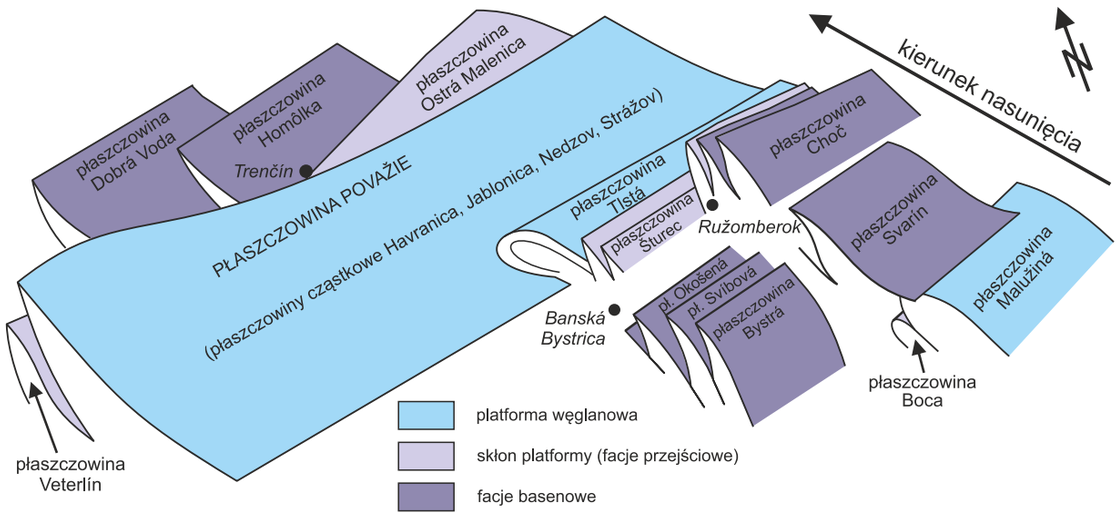
Do lat 60. XX w. w literaturze funkcjonował podział podłoża krystalicznego Tatr na część metamorficzną, reprezentowaną przez „łupki krystaliczne", oraz część intruzywną, utożsamianą z granitami. Wiek deformacji tych skał określano jako waryscyjski, opierając się na obserwacji niezgodnego zalegania osadów triasowych i permskich na zdeformowanych łupkach i granitach (Kreutz, 1927). Pionierskie badania geochronologiczne, wykorzystujące rozwijające się wówczas metody K/Ar oraz Rb/Sr, dostarczyły szerokiego spektrum wieków: od 300 do 226 mln lat dla granitów tatrzańskich (Kantor, 1959) oraz od 410 do 430 mln lat dla łupków krystalicznych z rejonu Goryczkowej (Burchart, 1968). Nowsze badania geochronologiczne, przeprowadzone z użyciem udoskonalonych metod datowania *ex situ* (tj. datowania ziaren wyseparowanych ze skały) oraz *in situ* (tj. datowania ziaren nadal znajdujących się w skale, w pierwotnej pozycji teksturalnej), potwierdziły waryscyjski wiek zarówno metamorfizmu, jak i powstania granitu. Jednocześnie jednak, zakwestionowały one wiarygodność bezwzględnych dat uzyskanych w starszych pracach, sugerując późnodewońsko-karboński (ok. 365–330 mln lat) wiek głównego etapu metamorfizmu i magmatyzmu w Tatrach (np. Catlos i in., 2022; Janák i in., 2022 oraz prace tam cytowane).

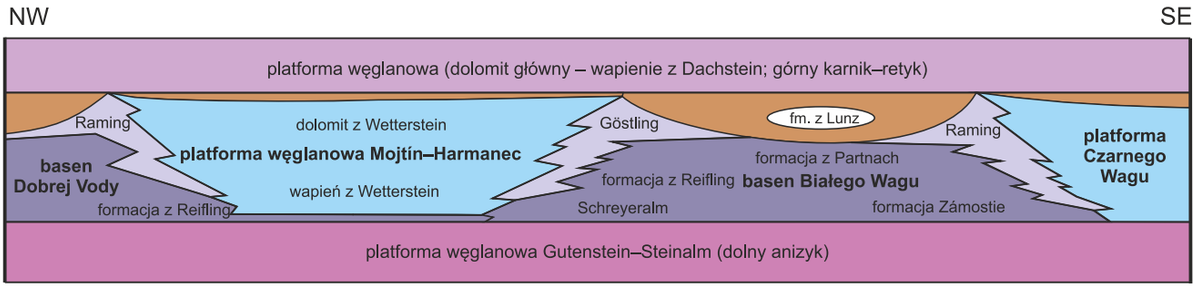
(Pre)waryscyjska ewolucja metamorficzna

Współczesna literatura przedstawia podłoże krystaliczne Tatr jako odwróconą sekwencję metamorficzną, w której stopień metamorfizmu zapisany w skałach wzrasta ku górze profilu (Fritz i in., 1992; Janák, 1994; Janák i in., 2022). Skały metamorficzne odsłaniają się w największej ilości w południowo-zachodniej części Tatr Zachodnich, z głównymi wystąpieniami między Dolinami Jalovecką i Račkową na Słowacji oraz między Doliną Chochołowską a granią pomiędzy Błyszczem i Tomanowym Wierchem w Polsce (fig. 16A). W mniejszej ilości skały metamorficzne występują w formie izolowanych łusek tektonicznych, np. w rejonie Goryczkowej, oraz w formie pomniejszych wystąpień w stropowych częściach intruzji granitu (np. na południowych zboczach Gerlachu). W obrębie tej sekwencji wyróżnia się dwie jednostki tektonostratygraficzne: tzw. jednostkę dolną, której skały doświadczyły metamorfizmu średniego stopnia, oraz tzw. jednostkę górną, złożoną głównie ze skał wysokiego stopnia metamorfizmu, często przetopionych. Granicę między jednostkami ma stanowić niskokątowy uskok nasuwczy, odpowiedzialny za nasunięcie górnej jednostki na dolną w trakcie orogenezy waryscyjskiej (Kahan, 1969; Janák i in., 1988; Janák, 1994).

Dolna jednostka składa się głównie z łupków mikowych z granatami i podrzędnie metakwarcytów, reprezentujących metaosadową sekwencję o miąższości ok. 1000 m, odsłaniającą się w oknie tektonicznym w południowo-zachodniej części Tatr Zachodnich (fig. 16; Fritz i in., 1992). Naprzemienne warstwy łupków metapelitowych i metapsamitowych stanowiły podstawę do interpretacji fliszowego pochodzenia ich przedwaryscyjskiego osadowego protolitu (Kahan, 1969) o maksymalnym wieku depozycji ok. 524 mln lat (Soejono i in., 2024).

Skały eksponowane w zachodniej części wychodni, w rejonie Doliny Jaloveckiej, reprezentują staurolitowo-kyanitową zonę metamorfizmu. Warunki metamorfizmu, szacowane z użyciem konwencjonalnej geotermobarometrii, sięgają ciśnienia rzędu 5–6 kbar i temperatury 550–620°C (Janák, 1994), podczas gdy modelowanie termodynamiczne równowag fazowych sugeruje nieco wyższe





6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

FIG. 13. Strefy sedymentacyjne w triasie (górny diagram) i kredowy system płaszczowinowy jednostki hronikum (dolny diagram) (wg Havrili, 2011; Hóka i in., 2019 – zmodyfikowano)

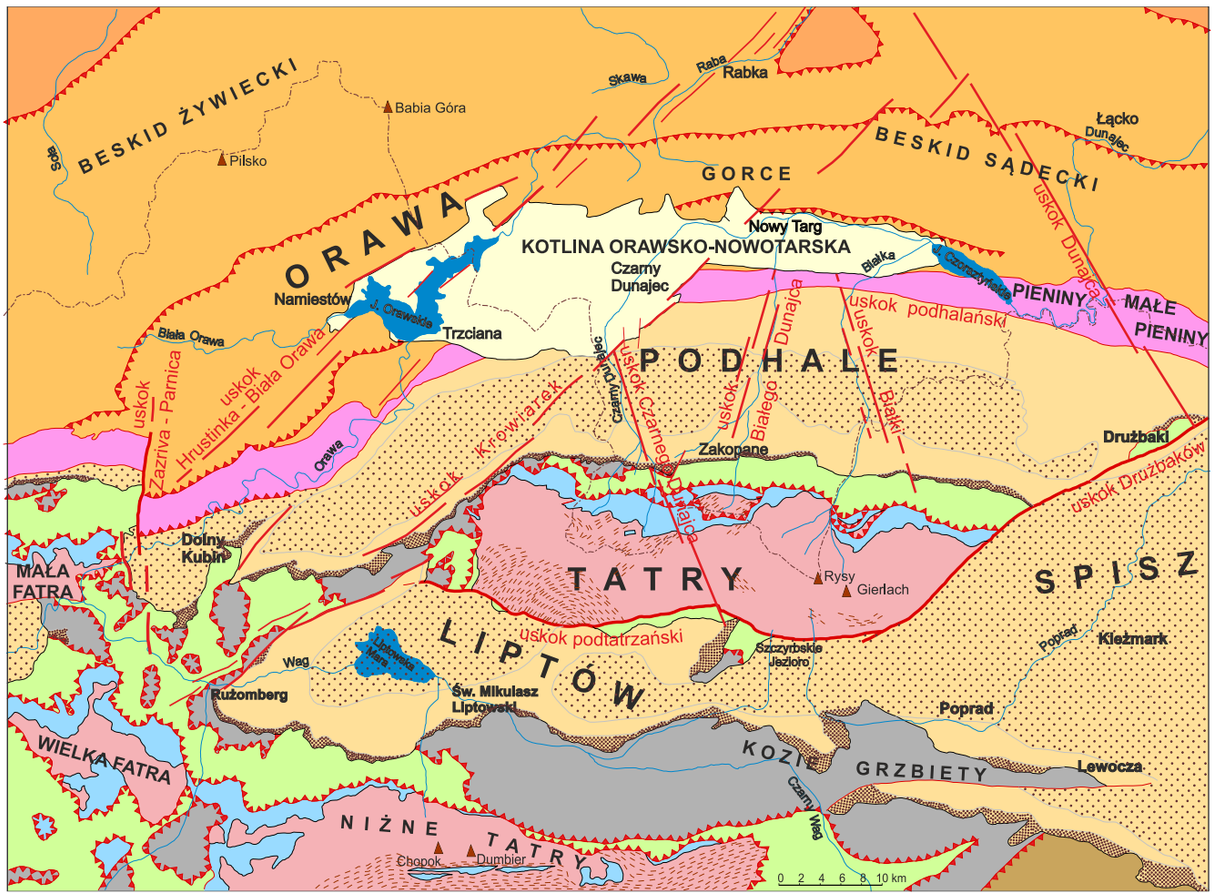




FIG. 14. Mapa geologiczna Tatr i sąsiednich jednostek strukturalnych (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979 i Lexa i in., 2000)

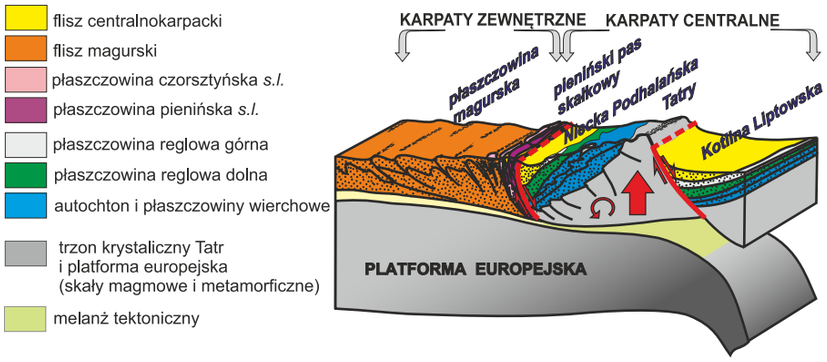


FIG. 15. Budowa Tatr na tle jednostek strukturalnych pogranicza Karpat centralnych i zewnętrznych (Jurewicz, 2005)

ciśnienie, 6–8 kbar przy temperaturze 600–640°C (De Doliwa Zieliński i in., 2026). Ku północnemu wschodowi, w rejonie doliny Żiarskiej, obserwuje się przejście w zonę kyanitowo-silimanitową (fibrolitową), co odzwierciedla się w szacowanym ciśnieniu i temperaturze, sięgającym 6–8 kbar i 620–660°C (klasyczna geotermobarometria; Janák, 1994; Ludhová, Janák, 1999) lub 6,5–8,5 kbar i 650–690°C (modelowanie termodynamiczne; De Doliwa Zieliński i in., 2026). Moussallam i in. (2012), datując monacyt z łupków mikowych metodą U-Th-total Pb (EMP), uzyskali szeroki rozrzut wieków: od ok. 479 i 418 mln lat, przez dużą liczbę ziaren o wieku 370–372 mln lat, aż po pojedyncze ziarna ~320 mln lat. Nowsze datowanie monacytu metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS), cechującą się wyższą dokładnością, dostarczyło wieku 318–323 mln lat dla strefy staurolitowo-kyanitowej oraz 330–335 mln lat dla strefy kyanitowo-sillimanitowej, co sugeruje raczej późnowaryscyjski wiek metamorfizmu (De Doliwa Zieliński i in., 2026).

Górna jednostka w swojej dolnej części składa się głównie z paragnejsów zawierających soczewki ortognejsów oraz amfibolitów (w tym retroeklogitów) i reprezentuje zonę kyanitową. W górnej części, reprezentującej zonę sillimanitową, paragnejsy i podrzędne skały wapniowo-krzemianowe przechodzą do migmatytów i granitu.

Protolity ortognejsów i amfibolitów stanowią najstarsze, prewaryscyjskie elementy trzonu krystalicznego Tatr. Datowanie jąder cyrkonów z ortognejsów metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS) pozwoliło określić ich wiek na ok. 534 mln lat, co jest wiązane z aktywnością magmową towarzyszącą kambryjskiej fragmentacji północnego obrzeżenia Gondwany (Burda, Klötzli, 2011). Protolitami amfibolitów tatrzańskich były bazalty i doleryty o składzie chemicznym zbliżonym do toleitów typu N-MORB, jednak ich powstanie przypisuje się aż trzem różnym środowiskom geodynamicznym, zróżnicowanym zarówno wiekowo, jak i tektonicznie. Amfibolity z rejonu Goryczkowej i Ornaku zawierają cyrkony z jądrami datowanymi metodą U-Pb (LA-MC-ICP-MS) na ok. 560 mln lat. Wiek ten jest interpretowany jako zapis bazaltowego wulkanizmu związanego z ryftowym otwieraniem oceanu Tornquista–Paleoazjatyckiego, towarzyszącego rozpadowi superkontynentu Pannotii (Gawęda i in., 2017). W tej interpretacji amfibolity z Goryczkowej reprezentują wschodnią część skorupy oceanu Tornquista, natomiast amfibolity z Ornaku są związane z zachodnim obrzeżem oceanu Paleoazjatyckiego. Młodsze cyrkony, o jądrach datowanych metodą U-Pb (SIMS) na ok. 498 mln lat, zostały z kolei zidentyfikowane w amfibolitach z Żiarskiej Doliny. Burda i in. (2021) interpretują ich genezę jako związaną z bazaltami łuku wulkanicznego, rozwijającego się w obrębie oceanu proto-Rei-Qaidam. Zróżnicowane położenie paleogeograficzne poszczególnych zespołów amfibolitowych wpłynęło również na zapis prewaryscyjnych wydarzeń metamorficznych. Obwódki cyrkonów z Żiarskiej Doliny, o wieku ok. 470 mln lat, uznaje się za efekt metamorfizmu subdukcyjnego łuku wyspowego, towarzyszącego orogenezie cenerianskiej (Burda i in., 2021). Natomiast obwódki cyrkonów z Goryczkowej, datowane na ok. 447 mln lat, są interpretowane jako zapis kaledońskiego metamorfizmu związanego z zamknięciem oceanu Tornquista–Paleoazjatyckiego (Gawęda i in., 2017). Maksymalny wiek depozycji osadowego protolitu metapelitów górnej jednostki oszacowano na ok. 526 mln lat w oparciu o datowanie U-Pb (LA-MC-ICP-MS) dużej populacji cyrkonów detrytycznych (Soejono i in., 2024).

Waryscyjskie zamykanie oceanu Rei i związana z nim subdukcja skorupy doprowadziły do głębokiego pogrążenia i metamorfizmu wysokiego stopnia, któremu poddane były skały górnej jednostki. Warunki szczytowego ciśnienia i temperatury dla retroeklogitów z Barańca zostały oszacowane przy użyciu konwencjonalnej termobarometrii na 15–17 kbar i 650–695°C (Janák i in., 1996). Burda i in. (2021), na podstawie datowania U-Pb (SIMS) cyrkonów z retroeklogitu, sugerują, że minimalny wiek metamorfizmu w facji eklogitowej wynosi 367 mln lat. Zbliżony, późnodewoński wiek ok. 380 mln lat uzyskano również dla monacytu z migmatycznych paragnejsów w kontakcie z eklogitem (U-Pb LA-ICP-MS; Maussallam i in., 2012) oraz 387 mln lat dla obwódek cyrkonów z ortognejsu (U-Pb LA-MC-ICP-MS; Burda, Klötzli, 2011). Wyniki te pozostają jednak niezgodne z młodszym wiekiem 354 mln lat, uzyskanym metodą Lu-Hf (MC ICP-MS) dla granatu, który jest interpretowany jako zapis końcowego etapu metamorfizmu progresywnego w facji eklogitowej we wczesnym karbonie (Kohút i in., 2023).

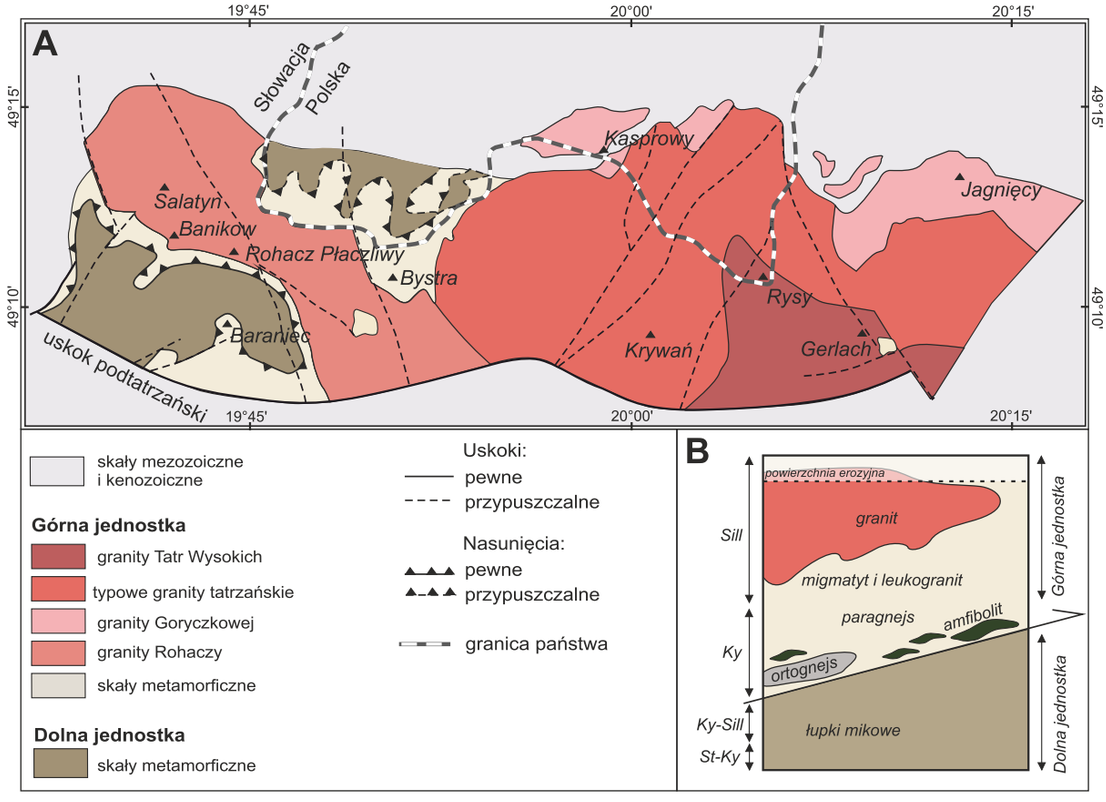


FIG. 16. Uproszczona mapa geologiczna (**A**) oraz profil tektonostratygraficzny (**B**) podłoża krystalicznego Tatr (kompilacja na podstawie: Nemčok i in., 1994; Janák i in., 1996, 1999, 2022; Gawęda, 2007; Burda i in., 2021). Przerywana linia przedstawia przypuszczalną pozycję nasunięcia pomiędzy jednostką górną a dolną, a także sugerowaną obecność bądź brak skał dolnej jednostki po stronie polskiej (por. rozdz. 6.2.3.3.). Nazwy minerałów wskaźnikowych dla stref metamorfizmu: Sill – sillimanit; Ky – kyanit; St – staurolit

Ekshumacja skał metamorficznych była procesem wieloetapowym i złożonym. Liczne dane geochronologiczne wskazują na zaskakująco zbieżny wiek: (i) wczesnej ekshumacji, (ii) późniejszej ekshumacji i związanej z nią dekompresyjnej migmatyzacji paragnejsów oraz krystalizacji części stopu granitowego, (iii) wielkoskalowej aktywności magmowej i intruzji granitów oraz (iv) metamorfizmu niemigmatycznych paragnejsów z sillimanitem. W związku z tym rekonstrukcja ewolucji skał metamorficznych i magmowych górnej jednostki oraz opracowanie spójnego modelu geodynamicznego pozostają aktualnym przedmiotem badań.

Wczesny etap ekshumacji jest zapisany zarówno w kyanitowych paragnejsach, jak i zawartych w nich retroeklogitach. Paragenezy mineralne obu skał wskazują na rekrystalizację w warunkach wysokociśnieniowej facji granulitowej do amfibolitowej – przy ciśnieniach 10–14 kbar i temperaturach 700–750°C (fig. 17; Janák i in., 1996, 1999). Burda i in. (2021) wiążą ten etap retrogresywnego metamorfizmu ze wzrostem metamorficznych obwódek cyrkonu w retroeklogicie, datowanych na ok. 349 mln lat, co bywa korelowane z wiekiem 342 mln lat uzyskanym metodą Sm-Nd dla granatu (Moussallam i in., 2012).

Kolejny etap ekshumacji odpowiada średniociśnieniowemu/wysokotemperaturowemu metamorfizmowi oraz towarzyszącej mu dekompresyjnej migmatyzacji, przebiegającej w warunkach 12–6 kbar i 750–800°C, co potwierdzają zarówno wyniki konwencjonalnej termobarometrii (Janák i in., 1999), jak i modelowania termodynamicznego (Janák i in., 2022). Obserwowany wzrost temperatury jest powszechnie interpretowany jako rezultat pogrubienia skorupy w trakcie waryscyjskiej kolizji Laurusji z Gondwaną (Janák i in., 2022 i prace tam cytowane). Wzrost temperatury doprowadził do rozkładu muskowitu i biotytu, a uwolniona podczas tych reakcji woda napędzała dalsze wytapianie migmatytów (Janák i in., 1999). Kyanitowe paragnejsy jedynie miejscami zawierają niewielkie soczewy leukosomu, natomiast w wyższych partiach masywu obserwuje się przejście w sillimanitowe migmatyty – często o charakterze diateksytowym – w których duża objętość leukosomu zatarła pierwotną strukturę paragnejsu. Janák i in. (1999) oraz Burda i Gawęda (2009) sugerują, że dalsza segregacja stopu podczas migmatyzacji doprowadziła do powstania ciał leukogranitu zlokalizowanego w pobliżu granicy między migmatytami a granitami, a także wtórnie w postaci soczew w obrębie migmatytów (Nemčok i in., 1994). Obserwowane mineralogiczne i chemiczne różnice między leukosomem a leukogranitem są interpretowane jako wynik frakcjonalnej krystalizacji leukogranitu (Burda, Gawęda, 2009). Dane geochronologiczne wskazują, że procesy migmatyzacji, segregacji oraz krystalizacji stopu zachodziły w skałach górnej jednostki przez ok. 20 mln lat. Datowania cyrkonu i monacytu z soczew leukosomu (U-Pb TIMS) oraz cyrkonu z leukogranitów (U-Pb LA-MC-ICP-MS) ze Smreczyńskiego i Tomanowego Wierchu oraz z Ornaku wykazały zgodne wieki w przedziale 365–360 mln lat (Burda, Gawęda, 2009). Młodsze wieki, w zakresie 350–345 mln lat, uzyskano dzięki datowaniu cyrkonu z leukosomu migmatytów z Barańca (U-Pb CLC – Poller i in., 2000; U-Pb SIMS – Moussallam i in., 2012) oraz monacytu z paragnejsów i migmatytów z obszaru pomiędzy Končistą a Doliną Velicką (U-Th-total Pb EMP – Janák i in., 2022).

Należy jednak zaznaczyć, że niemigmatyczne gnejsy sillimanitowe wykazują warunki metamorfizmu rzędu 5–6 kbar i 650–700°C, czyli poniżej linii solidusu, a ich wiek – 346–345 mln lat – jest tożsamy z etapem wytapiania migmatytów. Na taki przedział wiekowy wskazują zgodnie zarówno datowania monacytu (U-Th-total Pb EMP – Janák i in., 2022), jak i granatu (Lu-Hf i Sm-Nd LA-MC-ICP-MS – Kohút i in., 2023).

Waryscyjski magmatyzm

Granitoidy występują w strukturalnie najwyższej części górnej jednostki i odsłaniają się w Tatrach Zachodnich wzdłuż głównej grani o przebiegu NW–SE oraz na całym obszarze Tatr Wysokich (fig. 16). Kształt intruzji granitoidowej o charakterze sillu przecinającego skały metamorficzne został zasugerowany przez Gorka (1959). Późniejsze badania rozwinęły tę interpretację i opisują tatrzańskie granitoidy jako kompozytową, poligenetyczną intruzję umiejscowioną syntektonicznie w skałach metamorficznych (Kohút, Janák, 1994; Kohút, Siman, 2011; Gawęda i in., 2019; Kohút, Larionov, 2021; Broska i in., 2022; Catlos i in., 2022). Szerokie spektrum cech petrograficznych granitoidów było podstawą wyróżnienia licznych odmian, klasyfikowanych na podstawie ich składu mineralnego, struktury/tekstury oraz lokalizacji.W literaturze grupuje się granitoidy tatrzańskie w cztery główne typy, opierając się na pracy Kohúta i Janáka (1994):

1) dioryty kwarcowo-amfibolowo-biotytowe;
2) granodioryty i tonality biotytowe z przejściami do granodiorytów biotytowo-muskowitowych (tzw. granity Tatr Wysokich);
3) granity porfirowe i granodioryty z fenokryształami skalenia potasowego (tzw. granitoidy Rohaczy);

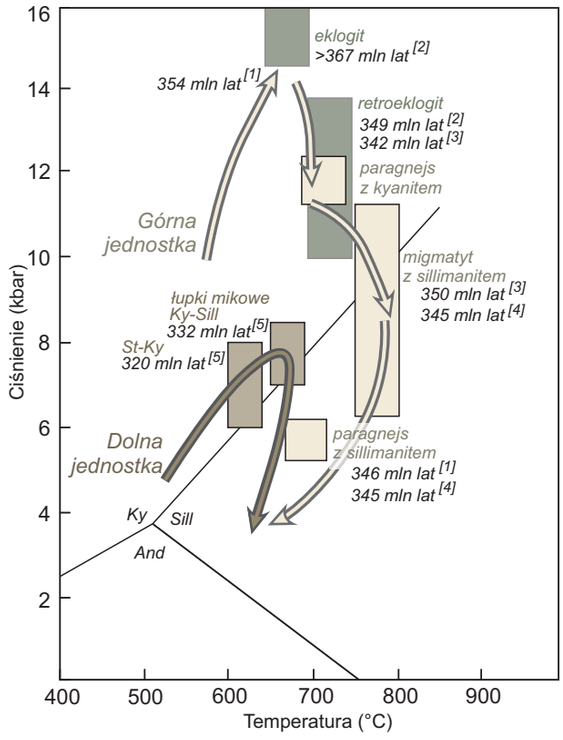


FIG. 17. Ścieżka P–T (ciśnienie–temperatura) skał metamorficznych podłoża krystalicznego. Wiek radiometryczny za: 1 – Kohut i in. (2023); 2 – Burda i in. (2021); 3 – Moussallam i in. (2012); 4 – Janak i in. (2022); 5 – De Doliwa Zieliński i in. (2026). Nazwy minerałów wskaźnikowych dla stref metamorfizmu: Sill – sillimanit, Ky – kyanit, And – andaluzyt, St – staurolit

4) lokalnie porfirowe granodioryty i granity biotytowe oraz muskowitowo-biotytowe (tzw. typowe granity tatrzańskie).

Wyróżniano wiele dodatkowych typów granitów tatrzańskich, które w toku kolejnych badań oraz wraz ze wzrostem dostępności danych geochemicznych i geochronologicznych były stopniowo przypisywane jednej z wyżej wymienionych grup. Nazwy historyczne oraz określenia mniej powszechnie stosowane podano poniżej.

Nazwa alaskit (Jaroszewski, 1965; Burchart, 1970; Gawęda, 2001) była historycznie stosowana jako synonim drobnokrystalicznych leukogranitów Tatr Zachodnich, choć określano nią również odmiany porfirowate oraz pegmatyty leukogranitowe (Gawęda, 2001). Termin ten był używany głównie ze względów tradycyjnych i obecnie został zastąpiony przez leukogranit.

Granity Goryczkowej (fig. 16; Morozewicz, 1914; Burchart, 1970; Kohút i in., 2009) są reprezentowane przez dwa główne zespoły skalne, które pierwotnie traktowano jako osobne wydzielenie granitów tatrzańskich ze względu na ich lokalizację w północnej części łuski tektonicznej Goryczkowej. Pierwszy zespół skalny zawiera biotytowy granodioryt, tonalit oraz kwarcowy dioryt. Natomiast skały drugiego zespołu skalnego to leukokratyczne, porfirowe granity zawierające skaleń potasowy (Burda i in., 2013a), niezgodnie tnące pierwszy zespół skalny. Cytowani autorzy sugerują jednak zaprzestanie używania nazwy „granit Goryczkowej" i zalecają zaliczenie tych intruzji do „typowego granitu tatrzańskiego" ze względu na ich podobieństwo do granitu ze Staroroboci ańskiego Wierchu w Tatrach Zachodnich (Burda i in., 2013a). Należy jednak podkreślić, że w literaturze termin „typowy granit tatrzański" bywa stosowany w sposób niejednoznaczny – zarówno w odniesieniu do porfirowych granodiorytów, jak i biotytowych oraz muskowitowo-biotytowych granitów (typ 4 *sensu* Kohút, Janák, 1994), bądź też jako określenie szerszej grupy granitoidów, obejmującej leukogranity z rejonu Wołowca, porfirowe granity ze skaleniem potasowym z Rohaczy oraz granodioryty i tonality z masywu Łomnicy (Gawęda i in., 2016a). Niemniej jednak określenia „typowy granit Tatr Zachodnich" oraz „granit Tatr Zachodnich" wydają się funkcjonować jako odrębne jednostki (Burda i in., 2011), mimo że w ramach tej klasyfikacji autorzy zaliczają zarówno porfirowe granity ze skaleniem potasowym (typ 3), jak i porfirowe granodioryty (typ 4 *sensu* Kohút, Janák, 1994).

Geneza i wiek granitów tatrzańskich

Formowanie intruzji granitoidowej było procesem wieloetapowym, trwającym od ok. 370 do 340 mln lat temu. Granitoidy tatrzańskie wykazują skład chemiczny charakterystyczny dla magm generowanych w strefach subdukcji, typowych dla łuków wyspowych (ang. *volcanic arc granites* – VAG), zarówno serii wapniowo-alkalicznej, jak i wysokopotasowej serii wapniowo-alkalicznej (Broska i in., 2022 i prace tam cytowane). W najnowszej interpretacji mieszany

charakter peraluminowych magm typu I/S odzwierciedla złożony obszar źródłowy – dolną skorupę kontynentalną o składzie metamagmowo-amfibolitowym z domieszką skał metapelitowych (Broska i in., 2022; Catlos i in., 2022 i prace tam cytowane). Znaczna zmienność składu chemicznego granitoidów wynika ze zróżnicowanego stopnia mieszania się magm oraz ich interakcji ze skałami otoczenia w trakcie formowania intruzji.

Najstarszy etap aktywności magmowej mają reprezentować biotytowe granodioryty z rejonu Goryczkowej o wieku 371 ±6 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013a) oraz skały powstałe na kontakcie diorytu z granitem ze Starorobociańskiego Wierchu, datowane na 368 ±8 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2011). Pomimo zbliżonego wieku pierwsza z tych intruzji jest interpretowana jako zapis prekolizyjnej aktywności magmowej, natomiast druga jako rezultat późniejszej interakcji diorytu z granitowym stopem.

Z kolei precyzyjne datowania cyrkonów (U-Pb SIMS – Broska i in., 2022) wykazały wiek 359,2 ±3,0 mln lat dla enklaw diorytowych występujących w obrębie granodiorytu Tatr Wysokich. Porównywalne wartości wiekowe uzyskano również dla pojedynczych wystąpień granitoidów z innych rejonów Tatr, m.in. granitu Tatr Wysokich – 363,3 ±5,5 mln lat (U-Th-Pb SHRIMP – Kohút, Larionov, 2021), typowego granitu tatrzańskiego z Rohaczy i Błyszcza w Tatrach Zachodnich – 363 ±11 do 347 ±14 mln lat (U-Pb CLC – Poller i in., 2000), a także granitoidów z Rohaczy – 360 ±5 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Gawęda i in., 2016a). Broska i in. (2022) interpretują ten wczesny etap granitowego magmatyzmu jako efekt rozerwania subdukującej płyty i następującego po nim podnoszenia się astenosfery. Zwiększony strumień ciepła dostarczony z astenosfery sprzyjał anateksji metapelitów oraz intensyfikacji magmatyzmu, prowadząc do powstawania granitoidów. Wzrost udziału skał o niższej gęstości w kolumnie skorupowej mógł dodatkowo ułatwić oderwanie nadtopionej partii skorupy i jej późniejszą ekshumację.

W literaturze sugerowano, że większa część typowego granitu tatrzańskiego reprezentuje starszy, tzw. pierwszy cykl formowania granitoidów, natomiast granitoidy Tatr Wysokich oraz kontaktujące z nimi od północy granity tatrzańskie – młodszy „drugi cykl" (zob. mapa geologiczna na fig. 1 *w*: Gawęda i in., 2016a). Jednakże zarówno starsze wieki, ok. 360 mln lat (zob. powyższy akapit), jak i młodsze, 350–345 mln lat, były raportowane dla wszystkich typów granitoidów, co wskazuje na brak jednoznacznej korelacji przestrzennej między wiekiem a typem granitu.

W Tatrach Wysokich populacje cyrkonów wskazują na krystalizację monzogranitu w wieku ok. 350 ±5 mln lat (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013b) oraz tonalitu – 350,1 ±2,6 mln lat (U-Pb SIMS – Broska i in., 2022). Zbliżone wartości uzyskano również dla porfirowatych granitów z Goryczkowej (ok. 350 ±5 mln lat; U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013a), które autorzy zaliczają potencjalnie do „typowego granitu Tatr Zachodnich". Jednak z uwagi na różnorodność definicji i zróżnicowanie petrograficzne granitoidów, jednoznaczna korelacja litologiczna pozostaje utrudniona. Na znaczący udział anatektycznego stopu pochodzącego z migmatytów na proces formowania granitoidów Tatr Zachodnich zwrócili uwagę Janák i in. (1999). Warto zauważyć, że szacowane warunki ciśnienia i temperatury dla umiejscawiania granitu Rohaczy wynoszą ok. 850°C przy 5–6 kbar (Gawęda, 2007), co częściowo koreluje z późną migmatyzacją skał osłony. Wiek cyrkonów z granitu na Banikowie, oznaczony precyzyjną metodą U-Pb (SIMS), wynosi 352 ±2 mln lat, natomiast dla pobliskich szczytów Rohacz Płaczliwy i Prislop uzyskano odpowiednio 345 ±2 mln oraz 346 ±2 mln lat (fig. 17; De Doliwa Zielinski, 2026). Według interpretacji cytowanych autorów bliskość wieków krystalizacji granitów i migmatyzacji potwierdza ich genetyczne powiązanie, a obserwowane różnice wieku w obrębie intruzji świadczą o wewnętrznym zróżnicowaniu czasu krystalizacji poszczególnych porcji magmy. Taka interpretacja może również tłumaczyć najmłodszy uzyskany wiek – ok. 337 ±6 mln lat – określony dla obwódek cyrkonów z granitów Tatr Wysokich (U-Pb LA-MC-ICP-MS – Burda i in., 2013b). Procesy pomagmowe, związane z migracją stopów resztowych i/lub wodnych fluidów, doprowadziły do formowania pegmatytów z apatytem odsłaniających się na Barańcu, których wiek określono na 328,6 ±2,4 mln lat (U-Pb LA-ICP-MS; Gawęda i in., 2016b).

6.2.3.3. Zarys tektoniki trzonu krystalicznego Tatr

Michał Bukała, Edyta Jurewicz

Współcześnie stosowane rozróżnienie dolnej i górnej jednostki zostało wprowadzone na podstawie różnic litologicznych obserwowanych w słowackiej części Tatr (Fritz i in., 1992; Janák, 1994). Przed jego wprowadzeniem skały metamorficzne podłoża krystalicznego Tatr określano ogólnie mianem łupków krystalicznych i podkreślano ich petrologiczną i tektoniczną złożoność (Gaweł, 1959; Gorek, 1959; Burchart, 1963; Jaroszewski, 1965). Obecnie część autorów zalicza całe podłoże krystaliczne po stronie polskiej do górnej jednostki (np. Kohút, Janák, 1994; Janák i in., 1996, 2022; Poller i in., 2000; Catlos i in., 2022; Bukała i in., 2024). Bukała i in. (2024) sugerują, że lokalne różnice w stopniu migmatyzacji mogły prowadzić do powstania stref o podwyższonym naprężeniu i zwiększonej zawartości biotytu, które teksturalnie przypominają łupki mikowe. Jednak w wielu pracach skały występujące w dolnych partiach Trzydniowiańskiego Wierchu, Ornaku oraz na grani pomiędzy Błyszczem a Tomanowym Wierchem są klasyfikowane jako reprezentujące dolną jednostkę (np. Gawęda, 2000; Burda, Gawęda, 2009; Piotrowska i in., 2009; Burda, 2011; Burda, Klötzli, 2011; Burda i in., 2021). Alternatywną interpretację zaproponował Cymerman (2024), identyfikując wystąpienia łupków dolnej jednostki w postaci izolowanych łusek tektonicznych wieku alpejskiego, zlokalizowanych w Litworowym Potoku, na północno-zachodnim zboczu Doliny Chochołowskiej oraz na południowo-wschodnim zboczu pomiędzy Czubikiem a Jarząbczym Wierchem.

W podłożu krystalicznym Tatr wyróżniono cztery główne etapy deformacji związane z waryscyjskim etapem tektonicznego zestawienia jednostek podłoża, ich ekshumacją do poziomów środkowo-górnoskorupowych, a także późniejszą kompresją i ekstensją o charakterze alpejskim. Orientację struktur należy analizować po przywróceniu masywu Tatr do pozycji sprzed jego neogeńskiej rotacji (Jurewicz, 2000b, 2002). Kierunki oraz kąty nachylenia/upadu podane poniżej odpowiadają orientacji obecnie obserwowanej na terenie Tatr, natomiast omawiana kinematyka odnosi się do orientacji przedneogeńskiej.

Najstarszy etap deformacji (D1, *sensu* Janák i in., 1999) odpowiada waryscyjskiemu zestawieniu jednostek metamorficznych oraz formowaniu dominującej niskokątowej foliacji S1 zapadającej na S–SE (Fritz i in., 1992; Janák i in., 1999). Mikrostrukturalny zapis D1 w paragnejsach wskazuje na deformację podatną w reżimie prostego ścinania w warunkach wysokotemperaturowych (Janák i in., 1999; Bukała i in., 2024), co jest zgodne z wynikami analiz termobarometrycznych (Janák i in., 2022 i cytowane tam prace). W obrębie migmatytów górnej jednostki makroskopowe struktury D1 obejmują izoklinalne fałdy o południowej wergencji, charakteryzujące się niemal poziomymi płaszczyznami osiowymi, równoległymi do foliacji S1. Kinematyka deformacji wskazuje na ścinanie w kierunku S–SE, co jest interpretowane jako główny kierunek nasuwania w tej części orogenu waryscyjskiego. Proces ten doprowadził do nasunięcia górnej jednostki na dolną jednostkę i powstania obecnie obserwowanej odwróconej sekwencji metamorficznej. Dodatkowo strefy ścinania D1 są interpretowane jako miejsca o obniżonej wytrzymałości, które mogły ułatwiać migrację stopu, przyczyniając się do formowania synorogenicznych ciał granitowych o geometrii sillu (Burda, Gawęda, 2009).

Kolejny etap deformacji (D2, *sensu* Janák i in., 1999) jest interpretowany jako efekt późnowaryscyjnej ekstensji w kierunku E–W, która umożliwiła denudację stropowej części podłoża krystalicznego. W wyższych partiach górnej jednostki w Tatrach Zachodnich obserwuje się transpozycję wysokotemperaturowej lineacji L1 (N–S) w lineację L2 (W–E), co wskazuje na prawoskrętne ścinanie skierowane na wschód. Podobną kinematykę wykazują niżejtemperaturowe, podatnokruche strefy ścinania zidentyfikowane w obrzeżeniach plutonu granitowego oraz w skałach metamorficznych w pobliżu jego kontaktu, opisane przez Kanię (2015). Brak udokumentowanych uskoków normalnych w Tatrach Zachodnich, które mogłyby odpowiadać za ekstensyjne odsłonięcie podłoża, tłumaczy się na dwa sposoby: (i) poprzez erozję górnej części podłoża krystalicznego (Janák, 1994) lub (ii) przez późniejszą reaktywację tych struktur podczas wczesnojurajskiego ryftingu waryscyjskiego podłoża (Plašienka, 1998, 2018a). Datowanie metodą K-Ar jasnej miki wyseparowanej ze skał osłony granitu północnych Rohaczy wskazuje przybliżony wiek stygnięcia na 305 ±11 mln lat (Deditius, 2004). Podobne wartości, mieszczące się w przedziale 330–300 mln lat, uzyskane metodą ^{40}Ar-^{39}Ar dla jasnej miki zarówno z granitu, jak i migmatytów (Janák, Onstott, 1993; Maluski i in., 1993; Janák, 1994), potwierdzają postkinematyczny etap stygnięcia i wyznaczają dolną granicę czasową późnowaryscyjskiej deformacji D2.

Dalszą ewolucję tektoniczną i chronologię zdarzeń należy analizować w granitoidach Tatr Wysokich, gdzie można się spodziewać struktur wyłącznie syn- i postintruzyjnych, tj. młodszych niż ok. 360–345 mln lat (np. Poller i in., 2000; Gawęda i in., 2016a; Broska i in., 2022). Powszechnie występującą grupą struktur są podatnokruche strefy ścinania o charakterze mylonitów i kataklazytów (Jurewicz, Bagiński, 2004), które można interpretować jako potencjalnie odpowiadające strukturom D2 obserwowanym w Tatrach Zachodnich, choć obecnie brak jest datowań geochronologicznych. Szerokość tych stref wynosi zwykle od kilkadziesięciu centymetrów do kilku metrów, a rozciągłość – kilkaset metrów. Można je obserwować, idąc szlakiem („rysą") na Rysy, Mięguszowiecką Przełęcz pod Chłopkiem czy w Galerii Cubryńskiej (fig. 18). Strefy te noszą ślady wielokrotnej aktywacji i mineralizacji w różnych warunkach termobarycznych i reżimach tektonicznych. Za ich powstanie były odpowiedzialne późnowaryscyjskie procesy ścinania i towa-

rzyszące im kataklaza i mylonityzacja, natomiast późniejsza mineralizacja mogła mieć miejsce na etapie prealpejskiego ryftingu oraz neogeńskiego wypiętrzania, co zaznaczyło się aktywnością zrzutowo-przesuwczą. W związku z alpejskimi nasunięciami płaszczowinowymi (faza D3) można by się spodziewać znaczącej aktywności kinematycznej omawianych stref ścinania, ale z uwagi na ich niesprzyjającą orientację była ona niewielka. Strefy te były natomiast istotnymi drogami rozładowania naprężeń (faza D4) w toku późno-paleoceńskiej i eoceńskiej transpresji i transtensji (Králiková i in., 2014), co zaznaczyło się aktywnością przesuwczo-zrzutową oraz podczas późnoneogeńskiej inwersji generującej ekstensję o kierunku NW–SE (Vojtko i in., 2010; Králiková i in., 2014; Szczygieł, 2015).

6.2.3.4. Rozwój facjalny basenów Tatr

Michał Krobicki

Utwory osadowe mezozoiku tatrzańskiego powstawały w obrębie bloku Karpat centralnych ograniczonego na północy przez alpejską Tetydę, a na południu oceanem Meliaty (zob. podrozdział 6.1).

Basen sedymentacyjny przyszłych Tatr był podzielony na dwie zasadnicze strefy (fig. 19): południową, ze zdecydowaną przewagą utworów morskich, miejscami nawet głębokowodnych, z której wywodzą się jednostki reglowe: dolna – križniańska (fatrikum) i górna – choczańska (hronikum), oraz północną, płytszą, określaną jako wierchowa (tatrikum). Osady sukcesji wierchowej wchodzą zarówno w skład płaszczowin, jak i autochtonicznej pokrywy osadowej masywu krystalicznego Tatr. W celu lepszego zobrazowania litofacjalno-paleogeograficznego zróżnicowania w czasie i przestrzeni basenu tatrzańskiego jako całości, skonfrontowano poniżej jedynie główne jednostki strukturalno-tektoniczne – jednostkę/sukcesję wierchową (tatrikum) z jednostką/sukcesją križniańską (fatrikum) – fig. 20, 21. Podwaliny do tego zestawienia zostały opracowane przez Lefelda i in. (1985) oraz Uchmana (2009, 2014) i Jach i in. (2014).

Najstarsze utwory osadowe w Tatrach są znane z obszaru Słowacji, gdzie pod Jagnięcym Szczytem bezpośrednio na granitoidach trzonu krystalicznego zalegają lądowe (fluwialne?) zlepieńce, przypuszczalnie permskiego wieku, znane jako **zlepieńce koperszadzkie** (m.in. Uhlig, 1897; Limanowski, 1903; Sokołowski, 1948) lub **formacja z Koperszadów** (fig. 9). Stanowią one ekwiwalent alpejskiej facji *verrucano*. Skały osadowe i wulkaniczne permu są szerzej rozprzestrzenione w wielu jednostkach tektonicznych na obszarze Słowacji (Vozárová, 1996). Trias tatrzański jest wyraźnie trójdzielny: klastyczny–węglanowy–klastyczny i upodabnia się do triasu basenu germańskiego na Niżu Polskim, będąc zapisem sekwencji transgresyjno-regresyjnej. Klastyczno-węglanowo-krzemionkowe utwory jurajsko-dolnokredowe są silnie zróżnicowane litofacjalnie, odzwierciedlając tektonicznie uwarunkowane, a morfologicznie odmienne strefy batymetryczne. Synsedymentacyjne uskoki tektoniczne i towarzyszące im zręby, rowy i półrowy tektoniczne odpowiadały za paleofacjalno-paleogeograficzną różnorodność i powstanie odpowiednich sukcesji/domen tatrzańskich.

Trias dolny tatrikum i fatrikum jest szeroko rozprzestrzeniony na całym obszarze Tatr, charakteryzując się czerwonymi, niekiedy arkozowymi piaskowcami, często z charakterystycznym warstwowaniem przekątnym małej skali (**formacja z Lúžnej**, fig. 9, 20). Pojawiają się w nich również mułowce kwarcytowe oraz wkładki dolomitów i łupków dolomitycznych. Jest to tzw. facja werfeńska, o genezie lądowej, rzecznej lub przybrzeżnomorskiej (Nemčok i in., 1993; Michalik, 1997; Uchman, 2009). Młodsze utwory triasu dolnego to osady *stricte* węglanowe, reprezentowane przez dolomity komórkowe z warstwami myophoriowymi w górnej ich części, interpretowane jako utwory pogranicza lądu i płytkiego morza o typie sebhy (Kotański, 1961; Gaździcki, Lefeld, 1997). Powstałe wówczas utwory ewaporatowe o charakterze sebhy, porównywane do alpejskiej facji „Rauhwacken" (Kotański, 1956b; Passendorfer, 1978a; Kasiński, 1981), w trakcie późniejszych fałdowań pełniły rolę warstwy słabej i stanowiły horyzont odkłuć płaszczowinowych (Jurewicz, 2003, 2005; Milovsky i in., 2003). Trias środkowy ma bardziej węglanowy charakter i płytkomorską genezę, litofacjalnie przypomina również utwory znane z Alp. W ich obrębie można wydzielić charakterystyczne horyzonty, jak np. szeroko rozprzestrzenione tzw. **wapienie robaczkowe** (Kotański, 1955b; Passendorfer, 1978b) występujące ponad warstwami z Gutenstein (Nemčok i in., 1993). Cała architektura środkowotriasowych węglanowych facji tatrzańskich powyższych domen może być interpretowana jako rozbudowany system platform węglanowych. Współwystępowały w nich brekcje synsedymentacyjne, epizody ewaporacji i wynurzeń (np. struktury *tepee* – Szulc i in., 1996), tworzenia się różnorodnych dolomitów (w tym „cukrowych"), jest to też czas zwolnienia tempa sedymentacji prowadzącego do powstawania twardych den (Jaglarz, Rychliński, 2005) z obfitą niekiedy fauną (krynoidy, ślimaki, małże) i florą (glony, w tym diplopory). Trias górny, o cechach sekwencji regresyjnej, jest reprezentowany głównie przez utwory klastyczne tzw. **kajpru karpackiego** (Nemčok i in., 1993). Są to łupki piaszczyste, piaskowce i lokalnie zlepieńce, zazwyczaj o czerwonych barwach, pochodzące przypuszczalnie z przybrzeżnomorskich, deltowych i fluwialnych środowisk. Niektóre z kolejnych osadów, np. utwory **formacji tomanowskiej**, są bogate w lądową florę retycką, środowisk bagiennych i jeziornych (Raciborski, 1891; Gorek, 1958; Radwański, 1968). Ich ekwiwalentem w sukcesji reglowej dolnej są płytkomorskie organogeniczne wapienie onkolitowe, oolitowe, z koralami, ramienionogami i krynoidami (Radwański, 1959). Utwory przejściowe triasu i jury

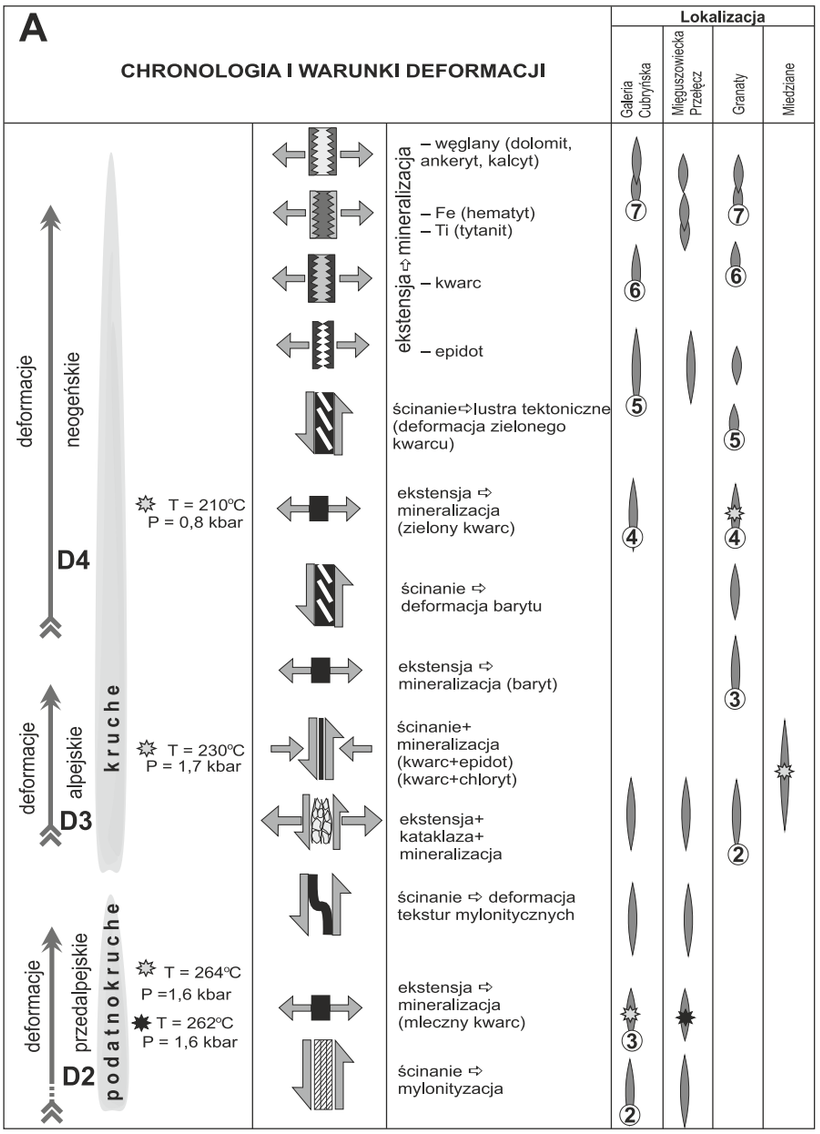


FIG. 18. A – chronologia zdarzeń tektonicznych i warunki deformacji w granitoidach Tatr Wysokich; D2, D3, D4 – fazy deformacyjne wg Janáka (1994);
B – szkic strefy ścinania na Galerii Cubryńskiej; numery odpowiadają kolejnym fazom deformacji i mineralizacji na fig. A; Gr – granitoidy (1); S-Cmyl – S-C mylonity (2); Qtz – kwarc (z) – zielony (3); (m) – mleczny (4); fp – lustro epidotowo-kwarcowe (5); Qtz dr – druza kwarcowa (6); Cal dr – druza kalcytowa (7); (Jurewicz, Bagiński, 2004)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

JURA–WCZESNA KREDA

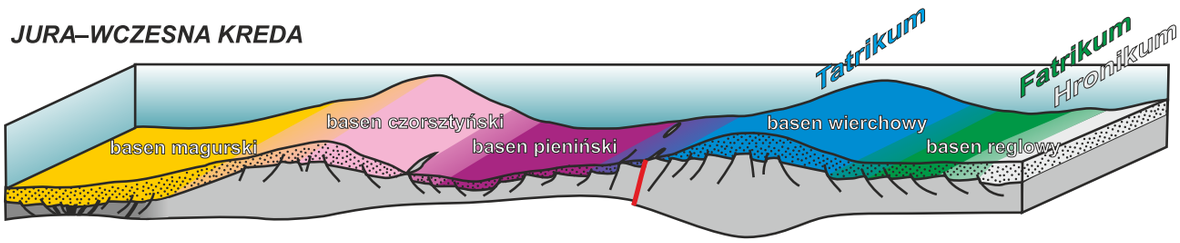


FIG. 19. Zróżnicowanie facjalne w strefach sedymentacyjnych Tatr i pienińskiego pasa skałkowego, wg Jurewicz (2005)

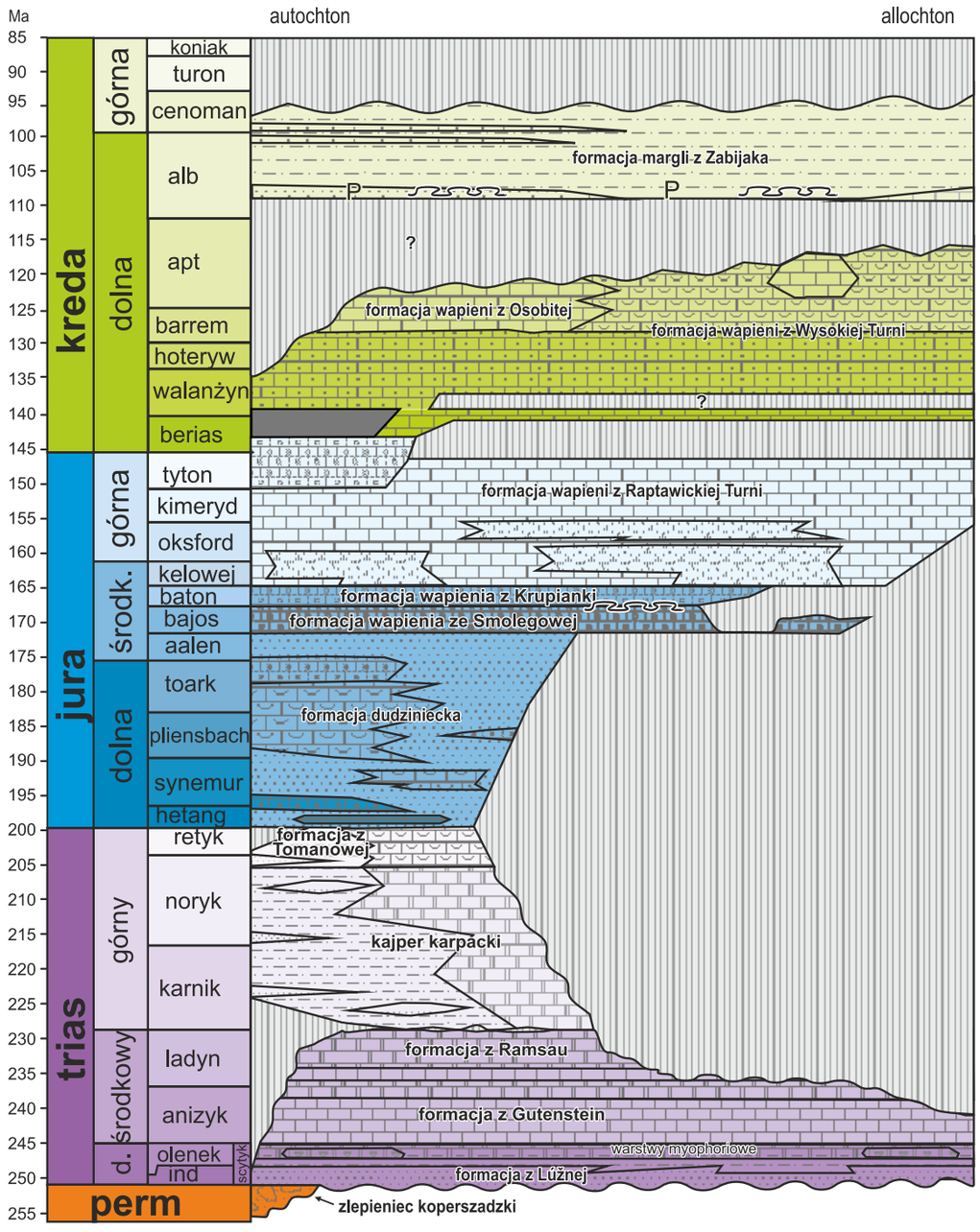




FIG. 20. Litostratygrafia sukcesji wierchowej, wg Jach i in. (2014), za Lefeldem i in. (1985), z modyfikacjami Grabowskiego i in. (2022)

są dokumentowane przez płytkowodne wapienie, margle i łupki margliste **formacji fatrzańskiej** (Gaździcki, 1974; Gaździcki i in., 1979), zazwyczaj obfitej w faunę bentoniczną (ramienionogi, małże, koralowce, otwornice). Formacja ta diachronicznie zazębia się z wapiennymi, marglisto-mułowcowymi i piaszczystymi utworami **formacji z Kopieńca** (tzw. facji *gresteńskiej*; Gaździcki i in., 1979), datowanej na późny retyk–synemur, która ma cechy utworów szelfowych w zasięgu sztormowej podstawy falowania (np. tempestytowe muszlowce małżowe).

Utwory jednostki reglowej górnej, choczańskiej (hronikum) odsłaniają się w polskich Tatrach jedynie w rejonie dolin Chochołowskiej, Kościeliskiej i Miętusiej. Trias środkowy i górny jest tutaj bardziej urozmaicony litologicznie niż w dwóch pozostałych sukcesjach, chociaż generalnie stanowi on dopełnienie tektoniczno-eustatycznie/batymetrycznie sterowanej, mocno zróżnicowanej wewnętrznie rozległej platformy węglanowej o skomplikowanej architekturze litofacjalno-paleogeograficznej, utworów zarówno płytkomorskich, jak i basenowych, preryftowego etapu rozwoju północnej części zachodniej Tetydy. Te różnorodne utwory węglanowe, głównie dolomity i wapienie, znajdują swoje odpowiedniki w geologii alpejskiej i dlatego nazwy jednostek litostratygraficznych zostały dla nich stamtąd zapożyczone (Kotański, 1965; Uchman, 2009). Po polskiej stronie Tatr najstarsze są tzw. **dolomity z Ramsau** (**formacja z Ramsau**) (Mello, Wieczorek, 1993; Gaździcka i in., 2009), prawdopodobnie środkowego anizyku–ladynu, wykształcone jako masywne dolomity, brekcje dolomityczne i dolomity ławicowe z warstewkami tufitów. Po stronie słowackiej występują starsze od nich mikrytowe i laminowane wapienie z bioklastami (**wapienie z Gutenstein**; Mello, Wieczorek, 1993). Młodsze od dolomitów z Ramsau są szare, cienko- i średnioławicowe mikrytowe wapienie bulaste **formacji z Reifling** z bioklastami i z rogowcami oraz wkładkami tufitów środowisk basenowych (Zawidzka, 1971, 1972; Gaździcki, Zawidzka, 1973; Fijałkowska, Uchman, 1993; Szulc i in., 2004). Formacja ta jest zastępowana facjalnie przez mułowce margliste z podobną fauną i palinomorfami należące do **warstw z Partnach** (Kotański, 1973, 1974) oraz przez masywne wapienie z amonitami i konodontami **formacji z Wetterstein** („dolomit choczański") górnego anizyku i ladynu (Kotański, 1973; Szulc i in., 2004; Uchman, 2009). Do triasu górnego (ladyn/karnik) hronikum zalicza się również **dolomity z Wetterstein** ze stromatolitami i strukturami glonowo-mikrobialnymi czy ooidami oraz z pokruszoną fauną, powstałymi na skłonie platformy węglanowej zarówno facji rafowych i przedrafowych, jak i środowisk sublitoralnych i/lub lagunowych (Kotański, 1986; Mello, Wieczorek, 1993; Szulc i in., 2004). Ich ekwiwalentem po słowackiej stronie Tatr są piaskowce i łupki **formacji z Lunz** karniku. Najwyższy trias jest reprezentowany przez średnio- i gruboławicowe dolomity z wkładkami mułowców i iłowców noryku (tzw. **dolomit główny** = Hauptdolomit) (Gaździcka i in., 2009) i **formację norowicką** wapieni mikrytowych i organodetrytycznych z liczną fauną retyku środowisk litoralnych (Gaździcki, 1974, 1983; Roniewicz, 1974). Silnie zróżnicowane są natomiast węglanowe utwory dolnej jury **formacji wapieni z Miętusiej**: wapienie oolitowe, organodetrytyczne i spikulitowe czy wapienie krynoidowe z ramienionogami synemuru–pliensbachu alpejskiej facji hierlatzkiej płytkowodnej platformy węglanowej (Lefeld, 1985; Uchman, 1988, 1994; Uchman, Tchoumatchenco, 1994). Najmłodsze utwory sukcesji choczańskiej są znane tylko z izolowanych odsłonięć bądź wypełnień dajek neptunicznych i reprezentowane przez różowoczerwone wapienie mikrytowe, które prawdopodobnie są środkowojurajskiego wieku (Uchman, 1988; Wieczorek, 2001).

Wyraźne zróżnicowanie litofacjalne pomiędzy strefami wierchową oraz krížniańską i choczańską zaznacza się praktycznie dopiero we wczesnej jurze, co jest efektem synryftowej tektoniki synsedymentacyjnej pasywnej krawędzi kontynentu, która doprowadziła do powstania podmorskich rowów/półrowów tektonicznych oraz bloków przechylanych rotacyjnie wzdłuż listrycznych uskoków (Dumont i in., 1996). Spowodowała ona automatycznie silne zróżnicowanie morfologii dna przy równoczesnym efekcie zatopienia triasowych platform węglanowych. Litofacjalny charakter utworów dolnej jury dobrze dokumentuje obecność utworów klastyczno-węglanowych tatrikum, np. **formacji dudzinieckiej**, na którą składają się piaskowce, zlepieńce z wkładkami wapieni piaszczystych i krzemionkowych oraz spongiolitów, wapieni krynoidowych czy wapieni piaszczystych z ramienionogami (Wójcik, 1981, 1985). Piaskowce te erozyjnie zalegają na różnych ogniwach triasu środkowego i górnego, co przy wyraźnie zmiennej ich miąższości i cechach utworów powstałych u podnóża podmorskich skarp („brekcje klifowe" – Radwański, 1959) dobrze dokumentuje synryftowy charakter ruchów tektonicznych przy pasywnej krawędzi kontynentu (Wieczorek, 1990, 1995). Izochronicznie, w nieco głębszych środowiskach morskich, powstawały utwory plamistych wapieni i margli facji *Fleckenkalk*/*Fleckenmergel* formacji margli z Sołtysiej w sukcesji reglowej dolnej (fig. 21), przeławicane wapieniami krynoidowymi, spongiolitami bądź skrzemionkowanymi wapieniami plamistymi. Liczna fauna amonitów dobrze dokumentuje ich wczesnojurajski wiek (synemur–toark) aż do wczesnej jury środkowej (późny bajos), kiedy pojawiają się pierwsze radiolaryty

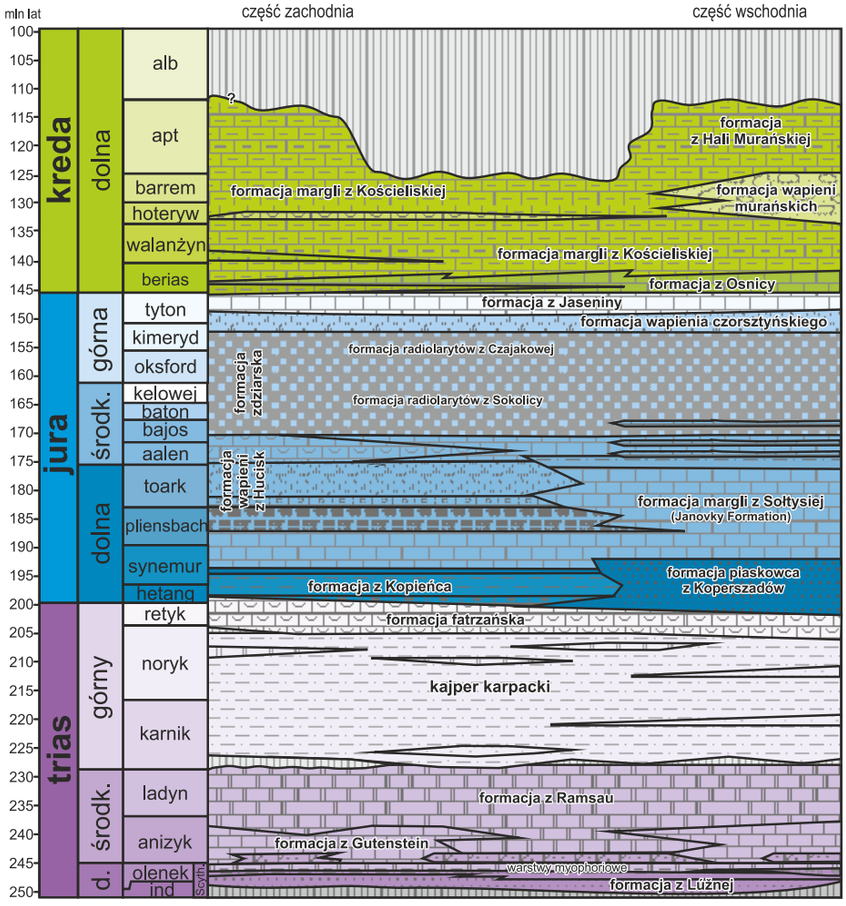


FIG. 21. Litostratygrafia sukcesji reglowej dolnej wg Jach i in. (2014), za Lefeldem i in. (1985). Objaśnienia litologiczne jak na figurze 20

przeławicające ciemnobrązowoszare wapienie plamiste (ogniwo wapieni z Broniarskiego).

Bajosko-batońskie utwory sukcesji wierchowej – to tak charakterystyczne dla geologii pienińskiego pasa skałkowego wapienie krynoidowe (**formacje wapieni ze Smolegowej** i **z Krupianki**), z przeławiceniami wapieni ze stromatolitami czy wapieni z polewami żelazisto-manganowymi. Wykazują one cechy utworów skondensowanych, co w połączeniu z obecnością dajek neptunicznych (Łuczyński, 2001a, b) kolejny raz wskazuje na ekstensyjny reżim synsedymentacyjnej tektoniki ryftowej. Równocześnie na obszarze sukcesji reglowej dolnej powstawały zróżnicowane utwory węglanowo-krzemionkowe **formacji wapieni z Hucisk** reprezentowane przez skrzemionkowane wapienie krynoidowe, spikulity, czerwone i brązowe wapienie krynoidowe z rudami żelaza i manganu oraz wapienie gruzłowe (Jach, 2002, 2005, 2007; Gradziński i in., 2004; Iwańczuk i in., 2013; Jach i in., 2014; Jach, Reháková, 2019). Niektóre z powyższych można uznać za ekwiwalenty alpejskich wapieni hierlatzkich bądź adneckich (Mello, Wieczorek, 1993). Utwory te wykazują cechy nie tylko typowej pelagicznej sedymentacji, ale i silnej kondensacji stratygraficznej, która zachodziła na obszarze wyniesionych tektonicznie bloków znajdujących się przypuszczalnie w pobliżu granicy kompensacji kalcytu (ang. *Calcite Compensation Depth* – CCD) i w towarzystwie podmorskich źródeł hydrotermalnych.

Pod koniec jury środkowej i w późnej jurze dalsze pogłębianie się basenu wierchowego manifestuje się sedymentacją szaro-różowych pelagicznych wapieni peloidowo-onkolitowych i różowo-czerwonych wapieni bulastych facji *Ammonitico Rosso* (ogniwo wapienia czorsztyńskiego) oraz wapieni kalpionellowych (ogniwo wapieni z Sobótki) **formacji wapieni z Raptawickiej Turni** (Lefeld, 1968; Uchman, 2009; Pszczółkowski i in., 2016). Podobnie w krížniańskim basenie reglowym efekt pogłębiania się środowiska sedymentacji dokumentują zielone radiolaryty i wapienie radiolariowe (**formacja ździarska**) oraz czerwone, brązowe i zielone radiolaryty (**formacja radiolarytów z Czajakowej**), rozdzielone czerwonymi wapieniami bulastymi **formacji wapienia niedzickiego** (Jach, 2007; Jach i in., 2014; Jach, Reháková, 2019). Ich sedymentacja prawdopodobnie zachodziła nieco poniżej granicy kompensacji kalcytu. Powyższa pelagiczna sekwencja węglanowo-krzemionkowa jest zwieńczona ponownie sedymentacją czerwonych wapieni bulastych (**formacja wapienia czorsztyńskiego**) (Lefeld, 1974), odzwierciedlając fluktuacje eustatyczne bądź granicy CCD, które miały miejsce pod koniec jury. Na przełom jury i kredy

przypada dalszy ciąg sedymentacji pelagicznej reprezentowanej przez wapienie rogowcowe facji *Maiolica* (=*Biancone,* np. Wieczorek, 1988; Grabowski, Pszczółkowski, 2006) **formacji z Jaseniny** i **formacji z Osnicy** (Pszczółkowski, 1996, 2003). Wyżej są one zastąpione przez zbioturbowane margle i łupki margliste z ławicami skrzemionkowanych wapieni krynoidowych (**formacja margli z Kościeliskiej**; berias–barrem–?dolny apt) (Uchman, 1997, 2009), zawierającymi wkładki turbidytowych piaskowców (Pszczółkowski, 2003; Grabowski i in., 2025). Wieńczące profil sukcesji reglowej dolnej wapienie organodetrytyczne o charakterze wapieni allodapicznych z turbidytami i olistolitami, litofacjalnie odpowiadających **facji urgońskiej** znanej z sukcesji wierchowej, to **formacja wapieni murańskich** (hoteryw–barrem), znana tylko ze wschodniej części Tatr, oraz kompleks margli z olistolitami **formacji z Hali Murańskiej** (apt–najniższy alb).

Spłycające się ku górze dolnokredowe (barrem–apt) utwory sukcesji wierchowej reprezentowane przez płytkomorskie wapienie organodetrytyczne facji urgońskiej z obfitą fauną korali, małży, ślimaków, mszywiołów i glonów są efektem podmorskiej erozji platformy węglanowej (**formacja wapieni z Wysokiej Turni**, Lefeld, 1968; Masse, Uchman, 1997), która we wczesnej późnej kredzie (apt/alb) podlegała prawdopodobnie emersji. Młodsze utwory tej sukcesji (**formacja margli z Zabijaka** wieku alb–cenoman górny) stanowią pelagiczne margle glaukonitowe ze sfosfatyzowanymi stromatolitami i onkoidami o cechach utworów skondensowanych (Krajewski, 1981, 2003), będących efektem zatopienia wczesnokredowej urgońskiej platformy węglanowej. Najmłodszą częścią formacji i całej sukcesji wierchowej są zbioturbowane szaro-żółte margle i mułowce/piaskowce o charakterze turbidytowym (**ogniwo z Pisanej**, górny alb–górny cenoman), w których zespoły głębokowodnych otwornic sugerują ich batialną sedymentację w pobliżu granicy kompensacji kalcytu (Bąk, Bąk, 2013), odzwierciedlając prawdopodobnie jeden z najgłębszych epizodów sedymentacji kredowej w basenie tatrzańskim (Wieczorek, 1990, 1995, 2000). Turbidytowy charakter osadów jest odzwierciedleniem procesów zachodzących w położonej dalej na południu strefie weporskiej, gdzie w tym czasie formowała się pryzma akrecyjna (Plašienka, 2003a, b; Putiš i in., 2009).

6.2.3.5. Ewolucja poglądów na powstanie struktury orogenicznej Tatr

Edyta Jurewicz

W XIX w. strukturę Tatr uważano za wyłącznie fałdową (Uhlig, 1899). Pierwsza koncepcja wskazująca na istotną rolę płaszczowin pojawiła się w 1903 r. podczas wycieczki terenowej Międzynarodowego Kongresu Geologicznego, który wtedy odbywał się w Wiedniu. Jej autorem był szwajcarski geolog Maurice Lugeon. Późniejsze teorie, których rozwój opisał szczegółowo Passendorfer (1979, 1983), zakładały mechanizm ześlizgów grawitacyjnych, na co miało wskazywać nachylenie ku północy powierzchni nasunięć płaszczowin tatrzańskich (m.in. Halicki, 1955; Kotański, 1961, 1963a, b; Passendorfer, 1974). Według Kotańskiego (1961, 1963) dużą rolę w procesie ześlizgów grawitacyjnych odegrała obecność tektonicznych elewacji i depresji w podłożu nasuwających się jednostek. Począwszy od zachodu, w polskiej części Tatr wyróżnia się depresję Bobrowca, elewację Kominów Tylkowych, depresję Jawora–Goryczkowej, elewację Koszystej oraz depresję Szerokiej Jaworzyńskiej (Limanowski, 1910, 1911; Kotański, 1961). Miały one wpływ na kierunek nasunięcia niższej płaszczowiny wierchowej, Czerwonych Wierchów, która miała ześlizgnąć się do depresji Goryczkowej z SSW, podczas gdy wyższa od niej jednostka Giewontu – z SSE. Po nasunięciu jednostek wierchowych miały się na nie zsunąć płaszczowiny reglowe: dolna – križniańska, a później górna – choczańska (*op. cit.*). Zbliżony przebieg zdarzeń był przyjmowany w późniejszych koncepcjach odnoszących się krytycznie do teorii ześlizgów grawitacyjnych, a zakładających znaczny udział tektonicznych naprężeń kompresyjnych w procesach nasuwczych (Gorek, Veizer, 1965; Książkiewicz, 1972). Bac-Moszaszwili i in. (1981) stwierdzili, że nasunięcia płaszczowinowe w Tatrach zachodziły pod wpływem poziomej kompresji o orientacji N–S, której towarzyszyły ścięcia i poziome odkłucia. Grodzicki, Kardaś (1989) oraz Piotrowska (1996) sugerowali, że powstaniu struktur wierchowych towarzyszyło masowe formowanie dupleksów i utworzenie stosu płaszczowinowego.

Teorię ześlizgów grawitacyjnych można podważyć, przede wszystkim zauważając fakt, że nachylenie powierzchni nasunięć ku północy jest skutkiem późniejszej rotacji masywu Tatr towarzyszącej ich neogeńskiemu, nierównomiernemu wypiętrzeniu – silniejszemu na południu (Sokołowski, 1959; Grecula, Roth, 1978). Wielkość rotacji była szacowana na podstawie kąta upadu autochtonicznej pokrywy osadowej oraz leżącego niezgodnie na jednostkach płaszczowinowych eocenu numulitowego, jak również na podstawie amplitudy przemieszczenia na uskoku podtatrzańskim, i została określona na ok. 20–25° (Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984). Kąt rotacji wynikający z rekonstrukcji pól naprężeń, opartej na orientacji rys ślizgowych na lustrach tektonicznych pochodzących z trzonu krystalicznego, a związanych z etapem nasunięć płaszczowinowych, oszacowano na 40° (Jurewicz, 2000a, b). Po przywróceniu masywowi Tatr położenia sprzed rotacji powierzchnie nasunięć wyraźnie przyjmują nachylenia ku południowi, tj. przeciwne do obecnych, wskazujące na odwrócony charakter uskoków i ich połogie upady. Również z badań paleomagnetycznych w jednostkach reglowych Tatr oraz w Górach Strażowskich wynika, że płaszczowiny nasuwały się wzdłuż powierzchni połogich uskoków odwróconych (nasunięć), często tworząc struktury imbrykacyjne i dupleksy (Grabowski, 2000; Grabowski i in., 2009). Dane paleomagnetyczne z trzonu krystalicznego Tatr wskazują także, że uległ on rotacji wokół osi poziomej o kilkadziesiąt stopni (Grabowski, Gawęda, 1999; Márton i in., 2016). Jednak Plašienka, Prokešová (1996) oraz Prokešová i in. (2012) na podstawie badań w jednostce križniańskiej uznali grawitacyjny mechanizm transportu za dominujący w końcowej fazie nasunięć.

Procesy nasuwcze w orogenie alpejsko-karpackim były związane z subdukcją skorupy oceanów południowo- i północno-pennińskiego (135–55 mln lat temu) i późniejszą kolizją płyty europejskiej i adriatyckiej (55–40 mln lat temu; m.in. Nemčok i in., 1998a; Froitzheim i in., 2008). Na obszarze całych Karpat są widoczne efekty migracji procesów deformacyjnych ku wschodowi oraz coraz młodszy wiek nasunięć płaszczowinowych z południa ku północy (m.in. Nemčok i in., 1998a). Taki przebieg procesów deformacyjnych zapisał się w osadach, których najmłodsze ogniwa są coraz młodsze w coraz dalej położonych na północ jednostkach płaszczowinowych. Wynika z nich, że nasunięcie płaszczowiny choczańskiej na križniańską miało miejsce w południowej części w albie, a w północnej – w cenomanie, natomiast nasunięcia w obrębie jednostek wierchowych zachodziły w turonie i później (m.in. Nemčok, Kantor, 1990; Plašienka i in., 1997; Rakús, Marschalko, 1997; Krajewski, 2003).

Z analizy strukturalnej można wysnuć wniosek, że kolejne jednostki płaszczowinowe nasuwały się przy zmieniającym się kierunku kompresji od NW–SE do N–S (Jurewicz, 2000a, b). Efekt ten mógł być związany także z przeciwną do ruchu wskazówek zegara rotacją podłoża, tj. trzonu krystalicznego Tatr lub całego bloku centralnokarpackiego w późnej kredzie. Rotacja taka, o wielkości niemal 20–30°, została udokumentowana na podstawie badań paleomagnetycznych piaskowców dolnego triasu w autochtonicznej sukcesji wierchowej Tatr (Szaniawski i in., 2012) i innych masywów Karpat centralnych (Szaniawski i in., 2020). Wcześniejsze badania paleomagnetyczne Grabowskiego (1997), przeprowadzone w wapieniach jury i dolnej kredy autochtonu wierchowego, wykazały rotację podobnej wielkości, lecz o przeciwnym zwrocie. Pozorną sprzeczność można wytłumaczyć, uwzględniając, że wapienie jury i kredy jednostki autochtonicznej są znacznie bardziej zaangażowane tektonicznie (fig. 22) i mogły ulec przemieszczeniom w stosunku do sztywnej pokrywy piaskowców werfeńskich. Dodatkowo kierunek paleomagnetyczny udokumentowany przez Grabowskiego (1997) jest kierunkiem wtórnym, utrwalonym najprawdopodobniej w późnej kredzie, być może w trakcie przemieszczeń płaszczowinowych (zob. Grabowski, 2000; Márton i in., 2016).

Z chwilą kiedy całkowitej subdukcji uległo podłoże bardziej południowych stref sedymentacyjnych (fig. 10) i kontrakcją został objęty basen wierchowy, skróceniu podlegało również podłoże krystaliczne Tatr. Fakt, że skały krystaliczne weszły w skład płaszczowiny Giewontu i Szerokiej Jaworzyńskiej, świadczy, że odkłucia w obrębie skał osadowych były stowarzyszone z powstaniem uskoków odwróconych w trzonie krystalicznym (m.in. Bac-Moszaszwili i in., 1984). Część uskoków odwróconych mogła powstawać na skutek zmiany zwrotu przemieszczenia na wcześniejszych, pierwotnie normalnych uskokach (Jurewicz, 2002, 2006), których założenia pochodziły z czasów wczesno- i środkowojurajskiego rozpadu platformy węglanowej i ekspansji oceanicznej (Dumont i in., 1996; Szulc, 2000). Takie uskoki powstawały również w środkowej jurze, co przejawiało się powstaniem licznych dajek neptunicznych (Łuczyński, 2001a). W tej ostatniej fazie deformacji uległa również sfałdowaniu autochtoniczna pokrywa osadowa, a w trakcie dalszej, neogeńskiej ewolucji tektonicznej trzon krystaliczny Tatr został podcięty na głębokości kilkunastu kilometrów przez podsuwającą się platformę europejską (Lefeld, Jankowski, 1985; Tomek, 1993). Wówczas doszło do rotacyjnego wypiętrzenia masywu Tatr i jego pochylenia pod kątem 40° ku północy (Grabowski, 2000; Jurewicz, 2000, 2005; por. Piotrowski, 1978; Bac-Moszaszwili i in., 1984, por. Rubinkiewicz, Ludwiniak, 2005; Śmigielski i in., 2016).

Rozwój poglądów na budowę i ewolucję tektoniczną Tatr odzwierciedlają publikowane w różnych latach mapy i przekroje geologiczne (Piotrowska, Wójcik, 2008). Pierwsze mapy miały formę poglądowych szkiców zamieszczonych w szerszych opracowaniach Hacqueta (1796), Staszica (1815), Zejsznera (1842, 1844), Uhliga (1897, 1899, 1912) i Lugeona (1902, 1903). Kolejnych postępów dokonali: Limanowski (1911) – publikując przekrój przez serie osadowe masywu Czerwonych Wierchów w artykule dotyczącym tektoniki Tatr; Rabowski, Goetel (1925), wykonując mapy

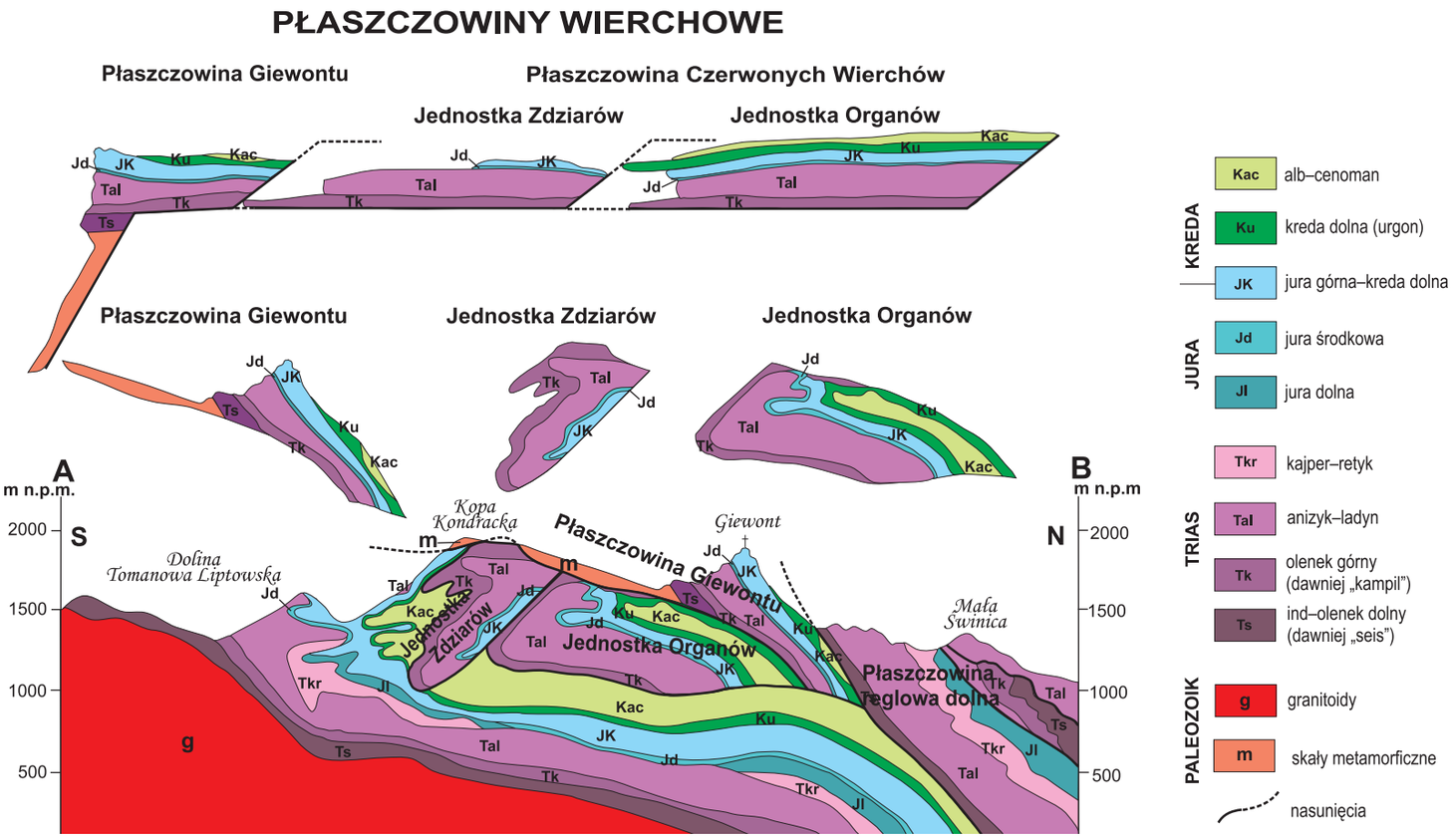


FIG. 22. Przekrój przez północną część Tatr w rejonie Giewontu (wg Bac-Moszaszwili i in., 1979). U góry – rekonstrukcja płaszczowin wierchowych (Giewontu i Czerwonych Wierchów) pokazująca rolę ubytków masy w kształtowaniu geometrii struktur tektonicznych (wg Jurewicz, 2006)

Upłazu Miętusiego; Goetel, Sokołowski (1930) – publikując pracę dotyczącą tektoniki serii reglowej okolicy Zakopanego; Sokołowski (1948) – opracowując mapę południowych zboczy Tatr Bielskich i Rabowski (1953), w postaci mapy pasma wierchowego. Przełomem w opracowaniach kartograficznych było powstanie 18 arkuszy Mapy Geologicznej Tatr Polskich w skali 1:10 000, które pod redakcją S. Sokołowskiego i K. Guzika były sukcesywnie wydawane w latach 1958–1980. Grabowska-Hakenberg (1957) opracowała stratygrafię i tektonikę wschodniej części obszaru reglowego (rejon Kop Sołtysich). Guzik, Kotański (1963) dokonali rewizji budowy geologicznej regli zakopiańskich, wykazując ich łuskowo-płaszczowinowy styl tektoniczny, w odróżnieniu od dygitacyjno-płaszczowinowego modelu Goetla, Sokołowskiego (1930). Kolejny krok w prezentowaniu budowy Tatr stanowiła Mapa Geologiczna Tatr Polskich w skali 1:30 000 (Bac-Moszaszwili i in., 1979), która uwzględniała złożoną tektonikę obszaru, a czego brakowało wcześniejszym mapom w skali 1:10 000, ale obejmowała wyłącznie obszar położony na terenie Polski. Geologia całego masywu Tatr została zaprezentowana na mapie w skali 1:50 000 przez zespół słowacko-polski pod redakcją J. Nemčoka (Nemčok i in., 1994).

Od 2016 r. na stronach Państwowego Instytut Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego jest dostępne 25 arkuszy Szczegółowej Mapy Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 wykonanych pod kierunkiem K. Piotrowskiej. Jest to najnowsze i najbardziej kompleksowe opracowanie kartograficzne wykonane w wersji cyfrowej, uwzględniające najnowszą wiedzę z zakresu tektoniki i stratygrafii Tatr. Niezależne przedsięwzięcie stanowi mapa w skali 1:50 000 wykonana przez Cymermana (2024), której zaletą jest to, że obejmuje zarówno polską, jak i słowacką część Tatr. W tekście objaśniającym budowę geologiczną Tatr zwraca uwagę stwierdzenie tego autora, że „analiza strukturalna i kinematyczna alpejskich strefach kataklastycznych i mylonityczno-klastycznych wskazuje na dominujący kierunek transportu tektonicznego skierowany ku S do SW, czyli odwrotny do powszechnie akceptowanego poglądu o nasuwaniu płaszczowin tatrzańskich ku północy" (Cymerman, 2007). Należy jednak podkreślić, że powszechnie przyjęty pogląd o nasunięciach płaszczowinowych z południa ku północy jest oparty na wynikach rekonstrukcji paleogeograficznych i opracowanych przekrojach palinspastycznych, a do analizy strukturalnej wykorzystano nie tylko wskaźniki zwrotu ruchu ze stref kataklastycznych, lecz także rezultaty analiz geometrycznych struktur fałdowych i płaszczowinowych oraz rys ślizgowych na lustrach tektonicznych w trzonie granitoidowym. Tatry to tylko jeden z masywów Karpat centralnych, w których kierunek transportu tektonicznego ku północy jest dobrze udokumentowany i nie ma przesłanek do radykalnej zmiany poglądów w tym zakresie. Wniosek Cymermana (2024) dotyczący nasunięć z północy może być efektem obserwacji powszechnych w pasach fałdowo-nasuwczych, lokalnych nasunięć wstecznych, będących naturalnym elementem złożonych systemów orogenicznych.

6.2.3.6. Przebieg i uwarunkowania nasunięć płaszczowinowych w Tatrach

Edyta Jurewicz

Nasunięcia płaszczowin tatrzańskich odbywały się pod powierzchnią morza i pod znacznym obciążeniem nadkładem (Jurewicz, Kozłowski, 2003; Jurewicz, 2005). Ścięcia w obrębie trzonu krystalicznego powstające w ostatniej fazie formowania się pryzmy akrecyjnej, tj. nasunięć płaszczowin wierchowych oraz deformacji wcześniej powstałych odkłuć i nasunięć, wskazują na głębokość procesu rzędu 6–7 km (Jurewicz, Kozłowski, 2003; Śmigielski i in., 2016). W początkowej fazie kontrakcji powstające struktury miały prawdopodobnie charakter struktur imbrykacyjnych i dupleksów (Grodzicki, Kardaś, 1989; Piotrowska, 1996; Grabowski i in., 2009), których pierwotna geometria została później zaburzona pod wpływem szeregu czynników. Z powodu dużego zróżnicowania litologicznego i w konsekwencji różnego kąta ścinania powstająca powierzchnia tektoniczna już była nierówna. Zachodząca wzdłuż nowo powstałej strefy nasunięcia migracja fluidów sprzyjała dezintegracji mechanicznej oraz rozpuszczaniu pod ciśnieniem, co dodatkowo pogłębiało nierówności powierzchni nasunięć (Jurewicz, 2003, 2006). Sumowanie się tych procesów prowadziło do znaczących ubytków masy i w istotny sposób zaburzało geometrię nasuwanych i fałdowanych jednostek (fig. 22). Powierzchnie nasunięć w Tatrach są nie tylko nierówne, ale można wzdłuż nich obserwować fragmenty skał jednostek tektonicznie wyższych w obrębie jednostek niższych i na odwrót (Kotański, 1959a, b; Bac-Moszaszwili i in., 1981; Jurewicz, 2003; Jurewicz, Słaby, 2004). Granice „zatopionych" w niżej- i wyżejległych jednostkach klastów i bloków mają charakter bardziej szwów stylolitowych niż prostych kontaktów tektonicznych. Główną przyczyną formowania się takich struktur były procesy hydrotektoniczne, wśród których znaczącą rolę odgrywało pękanie hydrauliczne prowadzące do brekcjowania w strefach ścinania oraz rozpuszczanie pod ciśnieniem (Bac-Moszaszwili i in., 1981; Jaroszewski, 1982; Kopf, 1982; Jurewicz, 2003; Jurewicz, Słaby, 2004). Dodatkowo podczas krót-

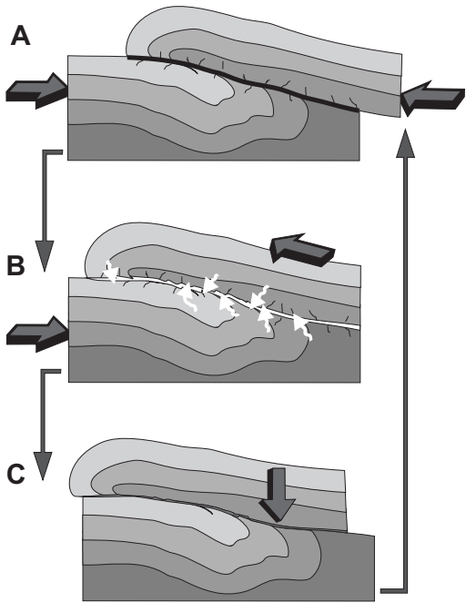


FIG. 23. Wieloetapowość i cykliczność i procesu nasunięć płaszczowinowych oraz rola „poduszki wodnej" w spągu nasuwającej się jednostki. **A** – faza kumulacji naprężeń – wzrost naprężeń ścinających stowarzyszony ze wzrostem ciśnienia porowego prowadzi do powstania powierzchni zniszczenia; **B** – faza ruchu – woda uwolniona wskutek pękania hydraulicznego (np. z porów w dolomitach komórkowych) oraz zasysana wskutek podciśnienia związanego z przemieszczeniem (na zasadzie pompy hydrotektonicznej – niebieskie strzałki) tworzy „poduszkę wodną" w spągu nasuwającej się płaszczowiny, która ułatwia ruch po nierównej powierzchni; **C** – faza postoju – woda migruje w stronę niższych ciśnień, a powierzchnia odkłucia zabliźnia się poprzez wytrącanie się i krystalizację minerałów obecnych w roztworach. Następnie cały cykl wraca do punktu wyjścia (do punktu A) i może rozpocząć się od nowa (Jurewicz, 2003)

kich epizodów ruchu, w otwierających się chwilowo kawernach o charakterze struktur z rozrywania, dochodziło do gwałtownego spadku ciśnienia prowadzącego do gwałtownego wrzenia cieczy i pojawienia się zjawiska kawitacji. Polega ono na przemianie fazowej cieczy w gaz, zachodzącej przy odpowiedniej temperaturze i ciśnieniu i przypomina zjawiska zachodzące podczas gotowania wody w czajniku. Pojawiające się wówczas pęcherzyki gazu implodowały, prowadząc do powstania fali uderzeniowej lub mikrostrugi, stanowiąc dodatkowy czynnik destrukcyjny, określany jako erozja kawitacyjna (Preece, 1979). Oddziaływały one na skały w strefie uskokowej, prowadząc do znaczących ubytków masy wzdłuż powierzchni nasunięć (Jurewicz i in., 2007a). Temperatura wrzenia i pojawienie się zjawiska kawitacji jest zależne od ciśnienia, które w strefach koncentracji ruchu mogło gwałtownie spadać wskutek raptownego przemieszczenia, szczególnie w rozwieranych wówczas kawernach z rozrywania.

Proces przemieszczania się płaszczowin nie miał charakteru jednostajnego ruchu, lecz postępował przez sumowanie kolejnych przyrostów w trakcie wielokrotnych wydarzeń sejsmicznych, kiedy krótkotrwałe epizody ruchu były rozdzielone dłuższymi okresami spokoju. Dopiero sumowanie się tych niewielkich przemieszczeń dało efekt nasunięć płaszczowinowych o amplitudzie mierzonej w kilometrach. Każdy kolejny epizod ruchu pogłębiał selektywny ubytek masy wzdłuż nasunięć, prowadząc do coraz większych komplikacji geometrii struktur.

Horyzontem odkłuć płaszczowinowych w Tatrach były zazwyczaj ewaporaty dolnego triasu, odgrywające rolę „warstwy mechanicznie słabej". Na osady te składają się węglany z wkładkami ilastymi oraz gipsy i sole (Kotański, 1956; Plašienka, Soták, 1996; Milovský i in., 2003; Prokešová i in., 2012). Niejednorodność litologiczna i wynikająca z niej anizotropia mechaniczna sprawiała, że warstwy te już na etapie sedymentacji łatwo ulegały brekcjowaniu i erozji. Powstawały z nich m.in. brekcje sztormowe czy krasowe (Jaglarz, Szulc, 2003), a proces destrukcji skał był kontynuowany w trakcie nasunięć płaszczowinowych na drodze pękania hydraulicznego.

Efektem tego procesu są skały nazywane „rauwakami" (niem. *Rauchwacke*, *Zellendolomit*, *Haselgebirge*; fr. *corneille*), które mają różne definicje. Z uwagi na problematyczną genezę związaną z trudnym do określenia udziałem procesów sedymentacyjnych względem tektonicznych (por. Spötl, Hasenhüttl, 1998; Warren, 1999; Leitner i in., 2011) są one określane jako brekcje tektonosedymentacyjne.

Kolejne epizody przemieszczania się płaszczowin były prowokowane narastającymi naprężeniami (fig. 23), które prowadziły w nasyconej wodą warstwie słabej do wzrostu ciśnienia porowego. Naprężenia te były rozładowywane m.in. poprzez pękanie hydrauliczne powodujące dezintegrację mechaniczną skał i uwolnienie wody porowej, m.in. z dolomitów komórkowych, w których komórki powstawały na skutek rozpuszczenia kryształów soli (Kasiński, 1981). W ten sposób powstawały powierzchnie nieciągłości (odspojenia/odkłucia), wzdłuż których dochodziło do przemieszczeń i towarzyszącej im migracji roztworów. Lokalnie dochodziło do kumulacji wód i formowania się „poduszki wodnej", która znacząco zmniejszała tarcie i ułatwiała pokonanie powstałych w poprzednich etapach nierówności tworzących rodzaj „wertepów tektonicznych" (Jurewicz, 2003, 2012). Okolicznością sprzyjającą transportowi tektonicznemu był fakt, że cały proces odbywał się pod powierzchnią morza, co sprawiało, że ciężar przemieszczanych mas skalnych był zredukowany. Cykliczność i charakter procesów nasunięć płaszczowinowych zachodzących z dużym udziałem wody są odpowiedzialne nie tylko za złożoną geometrię struktur tekto-

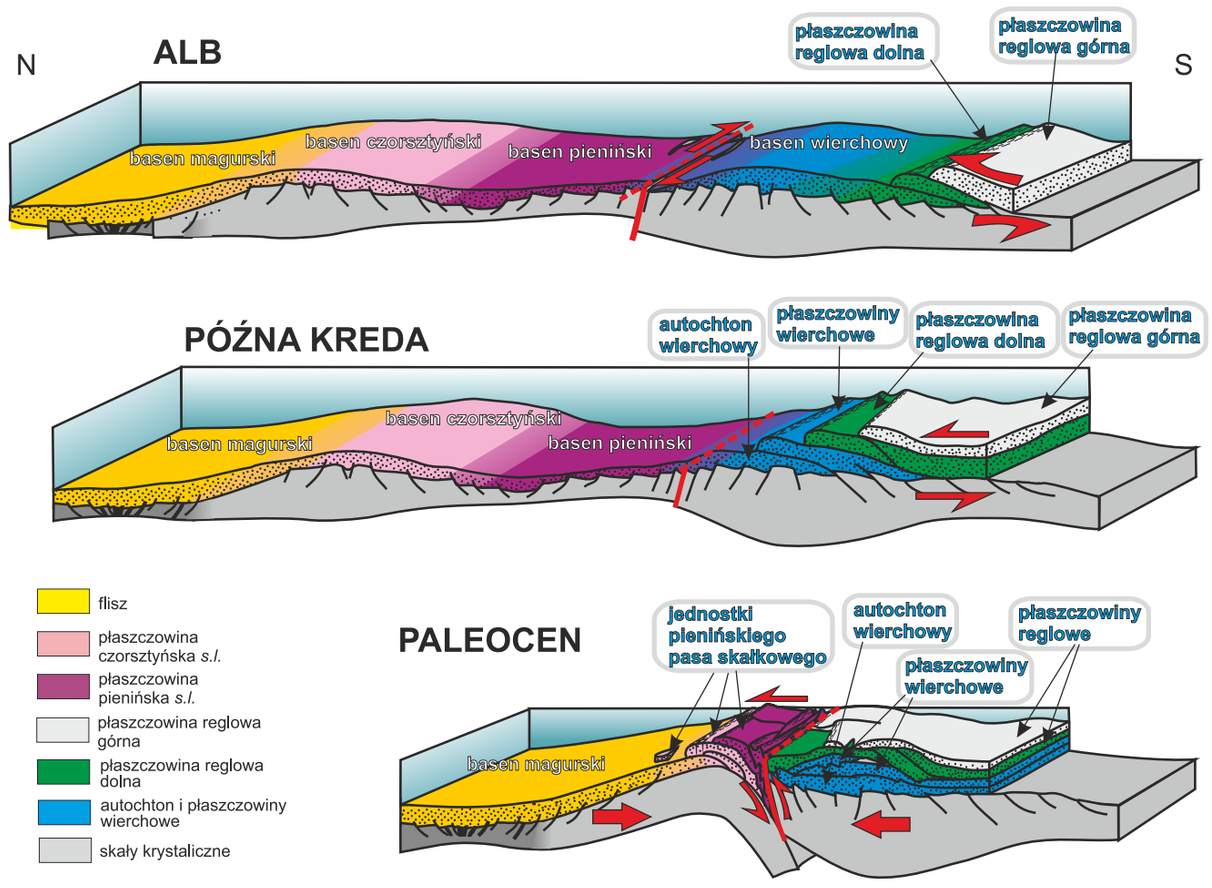


FIG. 24. Etapy nasunięć płaszczowin tatrzańskich: w albie płaszczowiny reglowej górnej (choczańskiej) na dolną (krížniańską), później (późna kreda) – płaszczowin wierchowych (wraz z nasuniętymi na nie płaszczowinami reglowymi) na autochtoniczną pokrywę osadową masywu krystalicznego Tatr (Jurewicz, 2005). Tatry na początku paleogenu miały już ukształtowaną budową płaszczowinową. W tym czasie na północy trwało formowanie struktur pienińskiego pasa skałkowego i sedymentacja w basenie magurskim

nicznych, ale również za znaczące ubytki masy w profilach litostratygraficznych, na co zwrócił uwagę Łuczyński (2001b), analizując stylolity w dolnojurajskich wapieniach, gdzie wskutek procesów rozpuszczania pod ciśnieniem mogło ubyć nawet 70% profilu. Takie ubytki masy mogły się odbić na rekonstrukcjach basenów sedymentacyjnych, opartych na kompletności profili i obecności w nich luk stratygraficznych (Kotański, 1963b; Passendorfer, 1983).

Niezależnie od rekonstrukcji paleogeograficznych, które pozwoliły na wyodrębnienie względnie homogenicznych serii (sekwencji) skał, z których powstały płaszczowiny wierchowe i reglowe (fig. 24), jednostki te w trakcie wieloetapowego procesu fałdowań i nasunięć zostały rozczłonkowane na mniejsze elementy strukturalne nazywane płaszczowinami cząstkowymi, jednostkami lub łuskami (fig. 25). W jednostce choczańskiej (reglowej górnej) największym elementem tektonicznym jest jednostka Siwej Wody, natomiast do mniejszych należą łuski: Upłazu, Kończystej, Bramy Kantaka, Furkaski i Korycisk (Bac-Moszaszwili i in., 1979). Jednostka Furkaski i Korycisk były wcześniej zaliczane do jeszcze wyższej płaszczowiny reglowej – strażowskiej (silicikum), która w polskiej części pasma tatrzańsko-fatrzańskiego nie występuje, jest natomiast znana z terenu Słowacji. W Górach Strażowskich, gdzie ma największy obszar występowania, jest zmetamorfizowana, co stanowiło główny powód, by nie łączyć z nią jednostek Furkaski i Korycisk. Argumentem przemawiającym za ich przynależnością do płaszczowiny strażowskiej były natomiast charakterystyczne dla niej facje: dolomit z Ramsau, wapień z Reifling i warstwy z Partnach (w łusce Furkaski) oraz dolomit z Wetterstein (w łusce Korycisk) (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973, 1974a, b, 1985a, b; Iwanow, Wieczorek, 1987; por. Michalik, Gaździcki, 1980; Gaździcka i in., 2009). W obrębie płaszczowiny krížniańskiej (reglowej dolnej) stopień rozczłonkowania na mniejsze elementy strukturalne jest jeszcze większy. Na podstawie modelu Guzika, Kotańskiego (1963), mapy geologicznej autorstwa Bac-Moszaszwili i in. (1979) oraz prac Bac-Moszaszwili (1998) i Lefelda (1999) zostały w niej wyróżnione jednostki: Bobrowca, Suchego Wierchu, Czarnej Turni, Małej Świnicy (to dawna nazwa Sarniej Skały), Grześkówek, Spadowca, Samkowej Czuby, Krokwi, Kop Sołtysich–Siodła i Gęsiej Szyi–Skałki. Oprócz wymienionych, do płaszczowiny krížniańskiej należą jeszcze trzy jednostki – Hawrania, Bujaczego i Żlebiny – występujące w położonych na Słowacji Tatrach Bielskich. O ile w polskiej części płaszczowina krížniańska to głównie niewysokie zalesione wzgórza z niewielkim udziałem skałek, o tyle szczyty Tatr Bielskich, z powodu obecności dolnokredowych wapieni murańskich tworzących blisko 200-metrowe urwiska (Hawrań, Płaczliwa Skała), morfologicznie przypominają potocznie rozumiane „wierchy", a wysokości szczytów przekraczają 2 tys. m n.p.m.

Rozczłonkowanie płaszczowin reglowych na mniejsze jednostki strukturalne, szczegółowo udokumentowane w starszych opracowaniach (Guzik, Kotański, 1963; Bac, 1971; Bac-Moszaszwili, 1998; Bac-Moszaszwili i in., 1979), jest obecnie coraz trudniej zauważalne z uwagi na ekspansję roślinności w Tatrach. Nieco lepiej wygląda sytuacja w płaszczowinach wierchowych (Kotański, 1959a, b, 1963b), chociaż i tam powierzchnie nasunięć są coraz gorzej czytelne w panoramie Tatr i trudno dostępne z uwagi na bujną szatę roślinną. Wyższa płaszczowina wierchowa – Giewontu – najlepiej odsłania się w samym masywie Giewontu, a pochodzące z jej spągu skały krystaliczne zachowały się w charakterze niewielkich czapek, m.in. na szczycie Kasprowego Wierchu, Goryczkowych Czub, Małołączniaka i Ciemniaka. W niższej płaszczowinie wierchowej – Czerwonych Wierchów – zostały wyodrębnione dwa elementy strukturalne: Zdziarów i Organów (Kotański, 1963b). Są one nasunięte na autochtoniczną pokrywę osadową trzonu krystalicznego, która jednak nie zalega płasko, lecz jest miejscami dość intensywnie sfałdowana (fig. 22). W masywie Stołów pod Ciemniakiem jest widoczny skręt synklinalny, uważany za miejsce, w którym mogło zostać zainicjowane odkłucie płaszczowiny Czerwonych Wierchów (Świderski, 1921).

Z początkiem paleogenu (fig. 24) Tatry miały już ukształtowaną budowę płaszczowinową, ale w sensie geomorfologicznym nie stanowiły masywu górskiego. W eocenie, w związku z podniesieniem się poziomu oceanu światowego spowodowanego paleoceńsko-eoceńskim maksimum klimatycznym (PETM; Storey i in., 2007; Haynes, Hönisch, 2020), na obszar tatrzańsko-fatrzański wkroczyło morze, tworząc centralnokarpacki basen paleogeński (Marschalko, 1968; Jacko, Janočko, 2000), który wg Tariego i in. (1993) oraz Kázméra i in. (2003) miał charakter basenu przedłukowego (ang. *fore-arc basin*) związanego z subdukcją oceanu magurskiego pod płytę ALCAPA (Kováč i in., 2017). Według wcześniej formułowanych opinii masyw Tatr stanowił wówczas wyspę (Passendorfer, Roniewicz, 1963), jednak późniejsze badania dowiodły, że znalazł się on pod pokrywą osadów paleogeńskich, na co wskazują kierunki transportu w basenie sedymentacyjnym (Gross i in., 1984; Janočko, Jacko, 1999), jak również wyniki badań trakowych w cyrkonie i apatycie (Anczkiewicz i in., 2015). Z danych termochronologicznych wynika, że w przedziale czasu od środkowego eocenu po wczesny miocen masyw Tatr był pogrzebany na głębokości 5–9 km (fig. 26; zob. rozdział 7). Dane te wskazują również

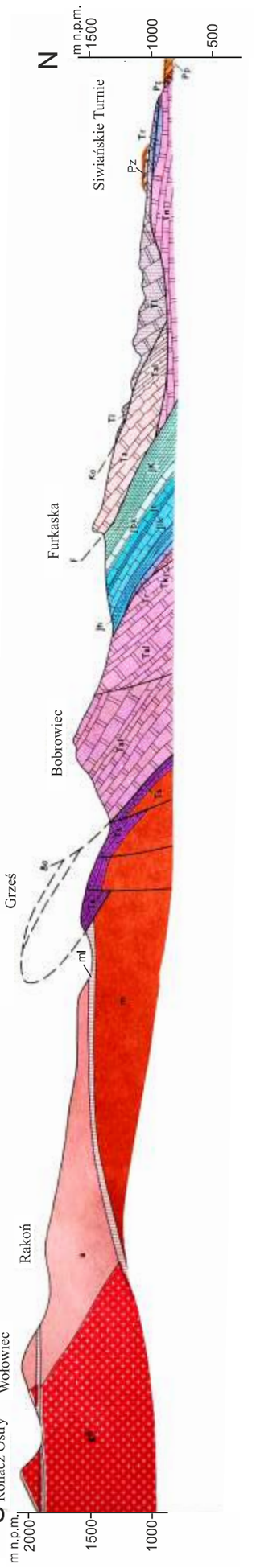


FIG. 25. Przekrój przez krystalinik Tatr Zachodnich (wzdłuż zachodniego zbocza doliny Chocholowskiej) ze znacznie zredukowaną wierchową pokrywą osadową oraz łuskami należącymi do płaszczowiny krížniańskiej (łuska Bobrowca – B) i choczańskiej (łuski: Furkaski – F i Korycisk – Ko) (Bac-Moszaszwili i in., 1979).
gR – granitoidy; a – alaskity; m – skały metamorficzne; ml – mylonity; seria wierchowa: Ts – trias – ind (piaskowce); seria reglowa dolna (krížniańska): Tal – trias – anizyk (dolomity); Tkj – trias – kajper (piaskowce, łupki); Tr – trias – retyk (wapienie, łupki); Jh – jura – hetang (piaskowce, wapienie); Jlk – jura – pliensbach, synemur (wapienie); Jt – jura – toark (wapienie); Jbk – jura – bajos–tyton (wapienie, radiolaryty); JK – tyton–hoteryw (wapienie, margle); seria reglowa górna (choczańska): Ta – trias – anizyk (dolomity, wapienie); Tal – trias – anizyk, ladyn (margle, wapienie); Tn – trias – noryk (dolomity); Tr – trias – retyk (wapienie organodetrytyczne Pz – eocen (zlepieńce); Pp – eocen (piaskowce)

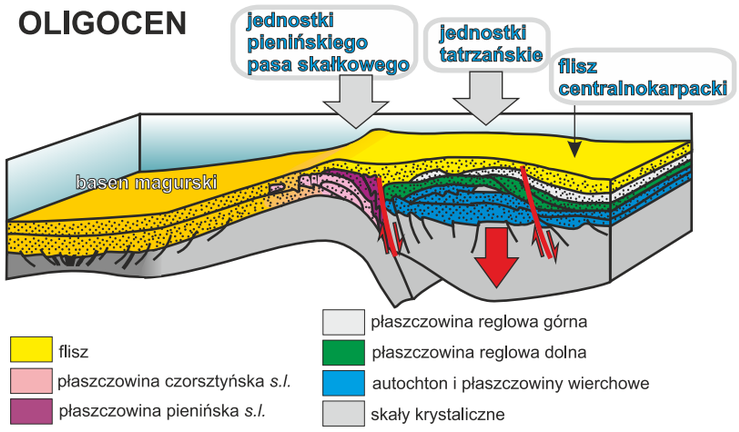


FIG. 26. Masyw Tatr i pieniński pas skałkowy u schyłku paleogenu jako część basenu centralnokarpackiego (wg Jurewicz, 2005)

na asymetryczną ekshumację, która rozpoczęła się w NW części masywu, propagując ku SE w kierunku uskoku podtatrzańskiego i uskoku Drużbaków (fig. 14), gdzie proces ten zachodził z większą szybkością.

Złożoną ewolucję strukturalną i tektonikę Tatr dobrze widać w panoramie obserwowanej ze szczytu Gubałówki, zbudowanej z piaskowców fliszu centralnokarpackiego. Na ostatnim planie po wschodniej stronie widoczne są szczyty Tatr Wysokich, zbudowane z granitoidów stanowiących część trzonu krystalicznego. Nieco bliżej, po zachodniej stronie, dominują szczyty zbudowane ze skał należących do płaszczowin wierchowych: Giewontu i Czerwonych Wierchów. Przed nimi znajdują się zalesione wzgórza z pojedynczymi skałkami płaszczowin reglowych, głównie płaszczowiny krížniańskiej. Poniżej linii lasu widoczne rozległe obniżenie – to Kotlina Zakopiańska, którą budują zapadające ku północy łupki zakopiańskie, należące do utworów paleogenu centralnokarpackiego. Nad łupkami zakopiańskimi są położone wspomniane wcześniej piaskowce budujące wzgórze Gubałówki, natomiast w spągu warstw zakopiańskich znajdują się wapienie eocenu numulitowego. Ich rozciągłość pokrywa się z linią lasu i biegnącą jego skrajem Ścieżką pod Reglami. Wapienie numulitowe leżą transgresywnie na różnych skałach płaszczowin reglowych. Płaszczowiny te, wraz z pozostałymi elementami budowy widocznymi w panoramie, kontynuują się pod pokrywą fliszu centralnokarpackiego, aż po kontakt tektoniczny z pienińskim pasem skałkowym (uskok podhalański). Dopiero na tym kontakcie, pod grubą, sięgającą miejscami 3–4 km miąższości pokrywą osadów fliszowych, znajduje się północna granica masywu Tatr (zob. podrozdział 6.4).

Dzieje Tatr, począwszy od umiejscowienia w karbonie intruzji granitoidowej i jej ekshumacji, poprzez ekspansję morza, fałdowanie i nasunięcia płaszczowinowe, a następnie pogrążenie w basenie centralnokarpackim, aż po rotacyjne wypiętrzenie w neogenie, w sposób syntetyczny przedstawia figura 27.

6.3. PIENIŃSKI PAS SKAŁKOWY

6.3.1. Zarys tektoniki i paleogeografii pienińskiego pasa skałkowego

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Pieniński pas skałkowy (PPS) to wąska (zaledwie kilka kilometrów szerokości), ale rozciągająca się na znacznej długości, ok. 570 km, strefa, biorąc pod uwagę tylko typowe jednostki szeroko rozumianej domeny pienińskiej lub orawskiej (zob. poniżej). Uwzględniając strefy końcowe pasa, które są analogiczne pod względem pozycji strukturalnej, lecz różnią się od niego budową – tak jak pas skałkowy St. Veit w pobliżu Wiednia oraz pas skałkowy Poiana Botizei w północnej Rumunii – jej całkowita długość wynosi niemal 750 km. Na całej tej długości PPS zachowuje główne cechy strukturalne i w dużej mierze również swoją charakterystyczną budowę, a także wykazuje powiązania z bardziej wewnętrznymi jednostkami pennińskimi i austroalpejskimi oraz z zewnętrznymi jednostkami pasma magurskiego (fig. 28).

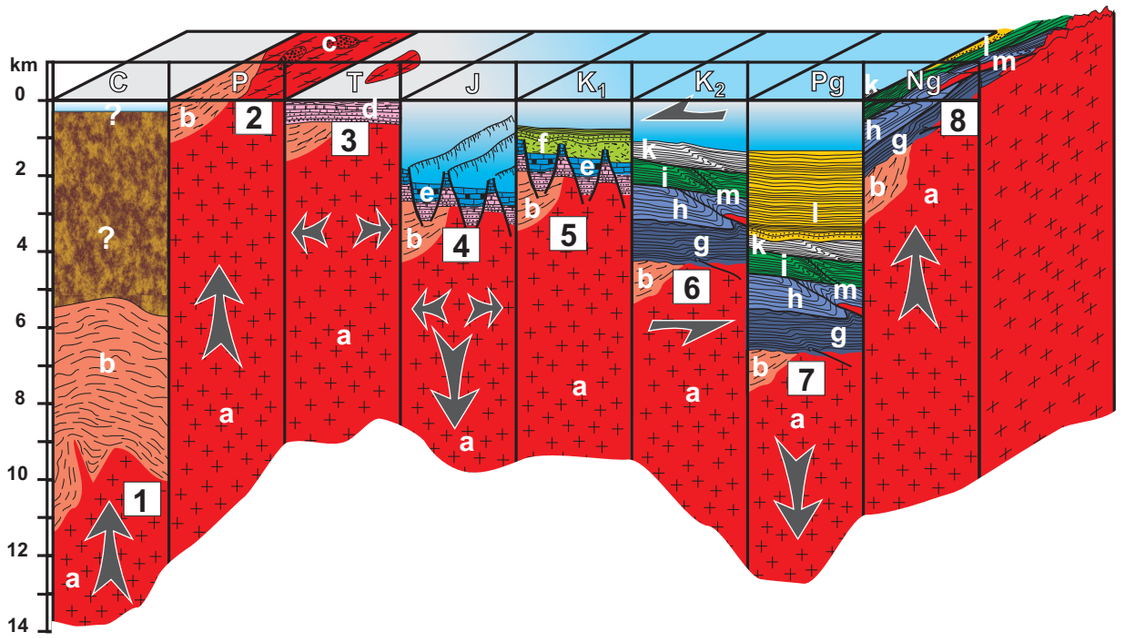


FIG. 27. Zmiany w głębokości pogrążenia masywu krystalicznego Tatr i najważniejsze wydarzenia tektoniczno-sedymentacyjne w trakcie ich ewolucji od karbonu po neogen.

1. Karbońska intruzja plutonu granitoidów tatrzańskich w starsze skały okrywy. Poniżej przykłady określenia wieku intruzji i procesów deformacyjnych, z podaniem metody datowania oraz oznaczonych warunków temperatury (t) i ciśnienia (P): 310–290 mln lat; Rb-Sr (Burchart, 1968); 330 ±3 mln lat; Ar/Ar w muskowicie (Maluski i in., 1993); P = 500 MPa, t = 600–630°C; ksenolity w wapniowo-krzemianowych skałach metamorficznych Tatr Wysokich (Janák, 1994); 341±5 mln lat; 700–750°C – dioryty Tatr Wysokich (granit zwyczajny) i 314 ±4 mln lat; granit Tatr Wysokich; cyrkon (Poller, Todt, 2000); 350,1 ±2,6 mln – granodioryt Tatr Wysokich (Broska i in., 2022); **2.** Erozja i wypiętrzenie; **3., 4., 5.** Ekstensja i uskoki normalne; powstanie i rozwój mezozoicznych basenów sedymentacyjnych; **6.** Późnokredowe nasunięcia płaszczowinowe: 75 ±1 mln lat – procesy ścinania; 66,6 ±1.5 mln lat – proces mylonityzacji (Maluski i in., 1993); P = 145–170 MPa, t = 212–254°C (Jurewicz, Kozłowski, 2003); 7–8 km – głębokość pogrążenia w późnym senonie (Kováč i in., 1994); **7.** Pogrążenie w czasie paleogeńskiej ekstensji, powstanie basenu podhalańskiego; **8.** Rotacyjne wypiętrzenie (kąt rotacji ~40°, pochylenie całości masywu ku północy – Jurewicz, 2000a), ekshumacja i erozja: 36–10 mln lat metodą trakową (Burchart, 1972); 70–50 mln lat wyniesienie z głębokości 10–11 km (225°C); 30–15 mln lat z głębokości 5 km (100°) (Kováč i in., 1994); 11 mln lat dla granitoidów Tatr Wysokich; 20–12 mln lat dla skał krystalicznych Tatr Zachodnich metodą trakową w apatytach (Struzik i in., 2003).

Litologia, stratygrafia, tektonika: a – karbońskie granitoidy, b – przedwaryscyjskie i waryscyjskie skały metamorficzne, c – permskie zlepieńce koperszadzkie, d – triasowe piaskowce, łupki i węglany, e – jurajskie węglany i radiolaryty, f – kredowe wapienie rafowe i flisz, g – permomezozoiczna, autochtoniczna pokrywa osadowa sukcesji wierchowej, h – płaszczowiny wierchowe, i – płaszczowina reglowa dolna (krížniańska), k – płaszczowina reglowa górna (choczańska), l – paleogen centralnokarpacki, m – czapki krystaliczne

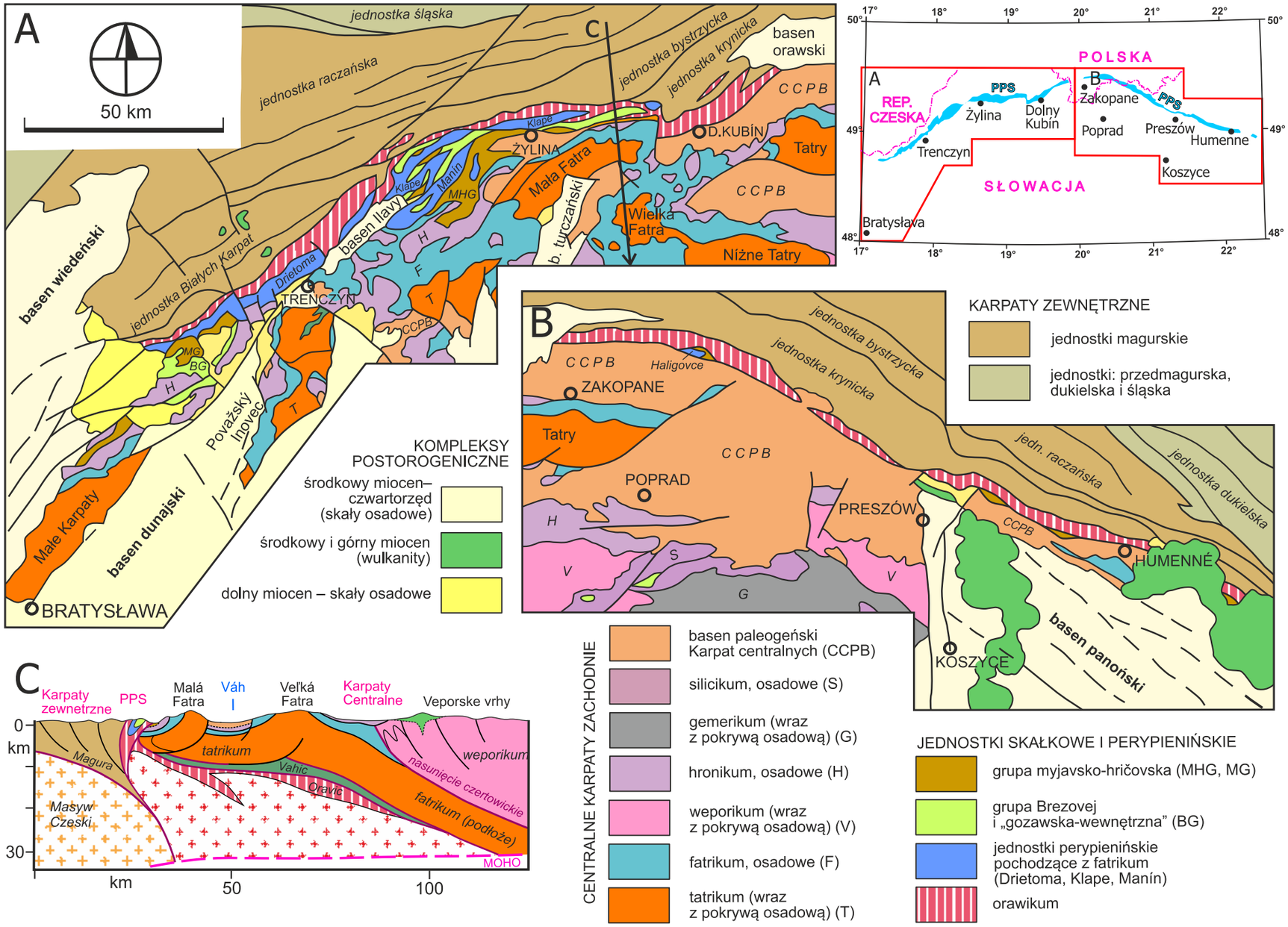


FIG. 28. Szkic tektoniczny pienińskiego pasa skałkowego i jednostek sąsiednich w Zachodnich Karpatach, wg Plašienki, Sotáka (2015) oraz Plašienki i in. (2021)

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

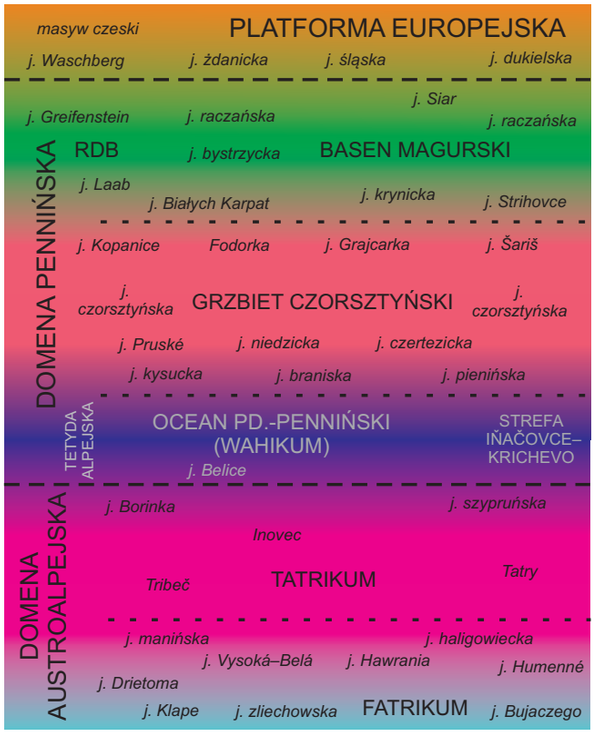


FIG. 29. Przybliżony przedoligoceński układ palinspastyczny domen paleogeograficznych i sukcesji litostratygraficznych (jednostek – j.) powiązanych z pienińskim pasem skałkowym; RDB – basen reńsko-dunajski; skala i orientacja umowne

PPS charakteryzuje się występowaniem nasuniętych jednostek tektonicznych, które wywodzą się z odrębnego regionu paleogeograficznego, określanego w starszej literaturze jako jednostka pienińska lub pennińska (Birkenmajer, 1986 i literatura cytowana). Współcześnie te jednostki są klasyfikowane jako jednostka (domena) orawska lub orawikum (*Oravicum*, zob. Maheľ, 1983a, 1989; Plašienka, 2018a). Serie osadowe domeny orawskiej od jury do eocenu zostały zdeponowane na wyniesionym fragmencie skorupy kontynentalnej, znanym jako grzbiet czorsztyński (np. Birkenmajer, 1986; Mišík, 1994; Aubrecht, 1997) oraz na jego stokach.

Jednostka orawikum, wraz z grzbietem czorsztyńskim, musiały być ograniczone z obu stron przez obszary oceaniczne (fig. 29). Na południu było to wschodnie przedłużenie oceanu liguryjsko-piemonckiego (południowo-pennińskiego), zwanego również Alpejską Tetydą lub nawet Alpejskim Atlantykiem (np. Gawlick, Missoni, 2019). Ocean ten otworzył się we wczesnej jurze i rozszerzał się dalej we wczesnej środkowej jurze (np. Frisch, 1981; Lemoine, Trümpy, 1987; Bill i in., 2001; Marroni i in., 2002; Froitzheim i in., 2008; Schmid i in., 2008; Le Breton i in., 2021). W literaturze karpackiej ocean ten jest określany jako wahikum (Maheľ, 1981; Plašienka, 1995a, c, 2003b, 2012a, 2018a; Jurewicz, 2005), „ocean X" (Birkenmajer, 1986), basen pieniński (Oszczypko i in., 2015; Wierzbowski i in., 2021) lub też basen złatniański (Sikora, 1974; Golonka i in., 2018). Strefa ta została zrekonstruowana przede wszystkim na podstawie przesłanek facjalnych, w tym zapisu licznych faz ryftowania we wczesnej i środkowej jurze (fig. 30). Jednak oceaniczny charakter podłoża jednostki wahikum nie został dotychczas potwierdzony w Karpatach Zachodnich.

Północna krawędź jednostki orawikum kontaktowała bezpośrednio ze strefą oceaniczną reńsko-dunajsko-magurską, będącą przedłużeniem oceanu Valais (lub północno-pennińskiego; zob. fig. 29).

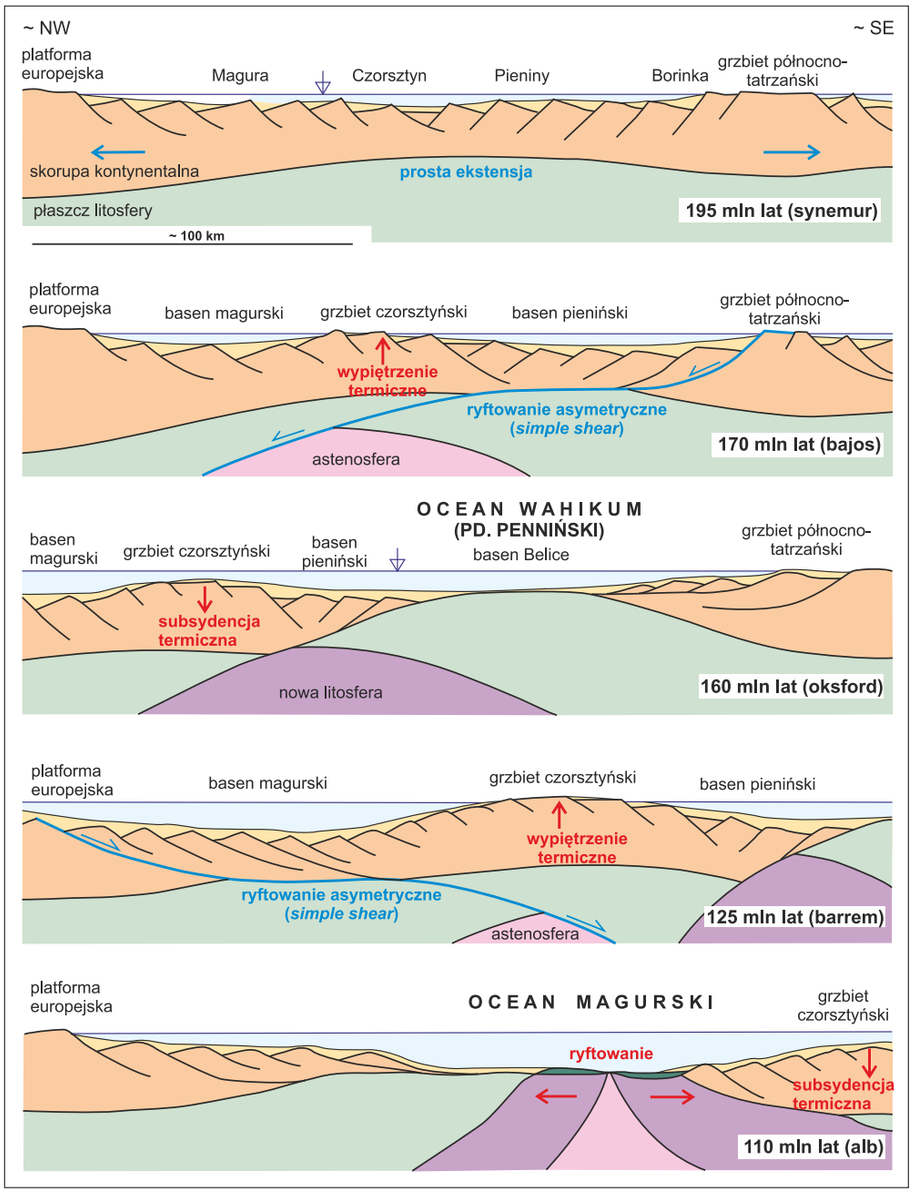


FIG. 30. Etapy ekstensji i powstawania domen oceanicznych w basenach pienińskiego pasa skałkowego (orawikum) i południowej części Karpat zewnętrznych

Ryftowanie we wczesnej kredzie (barrem–apt) doprowadziło do ostatecznej separacji jednostki orawikum od platformy europejskiej (np. Plašienka, 2003b; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009, zob. fig. 30).

Jednostki płaszczowinowe domeny orawskiej w PPS (fig. 31) obejmują (od najniższej do najwyższej): jednostkę Šariš lub szariską (znaną jako jednostka Grajcarka w polskiej części PPS), płaszczowinę subpienińską (w Polsce – płaszczowinę czorsztyńską) i pienińską (lub branisko-kysucką). W szerszym ujęciu, do PPS zalicza się także tzw. strefę perypienińską w zachodniej Słowacji (Maheľ, 1980). Obejmuje ona jednostki: drietomską (*Drietoma*), klapską (*Klape*) i manińską (*Manín*) oraz postorogeniczne baseny typu gozawskiego (Plašienka, Soták, 2015; Plašienka i in., 2020), które uległy intensywnej deformacji w młodszych fazach tektonicznych. Jednostki perypienińskie, wraz z jednostkami haligowiecką oraz Humennego, włączonymi obecnie w strukturę pienińskiego pasa skałkowego, wykazują bliskie powiązania z sukcesjami fatrzańskimi centralnych Karpat Zachodnich, takimi jak jednostka Vysokiej w Małych Karpatach, jednostka Beckov w Górach Poważskich, jednostki Belá i Ďurčiná w Górach Strażowskich, a także płaszczowina Hawrania w Tatrach Bielskich (zob. podrozdział 6.2.2). Sukcesje te powstawały najprawdopodobniej w rejonie południowych stoków grzbietu południowo-tatrzańskiego (czyli na południowych peryferiach strefy wierchowej), na pograniczu z basenem zliechowskim (np. Maheľ, 1978, 1983b, 1986; Plašienka, 1995b, 2019; Michalík, 2007). Natomiast sukcesje drietomska i klapska mogą pochodzić bezpośrednio z basenu zliechowskiego (Plašienka, 1995b, 2019; Prokešová i in., 2012).

Jednym z istotnych zagadnień paleogeografii pienińskiego pasa skałkowego jest kwestia południowej granicy domeny orawikum w kredzie. W albie–cenomanie jednostki klapskiej pojawiają się miąższe (do 1000 m) sukcesje zlepieńców zawierających bardzo zróżnicowany materiał egzotykowy (tzw. flisz klapski lub zlepieńce upohlavskie – zob. np. Kissová i in., 2005). Odpowiadają one wiekiem terygenicznej formacji porubskiej, znanej z jednostek wierchowych i reglowych na obszarze Słowacji. Otoczaki i minerały ciężkie górnej kredy i paleogenu sukcesji klapskiej były przedmiotem licznych badań (Borza, 1966; Krivý, 1969; Mišík i in., 1977, 1980; Mišík, Sýkora, 1981; Šímová, 1982, 1985; Šímová, Šamajová, 1982; Marschalko, 1986; Mišík, Marschalko, 1988; Birkenmajer, 1988; Birkenmajer i in., 1990; Birkenmajer, Wieser, 1990; Uher, Pushkarev, 1994; Dal Piaz i in., 1995; Faryad, Schreyer, 1997; Marschalko, Rakús, 1997; Ivan i in., 2006; Jablonský i in., 2001; Mišík, Reháková, 2004; Kissová i in., 2005; Zaťko, Sýkora, 2006; Uher i in., 2013; Plašienka i in., 2019; Aubrecht i in., 2020a, b, 2021; Putiš i in., 2023). Znacznej wielkości otoczaki skał egzotycznych musiały być dostarczane spoza domeny orawikum. Obejmują one bowiem szereg litotypów, które nie występują w pienińskim pasie skałkowym, np. basenowe wapienie triasu, wapienie platformowe górnej jury, wapienie urgońskie z klastami serpentynitów, permskie granity typu A, wykazujące wczesnokredowy wiek stygnięcia, wapniowo-alkaliczne wulkanity o niesprecyzowanym wieku (perm? późna jura/wczesna kreda?), górnojurajskie łupki glaukofanowe, dominujące w spektrach minerałów ciężkich spinele chromowe itp. Koncepcja „grzbietu egzotycznego" lub „kordyliery ultrapienińskiej" pojawiła się już w latach 30. XX w. (np. Andrusov, 1938) i była rozwijana przez Birkenmajera, który wykazał, że materiał egzotyczny musiał być dostarczany z południa, z wewnętrznych stref Karpat (Birkenmajer, 1988 i literatura cytowana). Ostatecznie, Birkenmajer (1988) usytuował grzbiet egzotykowy na północnych peryferiach domeny tatrikum, nadając mu stosowaną do dziś nazwę grzbietu Andrusova (zob. fig. 32). W ujęciu Birkenmajera (1988) był to pierwotnie fragment jednostki tatrikum, przekształcony w kredzie w łuk wulkaniczny, który następnie uległ subdukcji w wyniku podsuwania się skorupy oceanu pienińskiego (wahikum) pod blok Karpat centralnych. Jednak według Plašienki (1995b, 2018a, 2019), źródłem materiału egzotykowego była raczej strefa kolizji na pograniczu Karpat centralnych i wewnętrznych, a więc wypiętrzony stos płaszczowin ultraweporskich oraz jednostki domeny meliackiej. Koncepcja ta także była krytykowana (Mišík, 1996 vs. Plašienka, 1996; zob. Poprawa i in., 2023). Formułowano również nowe modele, oparte na koncepcji Michalika (1994), w myśl których baseny pienińskiego pasa skałkowego pierwotnie kontaktowały ze strefą oceanu Meliaty, natomiast w obecnym położeniu (na północ od domeny tatrikum) znalazły się dopiero w wyniku ruchów przesuwczych w późnej kredzie (Aubrecht i in., 2020a, b). Napływ nowych wyników badań, w tym datowań radiometrycznych (identyczny wiek metamorfizmu HP/LT bazaltów z jednostki Meliaty oraz łupków glaukofanowych fliszu klapskiego, zob. Dal Piaz i in., 1995; Putiš i in., 2023), wskazuje jednak na ścisłe związki genetyczne materiału egzotykowego ze strefą szwu oceanu Meliata.

Charakter sukcesji osadowych domeny orawskiej wskazuje na ich pochodzenie z podłoża kontynentalnego, przypuszczalnie wąskiego, śródoceanicznego pasa skorupy kontynentalnej, znanego jako grzbiet czorsztyński (Birkenmajer, 1977, 1986). Tomek (1993), na podstawie głębokiego przekroju sejsmicznego 2T, wyróżnił duży blok dolnej skorupy kontynentalnej w północnej części centralnych Karpat Zachodnich, tuż na południe od PPS. Stosując terminologię alpejską, Tomek (1993) zinterpretował ten blok jako odpowiednik domeny briansońskiej (fr. *Briançonnais*) w Alpach Zachodnich (zob. fig. 2). W odniesieniu do realiów karpackich blok ten można uznać za pierwotne podłoże płaszczowin orawskich (Plašienka, 1995a, b, 2018a; Plašienka i in., 2020).

Pierwotna orientacja grzbietu czorsztyńskiego jest różnie interpretowana. Orientacja SW–NE opiera się na danych paleomagnetycznych pochodzących z dajek neptunicznych, które są interpretowane jako struktury równoległe do uskoków ograniczających grzbiet czorsztyński (Aubrecht, Túnyi, 2001), a także na podstawie przypuszczalnego kierunku propagacji ryftów pennińskich na obszarze karpackim (np. Plašienka, 2003b; Golonka i in., 2018, 2019; Cichostępski i in., 2024). Również regionalne dane paleomagnetyczne wskazują na orientację SW–NE, przynajmniej w późnej jurze i najwcześniejszej kredzie (Grabowski i in., 2008). Z drugiej strony, postulowana pierwotna orientacja NW–SE grzbietu czorsztyńskiego została określona na podstawie analizy strukturalnej (Nemčok, Nemčok, 1994) i pokrywa się z dominującą orientacją kordylier basenów Karpat zewnętrznych, takich jak grzbiety południowo-magurski, przedmagurski, marmaroski, grybowski, śląski oraz podśląski (np. Oszczypko, Salata, 2005; Picha i in., 2006; Kováč i in., 2016; Teťák i in., 2019; Plašienka i in., 2020).

Niezwykle skomplikowana wewnętrzna struktura jednostek pienińskiego pasa skałkowego jest wynikiem wielofazowej ewolucji tektonicznej, obejmującej kilka etapów deformacji (fig. 31). Pomimo swojej intensywności, deformacje te zachodziły jedynie w strefach przypowierzchniowych w warunkach kruchych (ang. *brittle*), w temperaturach nie przekraczających 200°C (Lintnerová i in., 2000; Hrušecký i in., 2001; Wójcik-Tabol, 2003; Świerczewska, 2005; Zielińska, 2021; Zielińska i in., 2023). Ogólnie rzecz biorąc, główne wydarzenia tektoniczne, które wpłynęły na strukturę pienińskiego pasa skałkowego, obejmowały: 1) odkłucie pokrywy osadowej podłoża orawikum podczas subdukcji oceanu wahikum, pod nasuwającą się jednostkę tatrikum w późnej kredzie, przy czym głównym poziomem odkłucia były dolnojurajskie łupki i margle; 2) nasunięcia trzech głównych jednostek tektonicznych, od późnej kredy do środkowego eocenu: płaszczowina pienińska nasunęła się na grzbiet czorsztyński na granicy kredy i paleogenu; płaszczowina subpienińska (obejmująca sukcesję czorsztyńską, niedzicką i czertezicką) została nasunięta na jednostkę szariską/Grajcarka w paleocenie do wczesnego eocenu. Proces nasuwania był związany z synorogeniczną sedymentacją osadów klastycznych, często o charakterze turbidytów. Współwystępujące ciała olistostromowe zawierają materiał pochodzący z frontalnych części nasuwających się płaszczowin, czasami osiągając rozmiary megaolistolitów. Dotyczy to głównie olistolitów masywnych wapieni środkowo-górnojurajskich sukcesji typu czorsztyńskiego lub niedzickiego, występujących w otoczeniu paleogeńskich osadów chaotycznych (brekcji) oraz proksymalnego fliszu jednostki szariskiej. Wapienie jury i dolnej kredy, typu czorsztyńskiego występują powszechnie jako izolowane skałki na całej długości PPS – od zachodniej Słowacji aż po zachodnią Ukrainę. Choć część skałek czorsztyńskich została oddzielona od podłoża, wiele z nich zachowało swoją pozycję stratygraficzną w sukcesji osadowej, szczególnie we wschodniej części pienińskiego pasa skałkowego.

Po zakończeniu ruchów płaszczowinowych jednostki pienińskiego pasa skałkowego stały się podłożem basenów gozawskich w późnej kredzie–eocenie (np. Köhler i in., 1993), a także podlegały dalszym deformacjom związanym z kształtowaniem się pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych. Deformacje te obejmowały nasunięcia i fałdowania pozasekwencyjne, nasunięcia wsteczne oraz przemieszczania wzdłuż uskoków przesuwczych. Procesy te zapisały się w poszczególnych segmentach pienińskiego pasa skałkowego w sposób bardzo zróżnicowany. Szczegółowe informacje na temat ewolucji tektonosedymentacyjnej jednostek pienińskiego pasa skałkowego zostały przedstawione m.in. przez Plašienkę i in. (2020 oraz cytowane tam prace) oraz w dalszych rozdziałach niniejszej monografii.

6.3.2. Pieniński pas skałkowy w Polsce

Edyta Jurewicz

Pieniński pas skałkowy na obszarze Polski liczy ok. 50 km długości i nie przekracza kilku kilometrów szerokości (np. Birkenmajer, 1979, 1986). W sensie geograficznym (poczynając od wschodu) dzieli się on na Małe Pieniny (z najwyższym szczytem pasa skałkowego – Wysoką 1050 m n.p.m.), Pieniny Właściwe (z przełomem Dunajca) oraz Pieniny Spiskie (fig. 14). Dalej ku zachodowi pieniński pas skałkowy występuje w formie pojedynczych skałek, zwanych niekiedy Skalicami Nowotarskimi. W granicach Polski kończy się w rejonie Starego Bystrego, gdzie jego ostatnia skałka jest naznaczona bliskością strefy tektonicznej o głębokich założeniach – uskokiem Krowiarek, odpowiedzialnym za znaczący zrzut skrzydła zachodniego i lewoskrętny zwrot przemieszczenia (Oszczypko i in., 1989; Buła, Habryn, 2011a, b; Ludwiniak i in., 2019). Spod pokrywy

6

Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

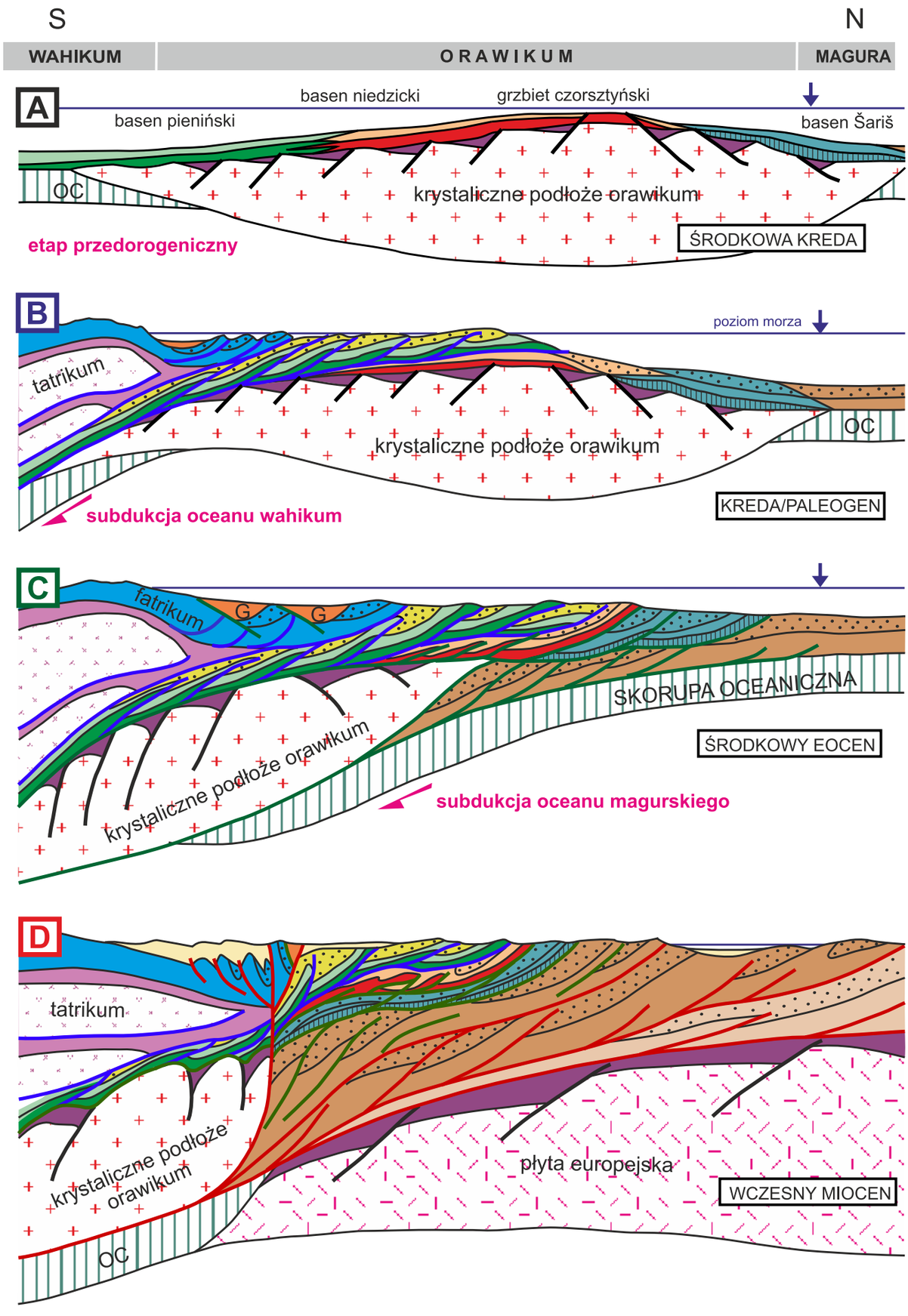


FIG. 31. Uproszczony model kolizji podłoża pienińskiego pasa skałkowego (orawikum) z platformą europejską (wg Plašienki, 2022, zmienione). **A** – układ stref sedymentacyjnych w środkowej kredzie (ok. 110 mln lat temu), w schyłkowym etapie ekstensji; **B** – sytuacja na przełomie kredy i paleogenu (66 mln lat temu): subdukcja skorupy oceanicznej wahikum, kolizja mikrokontynentu orawikum z klinem orogenicznym Karpat centralnych; odkłucie, wewnętrzne złuskowanie i nasunięcie płaszczowiny pienińskiej na grzbiet czorsztyński (**uskoki i nasunięcia w kolorze niebieskim**); **C** – całkowita subdukcja podłoża krystalicznego orawikum, odkłucie i nasunięcie płaszczowin pienińskiego pasa skałkowego, początek subdukcji oceanu magurskiego (śr. eocen – 40 mln lat temu; **uskoki i nasunięcia w kolorze zielonym**); **D** – ostateczna kolizja klina orogenicznego Karpat z platforma europejską (wczesny miocen – ok. 20 mln lat temu); nasunięcia płaszczowin Karpat zewnętrznych i transpresja na linii pienińskiego pasa skałkowego (**uskoki i nasunięcia w kolorze czerwonym**). Sukcesje „kropkowane" przedstawiają synorogeniczne formacje fliszowe różnego wieku. G – baseny gozawskie; OC – skorupa oceaniczna. Bez skali

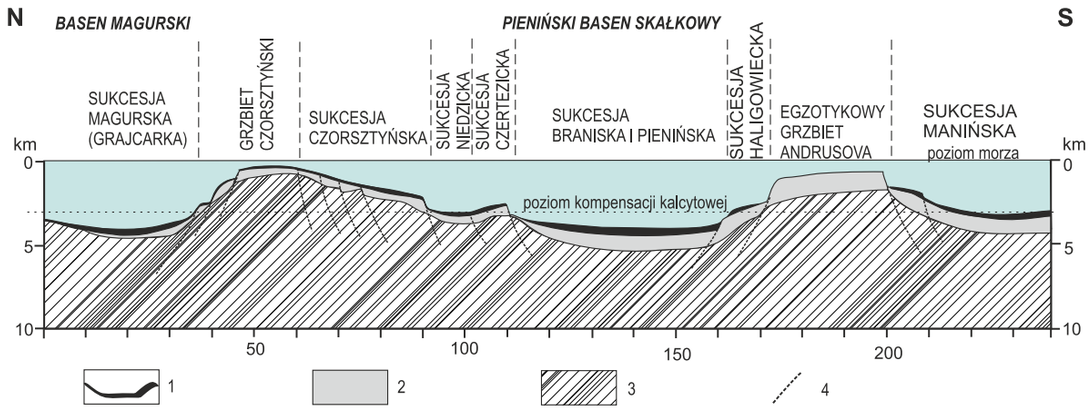


FIG. 32. Wzajemny stosunek rowów i grzbietów w basenie skałkowym i obszarach obrzeżających u schyłku jury środkowej, w keloweju, wg Birkenmajera (1979, zmodyfikowany przez Krobickiego, Wierzbowskiego (2004)) oraz Wierzbowskiego i in. (2004); 1 – osady morskie jury; 2 – osady lądowe i morskie permu(?) i triasu; 3 – podłoże; 4 – uskoki. Odmienny model paleotektoniczno-facjalny, obecnie coraz szerzej uznawany, nie uwzględniający grzbietu Andrusova oraz przypisujący sukcesję manińską do domeny fatrikum, jest przedstawiony na figurach 29, 30

osadów neogeńskich Niecki Orawsko-Nowotarskiej pas skałkowy odsłania się dopiero na Słowacji, w rejonie Twardoszyna i Trzciany (fig. 14).

Pieniński pas skałkowy na znacznej rozciągłości ma stałe elementy budowy. Zaznacza się w nim podział na dwie główne jednostki płaszczowinowe: niższą – płaszczowinę czorsztyńską (*s.l.*), położoną na północy, której powstanie było związane z grzbietem czorsztyńskim i sedymentacją płytkowodną, w przewadze węglanową, oraz wyższą – płaszczowinę pienińską (*s.l.*), nasuniętą z południa, w której dominują sukcesje bardziej głębokowodne (fig. 24, 30, 31). W obu tych płaszczowinach, na różnych odcinkach pasa skałkowego, są wyodrębniane mniejsze jednostki korelowane z oddzielnymi strefami tektonosedymentacyjnymi. Na polskim odcinku płaszczowina czorsztyńska jest dzielona na czorsztyńską (*s.s.*), niedzicką i czertezicką, natomiast pieninska – na braniską i pieninską (*s.s.*). Dodatkowo w Małych Pieninach, ale po słowackiej stronie, występuje jednostka haligowiecka, która prawdopodobnie jest częścią perypienińskiej strefy, do której na Słowacji należą również jednostki: maninska, klapska i drietomska, a ich geneza jest związana z obszarem fatrikum (m.in. Andrusov, 1968; Plašienka, 1995b, 2019). Ewenementem tej jednostki jest występowanie osadów triasowych – najstarszych w pasie skałkowym (m.in. Kotański, 1963c).

Pieniński pas skałkowy jest zbudowany z trzech kompleksów litologicznych: dolno- i środkowo-jurajskich łupków i margli, jurajsko-dolnokredowego kompleksu zdominowanego przez wapienie, oraz górnokredowo-paleogeńskiego, na który składają się margle oraz utwory o charakterze fliszowym. Ta trójdzielność litologiczna i wynikająca z niej różna kompetencja skał spowodowała, że w trakcie procesów tektonicznych doszło do rozbicia formowanych jednostek na soczewkowate bloki – stąd nazwa „pas skałkowy".

6.3.2.1. Ewolucja i rozwój facjalny basenów pienińskiego pasa skałkowego

Michał Krobicki

Na pieniński pas skałkowy składa się kilka sukcesji skałkowych, czyli utworów klastyczno-węglanowo-krzemionkowych powstałych w oddzielnych częściach pienińskiego basenu sedymentacyjnego, obejmujących okres od wczesnej jury do późnej kredy (Andrusov, 1938, 1959; Birkenmajer, 1958, 1977, 1986, 1988; Andrusov i in., 1973; Mišík, 1994; Golonka, Krobicki, 2001, 2004). Odrębność stref sedymentacyjnych, w których powstawały charakterystyczne sekwencje osadowe, tzw. sukcesje (dawniej serie), była uwarunkowana tektonicznie, a w trakcie późniejszych ruchów orogenicznych powstały z nich samodzielne jednostki strukturalne. Basen pienińskiego pasa skałkowego, podobnie jak Tatr, był podzielony (fig. 24 i 32) na południowo-wschodnią część głębokowodną – branisko-pienińską, i położoną na północny zachód od niej część płytkowodną, na którą składały się sukcesje czorsztyńska, niedzicka i czertezicka (m.in. Birkenmajer 1970, 1986; Krobicki, Wierzbowski, 2004; Wierzbowski, 2026).

Generalnie, następstwo osadów ukazuje **trójdzielną historię basenu pienińskiego** wyrażoną początkowo (**I**) sedymentacją ciemnych, niedotlenionych utworów najwyższej dolnej jury i dolnej części jury środkowej, (**II**) wapienno-krzemionkowych utworów jury środkowej–dolnej kredy i (**III**) utworów marglisto-wapiennych, z wkładkami utworów klastycznych, górnej kredy zwieńczonych fliszem (Birkenmajer, 1977, 1979; Wierzbowski i in., 2004; Krobicki, Golonka, 2008).

Najstarsze utwory w strukturze pasa skałkowego można spotkać w słowackiej części Małych Pienin, w jednostce haligowieckiej. Pochodzą one z pogranicza wczesnego i środkowego triasu (Kotański, 1963c). Są to dolomity cukrowate analogiczne z litofacjami znanymi z najbardziej zewnętrznych (północnych) stref fatrikum. Obszar sedymentacji serii haligowieckiej był przez Birkenmajera (1986) lokowany na północnych stokach tzw. kordyliery egzotykowej, nazwanej przez niego Kordylierą Andrusova (Birkenmajer, 1988). Kordyliera ta miała oddzielać obszar tatrzańsko-fatrzański od basenu pienińskiego pasa skałkowego i zasilać go w materiał klastyczny, ale późniejsze rozważania pozwoliły na znalezienie mniej kontrowersyjnego źródła materiału (por. Andrusov, 1968; Maheľ, 1978, 1980; Rakús, Marschalko, 1997; Hók i in., 2009). Rezygnacja z kordyliery Andrusova (np. Krobicki, 2022 z literaturą) umożliwiła powiązanie jednostki haligowieckiej oraz innych podobnych jednostek z terenu Słowacji (manińskiej, klapskiej i drietomskiej) z czołami płaszczowin systemu fatrzańskiego (Plašienka, 1995b, 2018, 2019, 2021).

Wystąpienia najniższej jury (hetang–synemur) są znane tylko ze Słowacji oraz Ukrainy i reprezentowane przez zróżnicowane, szaroczarne utwory klastyczne facji *gresteńskiej* z nielicznymi wkładkami czarnych wapieni (Schlögl i in., 2004; Wierzbowski i in., 2012 z literaturą). W granicach Polski stratygraficznie najstarsze są utwory środkowej części dolnej jury (pliensbach) należące do **formacji wapieni z Szopki** – (Birkenmajer, 2008), zob. fig. 33. Kolejne utwory (fig. 33) są reprezentowane przez szare i czarne, zwykle plamiste margle, wapienie i łupki facji *Fleckenkalk/Fleckenmergel* (toark–dolny bajos), z których najbardziej charakterystyczne są tzw. czarne łupki sferosyderytowe (**formacja łupków ze Skrzypnego**) (Birkenmajer, 1977; Tyszka, 1994, 2001).

Początek **okresu II** był związany ze szczególnie istotnym epizodem tektonicznym we wczesnym bajosie, kiedy w północno-zachodniej części basenów przyszłego pienińskiego pasa skałkowego ukształtował się wyraźny grzbiet śródoceaniczny, zwany **grzbietem czorsztyńskim**. Stanowił on wydłużoną strefę, rozdzielającą pierwotnie basen magurski Karpat zewnętrznych od basenu pienińskiego w obrębie najbardziej północnej części oceanu Tetydy (por. Birkenmajer, 1977, 1986, 1988, 2017; Golonka, Krobicki, 2004; Golonka, 2007a, b; Segit i in., 2015, Krobicki, Golonka, 2017, 2023). Rekonstrukcja palinspastyczna basenu pienińskiego po raz pierwszy graficznie została przedstawiona przez Birkenmajera (1977), ukazując następstwo sukcesji w poprzecznym przekroju przez sedymentacyjny basen pieniński (fig. 32). W ten sposób zostały wyróżnione następujące sukcesje: od najpłytszej czorsztyńskiej, poprzez przejściowe – czertezicką i niedzicką, aż po najgłębsze – braniską i pienińską oraz znowu płytszą haligowiecką. W tej rekonstrukcji kluczową pozycję ma sukcesja czertezicka, która przez tego autora była konsekwentnie umiejscowiona paleogeograficznie pomiędzy sukcesją czorsztyńską i niedzicką (Birkenmajer, 1959b, 1960, 1977, 1979, 1986, 1988, 2007, 2017; Birkenmajer, Gedl, 2017). Jednak w świetle nowych faktów (Krobicki, Wierzbowski, 2004, 2009; Wierzbowski i in., 2004, 2021, 2024; Krobicki, 2009, 2022) jej pierwotna paleopozycja powinna być zreinterpretowana i umiejscawiana pomiędzy sukcesją niedzicką a braniską.

Z powstaniem grzbietu czorsztyńskiego była związana gwałtowna zmiana sedymentacji/paleośrodowisk, kiedy szare i czarne niedotlenione utwory dolnej jury i niższej jury środkowej zostały zastąpione przez dobrze dotlenione, różnobarwne (białe, żółtawe, różowe, szare, czerwone) **wapienie krynoidowe** (Krobicki, Wierzbowski, 2004). Granica pomiędzy czarnymi łupkami a wapieniami krynoidowymi jest bardzo ostra i wyraża obecność dużej luki stratygraficznej, która ostatnio została skalkulowana na 2 mln lat, czyli czas potrzebny na uformowanie się grzbietu czorsztyńskiego (Krobicki, 2018; Krobicki, Golonka, 2024). Na fakt ten zwrócono już kiedyś uwagę (Krobicki, Wierzbowski, 2004; Krobicki, 2006), sugerując brak w polskiej części pienińskiego pasa skałkowego

ciągłego, sedymentacyjnego przejścia pomiędzy czarnymi osadami a wapieniami krynoidowymi, jak sugerują to inni autorzy (por. Birkenmajer, 1958, 1977, 1979, 2007, Głuchowski i in., 1986; Gedl, 2008a, b). Okres II jest reprezentowany przez środkowojurajskie–dolnokredowe „skałkotwórcze" wapienie, m.in. wapienie krynoidowe, czerwone wapienie bulaste facji Ammonitico Rosso (w tym słynne muszlowce rogoźnickie) czy jasnokremowe wapienie kalpionellowe. Moment pojawienia się radiolarytów (we wszystkich sukcesjach oprócz czorsztyńskiej) oznacza, że zbiornik osiągnął znaczne głębokości, co miało miejsce w środkowym oksfordzie (fig. 33). Przykładowo, procesy pogłębiania, a później spłycania zbiornika są dobrze wyrażone w sukcesji niedzickiej, gdzie jest widoczny symetryczny układ osadów. Pojawiają się kolejno (fig. 33): dolny wapień bulasty (**formacja wapienia niedzickiego**), czerwono-zielono-czerwone radiolaryty (**formacja radiolarytów z Czajakowej** z ogniwami kolejno: radiolarytów z Kamionki, z Podmajerza i Buwałdu), a jeszcze wyżej – wapień bulasty górny (**formacja wapienia czorsztyńskiego**).

Wyniesienie grzbietu czorsztyńskiego w bajosie było związane z postryftową fazą ewolucji basenu pienińskiego i najprawdopodobniej odpowiada pierwszym epizodom ruchów „fazy mezokimeryjskiej" orogenezy alpejskiej (Golonka i in., 2003; Krobicki, 2006, 2009). W tym okresie podłoże w strefie grzbietu czorsztyńskiego wykazywało się znaczną mobilnością, o czym świadczy m.in. obecność materiału klastycznego, żył neptunicznych, osuwisk podmor-

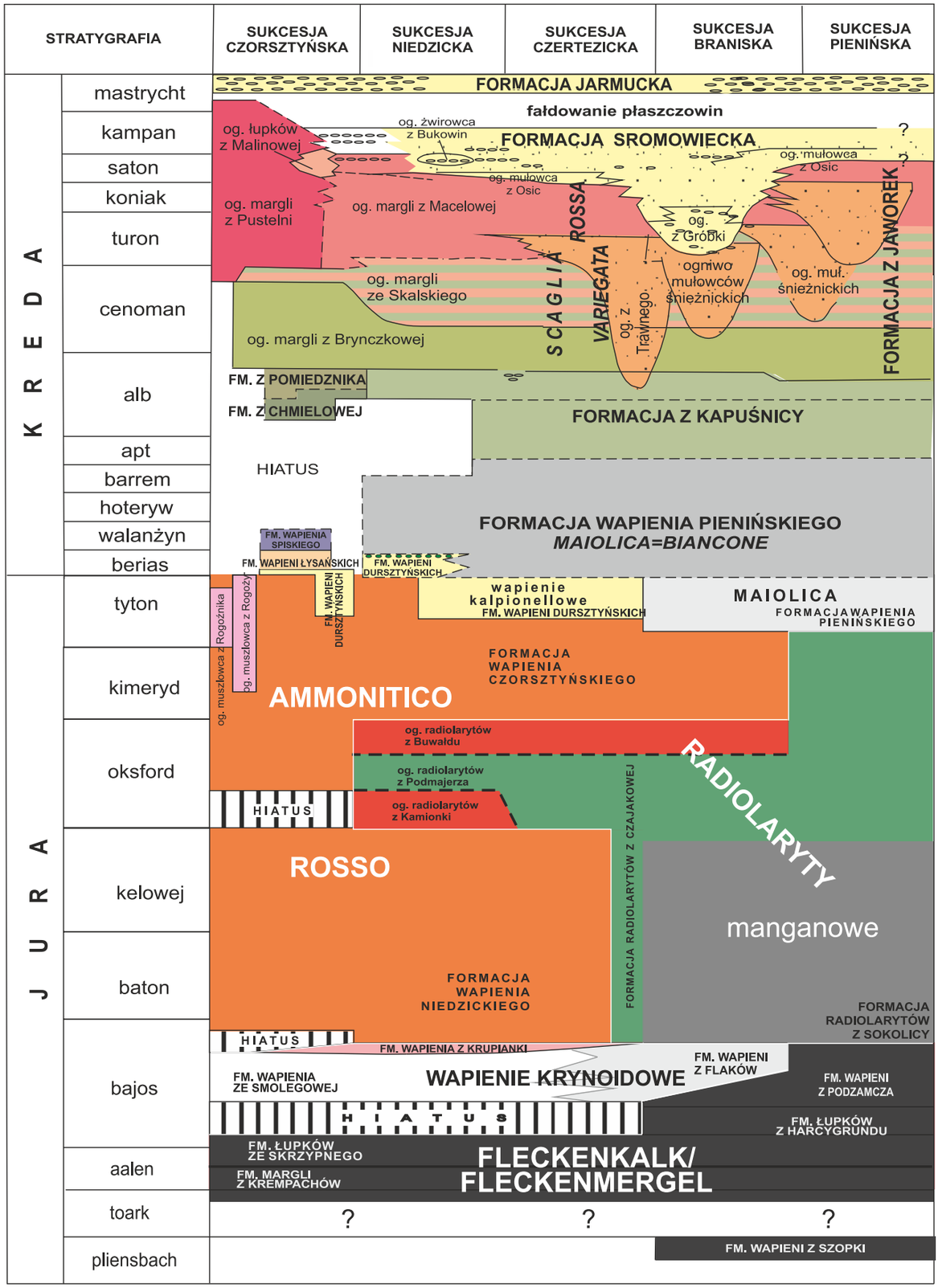


FIG. 33. Schemat litostratygraficzny utworów pienińskiego pasa skałkowego Polski. Jednostki litostratygraficzne wg Birkenmajera (1977), Krobickiego, Wierzbowskiego (2004), Wierzbowskiego i in. (2004)

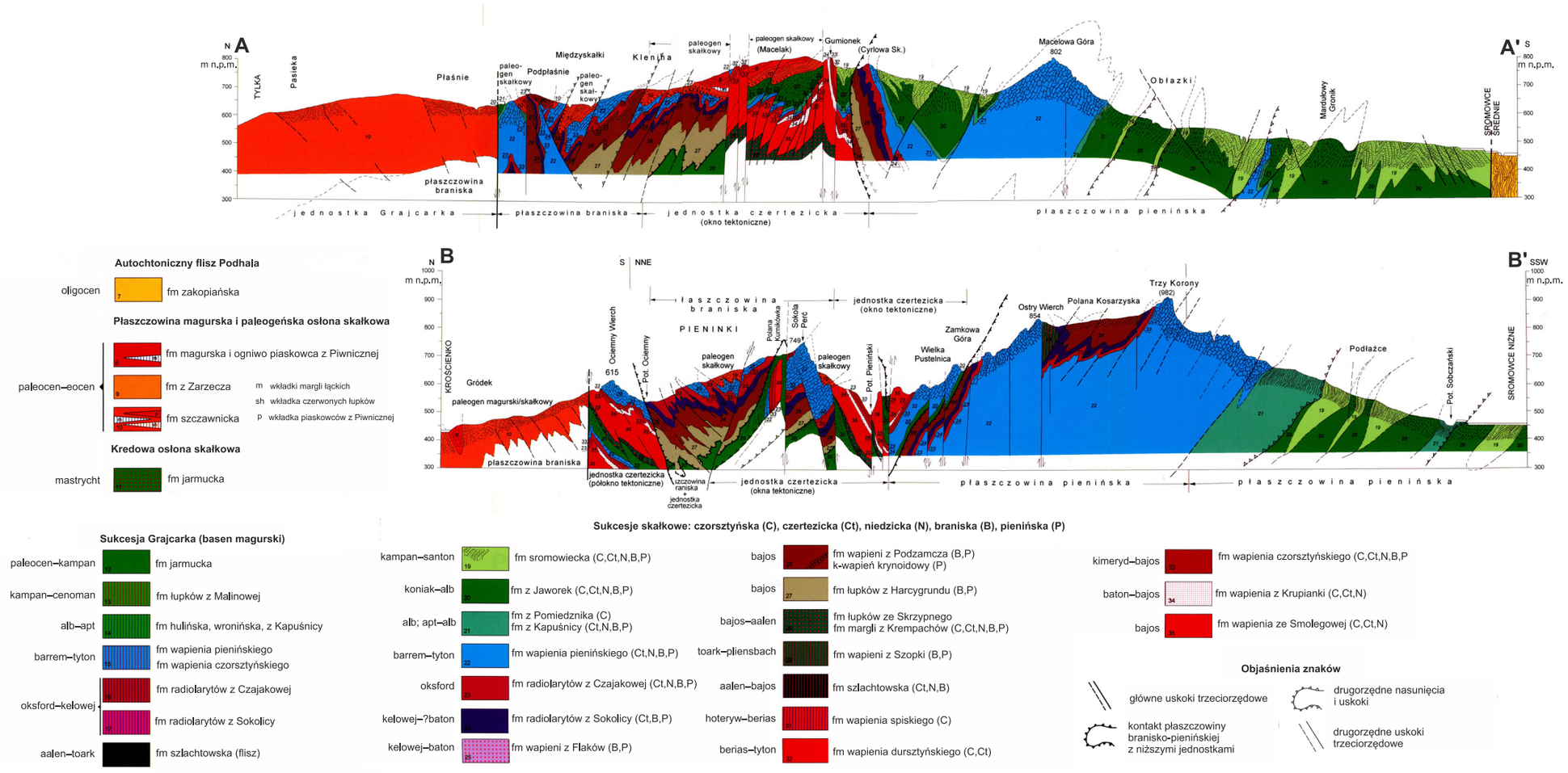


FIG. 34. Przekroje geologiczne przez Pieniny właściwe: **A** – przez Macelową Górę; **B** – przez Trzy Korony, wg Birkenmajera (2017). Lokalizacja przekrojów zob. fig. 35

skich oraz luk erozyjnych (np. Krobicki, Słomka, 1999; Aubrecht i in., 2006; Jamrichová i in., 2012), z których największa zanotowana z rejonu kamieniołomu w Szlachtowej sięga od bajosu po alb (Jurewicz 1997).

Paleogeograficzna orientacja grzbietu czorsztyńskiego, z SW na NE, jest interpretowana na podstawie zarówno badań paleomagnetycznych, analizy facjalnej osadów mezozoicznych, jak i warunków paleoceanograficzno-paleoklimatycznych (patrz dyskusja Golonka, Krobicki, 2001; oraz Aubrecht, Túnyi, 2001; Lewandowski i in., 2005; Grabowski i in., 2008). Należy w tym miejscu nadmienić, że dane paleomagnetyczne ze środkowej jury sukcesji czorsztyńskiej sugerują z jednej strony otwieranie się w tym czasie nowej strefy (oceanicznej?) na północny zachód od grzbietu czorsztyńskiego, który w tym czasie migrował na południowy wschód (Lewandowski i in., 2005, 2006), a z kolei jego ponowne przemieszczanie się na północny zachód w późnej jurze i wczesnej kredzie (Grabowski i in., 2008).

Z początkiem późnej kredy miało miejsce pogłębienie zbiornika i ujednolicenie facji. Nastąpił zanik podziału na strefy sedymentacyjne (sukcesje) i takie same osady powstawały w całym basenie skałkowym oraz w przypienińskiej części zbiornika magurskiego (fig. 24). Do utworów tego najmłodszego okresu (**III**) należą późnokredowe różnokolorowe, głównie zielone i czerwone, margle globotrunkanowe (**formacja z Jaworek**, tzw. facji Scaglia Variegata i Scaglia Rossa = Couches Rouge = Capas Rojas) z wkładkami wapieni i piaskowców. Najmłodsze są utwory fliszowe górnej kredy (górny turon–kampan) należące do **formacji sromowieckiej**, które kończą mezozoiczną historię basenu pienińskiego (Birkenmajer, 1977, 1986; Krobicki, Golonka, 2024). Na tym preorogenicznym etapie osady fliszoidalne rozwinęły się w postaci podmorskich stożków turbidytowych, fartuchów i wypełnień kanionów podmorskich (Radwański, 1978; Birkenmajer, 1986), z kilkoma epizodami spływów gruzowo-błotnych zawierających otoczaki skał egzotycznych (np. żwirowce ilaste **ogniwa z Gróbki** czy **ogniwa żwirowców z Bukowin** formacji sromowieckiej; fig. 33).

Szczegółowe badania bio- i litostratygraficzne w obrębie centralnej części pienińskiego pasa skałkowego (Pienin Właściwych) (Wierzbowski i in., 2021, 2024) sukcesji czertezickiej i braniskiej skłaniają do wyróżnienia lokalnego grzbietu podmorskiego – tzw. grzbietu czertezickiego – który prawdopodobnie ukształtował się nieco wcześniej niż rozległy grzbiet czorsztyński. Z kolei tektoniczne podniesienie i miejscami wynurzenie grzbietu czorsztyńskiego w albie i wynikające stąd zmiany paleogeografii basenu pienińskiego po wczesnej kredzie miały wyraźny wpływ zarówno na ruchy wznoszące grzbiet czorsztyński, jak i na deformacje w pokrywie osadowej i w konsekwencji na wewnętrzną budowę pienińskiego pasa skałkowego (Aubrecht i in., 2022). Przykładowo, rewizja wieku tzw. brekcji z Wapiennika, wcześniej uznawanej za utwór bajoski, a odnoszonej obecnie do albu (Arabas i in., 2011), dobrze wpisuje się w te interpretacje.

Rozpoczęte z końcem kredy i kontynuowane w paleocenie procesy fałdowo-nasunięciowe faz „subhercyńskiej" i „laramijskiej" (Birkenmajer, 1977, 1986, 1988, zob. podrozdział 6.3.2.2) zaznaczyły się powstaniem synorogenicznej **formacji jarmuckiej**, stanowiącej silnie zróżnicowane facjalnie osady klastyczne: brekcje sedymentacyjne (?klifowe), zlepieńce, piaskowce, mułowce i żwirowce ilaste z egzotykami. Genetycznie są one zarówno proksymalną, jak i dystalną częścią utworów o charakterze „dzikiego fliszu", dla którego głównym obszarem źródłowym były świeżo sfałdowane jednostki strukturalne pienińskiego pasa skałkowego. Tworzyła się wówczas zarówno słodkowodna, jak i morska molasa, niekiedy z materiałem egzotycznym (formacja jarmucka), a paleoceński flisz był kontynuacją tej postorogenicznej sedymentacji. Utwory te niezgodnie przykryły sukcesje skałkowe, a nieco później razem z nimi utworzyły tzw. osłonę skałkową. Dominującym składnikiem ziarnowym tych klastyków są utwory jurajsko-kredowe już sfałdowanych sukcesji pienińskiego pasa skałkowego zarówno skał węglanowych, krzemionkowych, jak i fliszowych. Oprócz nich bywają też liczne egzotyki, które albo pochodzą z rozmywania górnokredowych utworów z egzotykami formacji sromowieckiej (trzecie złoże), bądź są na drugim złożu bezpośrednio wyerodowane z dalszych, centralnokarpackich źródeł (Poprawa i in., 2013; Krobicki i in., 2018).

Kolejny epizod tektoniczny był związany z silną kompresją faz „sawskiej" i „styryjskiej" (odpowiednio wczesnego i środkowego miocenu), kiedy jurajsko-kredowe płaszczowiny, mastrychcko-paleoceńska osłona skałkowa oraz nowe osady paleogenu uległy ponownemu sfałdowaniu (Birkenmajer, 1986), co dało początek systemowi poprzecznych uskoków przesuwczych. Dobrze widocznym efektem tych kilku faz tektonicznych fałdowań i deformacji w obrębie pienińskiego pasa skałkowego jest geomorfologiczny obraz izolowanych tektonicznie twardych skał jurajskich i dolnokredowych otoczonych miękkimi łupkami, marglami i osadami fliszowymi kredy górnej i paleogenu.

Ostatnim ważnym wydarzeniem w pienińskim pasie skałkowym był wulkanizm środkowomioceński reprezentowany przez wapniowo-alkaliczne andezytowe dajki i sille (np. góra Wżar, Bryjarka, Malinów, Krupianka), które przecinają głównie paleogeńskie skały fliszowe Karpat zewnętrznych (płaszczowina magurska) (Małkowski, 1958; Birkenmajer, 1979, 1986, 1988), i zostały precyzyjnie datowane radiometrycznie (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Tworzą one tzw. pienińską linię andezytową (więcej szczegółów w końcowych akapitach podrozdziału 6.3.2.3).

6.3.2.2. Poglądy na genezę i strukturę pienińskiego pasa skałkowego

Edyta Jurewicz

Geneza i ewolucja tektoniczna pienińskiego pasa skałkowego była od dziesięcioleci szeroko dyskutowana w literaturze karpackiej. Niektóre z koncepcji miały istotne znaczenie i przynajmniej częściowo są aktualne do dziś. Poniższy przegląd najważniejszych badań pokazuje zarówno złożoność budowy pienińskiego pasa skałkowego, jak i zróżnicowanie poglądów na jego ewolucję strukturalną, szczególnie na wiek fałdowań oraz stosunek do położonych na północy Karpat zewnętrznych.

Najstarsze koncepcje uwzględniające płaszczowinową budowę zakładały, że stanowiły one czoła płaszczowin tatrzańskich (Lugeon, 1903) i pochodziły z obszaru położonego na południe od Tatr (Limanowski, 1905) bądź zostały wywleczone spod masywu tatrzańskiego (Uhlig, 1907). Późniejsze koncepcje były rozbieżne zarówno jeśli chodzi o budowę pasa skałkowego, jak i wiek fałdowań.

Andrusov (1968) początkowo określał wiek nasunięć płaszczowinowych na podstawie transgresywnego stanowiska senońskich zlepieńców upohlavskich, na fazę subhercyńską. Później uznał te zlepieńce za śródformacyjne, a główne nasunięcia płaszczowinowe w pasie skałkowym wiązał z fazą laramijską (Andrusov, 1974).

Od początku lat 50. ubiegłego wieku po rok 2017 K. Birkenmajer i jego zespół prowadził w pasie skałkowym zakrojone na szeroką skalę badania geologiczne, których wyniki ukazały się w licznych publikacjach (m.in. Birkenmajer, 1958, 1970, 1977, 1979, 1985, 1986, 1988; Birkenmajer i in., 2008, 2017 wraz z cytowaną tam literaturą). Według Birkenmajera (1977, 1979, 1986, 2017) obecna struktura pienińskiego pasa skałkowego (fig. 34, 35) jest wypadkową czterech etapów tektonicznych:

a) późnokredowych („subhercyńskich" i „wczesno-laramijskich") fałdowań i nasunięć płaszczowinowych o północnej wergencji, w czasie których sukcesje sedymentacyjne pasa skałkowego (pienińska, braniska, niedzicka, czertezicka i czorsztyńska – niedzicka i czertezicka zostały później zamienione miejscami – por. Wierzbowski i in., 2004, 2021, 2024) przekształciły się w odrębne jednostki strukturalne. Równocześnie miała miejsce sedymentacja synorogenicznych brekcji i osadów fliszowych (formacja jarmucka zwana też starszą osłoną skałkową). Procesy te zachodziły od kampanu aż do granicy mastrycht/paleocen (Birkenmajer, 2017);
b) wczesnopaleoceńskiego („laramijskiego") wstecznego nasunięcia płaszczowinowego sukcesji osadów powstałych w przypienińskiej strefie basenu magurskiego na autochtoniczną jednostkę czorsztyńską, wskutek czego uformowała się tzw. jednostka Grajcarka, zajmująca najwyższą pozycję strukturalną;
c) wczesnomioceńskiego („sawskiego") fałdowania starszych płaszczowin wraz z powstałą na przełomie kredy i paleogenu osłoną skałkową oraz autochtonicznym paleogenem magurskim. W wyniku silnej transpresji, być może związanej z ucieczką tektoniczną bloku ALCAPY ze strefy kolizji alpejskiej (np. Golonka i in., 2005; Kováč i in., 2017), powstały uskoki przesuwcze wzdłuż północnej i południowej granicy, a pas skałkowy zyskał pokrój zrębu i charakter megabrekcji tektonicznej. Według Birkenmajera (1986, 2017) na tym etapie powstały również pierwsze intruzje nazywane andezytami pienińskimi (Krupianka, Jarmuta, Bryjarka i Góra Wżar), datowane w późniejszych badaniach na nieco młodsze (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016);
d) środkowomioceńskiej („styryjskiej") kompresji, z którą są związane poprzeczne uskoki przesuwcze przecinające pas skałkowy i południową część płaszczowiny magurskiej; równocześnie powstała młodsza intruzja andezytów na Górze Wżar (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Birkenmajer, 2003; Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016).

Niezależnie od podziału na mniejsze jednostki, można uznać za ugruntowany podział na dwie strefy/serie tektono-sedymentacyjne: płytkowodną północną – czorsztyńską *s.l.* (dzieloną przez Birkenmajera (1970, 1986) na czorsztyńską *s.s.*, niedzicką i czertezicką), oraz głębokowodną południową – pienińską *s.l.* (złożoną z braniskiej i pienińskiej *s.s.*). Podobny podział, wyrażający się zróżnicowaniem w profilach sedymentacyjnych jury i dolnej kredy, zaznacza się praktycznie wzdłuż całego biegu pasa skałkowego.

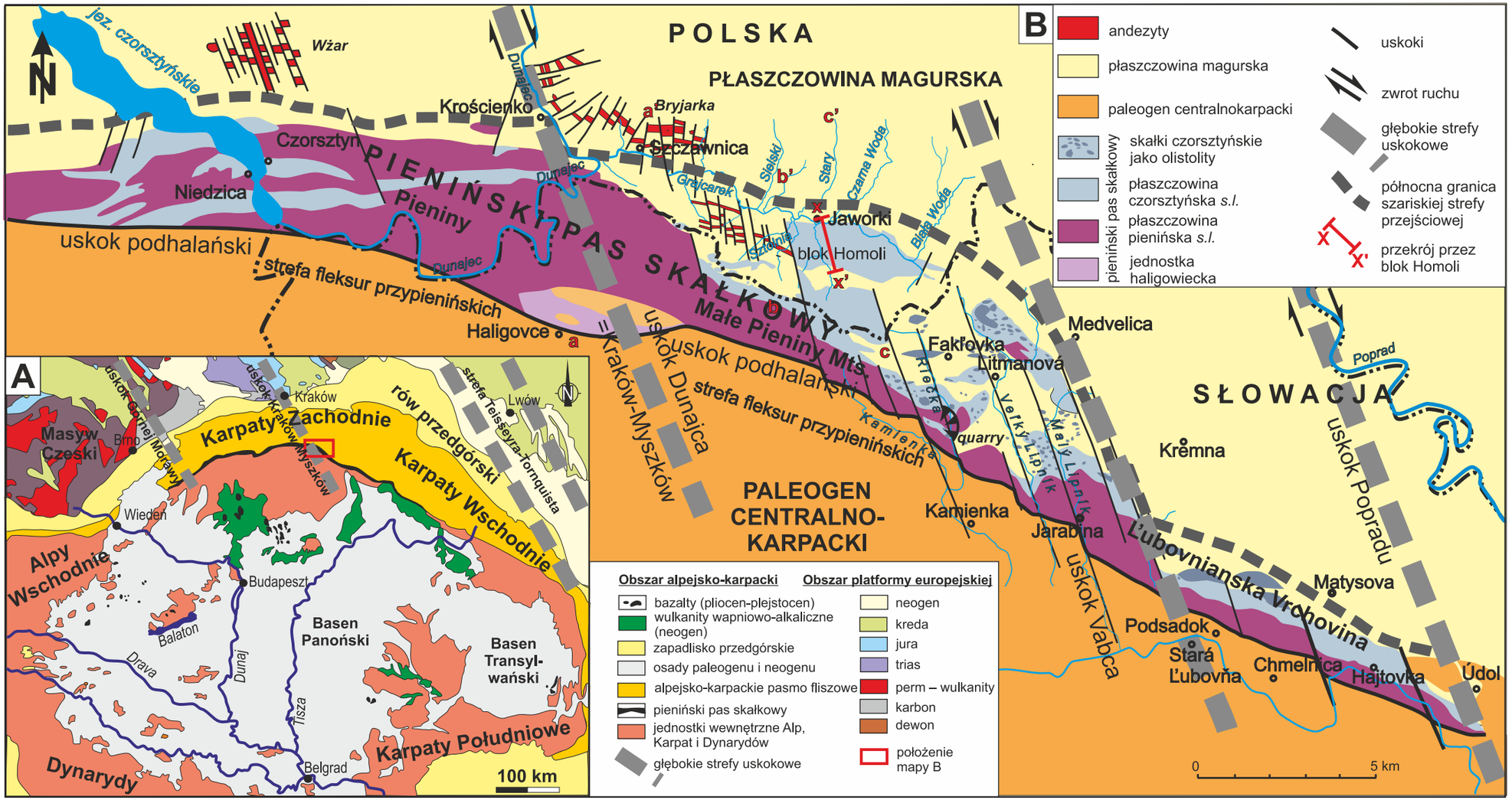


FIG. 35. A – główne jednostki strukturalne alpejsko-karpackiej strefy orogenicznej (wg Embey-Iisztin i in. (1993), Kováč i in. (1998), uproszczone); **B** – szkic geologiczny Pienin, Małych Pienin i Lubowniańskich Wierchów, na podstawie Birkenmajera (1979), Jurewicz (1994, 2018) i Plašienki (2012b) – zmodyfikowano; A–A' i B–B': lokalizacje przekrojów z fig. 34; X–X': lokalizacja przekroju z fig. 37

Alternatywny punkt widzenia zaproponował Książkiewicz (1972, 1977a), który wyróżnił dwie płaszczowiny: dolną – płaszczowinę czorsztyńską, nazywaną również płaszczowiną subpienińską (Uhlig, 1907), na którą składały się sukcesje czorsztyńska, czertezicka i niedzicka, oraz górną – płaszczowinę pienińską, złożoną z sukcesji braniskiej i pienińskiej. Do koncepcji tej zdają się częściowo nawiązywać współczesne modele tektoniczne Plašienki (podrozdział 6.3.1.), choć opowiada się on zdecydowanie za późnokredowym/wczesnopaleogeńskim („laramijskim") wiekiem ruchów płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym (fig. 31). Również Stránik, Salaj (1965) oraz Ratschbacher i in. (1993) uważali, że płaszczowina pienińska nasunęła się na czorsztyńską i na przyskałkową część płaszczowiny magurskiej. W płaszczowinie czorsztyńskiej (subpienińskiej) Książkiewicz (*op. cit.*) wyróżnił dwie strefy: północną – „blokową" (jednostka Maslienki (Plašienka, Mikuš, 2010)) i południową – „łuskową" (jednostka Jarabiny, *op. cit.*). Zdaniem Książkiewicza (1972, 1977a) w późnej kredzie („faza subhercyńska") dominowały ruchy pionowe i nie miały one charakteru orogenicznego, a główna faza deformacji miała miejsce w okresie oligocenu i wczesnego miocenu, tj. w czasie fałdowań w Karpatach zewnętrznych.

6.3.2.3. Problemy z odtworzeniem struktury pienińskiego pasa skałkowego

Edyta Jurewicz, Jacek Grabowski

Problemy dotyczące budowy i ewolucji pienińskiego pasa skałkowego wynikają z kilku powodów. Pierwszy jest związany z trójdzielną budową poszczególnych jednostek strukturalnych, tj. obecnością marglisto-łupkowych utworów w spągu, w przewadze wapiennego kompleksu jurajsko-dolnokredowym (o zindywidualizowanych profilach w poszczególnych strefach sedymentacyjnych) oraz marglistym i fliszowym, zunifikowanym we wszystkich strefach sedymentacyjnych profilu górnokredowego.

Konsekwencją podatnokruchej budowy poszczególnych jednostek strukturalnych jest ich rozbicie na mniejsze bloki, co doprowadziło do powstania efektu wapiennych „skałek" tkwiących w wyciskanej diapirowo marglisto-fliszowej osłonie (Birkenmajer, 1959a), często przyrównywanych do „rodzynek w cieście". Z tego powodu budowa geologiczna pasa skałkowego wydaje się jeszcze bardziej skomplikowana, a możliwość określenia przynależności poszczególnych skałek do strefy sedymentacyjno-facjalnej sprowadza się do jej jurajsko-dolnokredowej części profilu. Drugi powód jest związany z faktem, że w obecnej chwili dostępne są do obserwacji tylko czoła płaszczowin, co ogranicza możliwości interpretacji ewolucji preorogenicznej. Trzeci powód wynika z mioceńskiej przebudowy pienińskiego pasa skałkowego, związanej z fałdowaniami w Karpatach zewnętrznych, w toku której doszło do zaburzenia pierwotnych struktur płaszczowinowych oraz znacznej przebudowy tektonicznej pogranicza pienińskiego pasa skałkowego i płaszczowiny magurskiej należącej do Karpat zewnętrznych.

Jednostka Grajcarka i północna granica pienińskiego pasa skałkowego

Zdaniem Birkenmajera (1970, 1977, 1986) oraz Birkenmajera i Gedla (2017) basen Grajcarka, położony na północnych stokach grzbietu czorsztyńskiego, był w jurze i wczesnej kredzie częścią basenu magurskiego (fig. 31, 32). Jego ewolucja facjalna i wynikający z niej profil stratygraficzny były zbliżone do profilu sukcesji braniskiej, choć miąższości poszczególnych wydzieleń litostratygraficznych są w nim znacznie zredukowane. Sedymentacja w jego obrębie rozpoczęła się z końcem wczesnej jury. Na przełomie wczesnej i późnej kredy, kiedy w basenie przyszłego pasa skałkowego doszło do pogłębiania i zaniku podziału na strefy sedymentacyjne, basen Grajcarka stracił swoją samodzielność i stał się częścią należącego do Karpat zewnętrznych basenu magurskiego (fig. 36). W trakcie fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym do tej części basenu był dostarczany materiał pochodzący zarówno z niszczenia świeżo uformowanych struktur tektonicznych pasa skałkowego, jak i egzotyczny względem niego, ze znacznym udziałem skał krystalicznych. Jednym z przykładów jest blok bazaltu w obrębie formacji jarmuckiej w Małych Pieninach w rejonie Białej Wody (Birkenmajer, Pécskay, 2000b; Birkenmajer, Lorenc, 2008; por. Birkenmajer, Wieser, 1990), który pierwotnie był uważany za intruzję (Birkenmajer, 1979). Poza zlepieńcami, tworzyły się osuwiska podmorskie i zsuwały olistolity, powodując częściowe deformacje osadów w ich spągu i na przedpolu. Jednym z większych olistolitów jednostki czorsztyńskiej wraz z nasuniętą na nią jednostką niedzicką jest blok Homoli (fig. 37) położony w rejonie Jaworek (Jurewicz, 1997, 2018; por. Birkenmajer, 1979). Epizody zsuwów podmorskich mogły mieć również miejsce w trakcie późniejszej sedymentacji, a aktywność ta wynikała z obecności skarpy morfologicznej na pograniczu formowanego pasa skałkowego i basenu magurskiego. Jednym z takich olistolitów nasuniętych na osady eocenu jest skałka Brysztan we wschodniej części Małych Pienin (Birkenmajer, 1977).

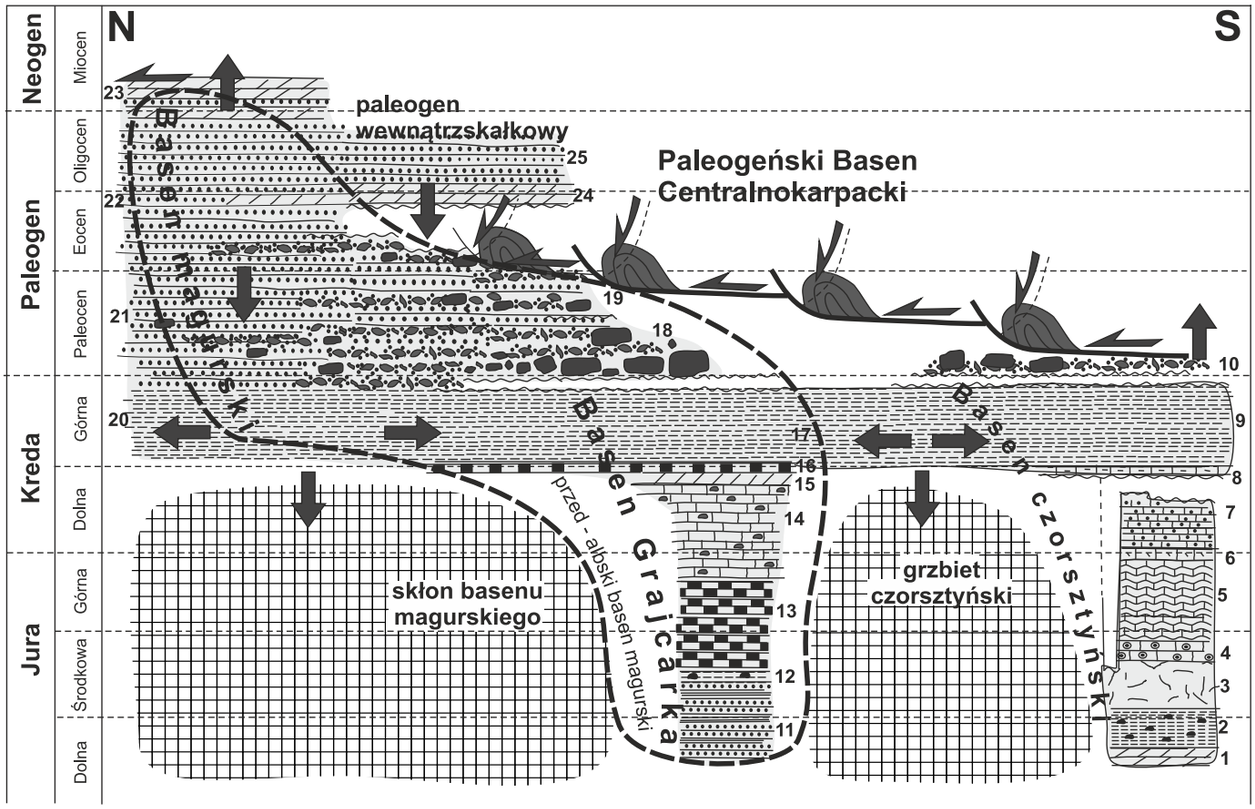
Według modelu tektonicznego Birkenmajera (1986) jednostka Grajcarka, jako część jednostki magurskiej, uległa w paleocenie wstecznemu nasunięciu na jednostki skałkowe, tworząc czapki tektoniczne. Koncepcję tę zakwestionowała Jurewicz (1994, 1997, 2005, 2018), wykazując, że w Małych Pieninach to jednostki skałkowe zostały nasunięte na płaszczowinę magurską, która odsłania się w dnach dolin, często poniżej najstarszych osadów jednostek skałkowych.

Wcześniej Golonka, Rączkowski (1984) wyrazili pogląd, że osady magurskie wewnątrz pasa skałkowego mogą się pojawiać w oknach tektonicznych, ale nie podali żadnej dokumentacji ani nie przedstawili tego graficznie na mapie czy na przekrojach. Ich wizje pokrywały się z wynikami danych z głębokich otworów wiertniczych w Hanušovcach (wschodnia Słowacja), gdzie pod jednostkami pasa skałkowego został nawiercony flisz magurski (Leško i in., 1984). W końcowej fazie nasunięć płaszczowinowych, w paleogenie, ze względu na sprzyjającą paleomorfologię najbardziej wysunięte na północ jednostki pasa skałkowego, tj. czorsztyńska i niedzicka, ześlizgnęły się grawitacyjnie na magurskie przedpole, tworząc liczne olistolity i olistostromy. Zdaniem Jurewicz (2018 i prace wcześniejsze) nie ma przesłanek na wyodrębnienie spośród utworów płaszczowiny magurskiej samodzielnej jednostki Grajcarka, ponieważ jej północna granica, zdefiniowana przez Birkenmajera (1970), ma charakter stratygraficzny, a nie tektoniczny, i jest trudna do rozpoznania w terenie jako granica między dwiema głównymi jednostkami strukturalnymi, jakimi są pieniński pas skałkowy i Karpaty zewnętrzne. W rezultacie północna granica pasa powinna zostać przesunięta na południe, na kontakt jednostki magurskiej z jednostkami skałkowymi, natomiast w miejsce jednostki Grajcarka należałoby wydzielić z przyskałkowej części płaszczowiny magurskiej strefę przejściową (bez sprecyzowanej północnej granicy), która cechuje się obecnością licznych olistolitów oraz deformacji wynikających z bliskości pasa skałkowego. Strefę tę, dla odróżnienia od wcześniej definiowanej przez Birkenmajera (1970, 1976, 1986; Birkenmajer, Gedl, 2017) jednostki Grajcarka (z wydzielania której należałoby zrezygnować) oraz dla odróżnienia od basenu Grajcarka, czyli przedalbskiej części basenu magurskiego (Barski i in., 2012; Segit i in., 2015), stanowiącego jego najstarszą i najbardziej południową część (fig. 36), i najwłaściwiej byłoby nazwać „strefą szariską" (Plašienka, 2011; Plašienka i in., 2012; Jurewicz, 2018; Jurewicz, Segit, 2018), albo dla uhonorowania jej zakorzenienia w polskiej literaturze geologicznej – „strefą Grajcarka". Termin „strefa" zwalnia od precyzowania przebiegu jej północnej granicy, bo nie ma ona charakteru tektonicznego (przez to, że nie spełnia kryteriów „jednostki tektonicznej") i trudno by było określić, czy kończy się na ostatnim zafałdowaniu, czy ostatnim olistolicie. Przy takim ujęciu problemu można uznać za zakończone trwające od dziesięcioleci poszukiwania uskoku tektonicznego na północ od Małych Pienin, oddzielającego je od płaszczowiny magurskiej, wzdłuż którego miałoby dochodzić do rotacji Karpat centralnych względem zewnętrznych (Birkenmajer, 1985, 1986). Termin „strefa szariska" jest nawiązaniem do wyodrębnianej na terenie wschodniej Słowacji jednostki szariskiej, (Plašienka, 2011; Plašienka i in., 2012), która wcześniej była określana jako jednostka Faklovki (*Faklovka Unit*) (Plašienka, Mikuš, 2010). Jednostka ta w ujęciu Plašienki (2011) została uznana za najniższą jednostkę pasa skałkowego, zalegającą poniżej czorsztyńskiej i pienińskiej, która jest jednocześnie najwyższym południowym elementem strukturalnym płaszczowiny magurskiej i stanowi odpowiednik wydzielanej na terenie Polski „jednostki" Grajcarka. Jednostka szariska w tym ujęciu obejmuje wyłącznie mastrychcko-dolnoeoceńskie synorogeniczne utwory o charakterze „dzikiego fliszu" (Jarmuta/Proč Fm.), które na terenie Słowacji stanowią niezależną jednostkę strukturalną. Swoim charakterem i pozycją słowacka część jednostki szariskiej przypomina wewnętrzną część zapadliska przedkarpackiego, tj. tę część osadów miocenu, na które nasunęły się płaszczowiny Karpat zewnętrznych.

Układ stref sedymentacyjnych w pienińskim pasie skałkowym

Koncepcje układu basenów wchodzących w skład przyszłego pienińskiego pasa skałkowego i jego tektogenezy, zaproponowane przez Birkenmajera (1986 i prace późniejsze, fig. 32) i zmodyfikowane przez Plašienkę (np. 2018a; Plašienka i in., 2021, zob. fig. 30), stanowią najbardziej rozpowszechniony, ale nie jedyny paradygmat rozwoju tej jednostki tektonicznej. Alternatywny model nawiązuje do poglądów Sikory (1962, 1971) oraz Morgiel i Sikory (1972, 1973, 1975) i jest ostatnio szeroko prezentowany przez zespół autorów: Golonka i in. (2015, 2018, 2025), Waśkowska i Golonka (2025) oraz Marzec i in. (2019). Według tych prac, oprócz jednostek strukturalnych wyróżnionych przez Birkenmajera (1986), na pieniński pas skałkowy składają się dodatkowe sukcesje: sukcesja złatniańska, która powstała w najbardziej na południu położonej strefie sedymentacyjnej, na północnych peryferiach oceanu wahikum; sukcesja Zawiasów, której basen był zlokalizowany na północ od grzbietu czorsztyńskiego, oraz sukcesja hulińska pochodząca z najbardziej północnej części basenu, odpowiadająca z grubsza sukcesji Grajcarka. Sukcesje złatniańska i hulińska miałyby zawierać również olistolity sukcesji skałkowych. Olistolity – zdaniem cytowanych

autorów – występują również we fliszowej formacji sromowieckiej (fig. 33), która z uwagi na wiek (koniak–santon) oraz charakter osadów (zawierające wyłącznie materiał egzotyczny względem pasa skałkowego) była uznawana przez Birkenmajera (1977) za preorogeniczną. Sukcesja Zawiasów (we wcześniejszych koncepcjach stanowiąca integralną część jednostki branisko-pienińskiej budującej najwyższe szczyty Pienin właściwych) miałaby stanowić olistolit w obrębie płaszczowiny magurskiej, a jej basen sedymentacyjny według Golonki i in. (2018) był położony na północ od grzbietu czorsztyńskiego. Zarówno charakter i geneza olistolitów,



Basen magurski, formacje:

- 23 – z Kremnej; górny oligocen–dolny miocen
- 22 – magurska; eocen–oligocen
- 21 – szczawnicka; mastrycht–eocen
- 20 – hulińska i z Malinowej; alb–kampan

Basen Grajcarka, formacje:

- 19 – procka (z ogniwem brekcji z Milpoš); paleocen–dolny eocen
- 18 – z Hałuszowej i jarmucka; kampan–paleocen
- 17 – hulińska i łupków z Malinowej; alb–kampan
- 16 – wronińska; alb
- 15 – z Kapuśnicy; apt
- 14 – wapienia pienińskiego; tyton–barrem
- 13 – radiolarytów z Sokolicy i z Czajakowej; górny bajos–górny oksford
- 12 – z Opaleńca; górny bajos–dolny kelowej
- 11 – szlachtowska; górny aalen–górny bajos

Paleogen wewnątrzskałkowy, formacje:

- 25 – magurska; oligocen
- 24 – malcowska (ogniwo z Mniszka); górny eocen–dolny oligocen

Basen czorsztyński, formacje:

- 10 – jarmucka i brekcji gregoriańskiej maastrycht–dolny paleocen
- 9 – z Jaworek; cenoman–kampan
- 8 – z Chmielowej i z Pomiednika; alb
- 7 – wapieni łysańskich i spiskich; berrias–hoteryw
- 6 – wapieni dursztyńskich; dolny tyton–dolny berias
- 5 – wapienia czorsztyńskiego; górny bajos–górny tyton
- 4 – wapienia z Krupianki; górny bajos–baton
- 3 – wapienia ze Smolegowej; bajos
- 2 – łupków ze Skrzypnego; górny aalen–dolny bajos
- 1 – z Krempachów; pliensbach–górny aalen

Litologia:

- wapienie masywne
- wapienie krynoidowe
- wapienie z czertami
- wapienie bulaste
- wapienie margliste
- wapienie krzemionkowe
- wapienie detrytyczne
- łupki margliste
- łupki z konkrecjami
- radiolaryty
- piaskowce (osady fliszowe)
- zlepieńce
- olistolity
- sukcesja szaryskiej strefy przejściowej
- nasunięcia płaszczowinowe
- ześlizgi grawitacyjne

FIG. 36. Epizody tektoniczne na pograniczu pienińskiego pasa skałkowego i Karpat zewnętrznych oraz relacje pomiędzy basenem czorsztyńskim, Grajcarka, magurskim i centralnokarpackim (Jurewicz, 2018). Na przełomie kredy i paleogenu basen Grajcarka (przedalbski basen magurski) traci swoją autonomię, przesuwa się ku północy i staje się częścią basenu magurskiego; jednocześnie trwające na południu nasunięcia płaszczowinowe docierają do basenu magurskiego, czemu towarzyszy powstawanie olistolitów i fałdów spływowych. W eocenie basen magurski łączy się z basenem centralnokarpackim

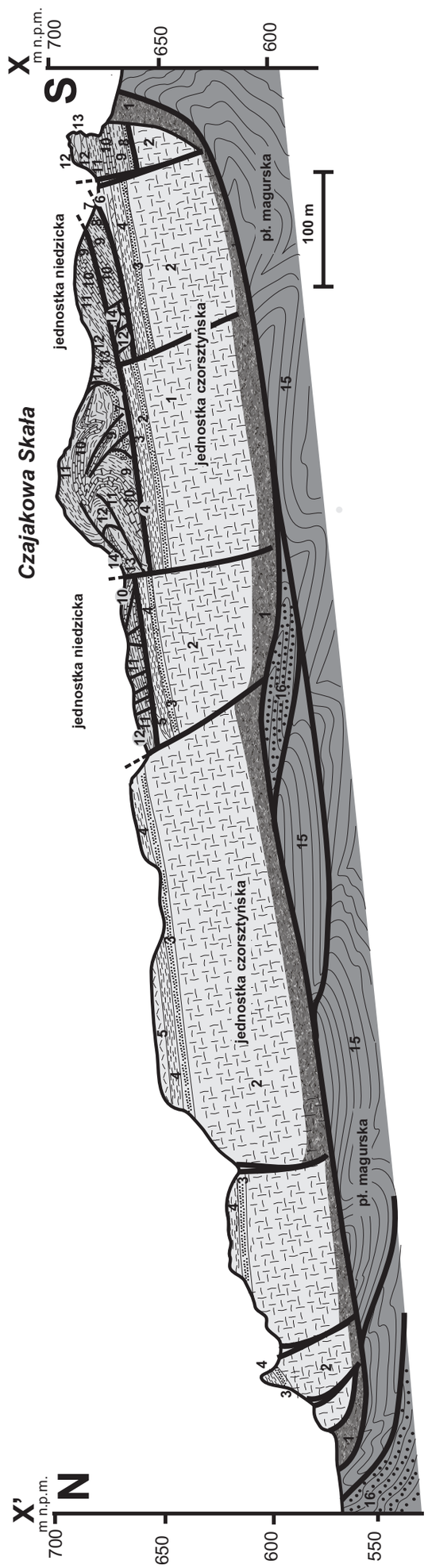


FIG. 37. Przekrój geologiczny przez blok Homoli–Białej Wody, złożony z jednostki czorsztyńskiej o charakterze płytowym i nasuniętej na nią jednostki niedzickiej tworzącej fałd Czajakowej Skały wg Birkenmajera (1979), zmieniony przez Jurewicz (1994, 2018); litostratygrafia wg Birkenmajera (1970, 1977) i Barskiego i in. (2012); (lokalizacja przekroju na fig. 35). Jednostka czorsztyńska, formacje: 1 – łupków ze Skrzypnego (górny aalen–dolny bajos); 2 – wapieni ze Smolegowej (dolny–górny bajos); 3 – wapienia z Krupianki (górny bajos); 4 – wapienia czorsztyńskiego (górny bajos–tyton); 5 – wapienia dursztyńskiego (górny tyton); 6 – z Pomiedznika (alb). Jednostka niedzicka: 7 – łupków ze Skrzypnego (górny aalen–dolny bajos); 8 – wapienia ze Smolegowej (dolny–górny bajos); 9 – wapienia z Krupianki (górny bajos); 10 – wapienia niedzickiego (górny bajos – kelowej); 11 – radiolarytów z Czajakowej (dolny–górny oksford); 12 – wapienia czorsztyńskiego (kimeryd–tyton); 13 – wapienia pienińskiego (walanżyn–barrem); 14 – z Kapuśnicy (apt–alb). Płaszczowina magurska: 15 – szlachtowska (aalen–bajos); 16 – jarmucka (mastrycht–paleocen)

jak i lokalizacja basenów sedymentacyjnych oraz wiek procesów fałdowych prezentowanych w wyżej wymienionych pracach były przedmiotem dyskusji (Plašienka i in., 2017; Jurewicz i in., 2021). Wydaje się mało prawdopodobne, aby nasunięta na jednostkę czorsztyńską *s.l.* jednostka branisko-pienińska budująca Pieniny właściwe oraz pochodząca z obszaru położonego na północ od niego sukcesja Zawiasów znalazły się w jednym ciągu skałek.

Problem ruchów płaszczowinowych w miocenie

W 2005 r. w okolicach Starej Lubowni we wschodniej Słowacji Oszczypko i in. (2005b) odkryli w przypienińskiej części sukcesji magurskiej dolnomioceńskie utwory zaliczone do formacji z Kremnej (fig. 36). W późniejszych latach Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2010, 2014) stwierdzili obecność formacji z Kremnej także w rejonie Małych Pienin, w jednostce Grajcarka, oraz wewnątrz pasa skałkowego, gdzie – zdaniem autorów – odsłania się w oknach tektonicznych. Według koncepcji Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2014) oraz Oszczypko i in. (2020) mioceńska formacja z Kremnej stanowi najmłodsze osady jednostki Grajcarka oraz zajmuje najniższą pozycję strukturalną względem jednostek pasa skałkowego, co implikuje wczesnomioceński wiek fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w pienińskim pasie skałkowym. Mające miejsce na przełomie kredy i paleogenu w pasie skałkowym procesy fałdowo-płaszczowinowe są dobrze udokumentowane przez synorogeniczną formację jarmucką, zawierającą okruchy pochodzące z różnych jednostek pasa skałkowego (Birkenmajer, 1979, 1986) oraz olistolity (m.in. blok Homoli: Jurewicz, 1994, 1997, 2018). Postulowany przez ww. autorów młody wiek nasunięć płaszczowinowych kłóci się z zapisem zdarzeń w paleogenie centralnokarpackim, z którym pas skałkowy kontaktuje tektonicznie od południa i którego miąższość obecnie wynosi ok. 3,5–4 km, a wcześniej mogła sięgać 6,5–7,5 km (Środoń i in., 2006). Osady paleogenu mają charakter postorogeniczny, leżą niezgodnie na sfałdowanych i częściowo zerodowanych jednostkach płaszczowinowych Tatr, i trudno sobie wyobrazić (chociażby z powodu ich bliskości), skąd miałyby pochodzić jednostki pasa skałkowego: spod czy z ponad tego fliszu, oraz dlaczego ruchy odpowiedzialne za nasunięcia horyzontalne w pasie skałkowym nie zaznaczyły się w paleogeńskim fliszu centralnokarpackim. Jest on co prawda sfałdowany w bezpośrednim sąsiedztwie pienińskiego pasa skałkowego (Mastella, 1975), ale deformacje te są związane z kilkukilometrowym zrzutem na uskoku podhalańskim (zob. podrozdział 6.4.2) wynikającym z nierównomiernego dźwigania masywu Tatr w neogenie (większego na południu) i jego rotacji o ok. 40° (Jurewicz, 2005). Początek tego ruchu zaznaczył się już w trakcie sedymentacji (Kohút, Sherlock, 2003), tj. jeszcze w paleogenie, co tym bardziej wyklucza późniejsze ruchy poziome. Zrzut ten jest odpowiedzialny za uformowanie się niecki podhalańskiej i deformacje o charakterze fałdów wleczeniowych (strefy fleksur przypienińskich; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988, podrozdział 6.4.2) oraz wynikających z grawitacyjnego zsunięcia się i dociśnięcia fliszu do przypienińskiego uskoku podhalańskiego. W początkowej fazie ewolucji basenu centralnokarpackiego pieniński pas skałkowy stanowił podmorski grzbiet podlegający erozji i będący źródłem materiału klastycznego w trakcie sedymentacji warstw szaflarskich i zakopiańskich (Gedl, 2000). Później zapewne sam stał się obszarem depozycji, stanowiąc strefę przejściową między fliszem centralno- i zewnątrzkarpackim. Obecnie jego pozostałości można obserwować w formie niewielkich płatów sfałdowanych w szerokopromienne synkliny i stanowiących dodatnie formy morfologiczne. Przez Horwitza (1935) był określany jako flisz wewnątrzskałkowy, a przez Birkenmajera (1970, 1977, 1986) – jako autochtoniczny paleogen magurski i nazywany również młodszą osłoną (starszą – stanowiła synorogeniczna formacja jarmucka; *op. cit.*).

Podsumowując – w obrębie fiszu centralnokarpackiego nie ma struktur wskazujących na ruchy nasuwcze w bezpośrednim jego sąsiedztwie, które mogłyby mieć miejsce w miocenie: brakuje zarówno przestrzeni, jak i czasu (por. Jurewicz, 2018, 2022). Bardziej prawdopodobna wydaje się być koncepcja, że osady autochtonicznego paleogenu magurskiego leżące niezgodnie na jednostkach pasa skałkowego sięgają aż po (?)najniższy miocen, obejmując m.in. także formację z Kremnej. Jej obecność na terenie pasa skałkowego wymaga dalszych prac, gdyż w toku badań w ramach aktualizacji SMGP nie potwierdzono jej obecności (Jugowiec i in., 2025).

„Czarny flisz": jurajski czy kredowy?

Zupełnie odrębny wątek związany ze sporami wokół pasa skałkowego dotyczy datowania „czarnego fliszu" opisanego przez Horwitza (1926) oraz Horwitza i Rabowskiego (1930) jako „czarna kreda", a którego wiek na podstawie amonitów i ślimaków został określony przez Andrusova (1929) na środkową jurę. Są to czarne łupki z wkładkami mułowców i cienkoławicowych piaskowców muskowitowych uziarnionych frakcjonalnie. Birkenmajer (1953) nazwał te osady „aalenem fliszowym" i ich występowanie wiązał początkowo z sukcesją braniską, a później również z sukcesją Grajcarka, nadając im formalną nazwę „formacja szlachtowska" (Birkenmajer, 1977). W międzyczasie ożyły koncepcje kredowego wieku „czar-

nego fliszu" (Blaicher, Sikora, 1969, 1972) w nawiązaniu do „sukcesji hulińskiej". Później wiek „czarnego fliszu" był wielokrotnie obiektem badań stratygraficznych wykorzystujących różne taksony, które potwierdzały jurajski wiek formacji szlachtowskiej (Birkenmajer, Pazdro, 1968; Błaszyk, 1968; Birkenmajer, Myczyński, 1977; Krawczyk, Słomka, 1986). Koncepcja kredowego wieku powróciła ponownie w pracach Oszczypko i in. (2004, 2008). Dzięki kolejnym opracowaniom szybko została zaniechana (Birkenmajer i in., 2008; Gedl, 2008a, b, c; Barski i in., 2010). Efektem ubocznym doprecyzowania górnego zasięgu formacji szlachtowskiej aż po późny bajos było wyeliminowanie jej z sukcesji pienińskiego pasa skałkowego, tj. z jednostki braniskiej, gdzie w tym czasie trwała sedymentacja węglanowa, co pozwoliło na ostateczne powiązanie jej z sukcesją Grajcarka (Barski i in., 2012). Wątek wieku „czarnego fliszu" jest szczegółowo omówiony przez Wierzbowskiego (2026) w tomie 1 „Stratygrafia".

Paleomagnetyzm i rotacje tektoniczne w Karpatach

Odrębna grupa kontrowersji dotyczy potencjalnego ruchu terranów i związaną z nim możliwością rotacji Karpat centralnych względem Karpat zewnętrznych, która mogła mieć miejsce między wczesnym a środkowym miocenem. Według starszych danych paleomagnetycznych (Baženov i in., 1981) w tym okresie nastąpił obrót Karpat centralnych w kierunku zgodnym z ruchem wskazówek zegara w stosunku do Karpat zewnętrznych o 65°, co zdaniem tych autorów powinno spowodować lewoskrętne przesunięcie o co najmniej kilkadziesiąt kilometrów wzdłuż północnej granicy PPS (Birkenmajer, 1985). Koncepcja rotacji Karpat centralnych względem zewnętrznych w ujęciu K. Birkenmajera (*op. cit.*) może mieć jednak obecnie znaczenie jedynie historyczne. Przede wszystkim rezultaty badań paleomagnetycznych Baženova i in. (1981) nie spełniają obecnie wymaganych kryteriów wiarygodności zarówno pod względem stosowanych metod statystycznych, jak i laboratoryjnych (Márton i in., 2013). W szczególności rezultaty uzyskane z polskiej części pienińskiego pasa skałkowego trudno uznać za znaczące. Liczne dane paleomagnetyczne opublikowane w ostatnich latach wskazują, że blok Karpat centralnych i wewnętrznych uległ rotacji przeciwnej do ruchu wskazówek zegara (ang. *counter-clockwise*) w dwóch epizodach, między 18,5–17,5 mln i 16,5–14,5 mln lat temu (Márton i in., 1999, 2016). Kąt rotacji wynosił ok. 50–60°. W rotacji uczestniczyły także jednostki pienińskiego pasa skałkowego oraz płaszczowiny Karpat zewnętrznych (Márton i in., 2009), jednak wielkość rotacji w paśmie fliszowym oraz pienińskim pasie skałkowym (Márton i in., 2013) była bardziej zróżnicowana, większa w zachodniej części i mniejsza we wschodniej. Lokalne rotacje tektoniczne miały miejsce również po środkowym i późnym miocenie, czego dowodem są zrotowane deklinacje kierunków paleomagnetycznych w andezytach pienińskich (Márton i in., 2004) oraz wypełnieniu basenu orawsko-nowotarskiego (Tokarski i in., 2016).

Kierunki paleomagnetyczne uzyskane ze skał mezozoicznych w Karpatach centralnych i pienińskim pasie skałkowym o wieku starszym niż późna kreda (np. Grabowski i in., 2008) wykazują w większości zupełnie odmienne trendy, wskazujące na znaczną rotację o zwrocie zgodnym z ruchem wskazówek zegara *(*ang. *clockwise*), która miała miejsce w późnej kredzie, pomiędzy końcową fazą ruchów płaszczowinowych a powstaniem basenów gozawskich (Grabowski, Nemčok, 1999; Grabowski, 2000, 2005; Márton i in., 2020). Również skały kredowe w pasmie fliszowym nie wykazują tak znacznych rotacji typu *counter-clockwise*, charakterystycznych dla sukcesji kenozoicznych (Grabowski i in., 2006; Szaniawski i in., 2013).

Kluczowy problem w badaniach paleomagnetycznych leży w korelacji danych paleomagnetycznych z analizą strukturalną oraz w wyjaśnieniu problemu kompensacji przestrzennej ruchu wynikającego z tak dużych kątów rotacji (Márton, Fodor, 1995; Kovač, Márton, 1998), a także lokalizacji strefy ruchu. Stąd też, wielkoskalowe rotacje postulowane przez paleomagnetyków nie zawsze spotykają się z powszechną akceptacją (np. Szaniawski i in., 2013, 2020).

6.3.2.4. Ewolucja pienińskiego pasa skałkowego w późnej kredzie, paleogenie i neogenie

Edyta Jurewicz

Dla pełnego zrozumienia tego etapu ewolucji pienińskiego pasa skałkowego należy prześledzić wydarzenia, które miały miejsce u schyłku sedymentacji oraz na początku ruchów tektonicznych, prowadzące do uformowania się płaszczowinowej budowy pasa skałkowego. Jednym z nich było zastąpienie sedymentacji pelagicznej przez fliszową, co miało miejsce w koniaku i wiązało się z fałdowaniami i nasunięciami płaszczowinowymi w położonej na południu strefie tatrzańsko-fatrzańskiej (Nemčok, Nemčok, 1994; Plašienka, 2003a, b; Froitzheim i in., 2008). Główny składnik fliszu określanego jako preorogeniczny, a nazywanego fliszem sromowieckim (formacja sromowiecka, fig. 33), stanowił materiał pochodzący z nowo formowanej na południu pryzmy akrecyjnej, więc można w nim znaleźć skały egzotyczne względem pasa skałkowego (Birkenmajer, 1977). Widać to dobrze na przykładzie żwirowca z Bukowin stanowiącego ogniwo formacji sromowieckiej (fig. 33), w którym można znaleźć otoczaki dolomitów pochodzących prawdopodobnie z triasu tatrzańskiego czy też skały krystaliczne. Pierwsze okruchy będące efektem niszczenia jednostek pasa skałkowego pojawiły się w santonie i mastrychcie w formacji jarmuckiej (jarmucko-prockiej – sięgającej aż po eocen (np. Mišik i in., 1991; Oszczypko i in., 2005; Oszczypko, 2006a; fig. 33)) mającej charakter fliszu synorogenicznego (Birkenmajer, 1970, 1976, 1977, 1986). Dokumentują one moment rozpoczęcia ruchów fałdowo-płaszczowinowych w pasie skałkowym, a można je spotkać w spągu nasunięcia jednostki branisko-pienińskiej na czorsztyńską (brekcja gregoriańska, np. Nemčok i in., 1989; Plašienka, 2012a, b). Ruchy tektoniczne mające miejsce u schyłku kredy i w początkach paleocenu, określane jako „młodosubhercyńskie" i „laramijskie" (Birkenmajer, 1979, 1986), spowodowały rozbicie uwarunkowanych strukturalnie stref sedymentacyjnych i związanych z nimi sukcesji na poszczególne jednostki płaszczowinowe. Fałdowania i nasunięcia postępowały stopniowo z południa, gdzie rozpoczęły się w koniaku (Scheibner, 1968b; Birkenmajer, 1970, 1974) i były kontynuowane aż po późny paleocen, tj. do zakończenia sedymentacji formacji jarmuckiej w przyskałkowej części basenu magurskiego (Birkenmajer i in., 1987; Birkenmajer, Dudziak, 1991). U czoła jednostki czorsztyńskiej można spotkać różnej wielkości olistolity, bloki i klasty pochodzące z różnych jednostek pasa skałkowego oraz spoza niego (np. blok bazaltu w Białej Wodzie (Birkenmajer, 1970; Birkenmajer, Pécskay, 2000b; por. Birkenmajer, Wieser, 1990). Wchodzą one w skład „dzikiego fliszu", w którym pojawiają się ślady podwodnych osuwisk i spływów grawitacyjnych (Jurewicz, 1997, 2018). W miarę oddalania się na północ od jednostek skałkowych zlepieńce i żwirowce (zlepieniec z Czarnej Wody) są zastępowane przez osady fliszowe, przechodząc stopniowo w formację szczawnicką należącą do płaszczowiny magurskiej (fig. 15). Formacja jarmucka pojawia się nie tylko na przedpolu i w spągu jednostki czorsztyńskiej, ale również w oknach tektonicznych pomiędzy jednostkami skałkowymi. Większość takich stanowisk, gdzie spod jednostek pasa skałkowego odsłania się flisz jarmucki oraz starsze osady powstałe w perypienińskim basenie Grajcarka, znajduje się na terenie Małych Pienin i świadczy o znacznej amplitudzie przemieszczeń grawitacyjnych.

Jednym z ważniejszych miejsc pokazujących płaszczowinową budowę pienińskiego pasa skałkowego jest położony w rejonie Jaworek blok Homoli, w którym, dzięki głębokiemu rozcięciu przez Wąwóz Homole, można obserwować obalony fałd Czajakowej Skały. Fałd ten, złożony ze skał należących do jednostki niedzickiej, jest nasunięty na płasko położoną jednostkę czorsztyńską (fig. 37). We wcześniejszych koncepcjach obszar ten był uznawany za relikt późnokredowych struktur związanych z fazą „młodosubhercyńską" (Birkenmajer, 1970, 1979, 1986). Główną przyczyną takiego nietypowego dla pienińskiego pasa skałkowego zachowania miała być obecność podłoża krystalicznego zapewniającego blokowi Homoli sztywność i ochronę przed późniejszymi deformacjami. Według tej koncepcji sukcesja czorsztyńska miała mieć charakter autochtoniczny (na podobieństwo autochtonu wierchowego w Tatrach) i powstać na skorupie kontynentalnej budującej grzbiet czorsztyński. W świetle późniejszych badań jednostka czorsztyńska już na etapie fałdowań późnokredowych oderwała się od swojego podłoża, gdyż w jej spągu, pod miąższym kompleksem wapieni znajdowały się podatne łupki i margle, na północy był położony głęboki zbiornik magurski, a na południu świeżo uformowana pryzma akrecyjna (Jurewicz, 1994, 1997, 2005). Zarówno sytuacja geotektoniczna, jak i stosunki hipsometryczne sprzyjały spływom grawitacyjnym, wskutek których najpierw jednostka niedzicka zsunęła się z południa na „autochton" czorsztyński, formując podparty uskokiem fałd Czajakowej Skały, a później cały kompleks ześlizgnął się do położonego na północy basenu magurskiego w charakterze megaolistolitu (fig. 38). To właśnie wyjście poza strefę najsilniejszych deformacji, jakie są wiązane z pienińskim pasem skałkowym i „pływanie" na miękkiej poduszce osadów fliszowych w basenie magurskim zagwarantowało zachowanie się „przedeoceńskich struktur fałdowych" w charakterze reliktu (por. Birkenmajer, 1970; Jurewicz, 1997).

Ten w miarę prosty obraz budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego komplikuje obecność tzw. łuski maruszyńskiej (Birkenmajer, 1986 i literatura cytowana). Składają się na nią osady sukcesji myjawskiej, która lokalnie pojawia się przy południowej granicy pasa skałkowego (np. Köhler i in., 1993). Ewenement tej sukcesji polega na tym, że w jej profilu można obserwować ciągłe przejście od koniaku aż po oligocen (w łusce maruszyńskiej – od górnej kredy po dolny paleogen; Birkenmajer, Jednorowska, 1983; Birkenmajer, 1986; Dudziak, 1990; Kostka, 1993) i nie zarejestrowały się w nim późnokredowe fałdowania. Ta sytuacja wpisuje się w koncepcję Rakúsa i Marschalko (1997) dotyczącą strefy przesuwczej między blokiem Karpat centralnych a pienińskim pasem skałkowym, aktywnej od albu po paleogen. Wskutek tego ruchu mógł powstać basen o charakterze *pull-apartu*, a w nim taka sekwencja osadów (Jurewicz, 2005).

6

Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

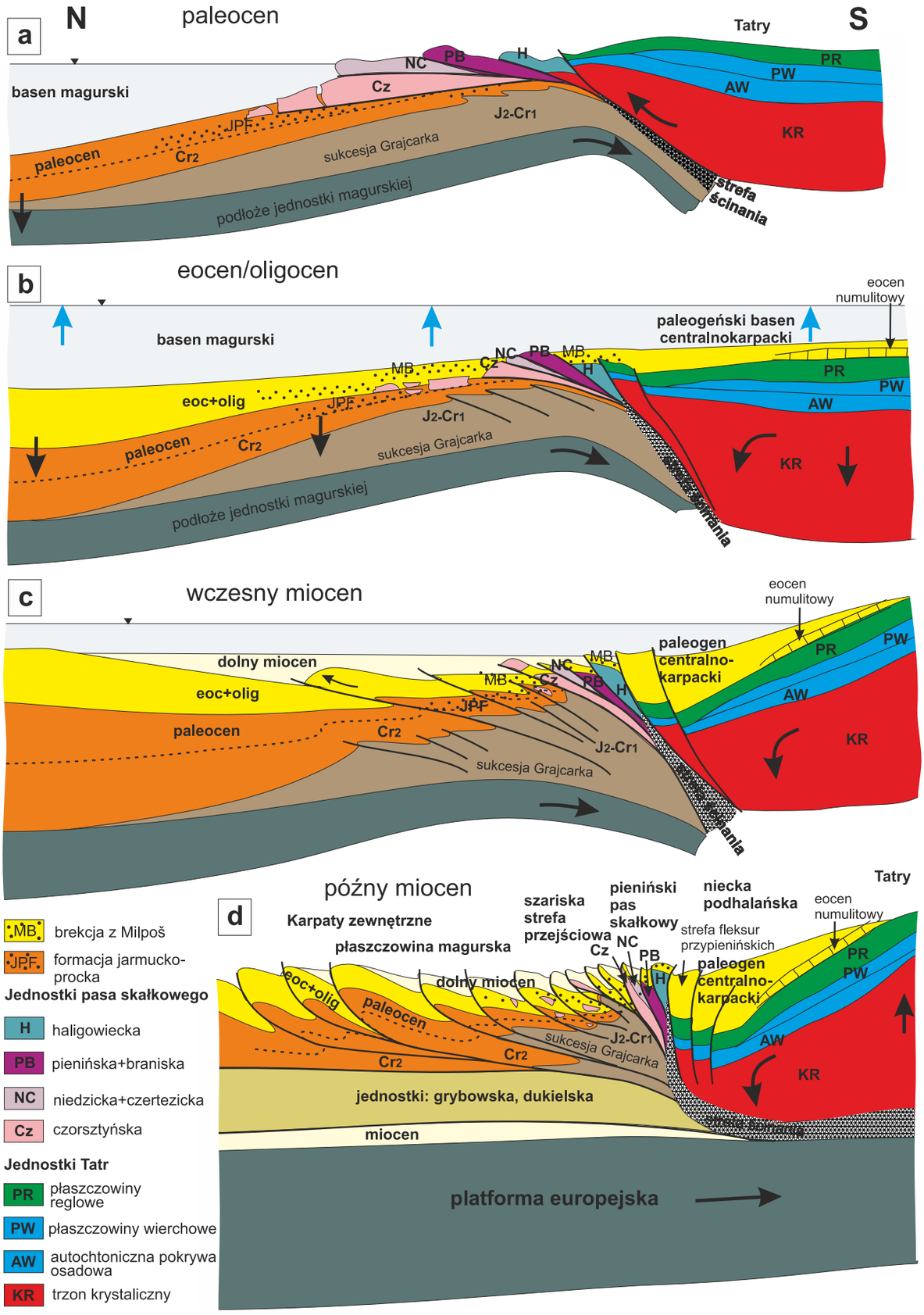


FIG. 38. Etapy rozwoju tektonicznego pienińskiego pasa skałkowego i obszarów przyległych w paleogenie i neogenie (wg Jurewicz, 2018). J2 – jura środkowa; Cr1(2) – kreda dolna (górna)

We wczesnym paleogenie pieniński pas skałkowy stanowił południowy brzeg basenu Karpat zewnętrznych, będąc dla niego jednym ze źródeł materiału detrytycznego zasilającego strefę przypienińską basenu magurskiego (brekcja z Milpoš; Plašienka i in., 2012). W trakcie paleoceńsko-eoceńskiego maksimum termicznego (Storey i in., 2007; Haynes, Hönisch, 2020) i związanego z nim podniesienia poziomu światowego oceanu (Soták, Starek, 1999) na obszar tatrzańsko-fatrzański wkroczyło morze i w ten sposób powstał centralnokarpacki basen paleogeński (Marschalko, 1968; Jacko, Janočko, 2000), który wg Tari i in. (1993) oraz Kazmer i in. (2003) miał charakter basenu przedłukowego związanego z subdukcją platformy europejskiej pod blok Karpat centralnych (fig. 38). Sedymentacja w nim rozpoczęła się zlepieńcami i osadami o charakterze wapieni numulitowych (formacja z Borowego lub borowiecka), ang. *Borove Formation* (Gross i in., 1984, Janočko, Jacko, 1999; zob. fig. 42 w podrozdziale 6.4.2.). Wkrótce doszło do zalania pienińskiego pasa skałkowego i połączenia wód basenu centralnokarpackiego z basenem Karpat zewnętrznych (np. Książkiewicz, Leško, 1959), czego śladem były transgresywne osady na jednostce haligowieckiej, znane jako zlepieńce sułowskie (Janočko, Jacko, 1999; Plašienka, 2011). W morfologii dna basenu pas skałkowy stanowił zapewne wyniesienie (Birkenmajer, 1986), z którego mogły obrywać się olistolity (Jurewicz, 1997, 2005, 2018) i sypać materiał detrytyczny do położonego na północy głębokiego basenu magurskiego (brekcja z Milpoš; Plašienka i in., 2012, 2016). Pas skałkowy stanowił także źródło materiału klastycznego warstw szaflarskich w basenie centralnokarpackim (Gedl, 2000; fig. 38). Stopniowo ulegał on degradacji i pogrążeniu, stając się obszarem depozycji osadów o charakterze fliszowym, które przez Horwitza (1935) były określane jako flisz wewnątrzskałkowy, a przez Birkenmajera (1970, 1977, 1986) jako autochtoniczny paleogen magurski i nazywany również młodszą osłoną (starszą – stanowiła synorogeniczna formacja jarmucka; *op. cit.*). Autochtoniczny paleogen magurski w trakcie fałdowań i nasunięć płaszczowinowych w Karpatach zewnętrznych, tj. w miocenie, został sfałdowany w łagodne szerokopromienne synkliny stanowiące pozytywne formy morfologiczne (Birkenmajer, 1970, 1986). Mioceńskie fałdowania i nasunięcia płaszczowinowe w Karpatach zewnętrznych w połączeniu z aktywnością uskoku podhalańskiego oraz inwersją całego orogenu karpackiego spowodowały kolejne rozbicie pienińskiego pasa skałkowego na bloki o stromych położeniach warstw.

Na strukturę pasa skałkowego znaczny wpływ miał uskok podhalański, oddzielający go od położonego na południu bloku tatrzańskiego, na którym w neogenie wskutek rotacyjnego wypiętrzenia Tatr uformowało się synklinorium podhalańskie. Amplituda przemieszczenia na uskoku podhalańskim sięgająca 4–6 km sprawiła, że we fliszu powstała tzw. strefa fleksur przypienińskich (Mastella, 1975), w której warstwy przyjmują strome, a nawet odwrócone położenia zob. fig. 41–43 w rozdz. 6.4.2.). W północnym skrzydle tego uskoku, tj. w pasie skałkowym, w którego budowie biorą udział skały mniej podatne od fliszu, proces ciągnienia przyuskokowego w połączeniu z fałdowaniami w Karpatach zewnętrznych również doprowadził do stromych i odwróconych położeń warstw. Równocześnie z przemieszczeniami na uskoku podhalańskim doszło do kontrakcji pasa skałkowego i powstania uskoków podłużnych (Birkenmajer, 1986).

Oprócz uskoków podłużnych, których genezę Birkenmajer (1986) łączył z wczesnomioceńską „fazą sawską", na geometrię pasa skałkowego miały wpływ uskoki poprzeczne wiązane ze środkowym miocenem i „fazą styryjską", zdominowane przez zespół o przebiegu NNW–SSE. Są wśród nich uskok Krowiarek (orawski) ograniczający blok Tatr od zachodu; uskok Czarnego Dunajca, wzdłuż którego pas skałkowy w zachodnim skrzydle chowa się pod osadami neogeńskimi; uskoki Białki, Dunajca (fig. 14, 35), a dalej ku wschodowi – Rieki, Popradu i Udola, gdzie pas skałkowy zmienia bieg z równoleżnikowego na WNW–ESE wskutek przemieszczeń na tych uskokach. W tej części zaznacza się prawoprzesuwczy charakter tych uskoków, odpowiedzialnych za sigmoidalne podgięcia warstw widoczne w obrębie pasa (Plašienka, 2012; Jurewicz, 2018). Obecność uskoków prawoskrętnych jest związana z przesuwczym reżimem tektonicznym w podłożu Karpat, tj. w platformie epiwaryscyjskiej, które są równoległe do jej krawędzi, czyli strefy Teisseyre'a-Tornquista (np. Dadlez i in., 1995). Wzdłuż tych uskoków były rejestrowane trzęsienia ziemi (Wiejacz, 1994; Guterch, 2005; Wiejacz, Dębski, 2009). Uskokiem o najbardziej zauważalnym wpływie na allochton karpacki jest uskok nazwany przez Birkenmajera (1979) uskokiem Dunajca, który przesuwa północną granicę pasa we wschodnim skrzydle o ok. 700 m ku S. Uskok ten stanowi przedłużenie strefy tektonicznej Kraków–Myszków, tj. granicy między blokiem małopolskim i górnośląskim (Żaba, 1996, Buła i in., 1997; Jurewicz, 2005, 2018; Nejbert i in., 2012). Uskok ten jest również odpowiedzialny za obniżenie podłoża platformowego w spągu płaszczowiny magurskiej, które przy kontakcie z pasem skałkowym jest położone na głębokości ok. 3,2 km p.p.m. po zachodniej stronie uskoku, a po wschodniej obniża się do ok. 7 km p.p.m. (Żuchiewicz, Oszczypko, 2008; Jurewicz, 2018). Tendencja obniżania się podłoża ku wschodowi jest widoczna na kolejnych uskokach o równoległym przebiegu.

Z towarzyszącymi strefie tektonicznej Kraków–Myszków (Kraków–Lubliniec) uskokami opierzającymi (Jurewicz, 2005, Nejbert i in., 2012) są związane dajki andezytowe (Wżar, Bryjarka, Jarmuta, Krupianka – Małkowski, 1921, 1958, Birkenmajer, 1996; Birkenmajer, Wieser, 1990; Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Mają one przebieg w przybliżeniu równoległy do biegu pasa skałkowego i są poprzemieszczane przez uskoki poprzeczne. Tylko jedna, najmłodsza żyła położona na górze Wżar ma bieg zgodny z uskokiem poprzecznym (Birkenmajer, 1979). Intruzje andezytowe są skutkiem dekompresji odpowiedzialnej za podniesienie magmy (Pin i in., 2004; Seghedi i in., 2004), a spowodowanej *pull-apartem* ekstensyjnym związanym z aktywnością wzdłuż wspomnianego wyżej uskoku prawoprzesuwczego o biegu NW–SE, korelowanego ze strefą Kraków–Myszków (Nejbert i in., 2012). Wcześniej powstanie andezytów było wiązane z tzw. Pienińską Linią Andezytową o biegu WNW–ESE, przecinającą skośnie pas skałkowy, którą łączono z uskokiem Odry (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a; Birkenmajer, 2003). Wbrew nazwie andezyty pienińskie nie występują w pasie skałkowym, lecz w obrębie płaszczowiny magurskiej lub w szariskiej strefie przejściowej (Jurewicz, 2018), wcześniej nazywanej „jednostką" Grajcarka. W podobnym kontekście geotektonicznym i położeniu względem pienińskiego pasa skałkowego występują intruzje andezytów i bazaltów na Morawach, gdzie również są związane z uskokiem prawoprzesuwczym o biegu NW–SE i są ulokowane na przedpolu pasa skałkowego (Nejbert i in., 2012).

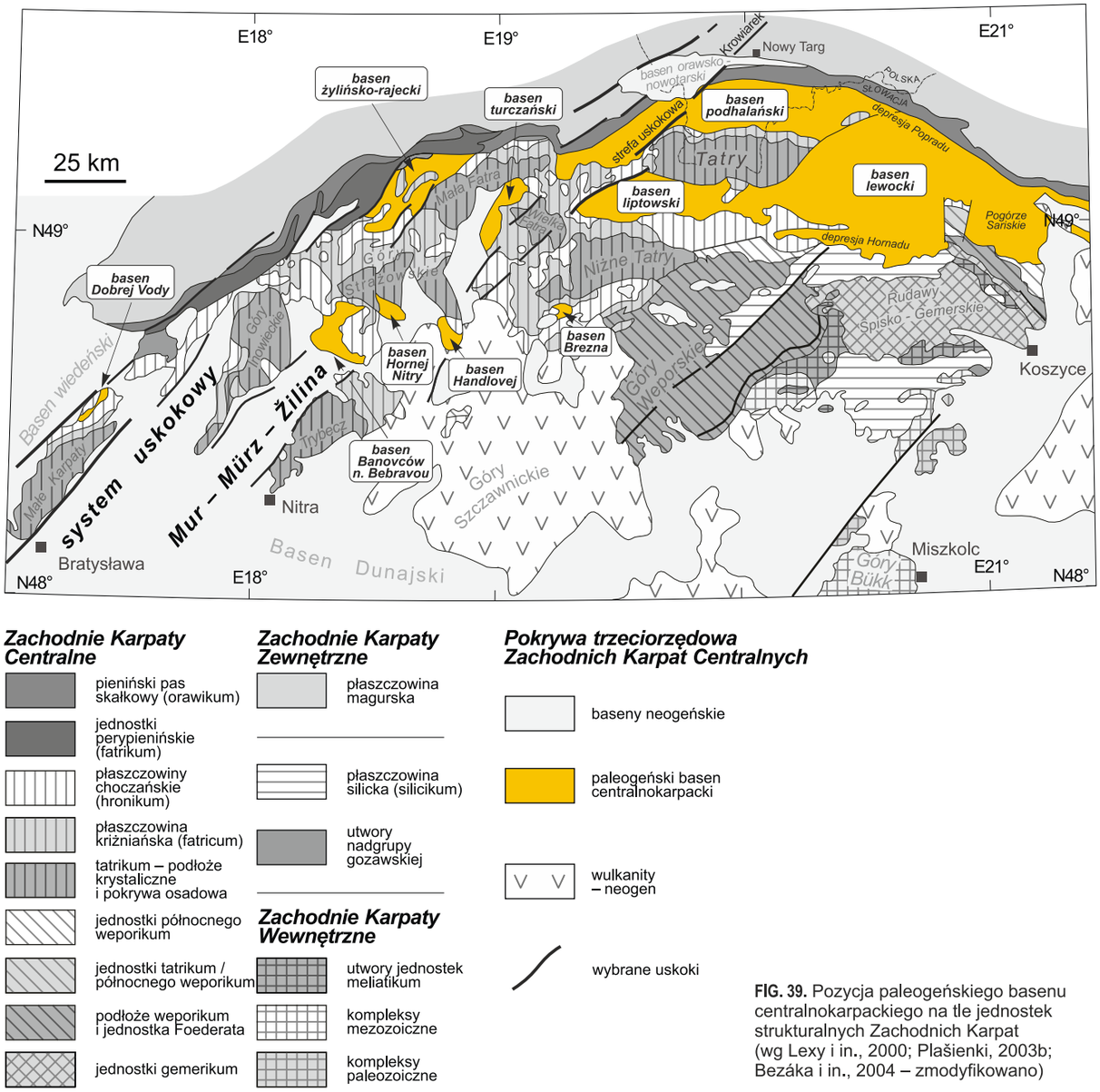
Andezyty występują w formie dajek, których kolejne generacje to andezyty plagioklazowo-amfibolowe, magnetytowe i amfibolowo-augitowe (Małkowski, 1921, 1958; Birkenmajer, 1979). Magmatyzm andezytowy w rejonie pasa skałkowego od strony geochemicznej i sytuacji geotektonicznej ma charakter przejściowy między prowincją karpacko-panońską a centralnoeuropejską (Nejbert i in., 2012). Skład chemiczny andezytów jest porównywalny z wapniowo-alkalicznymi wulkanitami w obszarze Karpat: od bogatych w glin bazaltów, poprzez andezyty bazaltowe do andezytów (Pin i in., 2004; Seghedi i in., 2004; Pecskay i in., 2006; Lexa i in., 2010). Datowanie metodą K-Ar wykazało, że aktywność magmowa miała miejsce w przedziale 13,5–10,8 mln lat (Birkenmajer, Pécskay, 1999, 2000a). Datowania U-Pb cyrkonów przeprowadzone za pomocą ablacji laserowej dla andezytów Bryjarki i Jarmuty wykazały wiek 11,2–11,1 mln lat (Anczkiewicz, Anczkiewicz, 2016). Starsze dajki o rozciągłości równoległej do pasa skałkowego (Krupianka, Jarmuta, Bryjarka i starsze dajki na Wżarze), a korelowane przez Birkenmajera (1986) z fazą sawską, zastygały nie osiągnąwszy powierzchni. Jedynie powstanie najmłodszej żyły andezytowej na Górze Wżar o orientacji południkowej mogło mieć charakter eksplozywny. Świadczy o tym obecność licznych pęcherzyków gazowych oraz brekcji złożonych z andezytów i skał osadowych.

6.4. POSTOROGENICZNY BASEN PALEOGEŃSKI KARPAT CENTRALNYCH

Mirosław Ludwiniak

Sfałdowane i ponasuwane na siebie w późnej kredzie utwory mezozoiczne Centralnych Karpat Zachodnich zostały przykryte senońsko-kenozoicznym kompleksem osadowym (patrz: poprzedni rozdz.) i wulkanitami. Po ustaniu późnolutecko-bartońskiej (środkowoeoceńskiej) kompresji i przerwie w sedymentacji, na podłożu zbudowanym z jednostek Centralnych Karpat Zachodnich rozwinął się nowy basen typu *fore-arc* – paleogeński basen centralnokarpacki (*Central Carpathian Paleogene Basin*; m.in. Soták i in., 2001; Gross, 2008; Kováč i in., 2016).

Utwory jego współcześnie zachowanej części o powierzchni ok. 9000 km^2 stanowią wypełnienie obniżeń między wyniesionymi masywami zachodniej i środkowej części Zachodnich Karpat Centralnych (fig. 39). Ciągły pas wychodni utworów paleogeńskich biegnie równoleżnikowo od miejscowości Terchová w środkowej po rejon Humennego we wschodniej części Słowacji (Lexa i in., 2000). Na zachód od głównego pasa wychodni utwory paleogenu centralnokarpackiego występują w obrębie izolowanych subbasenów: żylińsko-rajeckiego, turczańskiego, Hornej Nitry, Bánovców n. Bebravou, Handlovej, na południe zaś w rejonie Brezna (Lexa i in., 2000). W części wschodniej pas utworów paleogenu centralnokarpackiego znajduje swoją kontynuację w postaci izolowanych wychodni w rejonie Perečina w zachodniej części Ukrainy (Jankowski i in., 2004). W swojej głównej, najbardziej rozległej centralnej części paleogeński basen centralnokarpacki dzieli się na trzy części: basen podhalański, basen liptowski i basen lewocki *sensu lato* (tj. obejmujący również depresje Hornadu i Popradu oraz Pogórze Szaryskie; słow. Šarišskie) (fig. 39). Użyty tutaj termin „basen podhalański" odnosi się do części paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego leżącej na obszarze Orawy, Podhala i północno-zachodniego Spiszu. Użycie terminu „basen orawski" *sensu* Soták i in. (2001) na określenie leżącej na obszarze Słowacji orawskiej części paleogenu centralnokarpackiego mogłoby być mylące. Nazwa ta jest bowiem używana w literaturze w odniesieniu



Zachodnie Karpaty Centralne

- pieniński pas skałkowy (orawikum)
- jednostki perypieniński (fatrikum)
- płaszczowiny choczańskie (hronikum)
- płaszczowina krížniańska (fatricum)
- tatrikum – podłoże krystaliczne i pokrywa osadowa
- jednostki północnego weporikum
- jednostki tatrikum / północnego weporikum
- podłoże weporikum i jednostka Foederata
- jednostki gemerikum

Zachodnie Karpaty Zewnętrzne

- płaszczowina magurska
- płaszczowina silicka (silicikum)
- utwory nadgrupy gozawskiej

Zachodnie Karpaty Wewnętrzne

- utwory jednostek meliatikum
- kompleksy mezozoiczne
- kompleksy paleozoiczne

Pokrywa trzeciorzędowa Zachodnich Karpat Centralnych

- baseny neogeńskie
- paleogeński basen centralnokarpacki
- wulkanity – neogen
- wybrane uskoki

FIG. 39. Pozycja paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego na tle jednostek strukturalnych Zachodnich Karpat (wg Lexy i in., 2000; Plašienki, 2003b; Bezáka i in., 2004 – zmodyfikowano)

do śródgórskiego, neogeńskiego basenu leżącego na pograniczu Polski i Słowacji (patrz: m.in. Łoziński i in., 2017; Ludwiniak i in., 2019) (zob. też rozdz. 6.7).

6.4.1. Rozwój paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego

Po zakończonych w turonie ruchach nasuwczych płaszczowin fatrikum i hronikum w Zachodnich Karpatach Centralnych front deformacji przesuwał się stopniowo ku północy, obejmując z początkiem koniaku utwory basenu pienińskiego i docierając na przełomie późnej kredy i paleocenu do grzbietu czorsztyńskiego. Obszar Zachodnich Karpat centralnych ulegał w tym czasie wypiętrzaniu i erozji. Silnie speneplenizowany obszar Karpat centralnych i wciąż erodowany obszar pieniński stanowił rozległą przestrzeń akumulacyjną dla basenu paleogeńskiego (Marschalko, 1968). Podłoże przyszłego basenu paleogeńskiego stanowiły paleozoiczne skały krystaliczne Karpat centralnych wraz z ich mezozoiczną pokrywą osadową (fig. 14, 39).

Sedymentacja w paleogeńskim basenie Karpat centralnych zapoczątkowana została w trakcie środkowo-późnoeoceńskiej transgresji postępującej od strony zbiornika perytetydzkiego Karpat Zewnętrznych (Andrusov, Köhler, 1963) i trwała do najpóźniejszego oligocenu – wczesnego miocenu (m.in. Soták i in., 1996; Soták, Bebej, 1996; Gedl, 2000; Garecka, 2005). Sumaryczna miąższość zachowanej sukcesji osadowej paleogenu centralnokarpackiego sięga 4000 m (Watycha, 1976; Ludwiniak, 2010). Jej utwory zostały podzielone na szereg formacji należących do tzw. grupy podtatrzańskiej (Gross i in., 1984). Jej wyższą część określa się w polskiej literaturze mianem „fliszu podhalańskiego" (fig. 40). W jej spągowej części leżą bazalne zlepieńce i brekcje zawierające lokalny materiał z erodowanego masywu tatrzańskiego. Stanowią one wypełnienie zagłębień odziedziczonego reliefu podłoża, odmłodzonego w wyniku aktywności uskoków synsedymentacyjnych, związanej z ruchami bloków podłoża w reżimie ekstensyjnym (Passendorfer, 1958, 1959; Sokołowski, 1959; Roniewicz, 1969). W wyniku dalszej transgresji osadziły się płytkomorskie utwory rampy węglanowej. Wyżej nad nimi leżą margliste utwory powstałe już w priabonie (najpóźniejszy eocen) w głębszym zbiorniku. Występuje w nich jednak detrytus flory lądowej, co świadczy o bliskości erodowanego lądu, jak również o wciąż aktywnej tektonice blokowej (Głazek, Zastawniak, 1999; Machaniec i in., 2010; Dąbrowska, Jurewicz, 2013). Opisane wyżej utwory transgresywne oraz płytkomorskie utwory serii węglanowej wydzielono jako formację borowiecką (Gross i in., 1984; tzw. eocen numulitowy – Roniewicz, 1969; Bartholdy i in., 1999; fig. 40) o sumarycznej miąższości sięgającej ok. 500 m (Tomaszczyk i in., 2009). Na przełomie priabonu i rupelu (granica eocen/oligocen), wskutek eustatycznego podniesienia poziomu morza i prawdopodobnego pulsu subsydencji tektonicznej doszło do pogłębienia zbiornika i zmiany charakteru sedymentacji na głębokomorską (zbiegło się to w czasie z pulsem termicznym *terminal Eocene event* – Soták, 2010). Powstały osady turbidytowe fliszu proksymalnego o znacznym udziale materiału gruboklastycznego (warstwy szaflarskie; warstwy szambrońskie *sensu* Chmelík, 1957; fig. 40). Wyżej w profilu leżą drobnoklastyczne utwory z rzadkimi przeławiceniami piaskowców i łupków typu menilitowego (formacja huciańska; warstwy zakopiańskie – Gołąb, 1959; fig. 40). Kolejny etap sedymentacji reprezentują leżące wyżej utwory typowego fliszu – turbidyty o mniej więcej równych proporcjach piaskowców

i skał drobnoklastycznych (formacja zuberecka, warstwy chochołowskie; fig. 40). W obrębie tej formacji rozpoznano większość z ok. 30 poziomów tufitów, będących świadectwem ówczesnej aktywności wulkanicznej na obszarze wewnętrznej części Karpat Zachodnich (Roniewicz, Westwalewicz, 1974). Profil zamykają regresywne utwory formacji białopotockiej zbudowanej z masywnych piaskowców (akwitan – Garecka, 2005; jej odpowiednikiem są zachowane szczątkowo w polskiej części basenu warstwy ostryskie; fig. 40). W każdej z ww. formacji występują gruboklastyczne utwory stożków o bardzo zróżnicowanej miąższości wyodrębnione jako ogniwo pucowskie (Gross i in., 1982; fig. 40).

W sensie geotektonicznym historia paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego jest związana z akrecją złożonego terranu ALCAPA i jego dokowania do krawędzi płyty europejskiej. Basen ten uformował się w obrębie północnej, marginalnej części płyty ALCAPA nasuwającej się na subdukującą płytę północnoeuropejską (m.in. Royden, Baldi, 1988; Csontos i in., 1992; Kováč i in., 1993, 1998; Plašienka i in., 1997; Fodor i in., 1999; Zoetemeijer i in., 1999; Golonka i in., 2005). Jego powstanie można tłumaczyć warunkami ekstensji, która wywiązała się w obrębie górnej płyty w wyniku działania mechanizmu wstecznego odginania pogrążającej się pod nią płyty europejskiej (ang. *slab pull mechanism*). Jest on interpretowany jako basen przedłukowy (ang. *fore-arc basin*; Kázmér i in., 2003). Procesy związane z subdukcją były dodatkowo komplikowane ruchami prawoprzesuwczymi wzdłuż północnej granicy bloku Zachodnich Karpat centralnych, związanymi z rotacją płyty ALCAPA w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara i jej ekstruzją w kierunku północno-wschodnim (m.in. Ratschbacher i in., 1991; Márton i in., 1999, 2016). W środkowym–późnym miocenie miał miejsce początek wypiętrzania i ekshumacji paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego (14–6 mln lat – Anczkiewicz i in., 2013). Wskutek tego doszło do usunięcia górnych partii profilu wypełniających go utworów. Miąższość usuniętych utworów jest szacowana na <3 km w zachodniej do >7 km we wschodniej części basenu podhalańskiego (Anczkiewicz i in., 2005; Środoń i in., 2006) lub odpowiednio 2 do 5 km (Anczkiewicz i in., 2013).

6.4.2. Tektonika paleogenu centralnokarpackiego. Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie

Utwory paleogeńskiego basenu Karpat centralnych są zdeformowane tektonicznie w umiarkowanym stopniu (Mastella, 1975; Mastella, Ozimkowski, 1979). Strefy silniejszych deformacji są związane przede wszystkim z dużymi strefami uskokowymi, głęboko zakorzenionymi w podłożu utworów paleogeńskich (m.in. Soták, Janočko, 2001; Ludwiniak i in., 2019).

Leżący w granicach Polski, wysunięty najbardziej ku północy środkowy sektor paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego ma formę asymetrycznego synklinorium, określanego jako synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie, o szerokości kilkunastu kilometrów (Halicki, 1963; Ozimkowski, 1991; Ludwiniak i in., 2019). Jego północną granicę stanowi kontakt tektoniczny z pienińskim pasem skałkowym (Uhlig, 1897, 1903). W części południowej utwory paleogenu kontaktują sedymentacyjnie z utworami jednostek reglowych, a lokalnie leżą na utworach krystaliniku tatrzańskiego (m.in. Kuźniar, 1910; Limanowski, 1910; Roniewicz, 1969). Na odcinku między Trsteną a Miętustwem strefa kontaktu synklinorium z pasem skałkowym jest przykryta niezgodnie utworami neogeńskimi basenu orawskiego (fig. 14, 41 i 42; Watycha, 1976; Gross i in., 1993) (zob. też rozdz. 6.7). Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie kontynuuje się na obszarze słowackiej części Orawy, gdzie zamyka go od zachodu regionalna południkowa strefa uskokowa *Zázrivá–Párnica (*Kováč, Hók, 1993*;* Gaži, Marko, 2006). W kierunku wschodnim zaś przedłuża się na obszar słowackiego Spiszu, gdzie ogranicza go od wschodu strefa uskokowa Rużbachów (Mahel, 1986; Nemčok, 1993).

Zasadnicze ramy strukturalne synklinorium zaczęły się kształtować na przełomie późnego oligocenu–wczesnego miocenu. W wyniku postępującej południkowej kompresji i odmłodzenia uskoków w mezozoicznym podłożu utworów paleogeńskich utworzyły się równoległe równoleżnikowe strefy tektoniczne (fig. 41, 42; m.in. Maheľ, 1969; Mastella, 1975; Ludwiniak, 2010 i cytowane tam prace). W tym czasie były już także aktywne niektóre regionalne poprzeczne/skośne strefy uskokowe przecinające utwory paleogenu (m.in. strefa Krowiarek – patrz: Ludwiniak i in., 2019 i cytowane tam prace).

Zapoczątkowane w środkowym–późnym miocenie wypiętrzanie synklinorium, masywu tatrzańskiego i sąsiednich obszarów skutkowało erozyjnym usunięciem kilkukilometrowej, górnej części profilu utworów fliszowych (m.in. Środoń i in., 2006; Anczkiewicz i in., 2013). Wtedy też uformowały się pozostałe poprzeczne strefy uskokowe, m.in. strefy Białego Dunajca i Białki (fig. 14, 41). Z etapem wypiętrzania wiązało się również pewne przemodelowanie istniejących już struktur równoleżnikowych (widoczne chociażby w nieco silniej wystromionych warstwach fliszowych w strefie przytatrzańskiej).

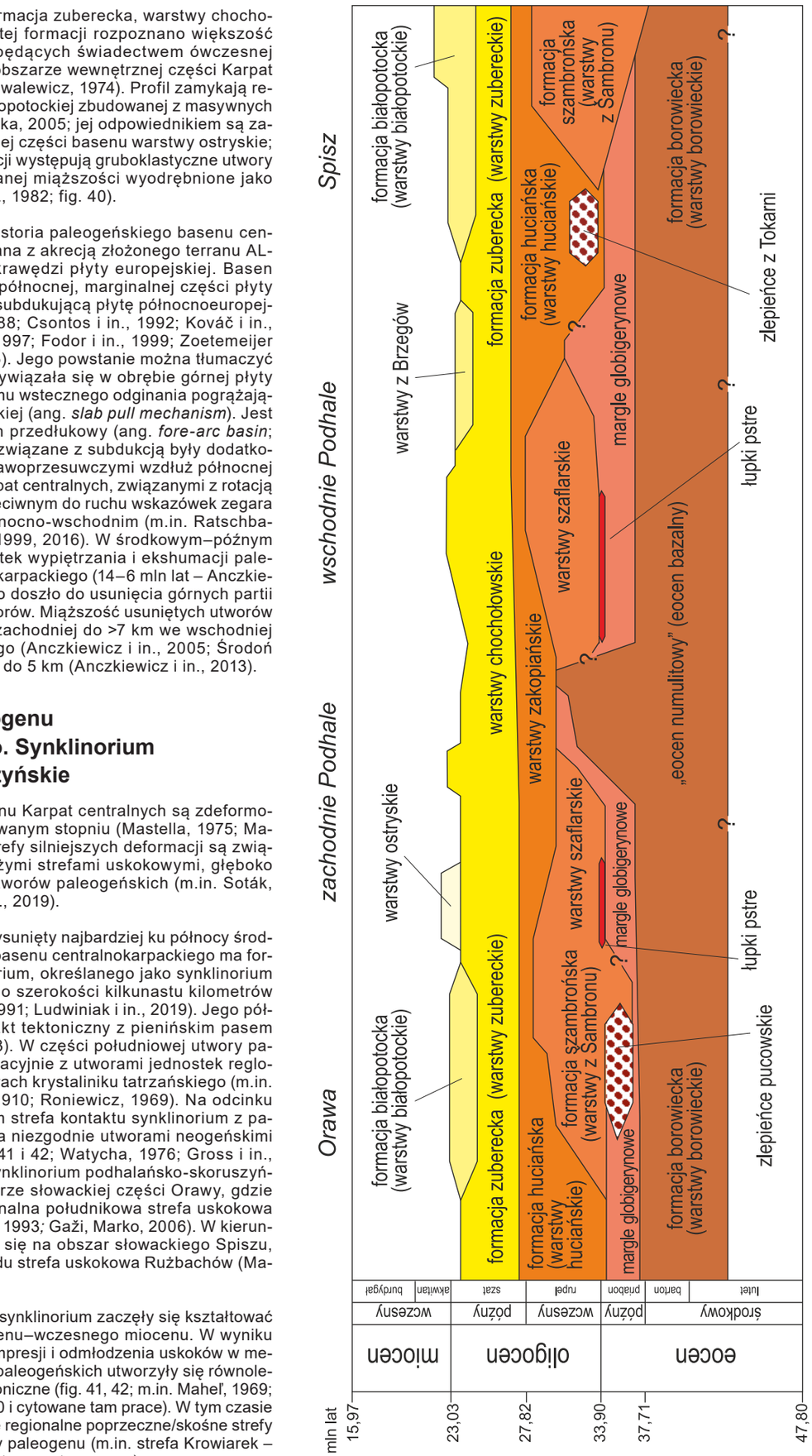


FIG. 40. Litostratygrafia i korelacja utworów paleogenu centralnokarpackiego w polskiej i słowackiej części synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (wg Cieszkowskiego i in., 2009 – zmodyfikowano)

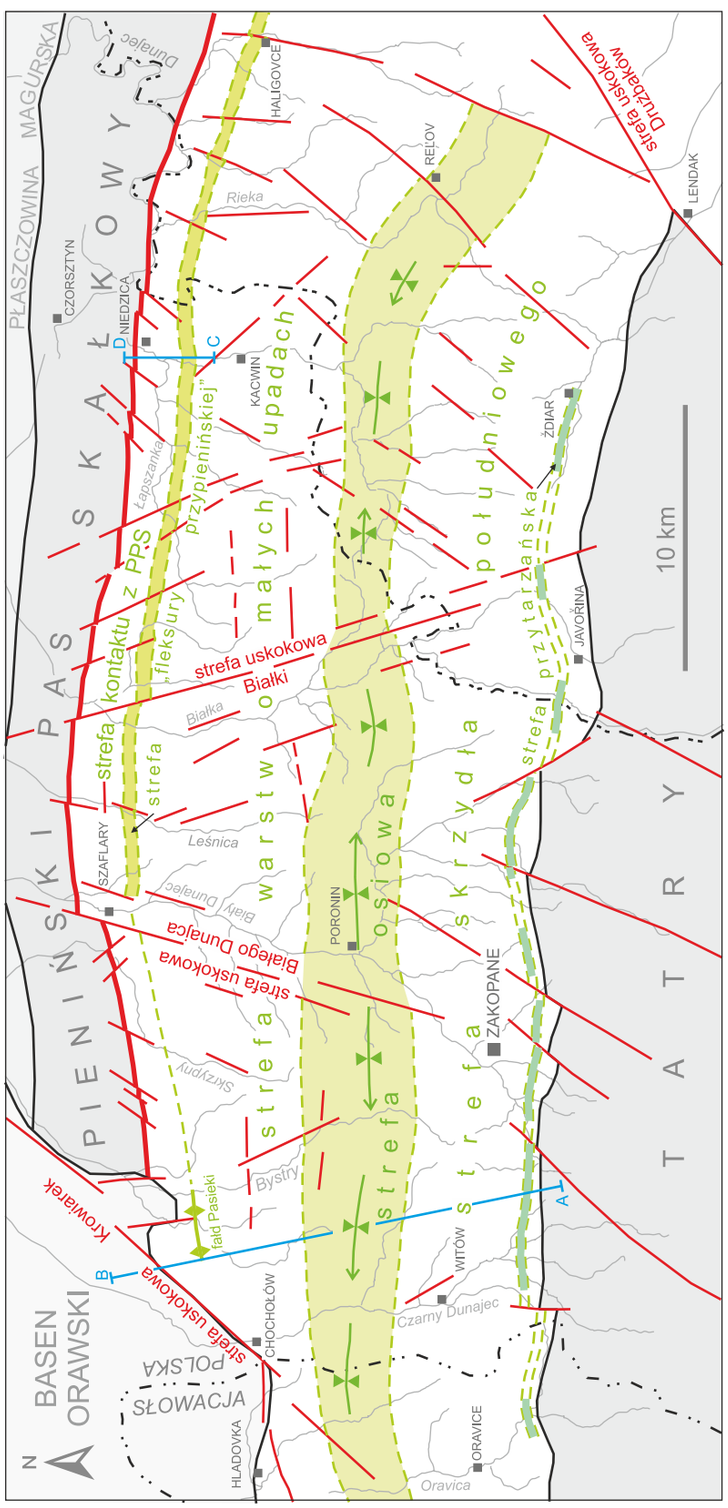


FIG. 41. Szkic strukturalny polskiej części synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (na podstawie Bac-Moszaszwili i in., 1979; Mastella, 1975, Mastella i in., 1988, 1996, 2012; Ludwiniak, 2010, 2018; Głowacka, 2010; zmodyfikowane i uproszczone); kolorem żółtym zaznaczono strefę osiową oraz strefę fleksury

6.4.2.1. Równoleżnikowe strefy tektoniczne synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego

Jak już wspomniano, w tektonice synklinorium zaznacza się równoleżnikowa strefowość (Mastella, 1975; Ludwiniak, 2008, 2010; fig. 41, 42). Na podstawie zmienności cech strukturalnych wyróżniono tu (od południa ku północy):
- strefę przytatrzańską;
- strefę południowego skrzydła synklinorium;
- strefę osiową;
- strefę warstw o małych upadach;
- strefę tzw. fleksury przypieninskiej;
- strefę kontaktu z pienińskim pasem skałkowym.

Południową granicę synklinorium stanowi kontakt sedymentacyjny utworów paleogenu centralnokarpackiego („eocenu numulitowego") z utworami jednostek reglowych Tatr i Gór Choczańskich. Rozciągający się w odległości od ok. kilkuset metrów do 1,5 kilometra na północ od linii tego kontaktu wąski pas zaburzeń tektonicznych (**strefa przytatrzańska**) charakteryzuje się obecnością mezofałdów o południowej wergencji, którym często towarzyszą zapadające ku N uskoki odwrócone (fig. 42; Mastella, Mizerski, 1977; Ludwiniak, 2010). Strefa przytatrzańska jest umiejscowiona w południowej części **strefy południowego skrzydła synklinorium**, która ma charakter monokliny, w obrębie której upady warstw maleją stopniowo ku północy od ok. 40° (lokalnie ok. 50°N) do kilku stopni na północ w kierunku jego osiowej części (fig. 42).

Strefę osiową synklinorium charakteryzują leżące poziomo lub nieznacznie wychylone w różnych kierunkach warstwy oraz liczne mezofałdy o osiach w przybliżeniu równoległych do generalnego przebiegu synklinorium. Ma ona zmienną szerokość – ok. 2,5–3,5 km między Chochołowem i Suchem na zachodnim Podhalu i zwęża się w kierunku wschodnim do ok. 1,3–2,4 km między Osturnią a Wielką Frankową w słowackiej części Spiszu (fig. 41, 42; Ludwiniak, 2010; Głowacka, 2010). Oś synklinorium jest generalnie pozioma bądź nieznacznie wychylona (2–3°), a kierunek jej zanurzania jest zmienny. Przebieg synklinorium i kierunek jego osi zmienia się od ENE–WSW na obszarze południowej Orawy, poprzez równoleżnikowy w jego środkowym, podhalańskim segmencie do ESE–WNW na Spiszu. Jedynie w środkowej części orawskiego segmentu synklinorium, między Chlebnicami a Orawskim Białym Potokiem, ma kształt sigmoidy (patrz: np. Lexa i in., 2000). Owo sigmoidalne wygięcie jest efektem ruchu lewoprzesuwczego wzdłuż uskoku będącego częścią dużej, regionalnej strefy dyslokacyjnej Mur–Mürz–Žilina.

Ku północy strefa osiowa przechodzi w **strefę warstw o małych upadach**, będącą częścią północnego skrzydła synklinorium (fig. 42). Charakteryzuje się ona stosunkowo łagodnym zapadaniem warstw (10–25°) ku południowi, w kierunku strefy osiowej. Z kolei strefa warstw o małych upadach ograniczona jest od północy **strefą tzw. fleksury przypienińskiej** (fig. 41, 42; Mastella, 1975). Jest to kilkusetmetrowy pas utworów, którego południowa krawędź zaznacza się nagłym podstromieniem warstw – do niemalże pionowego, a niekiedy odwróconego położenia i równie szybkim spadkiem wartości ich upadów w kierunku północnym. Architektura strefy „fleksury przypienińskiej" jest zróżnicowana: w niektórych segmentach synklinorium przybiera ona formę pojedynczego fałdu, w innych zaś tworzy ją kilka mniejszych równoległych fałdów monoklinalnych. Warstwy w ich obrębie są silnie wystromione, często pionowe, a w niektórych przypadkach leżą w położeniu odwróconym (Ludwiniak, 2018). W tych częściach synklinorium, w których strefa przebiega w obrębie kompleksów o relatywnie większym udziale piaskowców, zamiast fałdów monoklinalnych występują uskoki zrzutowe. W obu przypadkach południowe skrzydła tych struktur są, odpowiednio, obniżone lub zrzucone. Całkowite sumaryczne przemieszczenie pionowe utworów paleogeńskich wzdłuż tej strefy jest szacowane na ok. 800 m (Mastella i in., 1996). Na zachodnim Podhalu, w rejonie Cichego i Miętustwa, występuje pas silnie wystromionych utworów fliszowych, leżących niekiedy w położeniu odwróconym (Ludwiniak i in., 2019). Struktura ta, opisywana kiedyś jako „fałd Pasieki", jest prawdopodobnie strukturalnym ekwiwalentem strefy „fleksury przypienińskiej" (fig. 41; Gołąb, 1952). Wspomniany pas stromych warstw przedłuża się dalej ku zachodowi w rejon Trsteny w słowackiej części Orawy. Z kolei ku wschodowi, na obszarze słowackiego Spiszu, pas zaburzeń związany ze wspomnianą strefą można prześledzić do wsi Stráňany (Ludwiniak, 2018). Strefa „fleksury przypienińskiej" rozwinęła się najprawdopodobniej nad głęboko zakorzenionym uskokiem odwróconym, będącym częścią pozytywnej struktury kwiatowej tworzącej obecne zasadnicze ramy strukturalne pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 1997; Plašienka, 2011; Golonka i in., 2019).

Najbardziej wysunięta na północ **strefa kontaktu z pienińskim pasem skałkowym** charakteryzuje się najsilniejszymi deformacjami tektonicznymi w stosunku do pozostałej części synklinorium (fig. 42; m.in. Mastella, 1975; Mastella i in., 1988; Plašienka i in.,

2013; Ludwiniak, 2018). Sam kontakt jest głęboko zakorzenioną, stromą strefą o charakterze uskoku odwróconego o zróżnicowanym upadzie (Mastella, 1975; Mastella i in., 1988; Nemčok, 1990a, b; Mořkovský i in., 1992; Gross i in., 1993; Plašienka, Mikuš, 2010; Ludwiniak, 2018; Golonka i in., 2019; Karcol, Pašteka, 2020). Wzdłuż strefy kontaktu stwierdzono liczne wystąpienia martwic wapiennych i wysięków siarkowodoru (m.in. Mastella, 1975; Mastella i in., 2012; Mastella, Rybak-Ostrowska, 2012; Ludwiniak, 2018). O wgłębnym charakterze tego kontaktu świadczy również występowanie bezpośrednio ponad nim dodatniej anomalii termicznej (Pomianowski, 1988). Przebieg strefy kontaktu można również prześledzić w obrazie anomalii grawimetrycznych (Porzucek i in., 2023).

Najintensywniejsze deformacje występują w bezpośrednio przylegającym do kontaktu, równoległym do niego wąskim pasie o szerokości od kilkunastu do kilkudziesięciu metrów (fig. 42, 43). Występują tu równoległe do linii kontaktu strome uskoki, które wykazują często znaczącą składową zrzutową. Część powierzchni tych uskoków zapada ku północy, a część ku południowi, przy czym zrzuconymi są ich skrzydła południowe. Intensywnemu zuskokowaniu towarzyszy występowanie pasm kataklazytów i brekcji. Strefa kontaktu jest ponadto poprzecinana poprzecznymi i skośnymi stromymi uskokami o różnej skali i dominującej orientacji NNW–SSE i NE–SW (Mastella i in., 1988; Ludwiniak, 2018). Układ geometryczny tych uskoków, jak również występujących w tej strefie licznych mezouskoków przesuwczych, wskazuje, że kontakt pienińskiego pasa skałkowego i synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego ma charakter dyslokacji o transpresyjnym, prawoprzesuwczym charakterze (Ratschbacher i in., 1993; Ludwiniak, 2018). W bezpośrednim sąsiedztwie kontaktu warstwy są silnie wystromione, niekiedy leżą pionowo bądź zapadają ku północy w pozycji odwróconej. Kilkadziesiąt metrów od kontaktu warstwy zapadają konsekwentnie na południe, a wartości upadów maleją stopniowo w tym kierunku. Przejawy zaburzeń tektonicznych związanych ze strefą kontaktu są widoczne w przylegającym do niego pasie o szerokości 1,5–2 km, ograniczonym od południa ww. strefą „fleksury przypienińskiej" (fig. 41, 43).

Na wschód od synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego, w słowackiej części Spiszu, w północnej części basenu lewockiego rozciąga się równoległa do linii kontaktu paleogenu centralnokarpackiego i pienińskiego pasa skałkowego strefa Šambron–Kamenica o długości kilkunastu i szerokości ok. 5 km (patrz: Soták i in., 2001 i cytowane tam prace). Utwory fliszowe górnego eocenu–dolnego oligocenu o zwiększonej w strefie perypienińskiej miąższości (osiągającej ok. 3000 m) są tu silnie zdeformowane. Tworzą one antyformalną strukturę (ang. *antiformal stack*), z występującymi w jej obrębie strukturami związanymi genetycznie z wstecznym ruchem nasuwczym (ang. *backthrusting*): antyklinami związanymi z propagacją uskokową, strukturami imbrykacyjnymi (w tym dupleksami kontrakcyjnymi) i fałdami kolankowymi (ang. *kink-folds*) (Plašienka i in., 1998). W utworach tych stwierdzono dość liczne występowanie materiału pochodzenia ofiolitowego: serpentynitów oraz detrytusu spineli (Soták, Bebej, 1996).

Utwory fliszowe strefy Šambron–Kamenica reprezentują najprawdopodobniej osady basenu położonego wzdłuż strefy szwu, uformowanego pod wpływem aktywnej subdukcji. Wyżej wymienione serpentynity pochodzą najprawdopodobniej z łuski ultrabazytów wywleczonych ku górze wzdłuż krawędzi płyty Centralnych Karpat w strefie kolizji. Zostały one nasunięte wstecznie na mniej zaangażowane tektonicznie utwory paleogenu centralnokarpackiego (Rudinec, 1989).

6.4.2.2. Poprzeczne strefy uskokowe synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego

Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie przecinają poprzeczne i skośne regionalne strefy uskokowe. Do największych z nich należą strefy zamykające go od strony zachodniej i wschodniej – strefa Zázrivá–Párnica i strefa Rużbachów (Drużbaków) oraz strefy Hrustinki–Białej Orawy, Krowiarek, Białego Dunajca i Białki (fig. 14). Ostatnie trzy spośród ww. stref przecinają polski segment synklinorium (fig. 41).

Strefa uskokowa Zázrivá–Párnica

Zamykająca synklinorium od W południkowa strefa uskokowa Zázrivá-Párnica stanowi wysuniętą najdalej ku N część środkowosłowackiego systemu uskokowego (*Central Slovak fault system*; Zázrivá–Budapest fault system – Kováč, Hók, 1993). Kilkuetapowe (wczesny miocen–późny miocen?) ruchy prawoprzesuwcze i zrzutowe wzdłuż tej strefy doprowadziły do uformowania charakterystycznej sigmoidy (tzw. sigmoida Zázrivej), wyraziście podkreślonej przesunięciem struktur pienińskiego pasa skałkowego, jak również znacznym zrzutem jej E skrzydła (fig. 14; Polák i in., 2008; Gaži, Marko, 2006). W efekcie znacznego zrzutu i późniejszej de-

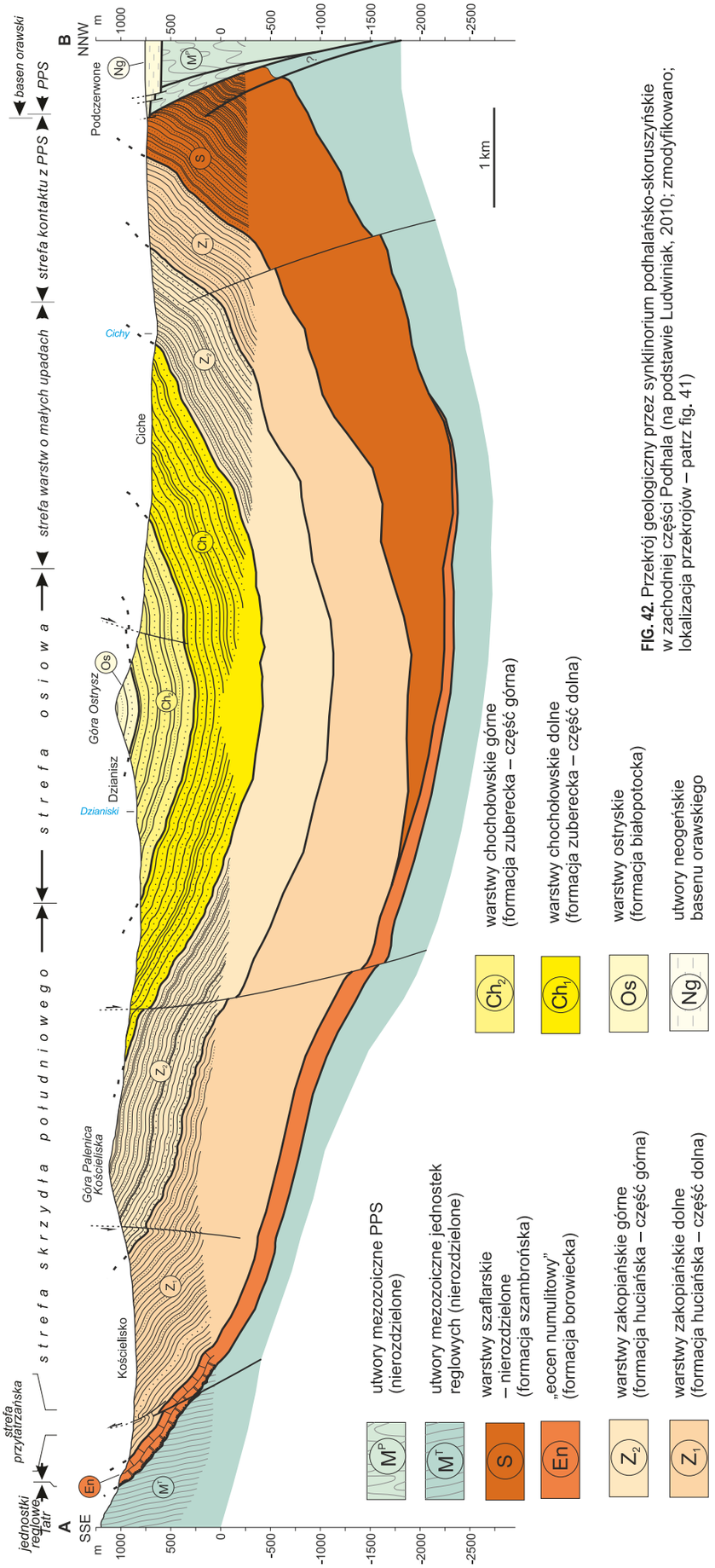


FIG. 42. Przekrój geologiczny przez synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie w zachodniej części Podhala (na podstawie Ludwiniak, 2010; zmodyfikowano; lokalizacja przekrojów – patrz fig. 41)

nudacji utwory paleogenu centralnokarpackiego w jej wschodnim skrzydle kontaktują bezpośrednio z utworami mezozoicznymi jednostek Karpat Centralnych w jej skrzydle zachodnim, tworzącymi w tym miejscu pasmo górskie Małej Fatry.

Strefa uskokowa Krowiarek

Biegnąca w kierunku NE–SW strefa uskokowa Krowiarek przecina zachodnią część synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego (fig. 14, 41; Bac-Moszaszwili, 1993). Można ją prześledzić na dystansie ok. 120 km między Limanową, gdzie przecina ona utwory płaszczowiny magurskiej, po Rużomberk. Kontaktują wzdłuż niej utwory paleogenu centralnokarpackiego basenu liptowskiego z utworami mezozoicznymi jednostki choczańskiej Gór Choczańskich (patrz: Ludwiniak i in., 2019 i cytowane tam prace). Strefa ta odpowiada w przybliżeniu strefie Rużomberk–Mszana Dolna *sensu* Żytko (1999b). Strefa ta ma charakter lewoprzesuwczy, z wyraźną składową zrzutową normalną. W segmencie, w którym przecina ona synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie, jest zrzucone jej skrzydło zachodnie, natomiast w segmencie, w którym ogranicza ona od zachodu basen liptowski, jest zrzucone jej skrzydło wschodnie (Gross i in., 1979; Ludwiniak i in., 2019).

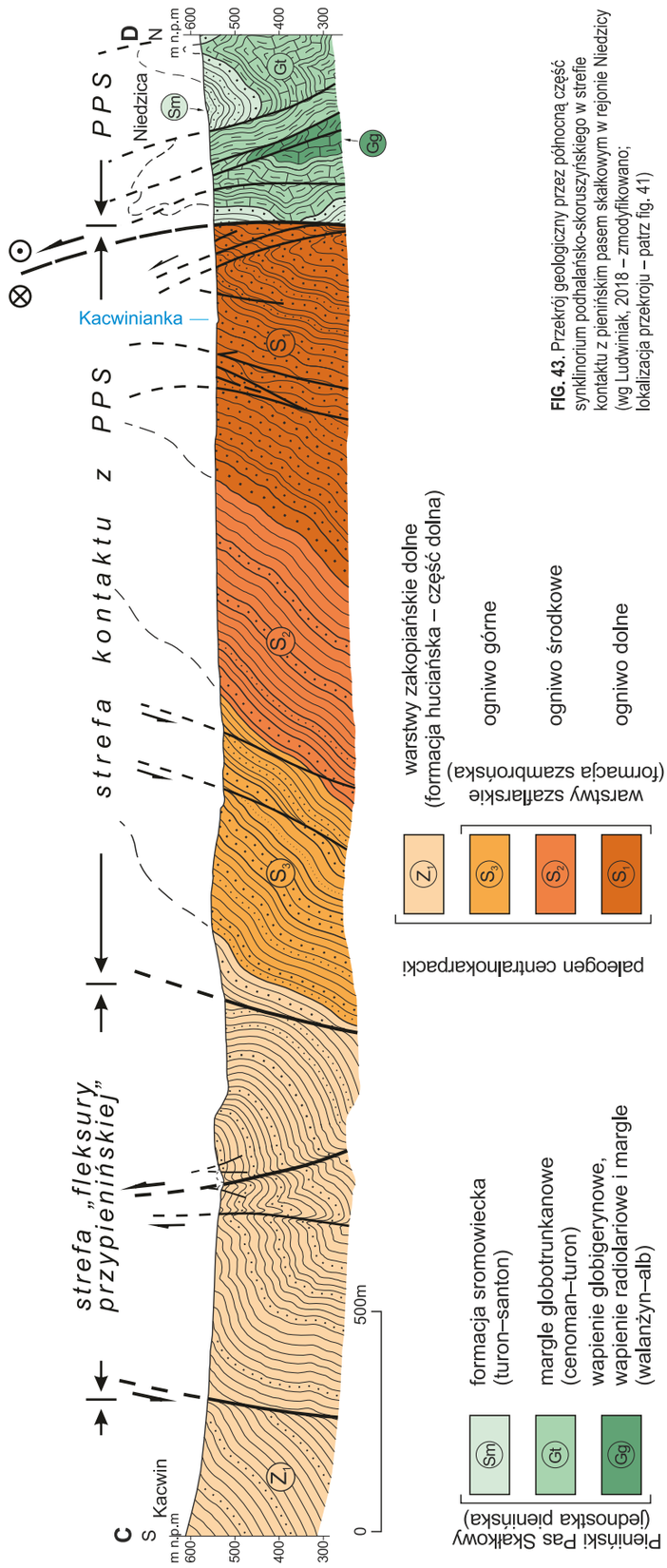


FIG. 43. Przekrój geologiczny przez północną część synklinorium podhalańsko-skoruszyńskiego w strefie kontaktu z pienińskim pasem skałkowym w rejonie Niedzicy (wg Ludwiniak, 2018 – zmodyfikowano; lokalizacja przekroju – patrz fig. 41)

Strefa Krowiarek i przebiegająca na W od niej równoległa strefa Hruštinki–Białej Orawy stanowią północno-wschodni segment dużej, regionalnej strefy dyslokacyjnej Mur–Mürz–Žilina, odgraniczającej Karpaty Zachodnie od Alp Wschodnich (m.in. Lankreijer i in., 1995; Sachsenhofer i in., 2000; zob. fig. 39). Strefy te są głęboko zakorzenione i przecinają podłoże paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego i płaszczowiny magurskiej (patrz: Oszczypko i in., 1989; Buła, Habryn, 2011a, b; Papiernik, 2011). Przemieszczenie lewoprzesuwcze wzdłuż tych stref spowodowało sigmoidalne, kilkunastokilometrowe wygięcie pienińskiego pasa skałkowego i synklinorium między Długą n. Orawą a Twardoszynem. Strefy te odegrały kluczową rolę w rozwoju neogeńskiego basenu orawskiego umiejscowionego na pograniczu zachodniego Podhala i wschodniej Orawy (Ludwiniak i in., 2019) (zob. też rozdz. 6.7). Ich aktywność, której początek szacowany jest na wczesny miocen, utrzymuje się do chwili obecnej (m.in. Decker i in., 2005; Łój i in., 2009; Wiejacz, Dębski, 2009; Pospíšil i in., 2013; Beidinger, Decker, 2016). Wzdłuż tych stref zanotowano dość liczne wystąpienia współczesnych martwic wapiennych (m.in. Kukulak, 1999; Ludwiniak i in., 2019).

Strefy uskokowe Białego Dunajca i Białki

Synklinorium podhalańsko-skoruszyńskie w jego środkowej części przecinają dwie strefy o podobnym charakterze: Białego Dunajca, o orientacji NNE–SSW, i Białki – NNW–SSE (fig. 1, 20; Mastella i in., 1996, 2012). Strefy te tworzy szereg uskoków. Są to w głównej mierze uskoki normalne, aczkolwiek w przypadku niektórych z nich stwierdzono również niewielką składową przesuwczą. Strefy te wykraczają poza synklinorium w kierunku północnym, przecinając pieniński pas skałkowy, a w części południowej kontynuują się na obszarze Tatr. Strefa Białego Dunajca przedłuża się prawdopodobnie w rejon Doliny Małej Łąki (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Dąbrowska, Jurewicz, 2013), natomiast strefa Białki kontynuuje się prawdopodobnie wzdłuż doliny Jaworowej (Kotański, 1961; Nemčok i in., 1994).

Obydwie strefy mają charakter uskoków nożycowych o przeciwnych zwrotach ruchu. W efekcie tego północna część obszaru znajdującego się między nimi jest obniżona, a południowa – wyniesiona. Dość silne zrównana rzeźba terenu w obniżonej, północnej części obszaru jest wynikiem pogrążenia przebiegającego w tym miejscu pasa skałkowego i braku jego wychodni, przykrytych dość miąższą (do ok. 10 m) pokrywą utworów czwartorzędowych (Birkenmajer, 1968; Watycha, 1976; Boratyn, Kmieciak, 2022). Ruchy pionowe między tymi dwiema strefami są aktywne także współcześnie, na co wskazują wyniki badań prowadzonych z użyciem precyzyjnych niwelacji geodezyjnych i interferometrii radarowej (Makowska, Jaroszewski, 1987; Perski, 2008). Badania paleosejsmiczne w rejonie strefy uskokowej Białki wskazują na jej aktywność również u schyłku plejstocenu (Szczygieł i in., 2026).

Strefa uskokowa Rużbachów (Drużbaków)

Strefa uskokowa Rużbachów o orientacji NE–SW jest interpretowana jako przedłużenie uskoku podtatrzańskiego (fig. 39, 41; Mahel, 1986; Nemčok, 1993). Ogranicza ona masyw tatrzański od wschodu, a dalej ku północy przecina utwory paleogeńskie, oddzielając basen podhalański od basenu lewockiego. Wzdłuż tej strefy utwory paleogenu centralnokarpackiego kontaktują także z wyniesionymi utworami mezozoicznymi tworzącymi zrąb Rużbachów (Janočko i in., 2000).

Strefa uskokowa Rużbachów, będąca pierwotnie strefą ścinania, w późniejszych etapach swojego rozwoju działała jako uskok normalny o zrzuconym skrzydle wschodnim (Jacko, 2000). Aktywność tej strefy, zapoczątkowana w paleogenie, odegrała istotną rolę w rozwoju północnej części basenu centralnokarpackiego – pionowe ruchy wzdłuż niej kontrolowały subsydencję i depozycję, a następnie wypiętrzanie basenu podhalańskiego (Anczkiewicz i in., 2005; Środoń i in., 2006). Aktywność tektoniczną strefy Rużbachów udokumentowano również dla późnego plejstocenu (między ~18 ka a holocenem; Pánek i in., 2020). Strefie uskokowej i wyniesionemu wzdłuż niej blokowi utworów podłoża mezozoicznego towarzyszy silnie skoncentrowany wypływ wód termalnych i pole trawertynowe o średnicy ok. 1 km w rejonie wsi Vyšné Ružbachy (m.in. Košťálik, 1982; Chrobak i in., 2020).

6.5. AKTYWNOŚĆ NEOTEKTONICZNA W MASYWIE TATR, NIECCE PODHALAŃSKIEJ I PIENIŃSKIM PASIE SKAŁKOWYM

6.5.1. Kenozoiczne wypiętrzanie Tatr i jego wpływ na obszary przyległe

Edyta Jurewicz, Jacek Szczygieł

Ostateczne schłodzenie krystalicznego masywu Tatr i jego neogeńska ekshumacja z głębokości ok. 5 km miała miejsce na przełomie środkowego i późnego miocenu (Burchart, 1972; Král', 1977; Struzik i in., 2002; Anczkiewicz i in., 2005, 2015; Śmigielski i in., 2016; Králiková i in., 2014a, b). Historia termiczna oparta na skaleniach potasowych pochodzących z Łomnickiego Szczytu wskazuje na pulsacyjny charakter ekshumacji (Catlos i in., 2022). Szybsze tempo odnotowano w przedziale od 70–55 mln lat (300–200°C) oraz 45–35 mln lat (200–100°C). Tatry podnosiły się jednostronnie, tj. wzdłuż położonego po południowej stronie Tatr uskoku podtatrzańskiego (fig. 14, 39). Uskok ten mógł być aktywny już w paleogenie, tzn. jeszcze w trakcie sedymentacji fliszu centralnokarpackiego (Kohút, Sherlock, 2003). Proces rotacyjnego wypiętrzania spowodował, że wszystkie jednostki tektoniczne budujące Tatry stopniowo pochyliły się ku północy. Wraz z postępem erozji, która była najsilniejsza w południowej, najbardziej wyniesionej części Tatr, odsłaniały się coraz niższe jednostki tektoniczne, aż wreszcie pokazały się na powierzchni skały krystaliczne. W ten sposób jednostki reglowe, które zostały nasunięte z południa i pokrywały cały obszar Tatr, do teraz zachowały się tylko po północnej stronie masywu.

Uskok podtatrzański odegrał główną rolę w neogeńskiej ewolucji masywu Tatr. Według niektórych autorów, m.in. Kotańskiego (1961), Mahela (1964), Birkenmajera (1986, 2003), uskok ten ma charakter uskoku odwróconego, inni natomiast są zwolennikami normalnego charakteru tego uskoku (Mahel', 1986; Bac-Moszaszwili, 1993; Hrušecký i in., 2002, Jurewicz, 2005). Jak skalkulowała Sperner (1996) odwrócony charakter uskoku podtatrzańskiego skutkowałby przemieszczeniem rzędu 29 km, co musiałoby się zaznaczyć pewnym stopniem metamorfizmu, którego brak wykazali m.in. Petrík i in. (2003) oraz Kohút, Sherlock (2003). W innym opracowaniu Sperner i in. (2002) przedstawili model uskoku podtatrzańskiego jako odwróconego, o charakterze załomowym i listrycznym, z którym wiązałoby się przemieszczenie wielkości 18,6 km. Na podobny proces formowania się odwróconego uskoku podtatrzańskiego wskazali Śmigielski i in. (2016) na podstawie danych termochronologicznych.

Analiza wypiętrzenia Tatr metodą trakową w apatytach wykazała zróżnicowanie ruchów wznoszących, które gwałtownie przyspieszyło ok. 20 mln lat temu w trzonie krystalicznym Tatr Zachodnich, ok. 11 mln lat temu w granitoidach Tatr Wysokich i 7,6 ±1,2 mln lat temu w piaskowcach fliszowych Podhala (Struzik i in., 2002; Anczkiewicz i in., 2013, 2015; Králiková i in., 2014a, b). Autorzy ci, podobnie jak Baumgart-Kotarba i Král' (2002), zwrócili uwagę na nierównomierność wypiętrzenia Tatr Zachodnich i Wysokich (młodsze i większe w przypadku tych ostatnich). Również wyniki uzyskane poprzez rekonstrukcję pola naprężeń na podstawie rys ślizgowych na uskokach w granitoidach Tatr Wysokich oraz analizę położenia warstw w jednostkach płaszczowinowych wykazały zanurzanie się osi struktur ku zachodowi (265/15; Jurewicz, 2000a, b), co przemawia za bardziej znaczącym wypiętrzeniem Tatr Wysokich. Do podobnych wniosków doprowadziły badania stopnia dojrzałości materii organicznej w osadach paleogenu centralnokarpackiego zachowanego w północnej części masywu Tatr, które potwierdzają wcześniejsze doniesienia o maksymalnych paleotemperaturach odnotowanych w Kotlinie Spiskiej i stopniowym ich spadku w kierunku zachodnim, ku Kotlinie Orawskiej, gdzie osiągają minimum (Staneczek, Marynowski, 2025).

Asymetryczne wypiętrzanie Tatr było odpowiedzialne za ich dominację w morfologii względem obszarów otaczających. Przy interpretacji rzeźby Tatr, przez dekady przeważało przeświadczenie, że głębokość dolin tatrzańskich jest efektem działalności kolejnych plejstoceńskich lodowców. Chociaż bez wątpienia, alpejski krajobraz Tatr jest efektem erozji lodowcowej, to jednak ich dzisiejszy relief (rozumiany jako różnica wysokości względem otoczenia) jest w głównym stopniu efektem plioceńskiego i wczesnoczwartorzędowego pogłębiania dolin przez rzeki (Szczygieł i in., 2020a, 2024a). Poprzednio zakładano wzmożoną erozję masywu Tatr i akumulację na jego przedpolu, związaną właśnie ze zlodowaceniami, jednak brakuje jakichkolwiek datowań osadów lodowcowych starszych niż ostatnie zlodowacenie zarówno w Tatrach, jak i na przedpolu, które mogłyby potwierdzić tę tezę. Z drugiej strony Szczygieł i in. (2020a) wskazują, że doliny po północnej stronie Tatr nie ulegały pogłębieniu podczas dwóch ostatnich zlodowaceń (czyli przez ostatnie 320 tys. lat), co sugeruje, że tektoniczne wynoszenie centralnych północnych Tatr ustało w tym czasie, a wraz z nim pogłębianie dolin. Po zachodniej stronie Tatr, bliżej uskoku Krowiarek, koryto podziemnego strumienia w Jaskini Brestovskiej pogłębiło się zaledwie o 7 m w przedziale czasu pomiędzy 240 a >65 tys. lat i od tej pory dno doliny tego strumienia prawdopodobnie znajduje się na obecnym poziomie (Hercman i in., 2008). Natomiast we wschodniej części północnych Tatr, Zasadni i in. (2021) sugerują, że dolina Białki pogłębiła się o 200–220 m od czasów zlodowaceń (tj. między 866–620 tys. lat temu). Nie jest jednak jasne, jaka część tego pogłębienia była wynikiem młodej aktywności tektonicznej,

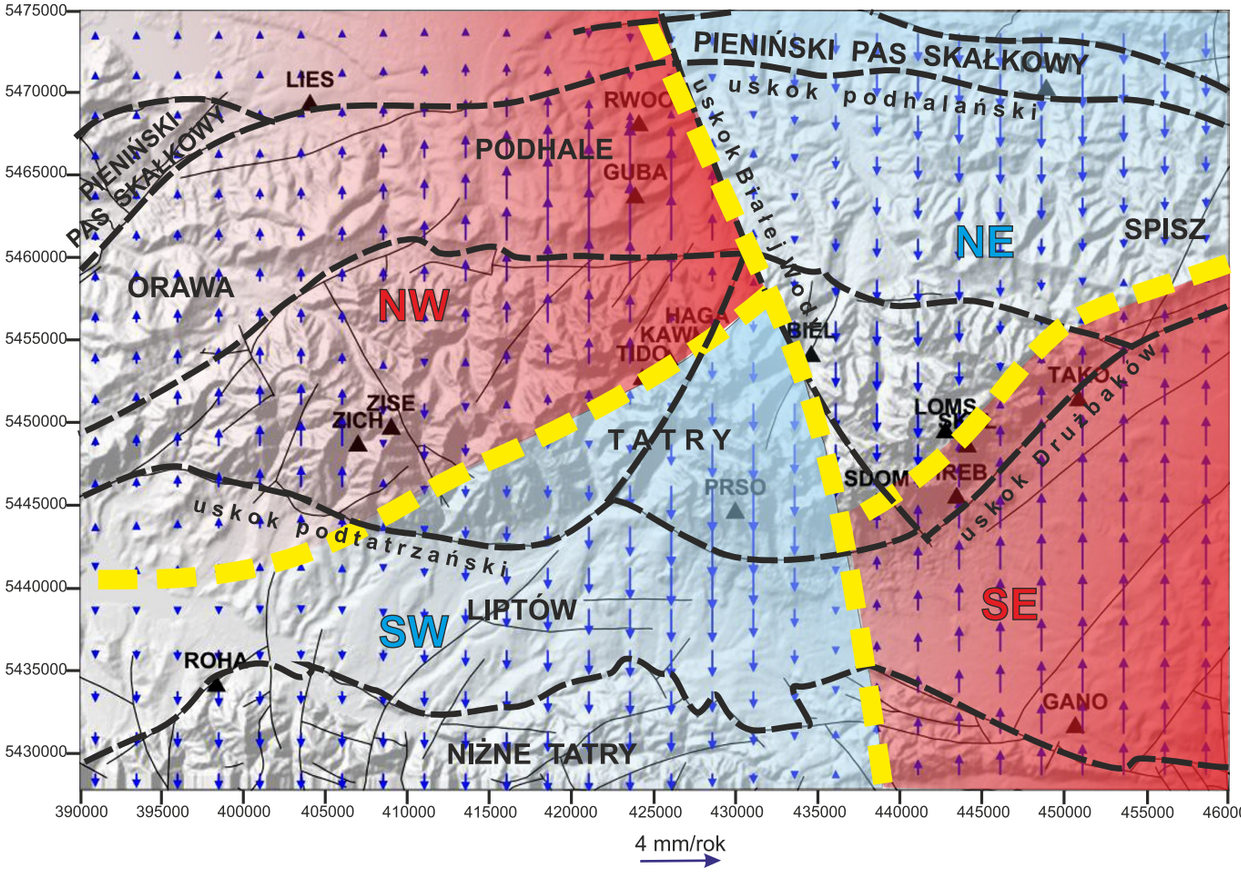


FIG. 44. Zróżnicowanie ruchów pionowych na tatrzańskim poligonie geodynamicznym, wg Papčo (2009) i ich tektoniczna interpretacja; kolor czerwony – ruchy wznoszące; niebieski – obniżające; żółta przerywana linia – granice obszarów o jednorodnej aktywności; stacje geodynamiczne: LIES – Liesek; GUBA – Gubałówka; KAWI – Kasprowy Wierch; HAGA – Hala Gąsienicowa; TIDO – Ticha Dolina; BIEL – Biela Voda; ROHA – Rohacka; HREB – Hrebienok; TAKO – Tatranska Kotlina; LOMS – Lomnicky Stit; SKPL – Skalnate Pleso; GANO – Ganowce; ZICH – Ziarska Chata; ZISE – Ziarske Sedlo; SDOM – Sliezsky Dom

a jaka była spowodowana przez czynniki klimatyczne (jak sugerują Zasadni i in., 2021) oraz dużą powierzchnię zlewni doliny Białki, wzmagającą siłę erozyjną tamtejszego lodowca. Zwłaszcza że pobliska dolina potoku Biela, w pobliżu uskoku podtatrzańskiego i uskoku Drużbaków, pogłębiła się tylko o 155 m od późnego pliocenu, w tym o 130 m od wczesnego plejstocenu (Bella i in., 2011).

Współczesne ruchy tektoniczne na obszarze Tatr, Podhala i pienińskiego pasa skałkowego zostały udokumentowane wieloma metodami badawczymi, m.in. metodą niwelacji precyzyjnej (Makowska, Jaroszewski, 1987; Makowska, 2003), radiometrycznymi (Kral' 1977; Baumgart-Kotarba, Kral', 2002), pomiarami GPS (Czarnecki, Mojzes, 2000; Mojzeš, Papčo, 2004; Papčo, 2009; Bednarik i in., 2016), interferometrią radarową (Perski, 2008) czy analizą rzeźby (Kukulak, 1993; Buczek, Górnik, 2020) i morfologii korytarzy jaskiniowych (np. Wójcik, Zwoliński, 1995; Szczygieł, 2015; Szczygieł i in., 2024b). Również metodami grawimetrycznymi oraz analizą strukturalną i sedymentologiczną wskazywano na aktywność niektórych uskoków i wynikającą z niej zwiększoną miąższość osadów czwartorzędowych, np. w Kotlinie Orawsko-Nowotarskiej czy rowie Frydmana (Baumgart-Kotarba, 2001; Pomianowski, 2003; Łój i in., 2009; Łoziński i in., 2015). Na obecność plejstoceńskich deformacji tektonicznych w rejonie Szaflar i w sąsiedztwie pasa skałkowego zwracał uwagę Birkenmajer (1976, 1979). Aktywność neotektoniczną w tym obszarze dowodzono również poprzez analizę tarasów rzecznych (Baumgart-Kotarba, 1981) oraz spękań klastów w osadach neogeńskich (Tokarski, Zuchiewicz, 1998). Na podstawie wysokorozdzielczego numerycznego modelu terenu stwierdzono obecność skarpy uskokowej w południowej części strefy uskokowej Białki, której wiek późnoplejstoceński został oszacowany przy użyciu modelowania dyfuzji skarpy. Kinematyka tego reaktywowanego uskoku, na podstawie asymetrii skarpy, jest interpretowana jako normalno-prawoprzesuwcza (Szczygieł i in., 2026). Z kolei późnoplioceńskie i czwartorzędowe ruchy tektoniczne na zachodnim zakończeniu Tatr zostały przeanalizowane głównie na podstawie rzeźby (Bac-Moszaszwili, 1993, 1995). W większości badania te wskazują na wyższe wartości ruchów wznoszących na południu oraz ruchy obniżające bliżej kontaktu z pienińskim pasem skałkowym. Na zróżnicowanie blokowych ruchów wznoszących zwracali uwagę Makowska, Jaroszewski (1987) oraz Makowska (2003), badając dynamikę Tatr metodami geodezyjnymi, oraz Baumgart-Kotarba (1983, 1989), analizując skład i miąższości osadów tarasowych. Syntetyczny przegląd najważniejszych rezultatów tych badań zawiera monografia Zuchiewicza (2010).

W pliocenie i czwartorzędzie Tatry podlegały reżimowi ekstensyjnemu, z osią ekstensji o orientacji NW–SE (Vojtko i in., 2010; Králiková i in., 2014a, b; Szczygieł, 2015; Szczygieł i in., 2024b), co u schyłku plejstocenu poskutkowało reaktywacją uskoku podtatrzańskiego, tworzącego skarpę o długości 59 km i wysokości do 18 m, wraz z towarzyszącymi rowami i uskokami antytetycznymi w morenach ostatniego zlodowacenia (Pánek i in., 2020). Takie wymiary sugerują, że uskok podtatrzański może generować trzęsienia ziemi o magnitudzie >7 (Pánek i in., 2020). Wtórne efekty takich wstrząsów, datowane na późny plejstocen–wczesny holocen, obejmują obrywy skalne oraz deformacje w osadach klastycznych (Pánek i in., 2016; Szczygieł i in., 2020b).

Czwartorzędowe reaktywacje uskoków miały miejsce nie tylko na obrzeżach, ale również w obrębie bloku tatrzańskiego, co potwierdzają badania zdyslokowanych korytarzy jaskiniowych. Datowania zdeformowanych nacieków z dziewięciu jaskiń tatrzańskich sugerują istnienie co najmniej pięciu epizodów reaktywacji uskoków w ciągu ostatnich 465 tys. lat (Szczygieł i in., 2024b). Reaktywacje te zachodziły w reżimie transpresyjnym o osi kompresji NNE–SSW, wpisując się w szerszy regionalny układ naprężeń i ruch megabloku ALCAPA ku NNE. Ruch wzdłuż uskoków niższego rzędu odbywał się pod wpływem kompresji o kierunku NW–SE, co zgadza się z danymi mapy tempa odkształceń powierzchniowych, opartej na pomiarach GNSS (Bednárik i in., 2016).

Obecnie względne ruchy pionowe Tatr i Podhala zachowują neogeński trend. Taką tendencję potwierdził Perski (2008), który za pomocą interferometrii radarowej (PSInSAR) wykazał, że średnie prędkości pionowe wynoszą +0,3 mm/rok w Zakopanem i –0,75 mm/rok w Nowym Targu. Według cytowanego autora obszar ten jest poprzecinany serią uskoków o przebiegu W–E, powodujących rotację bloków i schodkowe osiadanie północnej części niecki. Wyniki badań ruchów pionowych na tatrzańskim poligonie geodynamicznym dla kampanii w latach 1998–2007 opracowane przez Papčo (2009) wskazują wyraźnie na ich zróżnicowanie (fig. 24). Na ich podstawie obszar Tatr można podzielić na cztery sektory: dwa o dodatnich wektorach prędkości pionowych wykazujące tendencję do ruchów wznoszących – NW(+) i SE(+) oraz dwa o ujemnych wektorach prędkości pionowych wykazujące tendencję do ruchów obniżających – NE(–) i SW(–). Na wschód od uskoku Białej Wody obniżaniu podlega zarówno blok tatrzański, niecka podhalańska, jak i pieniński pas skałkowy. Dopiero na południe od uskoku podtatrzańskiego prędkości pionowe osiągają wartości dodatnie dochodzące do 3 mm/rok (Papčo, 2009). Granice sektorów można korelować z głównymi strefami tektonicznymi. Granica między blokami NW i SW oraz blokami NE i SE – w przybliżeniu pokrywa się z uskokiem podtatrzańskim. Poprzeczną granicę między blokami stanowi uskok Białej Wody (Uhlig, 1897; Birkenmajer, 1999), który oddziela tzw. elewację Koszystej położoną na zachodzie od depresji Szerokiej Jaworzyńskiej położonej na wschodzie (Kotański, 1963b; Birkenmajer, 2000). W NE bloku północna granica między masywem Tatr a paleogenem centralnokarpackim jest cofnięta ku S, a granice płaszczowin mają prawie południkową orientację, równoległą do uskoków (Bac-Moszaszwili i in., 1979; Nemčok i in., 1994). Na zdjęciach satelitarnych, na północ od Tatr, w obrębie paleogenu centralnokarpackiego, uskok Białej Wody zaznacza się jako lineament, z którym wiąże się fleksuralne ugięcie warstw wskazujące na jego prawoprzesuwczy charakter (tzw. fleksura Zgorzeliska – Ozimkowski, 1978). Prawoprzesuwczy zwrot ruchu wynika również z interpretacji plejstoceńskiego uskoku w obrębie równoległej strefy uskokowej Białki (Szczygieł i in., 2026).

Aktywność neotektoniczna pienińskiego pasa skałkowego była również monitorowana geodezyjnie. Jeden z powodów stanowiła budowa zapory w rejonie Niedzicy i towarzyszącego jej zbiornika wodnego, znanego dziś jako Jezioro Czorsztyńskie. Od lat 60. działa „Czorsztyński (nazwany później – „pienińskim") poligon geodynamiczny", z którego dane były przedmiotem publikacji, m.in. Czarneckiej (1986, 2004) oraz Czarneckiego i in. (2002).

Aktywność prawoprzesuwczych uskoków o orientacji NNW–SSE, jest dobrze czytelna wzdłuż uskoku Dunajca (fig. 14, 35) korelowanego ze strefą Kraków–Myszków (Jurewicz, 2005; Nejbert i in., 2012; Jurewicz, 2018), a przesuwającego pas skałkowy we wschodnim skrzydle o ok. 700 m ku południowi (Birkenmajer, 1979), i przejawia się na wiele sposobów. Na przedłużeniu uskoku Dunajca ku południowi można spotkać liczne wystąpienia trawertynów oraz wykorzystywanych do celów balneologicznych wód mineralnych (Wyżnie Drużbaki). W zachodnim skrzydle tego uskoku obecne są na powierzchni mocno stektonizowane skały należące do płaszczowiny križniańskiej. Pojawiają się w tym miejscu w oknie erozyjnym i odsłaniają się spod fliszu centralnokarpackiego. Strukturę tę można interpretować jako kontrakcyjny *pull-apart*.

Obecna aktywność sejsmiczna w centralnych Karpatach Zachodnich koncentruje się w strefie uskokowej, rozciągającej się od obszaru Mur–Mürz do Żyliny (fig. 39), gdzie miały miejsce najsilniejsze historyczne trzęsienia ziemi, takie jak M = 5,6 w Żylinie w 1613 r. oraz M = 5,7 w lokalizacji Dobrá Voda w 1906 r. (Hók i in., 2016b). Podobnie jak w strefie Mur–Mürz–Żylina, współczesna aktywność sejsmiczna Tatr oraz otaczających je basenów paleogeńskich jest związana z ruchem bloku ALCAPA ku NE (Jarosiński, 1998, 2005). Na północ od Tatr aktywność sejsmiczna koncentruje się w basenie orawsko-nowotarskim, który obejmuje obszary pienińskiego pasa skałkowego oraz Kotliny Podhalańskiej. Głębokie badania geofizyczne wykazały, że podłoże basenu orawsko-nowotarskiego jest przecięte przez dwa znaczące systemy uskoków: uskoki normalne o kierunku W (NW) oraz uskoki przesuwcze o kierunku NNW, przemieszczające uskoki normalne (Pomianowski, 2003).

Trzęsienia ziemi wzdłuż pienińskiego pasa skałkowego są zazwyczaj płytkie, o głębokościach hipocentrów nie przekraczających 5 km. Ze względu na efektywne tłumienie, nie odnotowano efektów makrosejsmicznych o intensywności (Io) większej niż 7 (Guterch, Kozák, 2015). Dostępne informacje historyczne o aktywności sejsmicznej w tym regionie są ograniczone, a pierwsze udokumentowane zdarzenie makrosejsmiczne jest datowane na 25 marca 1935 r. i miało intensywność Io = 7 (Guterch, Kozák, 2015). Trzęsienie ziemi na Podhalu w 2004 r. o magnitudzie M_W = 4,7 miało miejsce wzdłuż przedłużenia uskoku Krowiarek (fig. 14, 39, 41), który wyznacza zachodnią granicę Tatr (Wiejacz, Dębski, 2009). Uskok został reaktywowany w reżimie ekstensyjnym. Podobną naturę mogło mieć trzęsienie ziemi w rejonie Krempach i Frydmana o magnitudzie wynoszącej M_w = 3,2, którego hipocentrum znajdowało się na głębokości 5 km, a wiązało się z aktywacją rowu Frydmana (Pomianowski, 2003). Ostatnie odczuwalne trzęsienie ziemi o magnitudzie M_w = 5,0, które miało miejsce 9 października 2023 r. i było zlokalizowane ok. 100 km na wschód od Tatr oraz spowodowane przez poziomą kompresję W–E na głębokości 8,6 km (Schlömer i in., 2024), wskazuje, że Karpaty Zachodnie stanowią obszar o znacznym potencjale sejsmicznym.

6.5.2. Przełom Dunajca

Michał Krobicki

Spektakularny przełom Dunajca jest jednym z najmłodszych efektów geologicznej ewolucji pienińskiego pasa skałkowego. Jego tektoniczno-erozyjna historia była obiektem zainteresowania już XIX-wiecznych geologów, lecz nie do końca w szczegółach rozpoznana (zob. Zuchiewicz, 1982; Birkenmajer, 2006; Jankowski, Margielewski, 2024; Margielewski, Jankowski, 2024). Dunajec przecina

wiele ponasuwanych na siebie łusek tektonicznych, z których każda jest zbudowana z miąższych, twardych, odpornych na erozję wapieni rogowcowych formacji wapienia pienińskiego i towarzyszących im mniej odpornych na wietrzenie i erozję kredowych margli i łupków. Bezsprzeczny jest związek budowy geologicznej tego obszaru z genezą Przełomu Dunajca, co w świetle danych neotektonicznych zyskuje nowe argumenty (Zuchiewicz i in., 2002). W historii badań tego frapującego zagadnienia proponowano co najmniej cztery rozwiązania. Najstarszy z poglądów, wyrażony przez Limanowskiego i Nałkowskiego w 1904 r. (*fide* Birkenmajer, 2006), preferował genezę epigenetyczną, uznając, że Dunajec wcinał się w miękkie utwory „osłony" kredowo-paleogeńskiej, przykrywające zwartą pokrywą wapienne skałki podłoża. Drugi pogląd, za którym opowiadali się m.in. Sawicki (1909), Pawłowski (1915) i Klimaszewski (1937) (zob. Birkenmajer, 2006), skupiał się na antecedentnej genezie Przełomu Dunajca, sugerując powolne podnoszenie się górotworu pienińskiego i stopniowe wcinanie się meandrującego pierwotnie pra-Dunajca w podłoże. Pomysł trzeci wskazuje na tektoniczne uwarunkowania powstania przełomu (płynie on obecnie po utworach budujących maksymalną depresję strukturalną) i dlatego został nazwany przełomem strukturalnym (Birkenmajer, 1958, 1979). Ostatnia z propozycji rozważa możliwość kaptażu systemu rzecznego Białki–Białego Dunajca przez tzw. Dunajec sądecki, co miało wywołać efekt erozji wstecznej, a przez to Przełom Pieniński można by uznać za przełom regresyjny (Zuchiewicz, 1982). Bez względu na to, która z propozycji jest prawdziwa, przebieg procesu formowania się przełomu miał miejsce pomiędzy późnym miocenem a plejstocenem, jak to zreasumowali Birkenmajer (2006) oraz Jankowski i Margielewski (2024) w nawiązaniu do najnowszych obserwacji tego fenomenu.

6.5.3. Geotermia podhalańska

Edyta Jurewicz

Synklinorium skoruszyńsko-podhalańskie i forma niecki wypełnionej fliszem o znacznym udziale nieprzepuszczalnych łupków i spękanych piaskowców to rejon, z którym jest związane występowanie wód termalnych. Z uwagi na charakter budowy geologicznej jest to obszar występowania wód artezyjskich. Strefą zasilającą Podhale w wody termalne jest masyw Tatr, a szczególnie jego wapienne, spękane i skrasowiałe skały węglanowe mezozoiku i eocenu numulitowego (fig. 45). Wody meteoryczne przenikają w głąb wzdłuż zapadających ku północy warstw i docierają do szczelnej bariery, jaką stanowią utwory pienińskiego pasa skałkowego, ograniczonego uskokiem podhalańskim, gdzie rozchodzą się wachlarzowato ku wschodowi i zachodowi (Małecka, 1981; Chowaniec, Sokołowski, 1986; Małecka, Małecki, 1995; Chowaniec, 2001). Wody opadowe, przenikając w głąb masywu, stopniowo się nagrzewają. Średni gradient geotermiczny dla niecki podhalańskiej i jej podłoża jest nieco niższy w porównaniu z innymi rejonami w Karpatach i waha się w zakresie 1,9–2,1°C/100 m (Majorowicz, 1977; Plewa, 1994; Kępińska, 1997). Gradient ten wykazuje pionowe zróżnicowanie wynikające z dopływu wód meteorycznych i lokalnego schładzania wód (np. w otworze Zakopane IG 1 (Sokołowski, 1973) wydzielono cztery strefy o różnych wartościach gradientu). Od strony geochemicznej są to wody słabo zmineralizowane o składzie wodorowęglanowo-siarczanowo-wapniowo-magnezowym, w ilości ok. 3 g/dm^3 (Chowaniec, 2012).

Historia geotermii rozpoczęła się od odkrycia w 1844 r. na Jaszczurówce przez L. Zejsznera źródła o temperaturze 20,4°C. W 1963 r. po raz pierwszy uzyskano wody termalne o temperaturze 36°C z otworu wiertniczego Zakopane IG 1 (Sokołowski, 1973; Chowaniec, 2009), które były wykorzystane do zasilania basenów rekreacyjnych na Antałówce. Obecnie na terenie niecki podhalańskiej czynnych jest kilkanaście otworów z wodami termalnymi, z których część ma charakter eksploatacyjny (np. Bańska PGP-1 i Bańska PGP-3a), a część – to otwory chłonne (np. Biały Dunajec PAN-1 i Biały Dunajec PGP-2). W 2023 r. rozpoczęto w Szaflarach wiercenie otworu (odwiert Bańska PGP 4), który miał osiągnąć 7 km głębokości, na której spodziewano się wody o temperaturze powyżej 150°C. Miał to być najgłębszy otwór geotermalny na świecie. Z przyczyn technicznych prace zakończono na głębokości 6103,2 m, czyli ok. 900 m poniżej oczekiwań. W odwiercie wody termalne występują w dwóch poziomach wodonośnych: na ok. 3 km z temperaturą ok. 85°C oraz na ok. 5 km z temperaturą ok. 120°C.

Pozyskiwane z odwiertów wody termalne mają istotne znaczenie gospodarcze dla obszaru Podhala. Ciepło pochodzące z wód geotermalnych jest wykorzystywane do centralnego ogrzewania, dostaw ciepłej wody użytkowej, klimatyzacji, turystyki i rekreacji oraz balneoterapii. Podobna sytuacja geologiczna występuje na terenie Słowacji, w Kotlinie Liptowskiej położonej pomiędzy Tatrami a Tatrami Niżnymi, gdzie wody termalne są eksploatowane do celów rekreacyjnych i balneologicznych.

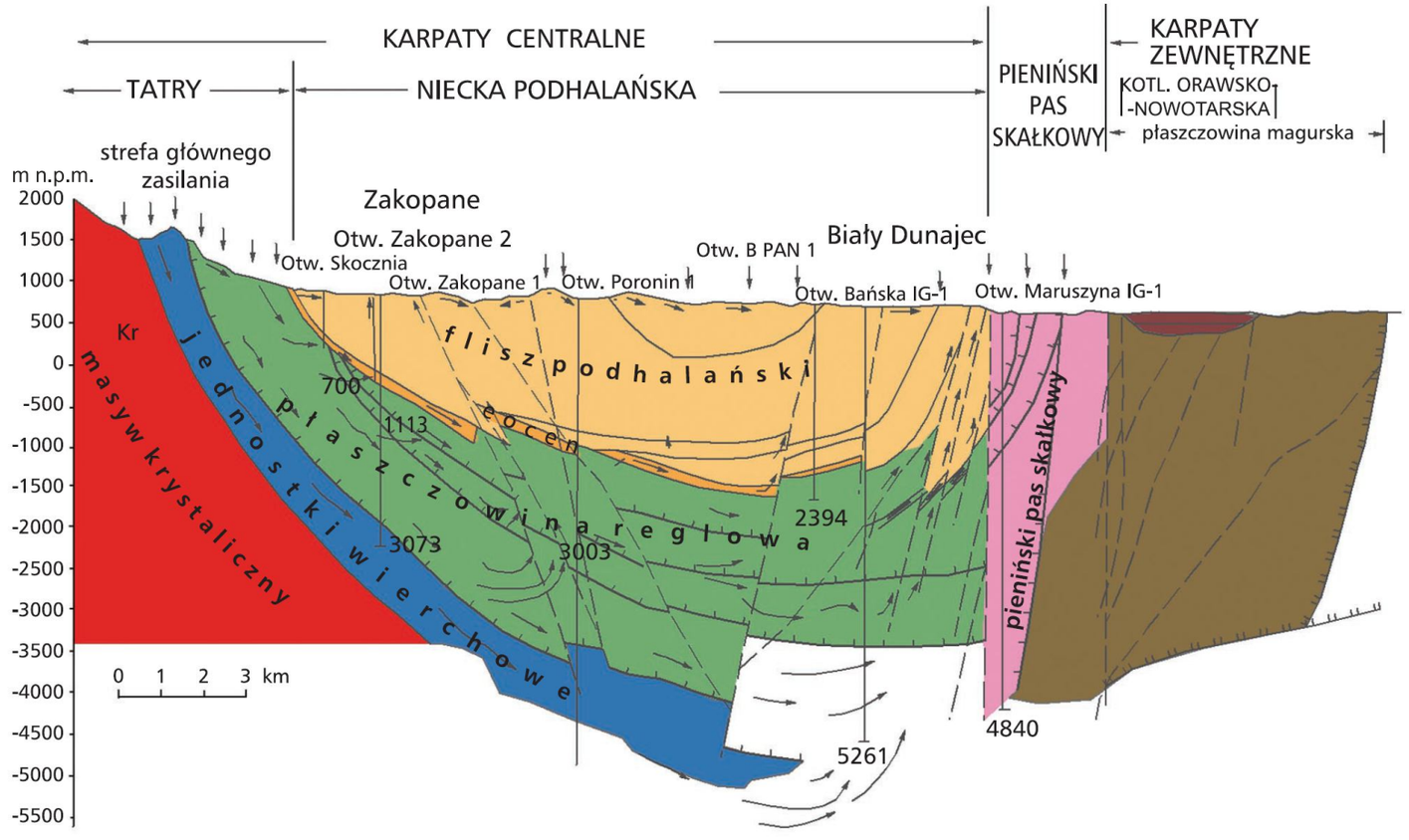


FIG. 45. Przekrój geologiczny niecki podhalańskiej ze schematem przepływów wód podziemnych (wg Chowańca, 2012)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

6.6. EKSTERNIDY KARPAT ZACHODNICH (KARPATY ZEWNĘTRZNE)

6.6.1. Zewnętrzne Karpaty Zachodnie

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Zewnętrzne Karpaty Zachodnie, obejmujące pasmo fliszowe i zapadlisko przedkarpackie, stanowią najbardziej na północ wysunięty element systemu orogenicznego Alp i Karpat. Pasmo fliszowe składa się z klina akrecyjnego, zbudowanego z licznych płaszczowin utworzonych z jurajskich do paleogeńskich formacji osadowych, odkłutych od subdukowanej północno-penninińskiej (magurskiej) litosfery oceanicznej oraz pasywnej krawędzi płyty przedpola – platformy europejskiej. Najbardziej charakterystyczne litologie obejmują głębokowodne osady pelagiczne i hemipelagiczne, takie jak łupki i margle, piaskowce turbidytowe, zlepieńce, olistostromy i inne osady związane z ruchami masowymi, które są powszechnie określane mianem „fliszu". Lokalnie występują także synsedymentacyjne skały wulkaniczne oraz osady płytkowodnej platformy węglanowej. Peryferyjny basen przedgórski, zwany zapadliskiem, powstał wskutek obciążenia i fleksuralnego ugięcia krawędzi płyty europejskiej przez postępujący klin orogeniczny Karpat. Jest on wypełniony autochtonicznymi osadami kenozoiku, które częściowo zostały włączone do czołowej części klina akrecyjnego.

Z regionalnego punktu widzenia kompleksy zewnętrznych Karpat Zachodnich dzielimy na trzy główne części: 1) wewnętrzne pasmo magurskie (lub grupa magurska), 2) zewnętrzne pasmo śląsko-krośnieńskie (menilitowo-krośnieńskie lub grupa średnia płaszczowin Karpat zewnętrznych), oba należące do szeroko rozumianego pasma fliszowego złożonego z płaszczowin osadowych, oraz 3) peryferyjne jednostki czoła orogenu karpackiego (grupa brzeżna płaszczowin Karpat zewnętrznych). Są to jednostki: zgłobicka oraz stebnicka (samborska), zbudowane z osadów mioceńskich pierwotnie zdeponowanych w zapadlisku przedkarpackim, sfałdowane i nasunięte na niezdeformowaną część zapadliska (zob. rozdz. 6.10). W dalszej części przedstawiono krótki przegląd struktur, ze szczególnym uwzględnieniem jednostek znajdujących się poza terytorium Polski.

Pasmo magurskie obejmuje dwie nasunięte jednostki o dużym, regionalnym znaczeniu: 1) jednostkę Białych Karpat oraz 2) płaszczowinę magurską. Są one nasunięte ku północy na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego. Jednostki pasma magurskiego wyłaniają się z przed-neogeńskiego podłoża basenu wiedeńskiego na południu Moraw i zachodniej Słowacji (np. Fodor i in., 1996; Nemčok i in., 1998b), a następnie kontynuują się w pasie o szerokości do 50 km aż do granicy Karpat Zachodnich i Wschodnich w południowo-zachodniej Ukrainie, gdzie klinowo zanikają w kierunku południowo-wschodnim. Południowa granica pasma magurskiego przebiega zgodnie z łukowato wygiętą na północ strukturą pienińskiego pasa skałkowego na odcinku ponad 400 km (fig. 2).

Jednostka Białych Karpat (*Bílé Karpaty* w literaturze czeskiej) jest uznawana za północno-wschodnie przedłużenie jednostki Laab należącej do reńsko-dunajskiego (ang. *Rhenodanubian*) pasma fliszowego Alp Wschodnich (np. Eliáš i in., 1990; Schnabel, 1992). Jednostka Białych Karpat tworzy pas o szerokości ok. 30 km na północno-wschodnim skraju basenu wiedeńskiego, lecz szybko zwęża się w kierunku północno-wschodnim i całkowicie zanika w dolinie środkowego Wagu (fig. 3). Ze względu na istotne różnice w litologii i stratygrafii względem typowej sukcesji magurskiej, Potfaj (1993, 1998) oraz Bezák i in. (2004) sklasyfikowali płaszczowinę Białych Karpat jako odrębną jednostkę tektoniczną tej samej rangi co płaszczowina magurska. Z kolei Teťák (2022) podkreślił powiązania sedymentologiczne i paleogeograficzne jednostki Białych Karpat zarówno z pasmem reńsko-dunajskim, jak i z płaszczowiną magurską. Osady tych jednostek powstawały w tym samym, rozległym basenie magurskim, pomimo różnic litologicznych wynikających z odmiennych źródeł terygenicznych, zasilających systemy lobów turbidytowych w różnych jego częściach. Jednak, ze strukturalnego punktu widzenia, jednostka Białych Karpat stanowi niezależną płaszczowinę, płasko nasuniętą na zewnętrzne jednostki magurskie (bystrzycką i raczańską) na odcinku co najmniej 25 km (Stráník i in., 1993; Potfaj, 1993, 1998; fig. 46a, b). W związku ze swoją wysoką pozycją strukturalną, jednostka Białych Karpat wykazuje bardzo słabe przeobrażenia termiczne i jest stosunkowo mało zdeformowana (Hrouda i in., 2009).

Pod względem pozycji strukturalnej jednostka Białych Karpat jest lateralnym odpowiednikiem jednostki krynickiej w obrębie płaszczowiny magurskiej, ale jej litostratygrafia jest wyraźnie odmienna. Wyróżniono w niej trzy jednostki mniejszej rangi: dolną, płaszczowinę Bošáca oraz nadległe płaszczowiny Zubák i Javorina (zob. Potfaj w Bezák i in., 2004; fig. 46). Sukcesja osadowa w obrębie płaszczowiny Bošáca obejmuje ciemne osady hemipelagiczne hoterywu-albu, łupki pstre cenomanu-mastrychtu (formacje z Kaumberg, z Ondrášovca i/lub z Malinowej) oraz paleoceńsko-dolnoeoceńskie dystalne osady fliszu wapiennego (formacje ze Svodnic, i z Nivnic–Stráník i in., 1995; Picha i in., 2006; fig. 47). Łupki pelagiczne tych formacji były w większości deponowane poniżej głębokości kompensacji węglanu wapnia (Švábenická i in., 1997). Sukcesja osadowa w obrębie wyższej płaszczowiny Javorina obejmuje średnioławicowe wapienne turbidyty górnego kampanu i mastrychtu (formacja z Javoriny; fig. 47). Powstawały one w pozycji proksymalnej, zasilane materiałem klastycznym pochodzącym z południa, najpewniej z jednostek północnych Alp Wapiennych i centralnych Karpat Zachodnich (Potfaj, 1993; Stráník i in., 1995; Švábenická i in., 1997; Picha i in., 2006). Najbardziej wewnętrzne elementy jednostki Białych Karpat obejmują górnokredowe łupki pstre oraz gruboławicowe, turbidytowe piaskowce wapniste, zbliżo-

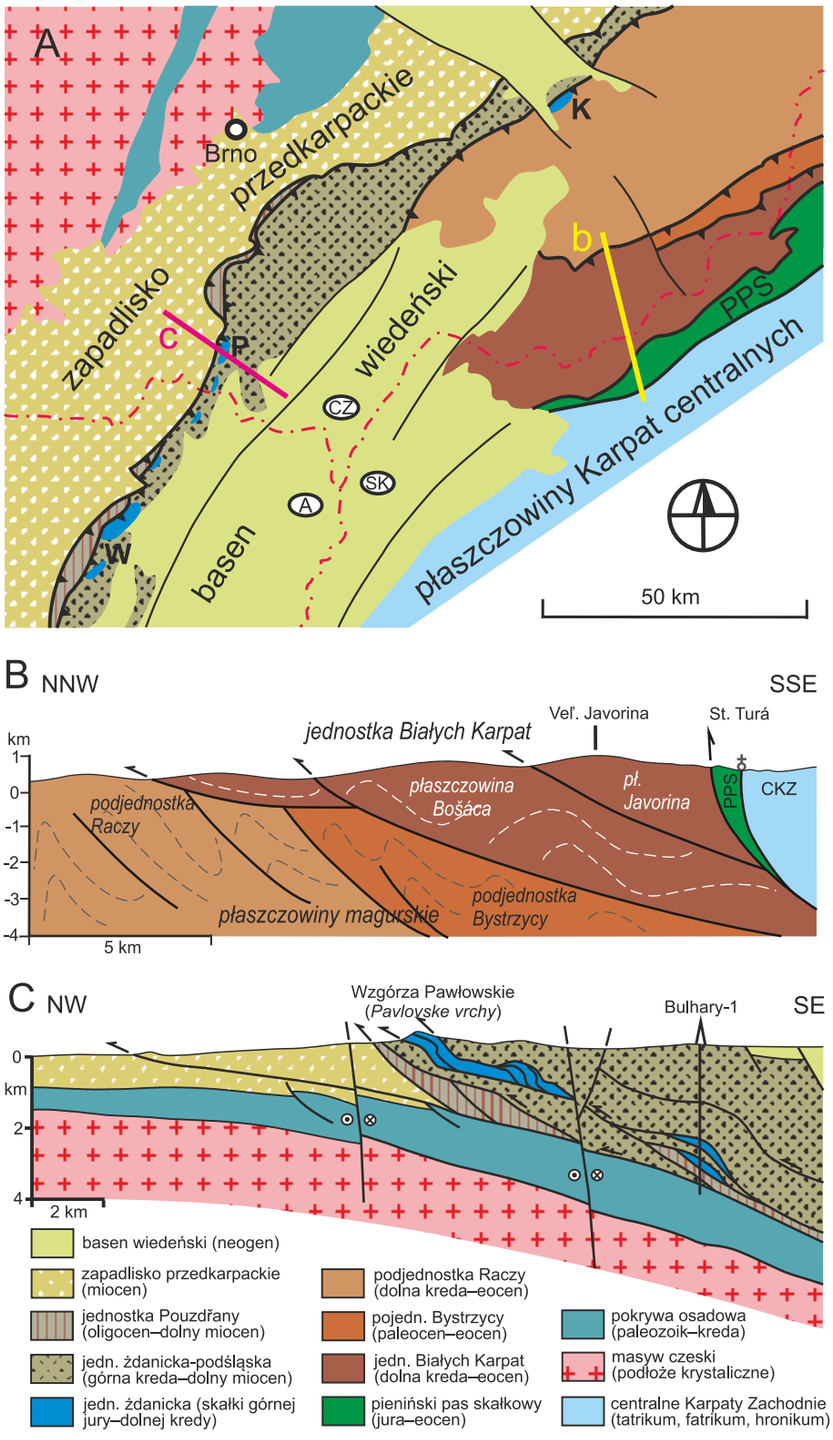


FIG. 46. Mapa i przekroje geologiczne przez Zachodnie Karpaty zewnętrzne w południowych Morawach; **A** szkic tektoniczny styku Alp i Karpat w rejonie pogranicza Czech, Austrii i Słowacji; W – strefa Waschberg; P – Wzgórza Pawłowskie (Pálava); K – skałka w Kurovicach; PPS – pieniński pas skałkowy (wg Picha i in., 2006 – zmodyfikowano); **B** przekrój przez południową część jednostki magurskiej (częściowo wg Stránika i in., 1993 – zmodyfikowano); **C** przekrój przez płaszczowinę żdanicką i jednostki sąsiednie (wg Poula i in., 2011 – zmodyfikowano). Strzałki na przekrojach oznaczają zwrot nasunięcia

ne do formacji Jarmuta–Proč, które Stráník i in. (1989) oraz Picha i in. (2006) powiązali z utworami znanymi z pienińskiego pasem skałkowego (jednostka szariska). Odpowiednikiem tektonicznym lub facjalnym paleogeńsko-eoceńskiego fliszu jednostki Białych Karpat we wschodniej Słowacji może być formacja strihowiecka (*Strihovce Fm*, zob. np. Potfaj, 1998; Bezák i in., 2004; Bónová i in., 2017) lub warstwy strihowskie (Mišik i in., 1991a; Krobicki i in., 2005).

W obrębie płaszczowiny magurskiej (znanej również jako jednostka magurska *sensu stricto*, zob. Tokarski i in. (2006), superjednostka magurska lub grupa płaszczowin magurskich) wyróżnia się cztery główne (pod)jednostki tektoniczne. Od północy ku południowi, a także od niższej do wyższej pozycji strukturalnej, są to: podjednostki Siar, raczańska, bystrzycka i krynicka (np. Oszczypko i in., 2008a). Jednostki magurskie zawierają utwory od górnej kredy po dolny oligocen, z dominującym udziałem głębokomorskich osadów klastycznych, głównie w postaci sekwencji turbidytowych (np. Ślączka i in., 2006; Picha i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Teťák i in., 2019). Pozycja paleogeograficzna oceanu magurskiego jest szeroko dyskutowana, ponieważ skład otoczaków w zlepieńcach eoceńskich wskazuje na ich pochodzenie albo z usytuowanego na północy grzbietu śląskiego, albo z jednostek Karpat Wschodnich na południowym wschodzie. Dotychczas nie znaleziono jednoznacznych śladów materiału pochodzącego z wewnętrznych stref Karpat Zachodnich, takich jak pieniński pas skałkowy (zob. Oszczypko i in., 2015, 2016 i cytowane tam źródła). Całkowita miąższość płaszczowiny magurskiej wynosi ok. 2–3,5 km. Jest ona płasko nasunięta na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego na odległość co najmniej 55 km (Oszczypko i in., 2008a, 2015).

Najbardziej wewnętrzna **podjednostka krynicka** występuje w regionie Orawy w północno-zachodniej Słowacji (znana tam jako podjednostka Magury Orawskiej), pomiędzy pienińskim pasem skałkowym a podjednostką bystrzycką, utrzymując tę pozycję aż do zachodniej Ukrainy. Sukcesja osadowa podjednostki krynickiej obejmuje górnokredowe łupki pstre oraz gruboławicowe piaskowce, paleoceńsko-dolnoeoceńskie łupki pstre oraz turbidyty dystalne i proksymalne (formacja beloweska, *Beloveža Fm*), a także eoceńsko-oligoceńskie gruboławicowe piaskowce krzemionkowe typu magurskiego (warstwy magurskie lub formacja magurska – zob. Oszczypko, 2004), które stanowią element charakterystyczny podjednostki krynickiej. Łupki typu menilitowego, margle z globigerinami oraz dystalne turbidyty oligocenu formacji malcowskiej (*Malcov Fm*) osadziły się niezgodnie w szczątkowych basenach typu *piggyback*. Osady dolnomioceńskie występują lokalnie, nadal zachowując głębokomorski charakter (Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010; Oszczypko-Clowes i in., 2018).

Podjednostka bystrzycka tworzy wąski (5–10 km), lecz długi i ciągły pas osadów od senonu do oligocenu, rozciągająca się od Moraw, przez Polskę, aż do granicy słowacko-ukraińskiej. Stanowi ona strefę osiową basenu magurskiego, gdzie głębokomorskie osady klastyczne eocenu osiągają miąższość przekraczającą 1000 m. Do typowych odmian litologicznych podjednostki bystrzyckiej należą twarde łupki oraz piaskowce glaukonitowe eocenu (formacja zlinska; *Zlín Fm*; fig. 47). W zachodniej części zewnętrznych Karpat Zachodnich podjednostka bystrzycka leży poniżej jednostki Białych Karpat, a w kierunku północno-wschodnim bezpośrednio pod jednostkami orawskimi pienińskiego pasa skałkowego (Plašienka i in., 2010). W jednostkach bystrzyckiej i krynickiej powierzchnie warstw są przeważnie stromo nachylone ku południowi, miejscami przyjmując położenie odwrócone, oraz ujęte w wąskie fałdy ze stromo zapadającymi powierzchniami osiowymi. Ich południowe części zostały wstecznie nasunięte na kysuckie i orawskie segmenty pienińskiego pasa skałkowego (Marko i in., 2005; Pešková i in., 2012; Beidinger, Decker, 2016; Plašienka i in., 2021).

Podjednostka raczańska zajmuje największy obszar w obrębie pasma magurskiego. Jej płaszczyzna nasunięcia jest umiarkowanie nachylona ku południowi i, wraz z podjednostką Siar, nasunięta na jednostki śląskie i przedmagurskie na zachodzie, a także na jednostki dukielskie na północy i wschodzie. Bloki wapieni górnojurajsko-dolnokredowych występujące lokalnie przed podjednostką raczańską na Morawach (Reháková i in., 1995; Eliáš i in., 1996; Svobodová i in., 2019) tworzą tzw. „zewnętrzny pas skałkowy" (Kurovice, Vigantice i kilka innych mniejszych skałek). Reprezentują one wczesny basen ryftowy (basen Cetechovice, patrz poniżej), będący prekursorem oceanu magurskiego, który otworzył się we wczesnej kredzie. W konsekwencji, pozostałości sukcesji osadowych basenu Cetechovice występują wzdłuż północnej pasywnej krawędzi oceanu magurskiego (późniejsze grzbiety Hostýn i/lub grzbiety przedmagurskie; por. Teťák i in., 2019; Teťák, 2022). Podjednostka raczańska oraz inne jednostki magurskie są w większości odkłute w obrębie kompleksu słabo zdiagenezowanych osadów środkowej kredy, składającego się głównie z niewapiennych, ciemnych i pstrych łupków (formacje rajnochowicka, z Hluka, z Huliny, z Malinowej i z Cebuli; fig. 47). Gruboławicowe turbidytowe piaskowce senonu–paleocenu (formacje z Hałuszowej, z Ropianki, piaskowców szczawińskich, warstwy z Jaworzynki), głębokowodne łupki górnego paleocenu–dolnego eocenu (formacja z Łabowej), dystalne turbidyty (formacja beloweska), środkowo/górnoeoceńskie turbidyty synorogeniczne (formacja zlinska) i lokalnie oligoceńskie (formacja malcowska) tworzą główną osadową sekwencję basenu magurskiego. Podjednostka raczańska składa się z szeregu łusek z makrofałdami o północnej wergencji. (np. Nemčok i in., 2006b; Gągała i in., 2012). Na podstawie danych z okien tektonicznych jednostek przedmagurskich, danych z otworów wiertniczych oraz przekrojów zbilansowanych, wydaje się, że płaszczowina magurska została nasunięta pozasekwencyjnie na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego. Najbardziej zewnętrzna **podjednostka Siar** zawiera niemal identyczną sukcesję litologiczną jak podjednostka raczańska; zawiera jednak gruboławicowe piaskowce mastrychtu–danu formacji solańskiej (*Soláň Fm*), zawierające materiał pochodzący ze źródeł północnych związanych z grzbietami Hostýn/przedmagurskim i/lub grzbietem śląskim.

Zewnętrzne pasmo menilitowo-krośnieńskie (lub grupa średnia płaszczowin zewnętrznych Karpat Zachodnich, zob. Nowak, 1927; Oszczypko i in., 2008a) rozciąga się wzdłuż całego łuku Karpat od północno-wschodniej Austrii i południowych Moraw, aż po strefę Vrancea, na pograniczu Karpat Wschodnich i Południowych w Rumunii. Pasmo to składa się z licznych jednostek tektonicznych, które są ogólnie przypisane do systemu płaszczowinowego mołdawidów (np. Săndulescu, 1988; Ślączka i in., 2006). Basen, w którym powstawały sukcesje osadowe tego pasma, bywa nazywany basenem seweryńsko-mołdawidzkim (Golonka i in., 2008b). Sukcesje te obejmują osady od górnej jury do dolnego miocenu, z przeważającym udziałem głębokomorskich osadów klastycznych. Propagacja nasunięć płaszczowinowych ku północy jest odzwierciedlona coraz młodszym wiekiem synorogenicznych osadów fliszowych, od późnego oligocenu w strefach wewnętrznych do wczesnego miocenu w strefach zewnętrznych. Jako najniższe strukturalnie elementy pasma fliszowego, płaszczowiny tej grupy nasunięte zostały na autochtoniczne osady zapadliska przedkarpackiego oraz jego podłoże, przy czym wewnętrzne partie zapadliska także uległy znaczącym deformacjom. Kontakt z systemem płaszczowin magurskich przebiega wzdłuż nasunięcia pozasekwencyjnego. Charakterystycznym elementem litologicznym jednostek tej grupy jest powszechne występowanie oligoceńskich formacji menilitowej i krośnieńskiej.

Grupa jednostek przedmagurskich składa się z kilku mniejszych elementów, które występują u czoła płaszczowiny magurskiej lub pod jej nasunięciem. Jednostka przedmagurska *sensu stricto* występuje nieciągłym pasem, wzdłuż frontalnych partii podjednostek Raczy i Siar. Składa się z różnorodnych osadów hemipelagicznych i klastycznych (formacja submenilitowa), które są przykryte charakterystyczną górnoeoceńsko-dolnooligoceńską formacją menilitową (margle globigerynowe, czarne łupki i rogowce, czyli menility), oraz górnooligoceńsko-dolnomioceńskim synorogenicznym fliszem warstw krośnieńskich, z rytmicznymi przeławiceniami piaszczystych turbidytów i hemipelagicznych łupków wapnistych (fig. 47).

Sukcesje osadowe jednostek przedmagurskich są podobne do tych obserwowanych w obrębie **jednostki dukielskiej**, występującej na wschodnim pograniczu polsko-słowackim i kontynuującej się ku południowemu wschodowi w ukraińskiej części pasma fliszowego. Jednostka dukielska obejmuje górnokredowe dystalne osady fliszowe warstw łupkowskich, przechodzące w paleoceński piaszczysty flisz (piaskowce ciśniańskie), eoceńskie turbidyty (formacja submenilitowa) oraz dolnooligoceńską formację menilitową, która w górnej części stopniowo przechodzi w dystalne turbidyty warstw cergowskich i malcowskich.

W południowo-wschodniej Polsce i wschodniej Słowacji jednostka dukielska oraz jej ekwiwalenty (jednostki Obidowej–Słopnic, grybowska) mają duże rozprzestrzenienie, co potwierdzają głębokie odwierty, przecinające nasunięcie jednostki magurskiej. Jednostki te odsłaniają się na powierzchni w oknach tektonicznych w obrębie płaszczowiny magurskiej, takich jak okno Mszany Dolnej w Polsce (Mastella, 1988) oraz Smilno na Słowacji (np. Nemčok i in., 2000; Ryłko, Tomaś, 2012). Zgodnie ze zbilansowanymi przekrojami geologicznymi, jednostka dukielska oraz jej odpowiedniki w strukturach przedmagurskich, tworzą najbardziej miąższą część klina akrecyjnego pasma fliszowego, stanowiąc największy pod względem objętości stos płaszczowinowy w całych zewnętrznych Karpatach Zachodnich (Roca i in., 1995; Nemčok i in., 2006b; Gągała i in., 2012).

Płaszczowina śląska jest największą jednostką średniej grupy płaszczowin w Karpatach Zachodnich. Sukcesja ta obejmuje głębokomorskie osady klastyczne, których sedymentacja trwała od późnej jury do pogranicza oligocenu i miocenu, a których całkowita miąższość stratygraficzna wynosi od 2500–3000 m w Beskidzie Śląskim, do 5000 m w Bieszczadach (Oszczypko i in., 2008a). Litostratygrafia tej jednostki jest mieszaniną terminologii czeskiej i polskiej (Picha i in., 2006; Golonka i in., 2008a). Najstarsze odsłonięte skały sukcesji godulskiej to dysoksyczne czarne łupki węgla-

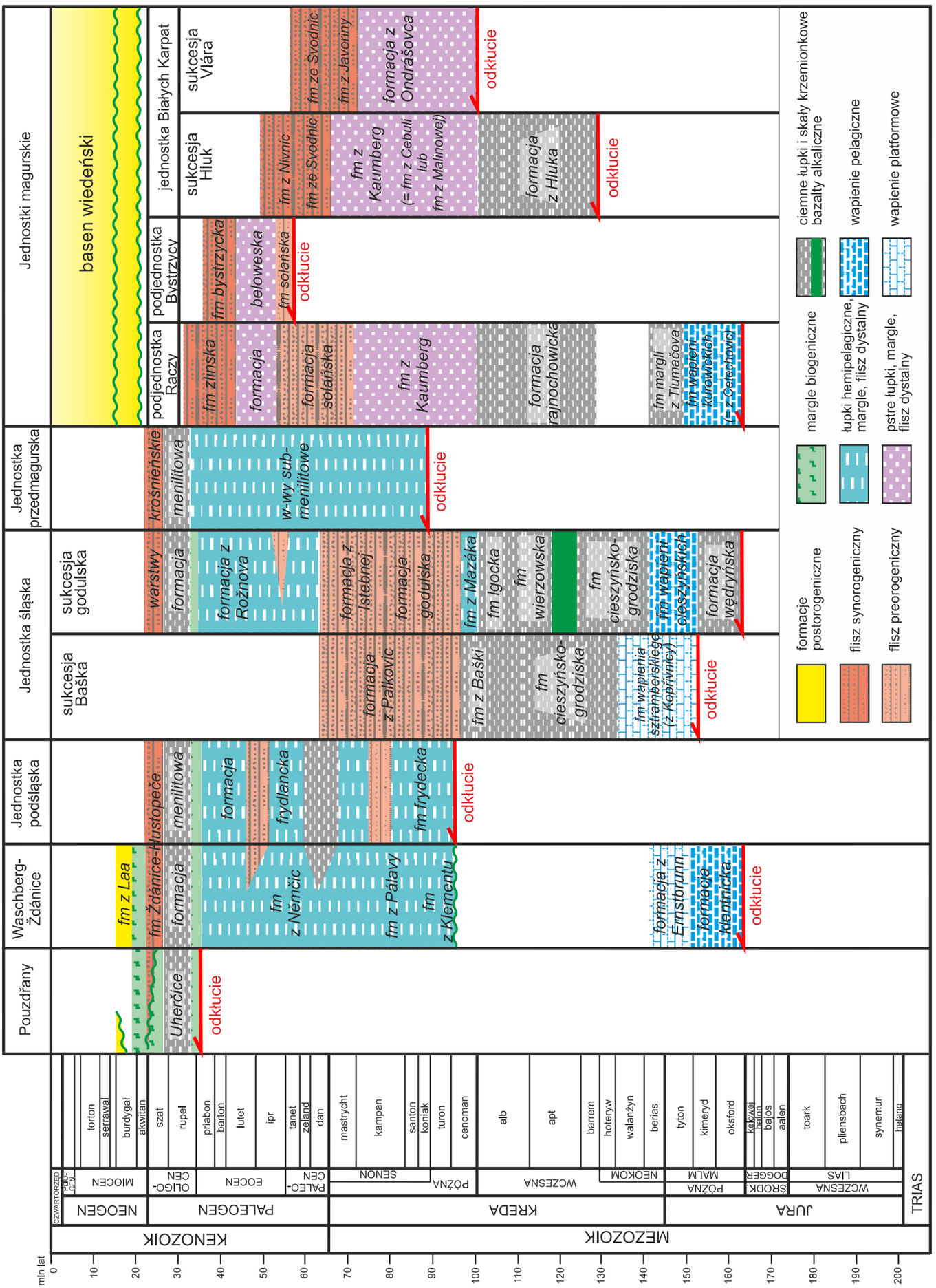


FIG. 47. Jednostki litostratygraficzne Zachodnich Karpat zewnętrznych w rejonie Moraw (wg Picha i in., 2006 – zmodyfikowano)

nowe i margle formacji wędryńskiej (*Vendryně Fm*), dawniej zwane dolnymi łupkami cieszyńskimi, należące do górnej jury (kimeryd–dolny tyton). Przechodzą one ku górze w pelagiczne wapienie tytonu–beriasu formacji cieszyńskiej (*Těšín Limestone Fm*). Sekwencja od walanżynu do cenomanu obejmuje głębokowodne osady anoksyczne i klastyczne: m.in. formacje grodziską (*Hradiště Fm*), wierzowską (*Věřovice Fm*), i lgocką (*Lhoty Fm*) i z Mazáka (fig. 47). W formacjach cieszyńskiej i grodziskiej, w polskim i morawskim segmencie jednostki śląskiej, występują różnorodne skały żyłowe i subwulkaniczne tzw. asocjacji cieszynitowej o składzie bazaltów alkalicznych, takich jak cieszynity, pikryty, limburgity, augityty czy monchikity, tworzące żyły hipabysalne, sille, lawy poduszkowe, hialoklastyty oraz skały piroklastyczne (np. Dostal, Owen, 1998; Grabowski i in., 2003; Matýsek i in., 2018), o wieku ok. 124–118 mln lat, czyli barrem–apt (Lucińska-Anczkiewicz i in., 2002; Brunarska, Anczkiewicz, 2019). Od późnego cenomanu w zachodniej części basenu śląskiego przeważała sedymentacja terygeniczna, z miąższymi pakietami gruboławicowych piaskowców turbidytowych. Formacja godulska (turon–santon) osiąga miąższość do 3000 m, a nadległa formacja istebniańska (kampan–paleocen) – 1000 m miąższości. Utwory te przechodzą facjalnie w kierunku osi basenu w pstre osady ilaste. Formacja submenilitowa (paleocen–środkowy eocen) obejmuje mułowce z soczewami masywnych piaskowców oraz cienkoławicowymi turbidytami. Zalegające powyżej margle globigerynowe i formacja menilitowa (eocen–oligocen) są następnie przykryte synorogenicznym fliszem warstw krośnieńskich (formacji krośnieńskiej), wieku oligocen–wczesny miocen.

Sukcesja Baška (*Baška succession*) występuje w postaci oddzielnych łusek tektonicznych usytuowanych we frontalnych partiach płaszczowiny śląskiej. Są to głównie osady płytkowodne, pochodzące z północnego obrzeżenia basenu śląskiego (grzbiet Baška). Sukcesja zawiera różnej wielkości bloki słynnych wapieni rafowych formacji sztramberskiej (*Stramberk Limestone Fm*) wieku tytońskiego (fig. 47), występujących w postaci brekcji, olistostrom oraz kalcyturbidytów deponowanych u podstawy stoku w dolnokredowych osadach „proto-basenu śląskiego" (Cieszkowski i in., 2012). Wapienne turbidyty formacji Baška (alb–cenoman) dokumentują zatopienie grzbietu Baška w środkowej kredzie. Następująca po niej formacja palkowicka jest dystalnym odpowiednikiem formacji godulskiej i istebniańskiej. W Polsce wapienie formacji sztramberskiej są znane przede wszystkim ze skałek w okolicach Andrychowa, gdzie są określane mianem wapieni inwałdzkich, a także z pojedynczego olistolitu w rejonie Kruhela k. Przemyśla (Golonka i in., 2008a).

W północnych Morawach oraz w rejonie pogranicza polsko-czeskiego, płaszczowina śląska nasunięta jest płasko na **jednostkę podśląską**, co skutkuje występowaniem licznych izolowanych fragmentów płaszczowiny śląskiej oraz okien tektonicznych jednostki podśląskiej (zob. podrozdział 6.6.2). Jednostka podśląska obejmuje formacje dolnokredowe, podobne do tych występujących w płaszczowinie śląskiej, jednak osady górnej kredy–eocenu są już częściowo odmienne, obejmując facje basenowe (margle z Węglówki). Dolnooligoceńska formacja menilitowa oraz wapnisty flisz typu krośnieńskiego (formacja Ždánice–Hustopeče – fig. 47) stanowią najmłodsze osady jednostek grupy średniej w Zachodnich Karpatach. Podczas ruchów nasuwczych we wczesnym miocenie we frontalnych partiach płaszczowin śląskiej i podśląskiej zachodziły typowe zjawiska z pogranicza sedymentacji i tektoniki (deformacje synsedymentacyjne, ruchy masowe, powstawanie olistostrom itp.), obejmujące transport materiału klastycznego pochodzącego z nasuniętych płaszczowin, a częściowo także z krystalicznego podłoża, z wypiętrzonego przedpola dolnej płyty europejskiej (np. obszar Andrychów–Inwałd; Cieszkowski i in., 2009a, b; zob. podrozdział 6.6.2).

W południowej części Moraw jednostkę podśląską lateralnie zastępuje **jednostka żdanicka** (*Ždánice unit*). Na pograniczu czesko-austriackim (Pavlovské vrchy na Morawach oraz strefa Waschberg w Austrii; fig. 46a) w jej frontalnych partiach występuje szereg dupleksów tektonicznych zawierających wapienie górnej jury i dolnej kredy (np. Poul i in., 2011; fig. 46c). Są to ciemne margle oraz wapienie bioklastyczne formacji kletnickiej (*Klentnice Fm*, oksford–kimeryd) oraz masywne wapienie platformowe formacji z Ernstbrunn (*Ernstbrunn Fm*) wieku tyton–berias (Golonka i in., 2008a; Schneider i in., 2013). Formacje te, w postaci brekcji i olistolitów, tworzą malownicze skałki (tzw. „zewnętrzny pas skałkowy") na pograniczu Czech i Austrii, k. Mikulova. Wznowienie sedymentacji nastąpiło w późnej kredzie (fig. 47). Transgresywna sekwencja osadów górnej kredy (Stranik i in., 1996) przechodzi od wapienno-klastycznych osadów formacji klemenckiej (*Klement Fm*, turon–koniak), poprzez hemipelagiczne osady koniaku–kampanu formacji palawskiej (*Pálava Fm*), aż po osady formacji z Němčic (*Němčice Fm*, górna kreda–najniższy oligocen), składające się z różnobarwnych łupków, analogicznych do formacji submenilitowej (Krhovsky i in., 2001, zob. fig. 47). Formacje oligocenu są podobne do tych znanych jednostek śląskich: są to margle globigerynowe, osady formacji menilitowej oraz fliszu turbidytowego formacji Ždánice–Hustopeče (odpowiednik warstw krośnieńskich). Słabo zdeformowane osady marglisto-ilaste dolnego miocenu zostały zdeponowane w basenach typu „piggyback", podczas nasuwania płaszczowin. Duże olistolity i olistostromy występują także w dolnym miocenie strefy Waschberg (np. Gebhardt, 2021).

Jednostka Pouzdřany jest najmłodszą i najbardziej zewnętrzną jednostką pasa fliszowego w południowych Morawach. Jest to wąska, wewnętrznie zdeformowana łuska tektoniczna, obejmująca osady od górnego eocenu do dolnego miocenu (fig. 46c, 47), stanowiące wypełnienie resztkowego basenu fliszowego, na styku z basenem zapadliska przedgórskiego. Formacje pavlovicka (*Pavlovice Fm*) i z Laa (*Laa Fm*), z wyższej części dolnego miocenu (eggenburg–ottnang, zob. Krhovsky i in., 2001), są najmłodszymi osadami zaangażowanymi w strukturę płaszczowinową Karpat w tym rejonie.

Osady **zapadliska przedkarpackiego** zostały zdeponowane w basenie przedgórskim, który powstał w wyniku fleksuralnego ugięcia płyty europejskiej, spowodowanego siłą ciągnącą subdukującej płyty (ang. *slab-pull*), o skorupie oceanicznej i/lub ścienionej kontynentalnej oraz przez obciążenie wywołane postępującym nasuwaniem się płaszczowin pasma fliszowego (Winkler, Ślączka, 1994; zob. też rozdz. 6.10). Do orogenu Karpat zewnętrznych zalicza się tylko zdeformowaną część zapadliska, czyli tzw. grupę płaszczowin brzeżnych (Nowak 1927; Oszczypko i in. 2008), obejmująca jednostki zgłobicką i samborską. W zależności od właściwości mechanicznych dolnej części płyty europejskiej, zapadlisko jest stosunkowo wąskie w sektorze morawskim, podczas gdy wyraźnie rozszerza się we wschodniej Polsce i Ukrainie, gdzie gruba i wytrzymała litosfera platformy wschodnioeuropejskiej, o podłożu prekambryjskim, była znacznie mniej podatna na ugięcie. Baseny przedgórskie migrowały w kierunku przedpola, ich zewnętrzną granicę stanowiło wypiętrzenie fleksuralne garbu przedpola, które okresowo było źródłem dostawy materiału klastycznego. Osady terygeniczne zdeponowane w basenie przedgórskim mogły mieszać się z materiałem pochodzącym z nasuwających się płaszczowin karpackich. Klasty podłoża krystalicznego (jak w rejonie Andrychowa) lub eoceńskich wapieni platformowych (strefa Waschberg) mogły więc pochodzić z okresowo wypiętrzonych stref przedpola, które obecnie są głęboko pogrzebane pod nasunięciem karpackim. Szczegółowe informacje dotyczące tej jednostki znajdują się w podrozdziale 6.10).

6.6.2. Polska część Karpat zewnętrznych

Tomasz Malata

6.6.2.1. Zasięg i definicja

Karpaty zewnętrzne to część alpidów europejskich. Jest to typowe tzw. brzeżne pasmo nasuwczo-fałdowe (ang. *foreland fold-and-thrust belt* – Burchfiel, Royden, 1982; Nemčok i in., 2005) rozciągające się pomiędzy Karpatami centralnymi i pienińskim pasem skałkowym a zapadliskiem przedkarpackim, będącym ich basenem przedgórskim. Obejmują one głównie sfałdowane i nasunięte osady basenów Karpat zewnętrznych, ale też spoczywające na nich niezgodnie neogeńskie pokrywy postorogeniczne oraz osady wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego odkłute i nasunięte wraz z nimi (jednostki: zgłobicka i stebnicka).

Baseny Karpat zewnętrznych istniały od późnej jury po wczesny miocen i znajdowały się (wraz z basenami Karpat centralnych i pienińskiego pasa skałkowego) w północno-zachodniej części oceanu Tetydy, pomiędzy południową krawędzią platformy europejskiej a mikropłytami ALCAPY i Cisy-Dacji (Golonka i in., 2005; Ustaszewski i in., 2008). Utwory górnej jury i dolnej kredy zachowały się jedynie lokalnie i stąd trudno odtwarzać pełną paleogeografię basenów w tym okresie. Najprawdopodobniej od turonu basen Karpat zewnętrznych był podzielony na kilka odrębnych basenów, rozdzielonych grzbietami podmorskimi (np. grzbiet podśląski/węglowiecki pomiędzy basenami śląskim i skolskim) lub wynurzonymi obszarami lądowymi (zwanymi tradycyjnie kordylierami), będącymi obszarami źródłowymi dostawy materiału detrytycznego do basenów (kordyliera śląska między basenami śląskim i dukielskim, grzbiety: północno- i południowomagurski/czorsztyński obrzeżające basen magurski). Poszczególne baseny charakteryzują się odmiennymi sukcesjami osadowymi. Na podstawie tego zróżnicowania litologicznego poszczególne łuski tektoniczne (mniejsze elementy ograniczone powierzchniami nasunięć) zalicza się do elementów wyższego rzędu, określanych zamiennie płaszczowinami lub jednostkami tektonicznymi. Generalnie wyróżnia się 5 głównych jednostek tektonicznych odpowiadających basenom lub ich strefom. Są to, licząc od najbardziej zewnętrznych (od północy), jednostki: skolska, podśląska, śląska, dukielska (wraz z grupą niewielkich jednostek przedmagurskich: przedmagurską *s.s.*, Michalczowej, grybowską/okienną) oraz magurska (fig. 48). Pozycja basenu magurskiego względem innych, zwłaszcza we wczesnej kredzie, jest dyskusyjna. Pozostałe, początkowo stanowiły jeden basen, który od początku turonu uległ zróżnicowaniu. W wyniku

tego powstały odrębne baseny (o odrębnych systemach depozycyjnych) rozdzielone obszarami wynurzonymi (stanowiącymi źródła materiału detrytycznego) lub grzbietami podmorskimi. Baseny Karpat zewnętrznych są uważane za baseny stosunkowo głębokie (o dnie znajdującym się przez znaczną część okresu istnienia basenu poniżej poziomu kompensacji węglanu wapnia – Olszewska, 1997), położone w większości na skorupie kontynentalnej. Dominują w nich osady klastyczne, tradycyjnie nazywane fliszowymi, będące efektem depozycji z prądów zawiesinowych. Kwestia podłoża basenu magurskiego (kontynentalne vs. oceaniczne) nie jest definitywnie rozstrzygnięta. Większość rekonstrukcji przyjmuje obecnie istnienie skorupy oceanicznej w basenie magurskim lub szerzej – w podłożu Karpat zewnętrznych (np. Birkenmajer, 1986; Csontos i in., 1992; Csontos, Vörös, 2004; Stampfli, Hochard, 2009; Kovač i in., 2017; Plašienka i in., 2020, zob. fig. 30). Jednak część autorów nie wypowiada się jednoznacznie na ten temat (np. Golonka i in., 2005; Oszczypko i in., 2015); warto wspomnieć, że Książkiewicz (1977b) nie widział argumentów na istnienie podłoża oceanicznego w Karpatach zewnętrznych.

Zasięg Karpat zewnętrznych w rozumieniu tektonicznym budzi pewne kontrowersje. Wewnętrzną granicą Karpat zewnętrznych (w Polsce – południową) jest ich granica z pienińskim pasem skałkowym. Kontakt ten – na terenie Polski – ma charakter tektoniczny i jest stromo ustawionym uskokiem o wergencji południowej lub północnej. Ma on charakter wielkoskalowej strefy przesuwczej (Birkenmajer, 1985; Pomianowski, 2003). Strome ustawienie warstw w jego pobliżu potwierdzają wyniki głębokich prac wiertniczych (Paul, Poprawa, 1992). Odmienną koncepcję przyjęli Oszczypko, Oszczypko-Clowes (2014), którzy utwory PPS w Małych Pieninach przedstawili jako połogo zalegający tektoniczny nadkład nasunięty na najmłodsze utwory jednostki magurskiej (formacje z Kremnej i złatniańska). Wedle tej koncepcji Karpaty zewnętrzne obejmowałyby też utwory położone na południe od Małych Pienin. Należy przy tym podkreślić, że południowa (wewnętrzna) granica tektoniczna Karpat zewnętrznych nie pokrywa się z granicą basenu Karpat zewnętrznych. Do tego ostatniego zaliczane są zwykle utwory jednostki Grajcarka, które pod względem tektonicznym – ze względu na ich dzisiejszą pozycję – należą już do PPS (zob. podrozdział 6.3.2.2).

Północna granica Karpat zewnętrznych (w sensie tektonicznym) również nie pokrywa się z zasięgiem utworów basenów zewnętrznokarpackich. Generalnie przyjmuje się, że jest nią granica nasunięcia ku północy oderwanych od podłoża i nasuniętych wraz z Karpatami płaszczowin, obejmujących też utwory mioceńskie osadzone pierwotnie w zapadlisku przedkarpackim, a następnie wciągnięte tektonicznie w orogen, tj. płaszczowiny stebnickiej (w Polsce występującej tylko w rejonie Przemyśla, ale ciągnącej się w głąb Ukrainy) i płaszczowiny zgłobickiej. Należy jednocześnie zaznaczyć, że wpływ nasuwających się Karpat na ich przedpole nie kończy się na tych płaszczowinach. Efektem nasuwania się Karpat są też liczne struktury typu zrębów i rowów tektonicznych (zrąb Tenczynka, rów krzeszowicki), niekiedy położone daleko na przedpolu Karpat (zrąb Ryszkowej Woli; Nescieruk i in., 2007), jednak te struktury i deformacje nie mają charakteru orogenicznego. Osobnym problemem jest granica wgłębna Karpat. Najgłębszym otworem, który przewiercił sukcesje osadowe Karpat, jest Kuźmina 1 (Malata, Żytko, 2006), położony na terenie jednostki skolskiej, ok. 23 km od jej nasunięcia na jednostkę stebnicką. Spąg nasuniętej jednostki skolskiej osiągnięto na głębokości 6885 m p.p.t., zaś spąg mioceńskiej jednostki stebnickiej na głębokości 7062 m p.p.t. Pewne wnioski na temat przebiegu spągu nasunięcia Karpat zewnętrznych można wysnuć na podstawie badań magnetotellurycznych (Ryłko, Tomaś, 1999), które dają obraz tzw. podłoża skonsolidowanego, interpretowanego jako krystaliczne podłoże Karpat. Tomaś (2003) uznał, że powierzchnia nasunięcia karpackiego wykazuje silne związki z tektoniką podłoża skonsolidowanego Karpat i wydzielił w jej obrębie 3 sektory: zachodni (po linię Kraków–Rabka), gdzie spąg nasunięcia przebiega najpłycej (do 4 km) i wykazuje największe nieregularności; środkowy (między Rabką a Jasłem) o średniej nieregularności i głębszym położeniu powierzchni nasunięcia (maksymalnie ponad 6 km) oraz wschodni (na wschód od Jasła) o najbardziej regularnym przebiegu izolinii spągu nasunięcia, największych głębokościach położenia powierzchni nasunięcia (maksymalnie ponad 8 km) i największym gradiencie nachylenia tej powierzchni.

6.6.2.2. Deformacje syndepozycyjne w basenach Karpat zewnętrznych

Osady deponowane w basenach Karpat zewnętrznych podlegały synsedymentacyjnym deformacjom tektonicznym. Dowodem na tektoniczne wynoszenie poszczególnych części basenów i wynikającą z tego erozję są redeponowane bloki starszych utworów w obrębie utworów młodszych. Występują one najczęściej w osadach turonu (Cieszkowski i in., 2009b), dolnego oligocenu i dolnego miocenu. Również wyniki badań strukturalnych (Świerczewska, Tokarski, 1998; Strzelecki, Świerczewska, 2023) wskazują na synsedymentacyjne deformacje w eocenie i oligocenie (wstęgi deformacyjne).

Dla początkowego etapu rozwoju basenów Karpat zewnętrznych (późna jura, przełom jury i kredy) przyjmuje się, na podstawie zmian facjalnych, istnienie rowów rozdzielonych zrębami (Nowak, 1973), co sugeruje synryftowy układ topografii będący efektem późnojurajskiego ryftowania i ekstensji (Poprawa i in., 2002; Oszczypko, 2006a). We wczesnej kredzie za dominujący czynnik kontrolujący baseny uznano (Poprawa i in., 2002) powolną, postryftową subsydencję termiczną, skutkującą obniżaniem tempa sedymentacji i dostawy materiału klastycznego. W turonie i kampanie następuje gwałtowny wzrost tempa sedymentacji połączony z lokalnym wzrostem wapnistości osadów (sukcesja skolska), co można interpretować jako efekt tektonicznego wynoszenia części basenów i ich obszarów źródłowych (Poprawa i in., 2002). Sedymentacja głębokomorskiej serii osadowej w późnej kredzie o miąższości lokalnie nawet kilku tysięcy metrów (sukcesja śląska, warstwy godulskie i istebniańskie) bez wyraźnej zmiany środowiska sedymentacji (dno basenu pozostaje cały czas poniżej lokalnej głębokości kompensacji węglanu wapnia) wyraźnie wskazuje na gwałtowną subsydencję części basenu. Interpretować to można jako efekt kompresyjnego wynoszenia obszarów źródłowych (kordyliera śląska) połączonego z szybką subsydencją na przedpolu nasunięć, w basenie przedgórskim (basen śląski). Kompresja turońska koreluje się z ruchami nasuwczymi i fałdowymi w Karpatach centralnych. Od paleogenu (późny paleocen) we wszystkich basenach poza magurskim, następuje nawrót subsydencji, pogłębianie basenów i zanik aktywności źródeł materiału detrytycznego, co można uznać za przejaw fleksuralnego uginania płyty podłoża na przedpolu pryzmy akrecyjnej, a baseny śląski i skolski za „wygłodniałe" baseny przedgórskie (Poprawa i in., 2002). Jednocześnie od wczesnego eocenu zaczyna się gwałtowna dostawa materiału klastycznego do basenu magurskiego od południa, połączona z migracją facji klastycznych ku północy, co wskazuje na kolejny etap rozwoju pryzmy akrecyjnej. Koreluje się to dobrze z deformacjami synsedymentacyjnymi stwierdzonymi w osadach jednostki magurskiej (Świerczewska, Tokarski, 1998).

Na przełomie eocenu i oligocenu dokonała się zasadnicza przebudowa basenów Karpat zewnętrznych. Wszystkie baseny uległy gwałtownemu wynoszeniu tektonicznemu i spłyceniu, co doprowadziło do ograniczenia cyrkulacji prądów oceanicznych i powstania na ich dnie warunków anoksycznych, a jednocześnie do wzrostu tempa sedymentacji spowodowanego wynurzeniem obszarów źródłowych. Prawdopodobnie ugięcie płyty przedpola wywołane kompresją spowodowało gwałtowny wzrost subsydencji, nierekompensowany przez bardzo wysokie tempo sedymentacji. Końcowym etapem rozwoju basenów Karpat zewnętrznych były zbiorniki o charakterze tzw. basenów niesionych (lub nadnasuwczych; ang. *piggy-back* lub *thrust-top basins*), zaznaczające się głównie w wewnętrznych częściach nasuwających się jednostek tektonicznych. Najmłodsze osady niektórych basenów zawierają redeponowany materiał detrytyczny, najczęściej pochodzący z wyniesionych i erodowanych części nasuwających się od południa, bardziej wewnętrznych jednostek (Szymakowska, 1976).

6.6.2.3. Datowanie procesów orogenicznych

Główny etap deformacji osadów basenów Karpat zewnętrznych (fałdowanie i nasuwanie płaszczowin) przypada zasadniczo na miocen. Początek tej deformacji wyznaczają najmłodsze osady występujące w profilach sukcesji basenowych. Miejscami zawierają one fragmenty starszych osadów w formie olistolitów, świadczących o jednoczesnym wyniesieniu i erodowaniu części osadów Karpat zewnętrznych i osadzaniu ich w basenach resztkowych. Takie osady występują najczęściej u czoła nasunięć płaszczowinowych, w wewnętrznych częściach jednostek tektonicznych, dokumentując początkowe fazy procesu nasunięć. Przykładem mogą tu być olistolity margli węglowieckich, występujące w warstwach krośnieńskich górnych w Nawsiu i Różance k. Strzyżowa (jednostka skolska, Szymakowska, 1981), ale również olistolity diatomitów z Leszczawki w bardziej centralnej części tej jednostki (Kotlarczyk, Krawczyk, 1988), a także wielkie olistolity osadów z basenu magurskiego w jednostce śląskiej (tzw. płaty magurskie – Szymakowska, 1966, „półwyspy" Łużnej i Harklowej). Początek tych ruchów można datować (zwłaszcza w jednostce skolskiej) na wczesny miocen (karpat). Doszło wówczas do powstania regionalnych fałdów i nasunięć, o czym świadczą środkowomioceńskie (dolny baden) osady leżące niezgodnie na sfałdowanych i zerodowanych osadach Karpat zewnętrznych. Wyniesione utwory Karpat ulegały gwałtownej erozji, której przejawem są utwory wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego, rozpoczynające się wczesnomioceńskimi olistostromami z licznym materiałem fliszowym, nawiercone pod Karpatami w rejonie Suchej Beskidzkiej (Ślączka, 1977). Z początkiem miocenu środkowego (wczesny baden) doszło do kolapsu orogenicznego spowodowanego spiętrzeniem stosu płaszczowin i obciążeniem płyty przedpola. Na skutek ruchów obniżających morze

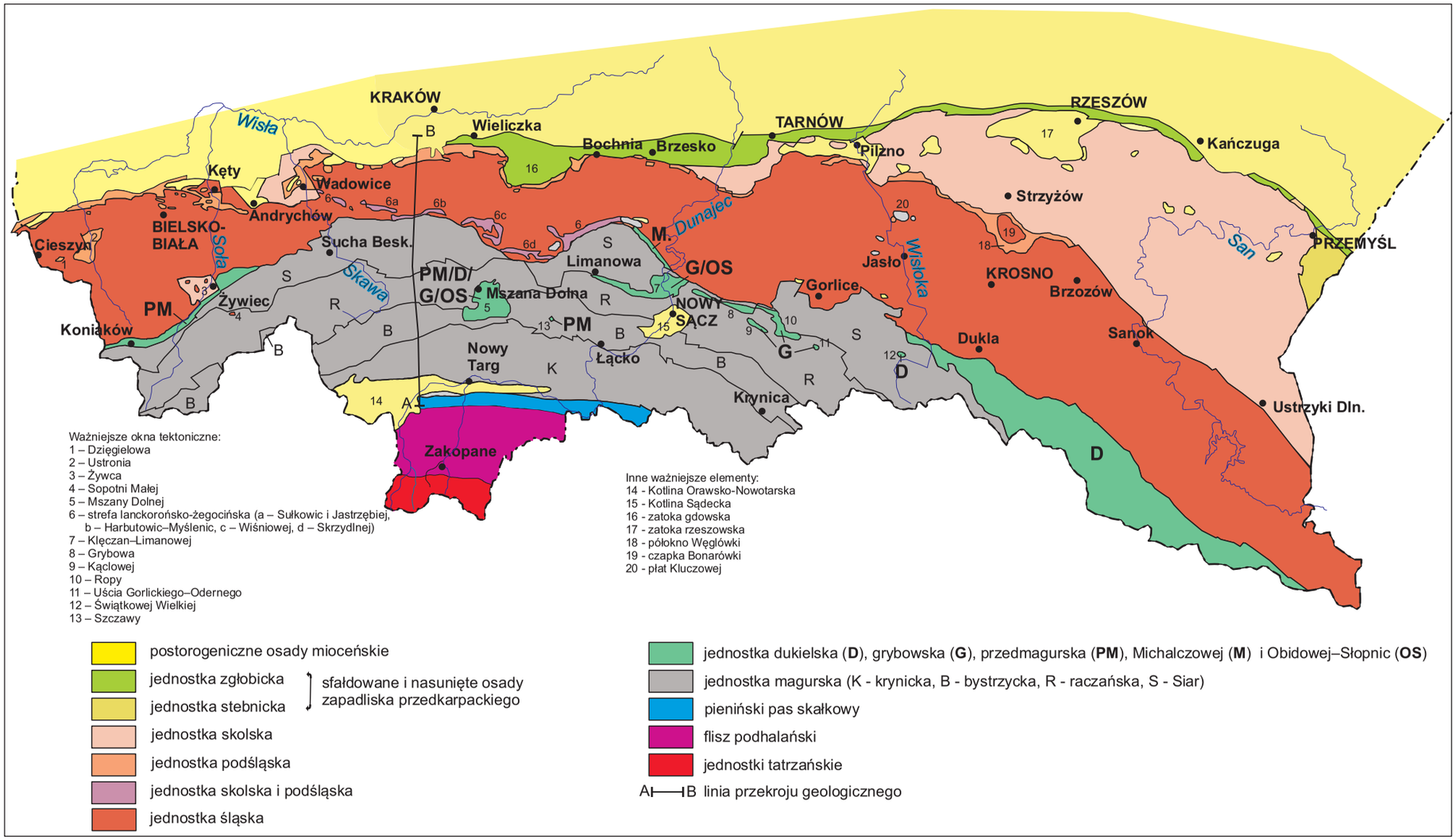


FIG. 48. Główne elementy strukturalne polskich Karpat zewnętrznych

ponownie wkroczyło na obszar sfałdowanych i częściowo zerodowanych Karpat zewnętrznych, tworząc nieciągłą pokrywę osadów transgresywnych. Rozpoczynają je osady klastyczne (Cieszkowski i in., 1977; Rajchel, Uchman, 2001), przykryte osadami węglanowymi i chemicznymi, świadczącymi o warunkach płytkomorskich. Wyżej dominują utwory ilaste (warstwy chodenickie, grabowieckie, iły krakowieckie) osiągające w tzw. zatoce rzeszowskiej do 1000 m miąższości. Morskie lub brakiczne osady miocenu transgresywnego zachowały się najczęściej w północno-wschodniej części Karpat zewnętrznych (jednostka skolska), choć występują też na jednostce śląskiej (Iwkowa), podśląskiej (Żegocina) i magurskiej (basen nowosądecki). W tym ostatnim przypadku występuje przejście od osadów lądowych (formacja z Biegonic), poprzez osady brakiczne do osadów morskich (Oszczypko-Clowes i in., 2009), co wskazuje na długotrwałą tendencję do obniżania w tej strefie, powodującą powstanie zapadliska śródgórskiego, do którego w końcu wkroczyło morze (baden–sarmat). Sedymentację mioceńskich osadów transgresywnych na Karpatach przerwała dopiero kolejna faza deformacji tektonicznych, prawdopodobnie w panonie. Spowodowała ona dalsze nasuwanie Karpat ku północy i północnemu wschodowi (na odległość minimum kilkudziesięciu kilometrów), odkłucie od podłoża i pchnięcie przed czołem Karpat części utworów mioceńskich (płaszczowiny zgłobicka i stebnicka), w tym też tych pochodzących z erozji Karpat (jednostka andrychowska; Wójcik i in., 1999, zob. też rozdz. 6.10), niewielkie deformacje mioceńskich osadów transgresywnych (Uroda, 2020) oraz powstanie drugorzędnych struktur fałdowych, skośnych do przebiegu fałdów regionalnych (Aleksandrowski, 1985, 1989; Szczęsny, 2003). Prawdopodobna była również ograniczona reaktywacja stref nasunięć w reżimie przesuwczym. Powstały wówczas również modyfikacje przebiegu linii nasunięcia Karpat, na skutek zróżnicowania podłoża, na które nasuwały się Karpaty i istnienia mas oporowych w postaci odkłutych utworów mioceńskich (sigmoida przemyska, zatoka gdowska).

Sarmacko-panoński etap nasuwania i wynoszenia Karpat spowodował kolejny etap erozji, która usunęła większość osadów miocenu transgresywnego oraz doprowadziła do depozycji na przedpolu nasuwających się Karpat kolejnych sekwencji osadów z materiałem pochodzącym z wypełnienia basenu Karpat zewnętrznych (warstwy z Gdowa; Wójcik i in., 2021). W miocenie-pliocenie w wewnętrznej części nasuniętych Karpat na skutek ruchów przesuwczych wzdłuż PPS powstało kolejne zapadlisko śródgórskie (basen orawsko-nowotarski), prawdopodobnie o charakterze basenu z rozrywania/nadprzesuwczego (ang. *pull-apart/strike-slip basin*; Pomianowski, 2003; Jankowski, 2015; Tokarski i in., 2016; Ludwiniak i in., 2019). Wypełnione jest ono osadami lądowymi o miąższości przekraczającej 1300 m.

Nieco odmiennie historię deformacji Karpat zewnętrznych ujęli Decker i in. (1997). W pierwszym etapie przyjęli oni nasunięcia ku NNW obejmujące całe Karpaty. Następnie nasunięcia zostały reaktywowane jako uskoki normalne w warunkach ekstensyjnych (ekstensja o kierunku SW–NE), w wyniku czego powstały powierzchnie uskokowe zapadające ku NW. Powstałe w pierwszym etapie kompresyjnym nasunięcia i fałdy zostały następnie przefałdowane podczas skracania skierowanego ku NE. Szereg nasunięć został reaktywowany jako lewoskrętne uskoki przesuwcze. Wzdłuż tych uskoków powstawały konwergentne dupleksy przesuwcze, tworzące obecnie okna tektoniczne. Dalej na wschód kompresja ku NE skutkowała powstaniem nasunięć pozasekwencyjnych. Ostatnim etapem była ekstensja o kierunku NE–SW, w wyniku której powstały rowy o kierunku NW–SE tnące starsze nasunięcia i uskoki przesuwcze.

Całkowite skrócenie orogeniczne wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych może sięgać 500 km (Gągała i in., 2012).

Badania paleomagnetyczne wskazują, że podczas ruchów nasuwczych zachodnie Karpaty zewnętrzne uległy lewoskrętnej rotacji o ok. 50° w stosunku do pierwotnego położenia i o ok. 60° w stosunku do stabilnej Europy (Márton i in., 2009, 2016; Márton, 2020). Rotacja ta miała miejsce pomiędzy 18 mln lat temu (wiek wykazujących rotację andezytów przebijających Karpaty) a 12 mln lat temu (wiek niewykazujących rotacji osadów mioceńskich na Karpatach i najmłodszych andezytów). Lewoskrętną rotację wykazują również mioceńsko-plioceńskie osady Kotliny Orawsko-Nowotarskiej, ale jest ona wiązana z aktywnością stref uskokowych (Baumgart-Kotarba i in., 2004; Tokarski i in., 2016), a nie z generalną rotacją Karpat Zachodnich.

Istotne dane na temat głębokości pogrzebania i czasu ekshumacji płaszczowin Karpat zewnętrznych przynoszą badania termochronometryczne. Andreucci i in. (2013) stwierdzili, że po depozycji utwory jednostek wewnętrznych (tzn. magurskiej, dukielskiej i najbardziej wewnętrznych stref jednostki śląskiej) zostały podgrzane do 60–120°C, co odpowiada pogrążeniu na głębokość 4–9 km, a utwory jednostek zewnętrznych (zewnętrzna część jednostki śląskiej i jednostka skolska) maksymalnie do 60°C, co odpowiada ok. 4 km pogrzebania. Ekshumacja postępowała stopniowo z zachodu na wschód: od 25–10 mln lat na zachodzie po 15–5 mln lat na wschodzie. Mechanizm ekshumacji był różny w zachodniej i wschodniej części polskich Karpat: na zachodzie główną przyczyną ekshumacji były procesy nasunięciowe, na wschodzie zaś główną przyczyną była erozja. Na podstawie wyników badań trakowych, duży wpływ na budowę geologiczną Karpat zewnętrznych przypisano post-nasunięciowemu kolapsowi postorogenicznemu (Mazzoli i in., 2010).

Po mioceńskim etapie kompresyjnym, w pliocenie i czwartorzędzie miały miejsce tzw. ruchy neotektoniczne (Rączkowski i in., 1984, 1985; Zuchiewicz, 1995, 1998, 2009, 2010; Zuchiewicz i in., 2009). Są to głównie (choć nie tylko) ruchy pionowe, które przejawiają się w zróżnicowanej wysokości jednowiekowych tarasów rzecznych i ich cokołów skalnych (Wójcik, 1988), wzmożonej akumulacji w strefach obniżanych zapadlisk śródgórskich oraz obecności uskoków normalnych (Tokarski, 1978; Zuchiewicz i in., 2011), zapewne związanych z czwartorzędową aktywnością sejsmiczną. Strefy współcześnie wynoszone tworzą stosunkowo wąskie i bardzo długie pasy układające się najczęściej równolegle do nasunięć i osi fałdów.

Współczesne trzęsienia ziemi, związane również z aktywnością tektoniczną Karpat, występują najczęściej w południowej części polskich Karpat zewnętrznych (Guterch, Kozák, 2015). Podobną sejsmiczną genezę mogą mieć również spękania żwirów i występującego między nimi drobnoziarnistego matriks (Tokarski i in., 2007). Odnotowano również czwartorzędowe uskoki oraz powiązane z nimi deformacje plastyczne, związane z izostatycznym odprężeniem po ustąpieniu lądolodu i reaktywacją wcześniejszych spękań w podłożu (Wójcik, 1999, 2003). Natomiast o obecności naprężeń poziomych świadczy występowanie struktur typu breakout (Jarosiński, 1999, 2005), które pokazują współczesną oś największych naprężeń. Dla Karpat zewnętrznych kierunek osi maksymalnych naprężeń poziomych zorientowany jest SSW–NNE lub SW–NE i różni się od kierunku w podłożu Karpat (S–N). Również różnice w wysokości tarasów rzecznych i miąższości osadów rzecznych interpretowane były jako przejawy reaktywacji nasunięć (Wójcik, 1988). Potwierdzają to wyniki badań współczesnej orientacji i wielkości naprężeń w otworach wiertniczych (Jarosiński i in., 2024). Sugerują one współczesne przefałdowania i reaktywację nasunięć na płytszych poziomach strukturalnych, przy braku ruchu w obrębie nasunięcia karpackiego. Wskazuje to na naskórkową, kompresyjną reaktywację pryzmy akrecyjnej i przeczy hipotezie ekstensyjnego zapadnięcia się (czyli kolapsu post-orogenicznego) Karpat (Mazzoli i in., 2010; Jankowski, 2015).

6.6.2.4. Podział tektoniczny Karpat zewnętrznych

Od początku XX w. wyróżnia się w obrębie Karpat zewnętrznych odrębne jednostki strukturalne o charakterze płaszczowin. W polskiej literaturze geologicznej najczęściej cytowany jest podział Nowaka (1927) na trzy grupy płaszczowin: brzeżną, średnią i magurską. W skład pierwszej z nich wchodzą płaszczowiny zbudowane z utworów mioceńskich (zgłobicka, stebnicka, zob. też rozdz. 6.10). Grupa średnia obejmuje zaś płaszczowiny: skolską, podśląską, śląską, dukielską i niewielkie jednostki przedmagurskie, występujące pod różnymi nazwami w różnych częściach polskich Karpat (fig. 48).

Podział Karpat na jednostki strukturalne wyższego rzędu (poszczególne płaszczowiny) opiera się na dość niejasnych kryteriach. Granice płaszczowin stawia się zwykle w miejscu, gdzie kontaktują ze sobą łuski o odmiennym profilu stratygraficznym. Problemy zaczynają się, gdy dany element tektoniczny (okno tektoniczne, łuska) nie zawiera wydzieleń charakterystycznych dla którejś z sukcesji, a jedynie facje rozpowszechnione w różnych jednostkach tektonicznych (np. warstwy krośnieńskie).

O ile granice płaszczowin zwykle stawia się na powierzchniach nasunięć, to głównym kryterium decydującym o zaliczeniu danej łuski do konkretnej płaszczowiny jest najczęściej kryterium litologiczne, czyli pierwotne położenie budujących ją osadów w konkretnej strefie basenu. Problem ten w mniejszym stopniu dotyczy dwóch największych jednostek, które ciągną się wzdłuż całej polskiej części Karpat zewnętrznych: śląskiej i magurskiej. W przypadku mniejszych jednostek, jak skolska i dukielska, zalicza się do nich najczęściej te łuski, które mają profil stratygraficzny podobny do osadów sukcesji skolskiej i dukielskiej, nawet gdy ewidentnie nie tworzą ciągłości z główną masą danej jednostki. Jeszcze inny problem dotyczy jednostki podśląskiej. W zachodniej części polskich Karpat zalicza się do niej niemal wszystko, co powstało w basenie Karpat zewnętrznych i znajduje się między nasunięciem Karpat a nasunięciem jednostki śląskiej *sensu lato*. Na wschodzie natomiast włącza się w jej obręb tylko wąskie, silnie stektonizowane elementy o specyficznej marglisto-ilastej litologii utworów górnej kredy–paleogenu, położone pomiędzy płaszczowiną śląską a skolską. W efekcie na zachodzie za podśląskie uważa się te litosomy (Książkiewicz, 1972), które dalej na wschód są zaliczane do płasz-

czowiny skolskiej. Osady odsłaniające się w oknach tektonicznych Żywca, Wiśniowej, Skrzydlnej czy w strefie lanckorońsko-żegocińskiej, uważane za należące do jednostki podśląskiej, to w większości osady basenu skolskiego, z typowymi dla niego facjami (Badakowa i in., 1973; Burtan, 1978). Wydaje się, że przynależność tych elementów tektonicznych wymaga rewizji.

Przedstawiony poniżej opis jednostek tektonicznych jest wynikiem kompilacji wielu źródeł, w dużej części o charakterze kartograficznym. Użyte w tekście nazwy elementów tektonicznych wywodzą się z literatury geologicznej. W niektórych przypadkach zasygnalizowano kontrowersje dotyczące pewnych idei czy przynależności niektórych elementów tektonicznych. Krytyka niektórych koncepcji, w przypadkach, w których nie podano cytowań literatury, jest subiektywnym zdaniem autora.

Jednostka skolska

Najbardziej zewnętrzną z jednostek grupy średniej jest płaszczowina skolska. Zajmuje ona zwarty obszar w północno-wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych, między Pilznem, Przemyślem i Ustrzykami Dolnymi oraz odizolowany od niego fragment na południowy zachód od Tarnowa. Nasunięta jest na sfałdowane utwory miocenu zapadliska (jednostki zgłobicka i stebnicka). Na nią z kolei nasuwa się jednostka podśląska lub śląska. Osady analogiczne do profilu serii skolskiej (niekiedy wprost zaliczane do tektonicznej jednostki skolskiej) są opisywane z wielu innych, zwykle bardzo odległych lokalizacji (fig. 48), tradycyjnie zaliczanych do jednostki podśląskiej (facje podśląskie również w niektórych z nich występują). Są to:

- strefa lanckorońsko-żegocińska (fig. 49; linijna strefa tektoniczna, wzdłuż której spod jednostki śląskiej na przedpolu nasunięcia jednostki magurskiej ukazują się w oknach tektonicznych utwory jednostek bardziej zewnętrznych);
- powiązane ze strefą lanckorońsko-żegocińską okna tektoniczne Skrzydlnej i Wiśniowej, ukazujące się pod jednostką śląską;
- tzw. flisz zewnętrzny na północ od Wadowic, pomiędzy dolinami Skawy i Wieprzówki (na zewnątrz od jednostki śląskiej);
- okno tektoniczne Żywca, ukazujące się spod utworów jednostki śląskiej, przedmagurskiej i magurskiej (a więc w podobnej sytuacji jak strefa lanckorońsko-żegocińska).

Wszystkie te lokalizacje można uznać za stektonizowane fragmenty basenu skolskiego (rejon Wadowic odpowiada wprost klasycznej pozycji jednostki skolskiej).

Główna część jednostki skolskiej (na wschód od Wisłoki) charakteryzuje się wyniesioną częścią zewnętrzną, zbudowaną głównie z utworów kredowych oraz częścią wewnętrzną, w której dominują na powierzchni osady oligocenu–miocenu. W części zachodniej płaszczowiny występują złuskowane antykliny, na których zapleczu utworzyły się szerokopromienne, słabo zaburzone synkliny. W rejonie na zachód od Strzyżowa osie fałdów w południowej części płaszczowiny skolskiej zanurzają się, tworząc szeroką strefę synklinalną wypełnioną warstwami krośnieńskimi, nazywaną depresją strzyżowską. Dalej ku wschodowi strefy osiowe fałdów stają się bardziej wynurzone, wzrasta też liczba złuskowań. Stopień deformacji wzrasta ku wschodowi, łuski są węższe i stromiej ustawione, północne skrzydła antyklin i południowe skrzydła synklin ulegają roztarciu tektonicznemu i redukcji. Wiąże się to z istnieniem sigmoidy przemyskiej – wyraźnej zmiany przebiegu nasunięcia jednostki skolskiej z WNW–ESE na południkowy. Jednostka skolska na skutek tego zmniejsza swoją szerokość o blisko 20 km. Na zachód od sigmoidy nasuwające się masy jednostki skolskiej napotkały mniejszy opór i nasunęły się dalej ku NE. Na skutek istnienia na wschód od sigmoidy masy jednostki stebnickiej, ruch nasuwczy płaszczowiny skolskiej w części wschodniej został zahamowany, osie fałdów uległy wygięciu do kierunku południkowego, a poszczególne łuski uległy ściśnięciu, zestromieniu i redukcji. Na wschód od sigmoidy osie fałdów po kolejnym skręcie wracają do przebiegu WNW–ESE, a płaszczowina skolska w zwężonej i ściśniętej formie kontynuuje się dalej na wschód.

W obrębie brzeżnej części płaszczowiny skolskiej na południe od Przemyśla dwie najbardziej zewnętrzne łuski: Koniuszy i Kniażyc, wyróżniają się odmiennym profilem litostratygraficznym, gdyż obejmują one osady brzeżnej części basenu skolskiego ze specyficznymi facjami paleogenu (margle pasieczniańskie, warstwy popielskie). Ta odmienność litologiczna stała się podstawą do zaliczenia ich przez Kotlarczyka i in. (2006) do jednostki borysławsko-pokuckiej. Jednostka ta znana jest z Karpat ukraińskich i obejmuje osady brzeżnej części basenu skolskiego, przykryte i wspólnie sfałdowane z transgresywną pokrywą mioceńską. Najbliższe wystąpienia tej jednostki znajdują się głęboko w wierceniach ok. 20 km od polskiej granicy. Takie przyporządkowanie tektoniczne opiera się na powszechnie stosowanym w Karpatach zewnętrznych wyznaczaniu zasięgu płaszczowin na podstawie kryteriów litologicznych. W tym przypadku jednak większość profilu pozostaje taka sama jak w płaszczowinie skolskiej. Brak również jakichkolwiek dowodów na to, że nasunięcie łuski Gruszowa–Prałkowiec na łuskę Koniuszy ma większą skalę niż nasunięcia sąsiednich łusek i stanowi w związku z tym nasunięcie jednej płaszczowiny na drugą.

Pewne wątpliwości budzi także wewnętrzna (południowo-zachodnia) granica jednostki skolskiej. Na całym przebiegu tej granicy jest nią nasunięcie jednostki podśląskiej (lub tam, gdzie nie zaznacza się jej odrębność, nasunięcie jednostki śląskiej). Ostatnie wystąpienia odrębnej tektonicznie jednostki podśląskiej są znane z przełomu Sanu przez Góry Słonne. Dalej na wschód nasunięcie jednostki śląskiej na skolską jest bardzo strome (ok. 60°) i ma częściowo charakter uskoku przesuwczego, o czym świadczą odchodzące od nasunięcia skośne brachyfałdy (związane ze strukturą końskiego ogona). W rejonie Ustrzyk Dolnych nasunięcie to zanika w obrębie północnego skrzydła i strefy osiowej antykliny Ustianowej–Równi–Rabego, przechodząc na odcinku kilkunastu kilometrów od nasunięcia/uskoku podłużnego w asymetryczny fałd o złuskowanym północnym skrzydle, a następnie stopniowo w symetryczną antyklinę bez śladów nasunięć. W związku z tym, południowa granica jednostki skolskiej w rejonie Ustrzyk Dolnych nie ma charakteru nasunięcia. Żytko (1968) wyróżnia w tej strefie antyklinorium skolskie i centralne synklinorium (przedłużenie jednostki śląskiej, zwane przez geologów ukraińskich „zoną Krosno"), a pomiędzy nimi strefę przejściową, obejmującą elementy tektoniczne o rozwoju facjalnym kredy–dolnego paleogenu zbliżonym do sukcesji podśląskiej. W takim podziale nasunięcie jednostki śląskiej na skolską i jego przedłużenie pokrywałoby się z granicą centralnego synklinorium i strefy przejściowej, północną granicą strefy przejściowej byłoby zaś złuskowanie w obrębie północnego skrzydła antykliny Łodyny-Wsi. Warto zaznaczyć, że na wschód od Brzozowa granice facjalne nie pokrywają się z granicami tektonicznymi (przebiegają skośnie w stosunku do nich): brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej jest wykształcone w facjach podśląskich, natomiast wzdłuż osi antykliny Wańkowej-wsi–Łodyny-wsi następuje przejście od facji skolskich w facje podśląskie.

Jednostka skolska jest w wielu miejscach przykryta niezgodnie osadami mioceńskimi transgresywnymi. Największe płaty koncentrują się u jej czoła, w rejonie Ropczyc (Broniszów), Rzeszowa (zatoka rzeszowska) i Kańczugi (zatoka Łopuszki), choć sięgają też znacznie dalej w głąb Karpat (okolice Dubiecka).

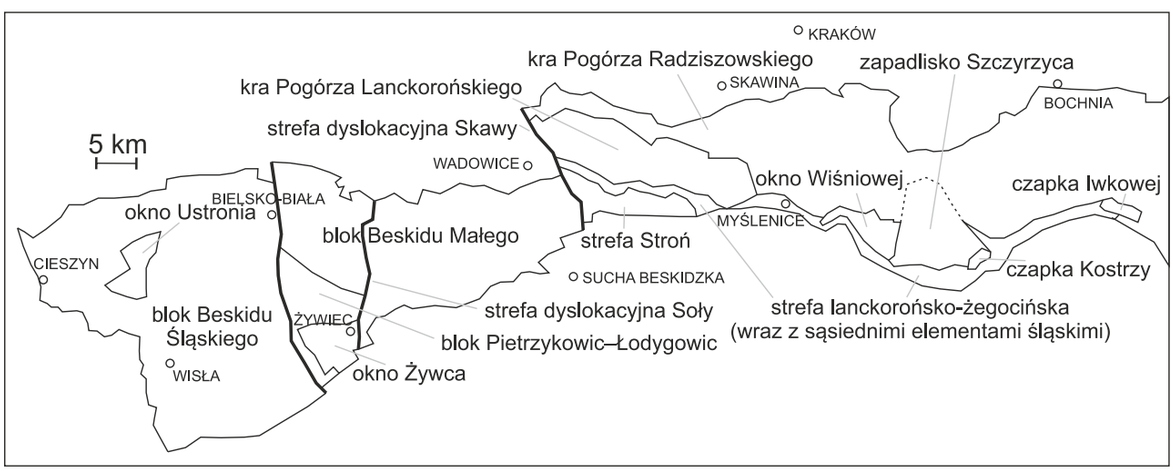


FIG. 49. Główne elementy strukturalne zachodniej części jednostki śląskiej

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

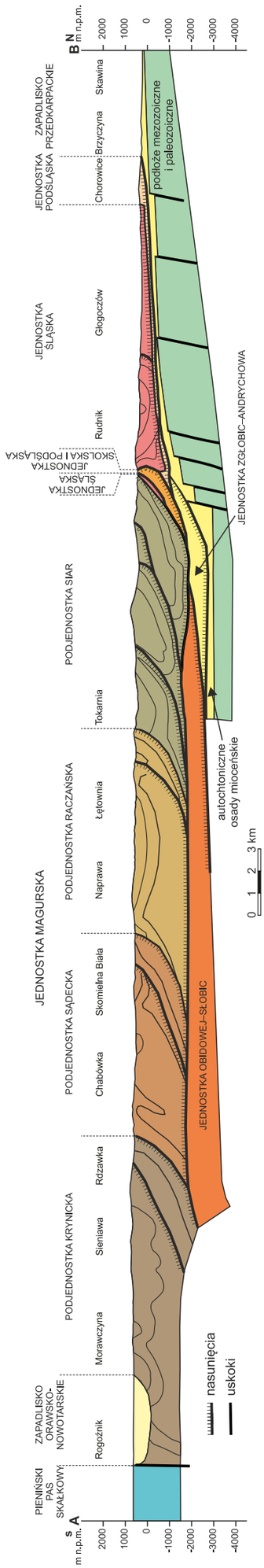


FIG. 50. Przekrój geologiczny przez Karpaty zewnętrzne na południku Krakowa

Jednostka podśląska

Jednostka podśląska jest najmniejszą z głównych jednostek tektonicznych Karpat. Ciągnie się wąskim i nieciągłym pasem u czoła płaszczowiny śląskiej (fig. 48) oraz wynurza się spod jednostki śląskiej w oknach tektonicznych (okno Ustronia, Żywca, strefa lanckorońsko-żegocińska). Wyróżniana jest też w wielu otworach wiertniczych w zachodniej części Karpat jako najniższy element nasunięcia karpackiego. Ze względu na łupkowo-marglisty charakter osadów górnej kredy–paleogenu jej utwory są często silnie stektonizowane i pełnią rolę smaru tektonicznego dla nasuwających się mas płaszczowiny śląskiej.

Zasięg jednostki podśląskiej jest stopniowo ograniczany. Część osadów występujących u czoła Karpat w rejonie Kęt–Andrychowa została uznana za dolnomioceńskie osady (często o pstrych barwach) pochodzące z erozji osadów Karpat (Wójcik i in., 1999), analogiczne do tych nawierconych pod Karpatami w rejonie Suchej Beskidzkiej (formacja z Zawoi – otwory wiertnicze Zawoja 1, Sucha IG 1). Bardzo prawdopodobne jest, że zasięg tego typu osadów jest znacznie większy, zarówno na powierzchni, jak i w profilach otworów wiertniczych. Z kolei osady występujące w oknach tektonicznych (okno Żywca, częściowo strefa lanckorońsko-żegocińska) pod względem facjalnym okazały się być częścią sukcesji skolskiej. W efekcie tego płaszczowina podśląska w niektórych strefach nie występuje niemal wcale. Istnieją jednak obszary, gdzie obejmuje nawet kilka łusek o niebudzącym wątpliwości profilu sukcesji podśląskiej. Taka sytuacja panuje np. na południe od Krakowa czy na południe i południowy wschód od Pilzna.

Generalnie w części zachodniej polskich Karpat stanowi ona często (choć nie zawsze) najniższą jednostkę nasuwających się Karpat zewnętrznych. Od okolic Brzeska na wschód występuje zwykle w postaci wąskiego, silnie zaburzonego pasa pomiędzy płaszczowiną śląską a skolską. Największe rozprzestrzenienie ma na północ od Krosna. Brzeg nasunięcia jednostki śląskiej cofa się tam ku południowi, a na jego przedpolu występuje duża czapka tektoniczna Bonarówki. Szeroki pas pomiędzy nasunięciem a czapką Bonarówki (oraz wąską strefę na zewnątrz od czapki) zajmuje płaszczowina podśląska, tworząc strukturę nazywaną półoknem tektonicznym Węglówki (fig. 48). Na wschód od półokna Węglówki odrębna tektonicznie jednostka podśląska szybko zanika, a facje podśląskie występują w brzeżnym spiętrzeniu jednostki śląskiej.

Skałki andrychowskie

Z jednostką podśląską były łączone tzw. skałki andrychowskie – występujące w rejonie Andrychowa na odcinku kilku kilometrów w spągu nasunięcia jednostki śląskiej duże (do kilkuset metrów długości) bloki jurajskich, kredowych i paleogeńskich skał węglanowych oraz granitognejsów i mylonitów. Pierwotnie (Książkiewicz, 1965) skały te były interpretowane jako porwaki tektoniczne z grzbietu rozdzielającego basen śląski od podśląskiego (tzw. kordyliera Baška–Inwałd). Z czasem zaczęto je uważać za wielkie olistolity, początkowo w warstwach krośnieńskich (Koszarski, 1985), później w osadach mioceńskich zapadliska. Znaleziska dużych bloków egzotykowych w blisko występujących dolnomioceńskich osadach tzw. jednostki andrychowskiej (jednostka miocenu sfałdowanego u czoła Karpat; Wójcik i in., 1999) zdają się potwierdzać tezę o przynależności bloków do basenu zapadliska przedkarpackiego. Ich źródło pozostaje nieznane (istnieją częściowe analogie z mezozoikiem przedpola Karpat), ale teza o związku skałek z płaszczowiną podśląską wydaje się skutecznie obalona, co ma zasadnicze znaczenie dla wszelkich rekonstrukcji paleogeograficznych.

Jednostka śląska

Jest to płaszczowina występująca (jako jedyna) wzdłuż całej polskiej części łuku Karpat zewnętrznych. Na całym obszarze charakteryzuje się bardzo podobnym profilem litologicznym. Nasuwa się na płaszczowinę podśląską, skolską lub bezpośrednio na sfałdowane utwory zapadliska przedkarpackiego. Na nią z kolei nasuwa się jednostka przedmagurska (rejon Koniakowa–Żywca, być może aż do Suchej Beskidzkiej), magurska, Michalczowej (lokalnie na zachód od Dunajca) lub dukielska (na wschód od Wisłoki). Warto zaznaczyć, że ta płaszczowina jest elementem pchanym przed czołem nasuwających się od południa wyższych jednostek (fig. 50). Brak jej (lub występuje tylko w formie szczątkowej) w wielu głębokich otworach przebijających płaszczowinę magurską, nawet w tych, które są położone bardzo blisko strefy nasunięcia (Sucha IG 1). Styl tektoniki tej płaszczowiny jest bardzo zmienny. Na zachodzie, gdzie podłoże, na które nasuwały się Karpaty, jest położone znacznie płycej, jednostka ta ma budowę blokową, pociętą dużymi uskokami, a na powierzchni odsłaniają się głównie utwory kredowe. Ku wschodowi utwory tej jednostki zaczynają układać się w regularne, niekiedy złuskowane fałdy, ciągnące się przez dziesiątki kilometrów. Od południka Jasła osie tych fałdów zaczynają się zanurzać i na powierzchni ukazują się głównie najmłodsze

warstwy krośnieńskie. Jednostka śląska jest tam określana jako centralne synklinorium karpackie lub centralna depresja karpacka.

W najbardziej zachodniej części polskich Karpat zewnętrznych płaszczowina śląska dzieli się na dwie mniejsze części – płaszczowinę cieszyńską i godulską. Przyczyną powstania dwóch płaszczowin cząstkowych była różnica w podatności na odkształcenia między wyższą, sztywną, piaskowcową częścią profilu a niższą, bardziej łupkową. Sztywna płaszczowina godulska, zajmująca wyższą pozycję strukturalną, odspoiła się wzdłuż podatnego poziomu łupków wierzowskich i spiętrzyła przed sobą swoje podłoże, tworząc stos ponasuwanych na siebie łusek zbudowanych głównie z warstw cieszyńskich. Płaszczowina godulska, w przeciwieństwie do cieszyńskiej, jest znacznie mniej sfałdowana i zaburzona, ujęta w szerokopromienne fałdy. Odrębność płaszczowiny cieszyńskiej i godulskiej zaznacza się od zachodu jedynie do linii Soły. Jednostka śląska w tym rejonie ma budowę blokową. Na zachód od Soły znajduje się wyniesiony blok Beskidu Śląskiego (fig. 49), zbudowany głównie z utworów kredowych płaszczowiny godulskiej. Jest on obcięty od zachodu strefą uskokową, za którą na północy znajduje się blok Pietrzykowic–Łodygowic, zbudowany na powierzchni głównie z warstw krośnieńskich, na południu natomiast ukazują się łuski płaszczowiny godulskiej, a pod nimi utwory serii skolskiej okna tektonicznego Żywca. Utwory bloku Pietrzykowic–Łodygowic nasunięte są na górnokredowo-paleoceńskie utwory bloku Beskidu Małego, który ciągnie się po dolinę Skawy na wschodzie. Blok ten jest podzielony strefą dyslokacyjną Soły na dwie części. Zaznacza się w nim również podział na dwie części o różnej podatności. Część północna (górnokredowo-paleoceńska) jest ujęta w szerokopromienne, częściowo złuskowane fałdy, a część południową (zbudowaną z osadów młodszego paleogenu) tworzą wąskie, stromo ustawione łuski o zredukowanych tektonicznie częściach profilu. Jest to wynikiem silnego ściśnięcia tej strefy pomiędzy sztywnymi masami górnokredowo-paleoceńskimi jednostki śląskiej a nasuwającymi się jednostkami przedmagurską i magurską. W efekcie doszło do powstania złuskowań i tektonicznego roztarcia w obrębie bardziej podatnych osadów łupkowych.

Blok Beskidu Małego kończy się na wschodzie na strefie dyslokacyjnej Skawy (fig. 49). Na wschód od niej w obrębie jednostki śląskiej można wyróżnić 3 odrębne elementy tektoniczne. Od północy są to: jednostka śląska dolna (kra Pogórza Radziszowskiego), jednostka śląska górna (wygięta w bardzo szerokopromienną synklinę kra Pogórza Lanckorońskiego) oraz strefa Stronia. Na południowej granicy kry Pogórza Lanckorońskiego zaznacza się rozłam o kierunku WNW–ESE, wzdłuż którego spod jednostki śląskiej ukazuje się pas okien tektonicznych (strefa lanckorońsko-żegocińska) z utworami serii skolskiej i podśląskiej. Na okna tektoniczne nasuwa się od południa strefa Stroń zbudowana głównie z warstw krośnieńskich (lokalnie w spągu nasunięcia pojawiają się utwory starsze), będąca przedłużeniem analogicznie zbudowanej strefy z południowej części bloku Beskidu Małego. Niezależne od struktury fałdowej rozdarcie jednostki śląskiej i wyniesienie wzdłuż powstałej dyslokacji jednostek niższych sugeruje młody wiek powstania strefy lanckorońsko-żegocińskiej, w ostatnim większym etapie deformacji Karpat zewnętrznych (panon?).

Ku wschodowi (na północ od Myślenic) kra pogórza Radziszowskiego i kra Pogórza Lanckorońskiego łączą się, zaś strefa Stroń ulega znaczącej redukcji (fig. 49), w związku z czym strefa lanckorońsko-żegocińska dochodzi niemal do nasunięcia jednostki magurskiej na śląską. W obrazie kartograficznym dominują w tej strefie szerokopromienne synkliny o połogo zapadających skrzydłach. Na wschód od Wieliczki brzeg Karpat (a wraz z nim nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską) gwałtownie skręca ku południowi, tworząc poprzeczną do dotychczasowego biegu warstw strukturę analogiczną do sigmoidy przemyskiej. Również tutaj za przyczynę tego skrętu można uznać istnienie na przedpolu nasuwających się Karpat masy oporowej w postaci odkłutej od podłoża mioceńskiej jednostki zgłobickiej, wypełniającej tzw. zatokę gdowską. Zahamowała ona dalsze nasuwanie się Karpat i wymusiła gwałtowny skręt nasunięć. W efekcie tego jednostka śląska na południku Wieliczki zmniejsza swoją szerokość, co skutkuje pojawieniem się licznych złuskowań i nasunięć oraz zastąpieniem połogich synklin przez stromiej ustawione łuski.

Przy południowej granicy jednostki śląskiej, na przedpolu jednostki magurskiej, strefa lanckorońsko-żegocińska (zwykle oddzielona od nasunięcia wąskim pasem wychodni jednostki śląskiej) zwiększa swoją szerokość, tworząc okno tektoniczne Wiśniowej. Od wschodu nasuwa się lewoskrętnie zrotowana i południkowo ustawiona monoklinalna łuska Ciecień–Grodzisko, która ku wschodowi przechodzi w zapadlisko Szczyrzyca, wypełnione warstwami krośnieńskimi. Obydwa te elementy są od południa i wschodu otoczone oknami tektonicznymi strefy lanckorońsko-żegocińskiej. Na utworach tej strefy i południowej części zapadliska Szczyrzyca spoczywa magurska czapka tektoniczna Kostrzy. Łuska Ciecień–Grodzisko wraz z zapadliskiem Szczyrzyca są ostatnim w kierunku wschodnim elementem blokowym w jednostce śląskiej. Dalej na wschód zaczynają dominować regionalne, mniej lub bardziej ciągłe struktury fałdowe, niekiedy złuskowane, rozdzielone szerokimi synklinami wypełnionymi warstwami krośnieńskimi. Jednocześnie strefa lanckorońsko-żegocińska na przedpolu jednostki magurskiej kończy się dość gwałtownie, chowając się pod nasuniętą na jednostkę śląską czapkę tektoniczną Iwkowej (należącą do jednostki magurskiej). Na przedpolu tej czapki na utworach jednostki śląskiej leżą niezgodnie utwory mioceńskie (miocen Iwkowej). Jednocześnie z zakończeniem strefy lanckorońsko-żegocińskiej spod nasunięcia magurskiego wynurza się niewielka jednostka Michalczowej (należąca do strefy przedmagurskiej) nasunięta na jednostkę śląską.

Na wschód od Dunajca, w rejonie Gorlic i Jasła, na południowej części płaszczowiny śląskiej występują dolnomioceńskie (odnotowywano też środkowomioceńskie) osady morskie, których materiał detrytyczny pochodził głównie z niszczenia nasuwających się płaszczowin bardziej wewnętrznych. Te osady zawierają wielkie olistolity (do kilku kilometrów średnicy) zbudowane z utworów płaszczowiny magurskiej (Szymakowska, 1976). Są to tzw. płaty magurskie Sieklówki, Sowiny, Kluczowej, Lipnicy i Skołyszyna, występujące w osiach synklin zbudowanych z warstw krośnieńskich (fig. 48). Struktura określana dawniej jako „półwysep" Łużnej (gwałtowne wysunięcie ku północy brzegu nasunięcia jednostki magurskiej na jednostkę śląską) jest zbudowana również z osadów olistostromowych z dużymi blokami pochodzącymi z jednostki magurskiej (Jankowski, 2007). Osady olistostromowe są stratygraficznym nadkładem profilu płaszczowiny śląskiej, powstałym najprawdopodobniej w resztkowym basenie niesionym (*piggy-back*) podczas dolnomioceńskich ruchów nasuwczych i fałdowych. Podobną genezę mogą mieć tzw. pstre łupki z Miłkowej (Ślączka, 1963).

W rejonie doliny Wisłoki spod nasunięcia płaszczowiny magurskiej ukazuje się jednostka dukielska. Ze względu na występowanie w jednostce śląskiej i dukielskiej (na południe od Nowego Żmigrodu) głównie warstw krośnieńskich ich granica jest trudna do ustalenia; bardziej jednoznaczna staje się dalej na wschód, gdzie w spągach nasuniętych łusek i osiach antyklin pojawiają się utwory charakterystyczne dla profilu jednostki dukielskiej.

Dalej na wschód płaszczowina śląska jest zbudowana z szeregu niemal równoległych fałdów, które stopniowo zanurzają się w kierunku wschodnim, tworząc rozległą strukturę zwaną centralnym synklinorium karpackim lub centralną depresją karpacką, wypełnioną głównie warstwami krośnieńskimi. Starsze od oligocenu utwory ukazują się na powierzchni głównie w strefie nasunięcia jednostki śląskiej, tworząc tzw. brzeżne spiętrzenie tej jednostki. Na północny wschód od Krosna nasunięcie jednostki śląskiej na podśląską i brzeżne spiętrzenie tworzą łukowate wygięcie ku południowi. Na zewnątrz od niego znajduje się półokno Węglówki (należące do jednostki podśląskiej), ograniczone od północy dużą czapką tektoniczną Bonarówki należącą do jednostki śląskiej, mającą formę synkliny o połogo zapadających skrzydłach.

Począwszy od okolic Brzozowa, w brzeżnym spiętrzeniu jednostki śląskiej, struktury tektoniczne przestają pokrywać się ze zmianami facjalnymi. Utwory serii śląskiej są tam stopniowo zastępowane przez utwory charakterystyczne dla serii podśląskiej (margle węglowieckie). Od rejonu Srogowa–Falejówki (na NW od Sanoka) całe brzeżne spiętrzenie jednostki śląskiej jest zbudowane z utworów serii podśląskiej.

Po południowej stronie centralnej depresji karpackiej wydziela się strefę przeddukielską jednostki śląskiej. W jej skład od zachodu wchodzą dwie wąskie łuski (Turzańska–Bukowicy i Rudawki Rymanowskiej–Tokarni). Od doliny Kalniczki na wschód (uskok Sulin) stopień deformacji w tej strefie narasta aż do powstania wielu drobnych, nieciągłych łusek silnie zgniecionych między sztywnymi masami centralnego synklinorium i jednostki dukielskiej. Na skutek tego zgniecenia nasunięcie jednostki dukielskiej na śląską jest miejscami pionowe lub wstecznie obalone ku południowi.

W obrębie strefy przeddukielskiej w rejonie Baligrodu spod pokrywy warstw krośnieńskich wynurza się łuska Bystrego, której profil obejmuje całą kredę i paleogen. W jej obrębie występuje mineralizacja związana ze spękaniami tektonicznymi (Rybak, 2000; Rubinkiewicz, 2007).

Jednostka dukielska

Na południe od Nowego Żmigrodu spod jednostki magurskiej wynurza się jednostka dukielska. Zbudowana jest z szeregu złuskowanych fałdów. W części zachodniej są one nasunięte na swoje przedpole pod umiarkowanym kątem i zbudowane głównie z utworów eoceńsko-oligoceńskich. Ku wschodowi łuski stają się węższe i stromo ustawione, a na powierzchni dominują utwory kredowo-paleoceńskie.

Niekiedy w obrębie jednostki dukielskiej wyróżnia się część zewnętrzną i wewnętrzną (Ślączka, 1971), oddzielone wyraźnym

nasunięciem. Część wewnętrzna (dochodząca na zachodzie do nasunięcia na jednostkę śląską) jest złożona z łusek: Hyrlatej, Tokarni-Czerenina, Piotrusia (zrotowanej do biegu południkowego) i Tylawy. Część zewnętrzną reprezentuje łuska brzeżna, która w części wschodniej dzieli się na łuski Wisłoka Wielkiego–Przysłupia–Wielkiego Jasła oraz Chryszczatej–Wołosania–Wielkiej Rawki, natomiast w części zachodniej jest pocięta strefami uskokowymi na kilka elementów, różniących się budową wewnętrzną: łuska Polan Surowicznych, łuska Cergowej Góry i łuska Skalnika.

Przynależność tektoniczna ostatnich dwóch elementów budzi pewne kontrowersje, gdyż niekiedy są one zaliczane do płaszczowiny śląskiej (Jankowski, Kopciowski, 2014). Wynika to z braku utworów starszych, na podstawie obecności których można jednoznacznie określić przynależność facjalną, oraz podobieństwa odsłaniających się na powierzchni warstw krośnieńskich jednostki śląskiej i dukielskiej.

Analiza spękań ciosowych w jednostce dukielskiej (Mastella, Zuchiewicz, 2000) wskazuje na dwa główne etapy ich formowania się. W pierwszym, kompresyjnym etapie o osi maksymalnych naprężeń zorientowanej SW–NE utworzył się diagonalny system spękań. Po etapie nasuwania nastąpił kolaps postorogeniczny i w warunkach ekstensyjnych powstał cios równoległy do osi regionalnych fałdów i nasunięć.

Jednostki przedmagurskie

Pomiędzy jednostką śląską a magurską, w zachodniej części Karpat zewnętrznych, występują lokalnie wąskie, zwykle silnie stektonizowane łuski, charakteryzujące się profilem górnej kredy–paleocenu podobnym do sukcesji magurskiej (warstwy inoceramowe *s.l.*) oraz profilem oligocenu podobnym do sukcesji śląskiej (warstwy krośnieńskie). Są one odpowiednikiem płaszczowiny dukielskiej, o nieco różniącym się jednak od niej rozwoju facjalnym. Są to: jednostka przedmagurska *s.s.* między Koniakowem a Żywcem i rejonem Suchej Beskidzkiej oraz jednostka Michalczowej (Cieszkowski, 1992) na zachód od dolny Dunajca (fig. 48).

Warstwy menilitowe i krośnieńskie, niekiedy o podobnym rozwoju jak w płaszczowinie dukielskiej, ukazują się również w oknach tektonicznych pod płaszczowiną magurską. Ze względu na trudności z zaliczeniem profilu tych okien do którejś z możliwych sukcesji osadowych (śląskiej, dukielskiej lub przedmagurskiej) zalicza się je często do osobnej jednostki okiennej, zwanej lokalnie jednostką grybowską (fig. 48) lub jednostką Ropy–Pisarzowej (Kozikowski, 1956). Jest to twór sztuczny, wynikający z problemów z właściwym zakwalifikowaniem tych utworów, w większości przypadków odpowiadających prawdopodobnie jednostce dukielskiej. Stąd też wyróżnianie osobnych jednostek grybowskiej (bardziej wewnętrznej) i dukielskiej (bardziej zewnętrznej) i próba rozciągania tego podziału na całą strefę jednostek przedmagurskich (Ryłko, Paul, 2014) nie znajduje uzasadnienia.

Jednostka Obidowej–Słopnic

W szeregu otworów wiertniczych (Obidowa IG 1, Chabówka 1, Niedźwiedź 1, Leśniówka 2, Słopnice 1, 20) pod jednostką magurską stwierdzono serię osadową, którą zaliczono do osobnej jednostki Obidowej–Słopnic (Cieszkowski, Sikora, 1976; Jawor, Sikora, 1979). Jednostka ta zwykle jest odnoszona do jednostki dukielskiej, chociaż przedstawiono również argumenty za jej przynależnością do jednostki skolskiej (Żytko, Malata, 2001). Odpowiednikiem jednostki Obidowej–Słopnic na powierzchni są utwory odsłaniające się w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (fig. 48), gdzie określano je jako jednostkę Mszany Dolnej (Mastella, 1988).

Jednostka magurska

Najbardziej południową ze wszystkich jednostek tektonicznych polskich Karpat zewnętrznych, a jednocześnie najbardziej odrębną facjalnie i tektonicznie jest jednostka magurska. Najczęściej w jej obrębie wyróżnia się 4 strefy facjalne, które zwykle tworzą również odrębne łuski (podjednostki), a więc elementy o charakterze tektonicznym. Są to od północy strefy: Siar (gorlicka północna, raczańska północna), raczańska (gorlicka południowa, Zabełcza–Trzetrzewiny), bystrzycka (sądecka) i krynicka (fig. 50). Niekiedy wyróżnia się również strefę tylicką (lokalnie między krynicką a bystrzycką; Węcławik, 1969; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2010) oraz strefę harklowską (obejmującą olistolity magurskie spoczywające na płaszczowinie śląskiej).

Powierzchnia nasunięcia płaszczowiny magurskiej jest stosunkowo płaska. Generalnie podłoże jednostki magurskiej dzieli się na dwa wyraźne bloki (wzdłuż linii Limanowa–Łącko). W bloku zachodnim podłoże jednostki magurskiej znajduje się na głębokości do ponad 2500 m (otwór Obidowa IG 1), nawet w pobliżu pienińskiego pasa skałkowego. W bloku wschodnim miąższość tej jednostki może być znacznie większa (Zuchiewicz, Oszczypko, 2008).

Generalnie jednostka ta jest najczęściej zbudowana z wąskich stref antyklinalnych, zwykle silnie zaangażowanych tektonicznie i ściętych oraz szerokich stref synklinalnych, często o stosunkowo niskich kątach upadu, miejscami asymetrycznych. W strefach silniej spiętrzonych zamiast antyklin występują stosunkowo płasko ponasuwane na siebie łuski.

W obrębie jednostki magurskiej w Beskidzie Wyspowym występują charakterystyczne brachysynkliny tworzące izolowane masywy górskie. Konon (2001) wyjaśniał ich powstanie kilkoma etapami deformacji. W pierwszym z nich w obrębie nasuwającej się płaszczowiny magurskiej w warunkach kompresji zorientowanej południkowo powstały struktury fałdowe, które z czasem ulegały ścięciu w strefach antyklinalnych. W kolejnym etapie, ciągle w warunkach kompresji N–S, doszło do powstania uskoków przesuwczych połączonego z wydłużeniem tej strefy na skutek wygięcia łuku Karpat. Strefy synklinalne wypełnione sztywnymi masami osadów rozpadły się na szereg samodzielnych bloków i wzdłuż stref uskokowych uległy rotacji w warunkach kompresji zorientowanej NNE–SSW.

Na jednostce magurskiej spoczywają niezgodnie osady zapadlisk śródgórskich Kotliny Sądeckiej (Oszczypko-Clowes i in., 2009) i Kotliny Orawsko-Nowotarskiej. Są one wypełnione stosunkowo miąższymi osadami lądowymi, brakicznymi i morskimi miocenu (Kotlina Sądecka, Oszczypko-Clowes i in., 2009) lub lądowymi osadami miocenu-pliocenu (Kotlina Orawsko-Nowotarska, Watycha, 1976).

Okna tektoniczne

W obrębie polskich Karpat zewnętrznych występuje kilkadziesiąt okien tektonicznych. Ich rozmieszczenie jest bardzo nierównomierne. Koncentrują się one w 3 strefach (fig. 48):
– brzeżna część jednostki śląskiej w zachodniej części polskich Karpat (okna Ustronia, Dzięgielowa i szereg mniejszych, często nienazwanych);
– przedpole jednostki magurskiej (okno Żywca, strefa lanckorońsko-żegocińska z oknami Jastrzębiej, Sułkowic, Harbutowic–Myślenic, Wiśniowej, Skrzydlnej i innymi, mniejszymi);
– jednostka magurska, a zwłaszcza jej brzeżna, północna część (okna Sopotni Małej, Mszany Dolnej, Szczawy, Klęczan–Limanowej, Grybowa, Kąclowej, Ropy, Uścia Gorlickiego-Odernego, Świątkowej Wielkiej i sporo mniejszych).

Okna tektoniczne w brzeżnej części jednostki śląskiej występują głównie tam, gdzie powierzchnia nasunięcia jest stosunkowo płaska, a zwłaszcza w obrębie podjednostki cieszyńskiej (rejon Cieszyna–Bielska-Białej). Pod płasko nasuniętymi łuskami tej podjednostki odsłaniają się utwory jednostki podśląskiej lub miocenu. Występowanie tych okien można wiązać z topografią podłoża, na które nasuwała się jednostka śląska, a w przypadku mniejszych form z obecnością porwaków w spągach nasunięć poszczególnych łusek.

Odmiennie przedstawia się sytuacja okien tektonicznych na przedpolu płaszczowiny magurskiej w wewnętrznej (południowej) części jednostki śląskiej. Decker i in. (1997) uznali je za konwergentne dupleksy przesuwcze związane z reaktywacją nasunięć jako uskoków przesuwczych w drugiej fazie kompresyjnej (środkowy miocen). Strefa lanckorońsko-żegocińska niewątpliwie jest strukturą młodszą od pierwszej fazy nasunięć, nie wszędzie jednak wykazuje związki z nasunięciem jednostki magurskiej. Wydaje się nasunięciem pozasekwencyjnym związanym z odmłodzonymi strukturami w podłożu nasuwających się Karpat.

Najwięcej okien tektonicznych występuje w obrębie płaszczowiny magurskiej. Koncentrują się one zwykle w strefie bliskiej nasunięciu magurskiemu (strefa Siar i raczańska), chociaż największe okno Mszany Dolnej znajduje się na granicy strefy raczańskiej i bystrzyckiej, a okno Szczawy w obrębie strefy bystrzyckiej. Występowanie tych okien tektonicznych jest wiązane z topografią (elewacjami) podłoża, na które nasuwała się jednostka magurska (Zuchiewicz, Oszczypko, 2008). Nie można jednak wykluczyć, że mniejsze okna tektoniczne (Sopotni, Szczawy) są w istocie porwakami w spągach nasuniętych łusek.

6.7. BASEN ORAWSKO-NOWOTARSKI

Mirosław Ludwiniak

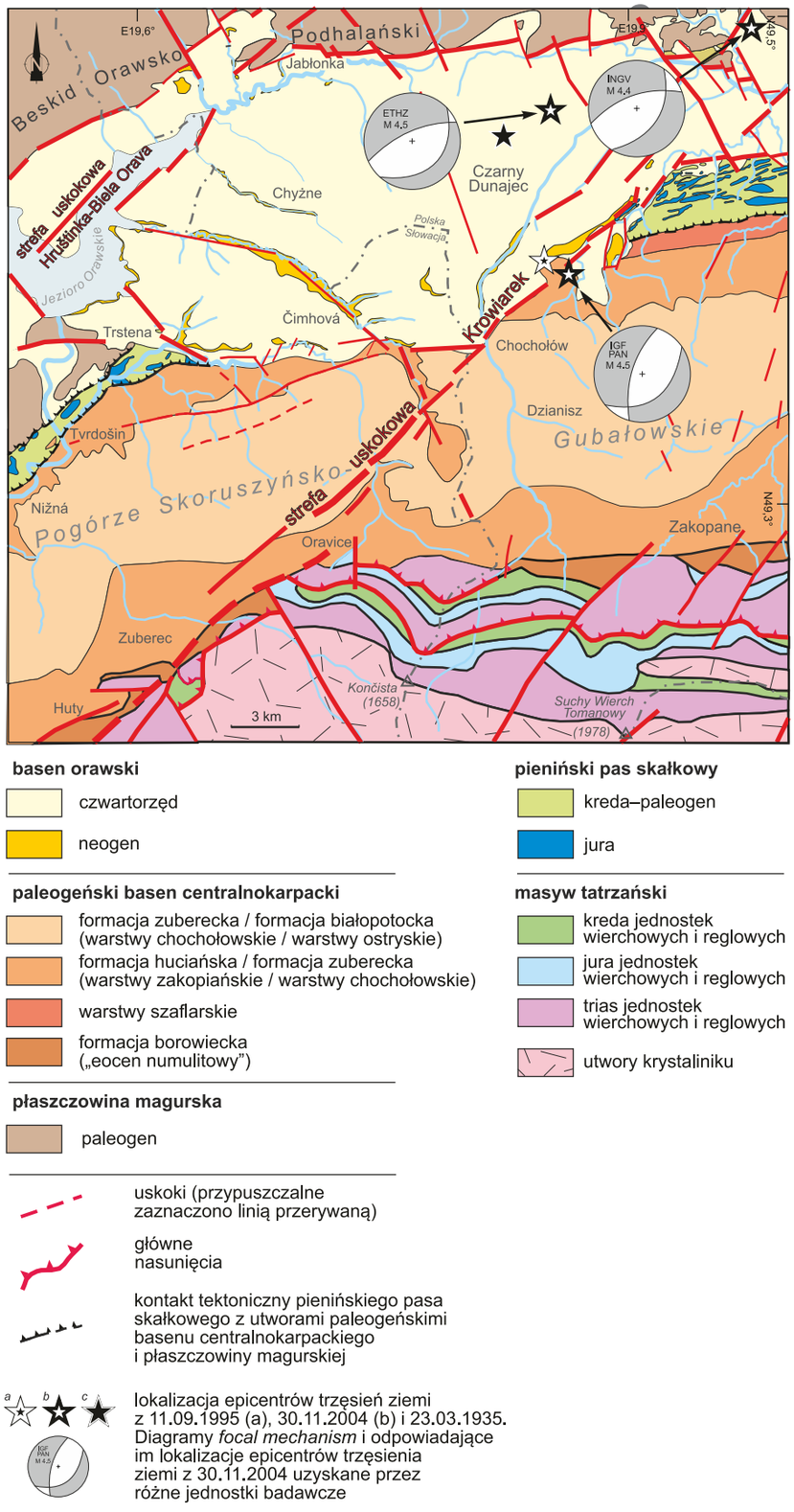
Śródgórski basen orawsko-nowotarski jest umiejscowiony na pograniczu zachodnich Karpat centralnych i Karpat zewnętrznych, na obszarze Polski i Słowacji (fig. 14, 39). Jego podłoże budują utwory płaszczowiny magurskiej, pienińskiego pasa skałkowego i paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego. Sukcesję osadową tego basenu tworzą neogeńsko-czwartorzędowe utwory drobno-, rzadziej gruboklastyczne, lądowe i słodkowodne, będące produktem procesów denudacji otaczających go obszarów – Orawy, Podhala i Tatr (Watycha, 1973, 1977; Łoziński i in., 2015). Występują tu

również przeławicenia węgli brunatnych i tufitów (Kołcon, Wagner, 1991; Nagy i in., 1996; Sikora, Wieser, 1974; Westwalewicz-Mogilska, 1974). Istnieją rozbieżności w kwestii początku sedymentacji w basenie – jest on datowany na karpat/baden (Nagy, 1993), baden (Oszast, Stuchlik, 1977), późny baden/sarmat (Cieszkowski, 1995) lub sarmat (Nagy i in., 1996). W obrębie wypełnienia basenu, w jego górnej partii zaznacza się niezgodność kątowa, jednakże wiek wychylenia leżących pod nią utworów i towarzyszącej temu erozji pozostaje nadal przedmiotem dyskusji (Baumgart-Kotarba, 1996; Tokarski i in., 2012). Aktywna sedymentacja w obrębie basenu kontynuuje się do chwili obecnej (m.in. Łajczak, 2006; Zawiejska i in., 2015; Hajdukiewicz i in., 2019).

Basen orawsko-nowotarski, o generalnie równoleżnikowej rozciągłości, dzieli się na dwie części: wschodnią – basen nowotarski i zachodnią – basen orawski. Umownym elementem oddzielającym te baseny jest wyniesienie podłoża utworów neogeńskich, zwane elewacją Rogoźnika–Ludźmierza (Zuchiewicz, 1980). Basen nowotarski, umiejscowiony między Ludźmierzem i Frydmanem ma charakter wąskiego rowu, a w swojej zachodniej części półrowu tektonicznego o długości ok. 18 km, szerokości ok. 3–4 km i miąższości utworów neogeńsko-czwartorzędowych dochodzącej prawdopodobnie do ok. 150 m (Pomianowski, 2003). Z kolei basen orawski o szerokości ok. 14 km i romboidalnym kształcie charakteryzuje się dużo większą głębokością – miąższość utworów neogeńsko-czwartorzędowych osiąga tu ok. 1300 m (Watycha, 1977). Utwory neogenu, stanowiące zasadniczą część sukcesji osadowej basenu, są generalnie słabo zdeformowane. Warstwy leżą prawie połogo bądź są nieznacznie wychylone. Jedynie w krawędziowych partiach basenu ulegają one podstromieniu – niekiedy do 25°, zapadając w kierunku jego środka. Sporadycznie jest notowana obecność uskoków, w przeważającej części normalnych, przecinających utwory neogeńskie wewnątrz basenu.

Geneza basenu orawskiego była przedmiotem szerokiej dyskusji (Roth i in., 1963; Watycha, 1977; Bac-Moszaszwili, 1993; Baumgart-Kotarba, 1996, 2001; Pomianowski, 2003; Baumgart-Kotarba i in., 2004; Struska, 2008; Tokarski i in., 2012), aczkolwiek większość autorów jest zgodna co do tego, że w jego powstawaniu istotną rolę odgrywały uskoki przesuwcze. Kluczowa dla otwierania i rozwoju basenu orawskiego była trwająca do dziś aktywność dużych normalno-lewoprzesuwczych stref uskokowych o kierunku NE–SW: Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy (Ludwiniak i in., 2019 i cytowana tam literatura, zob. też fig. 14, 39, 51). Strefy te tworzą odpowiednio wschodnią i zachodnią granicę basenu. Przecinają one utwory paleogeńskiego basenu centralnokarpackiego i płaszczowiny magurskiej wraz z ich podłożem i są częścią NE segmentu regionalnego systemu uskokowego Mur–Mürz–Žilina, oddzielającego Karpaty Zachodnie od Alp Wschodnich (fig. 39, 52). Równoleżnikowe uskoki normalne tworzące północną i południową granicę basenu orawskiego są strukturami niższego rzędu w stosunku do ww. stref. Aktywność stref uskokowych Krowiarek i Hruštinki–Białej Orawy oraz starszych, równoleżnikowych struktur tektonicznych (m.in. dyslokacji w paleogeńskim basenie centralnokarpackim w strefie przypienińskiej, uskoku podhalańskiego i dyslokacji odgraniczającej pieniński pas skałkowy od płaszczowiny magurskiej) doprowadziła do otwarcia w środkowym miocenie basenu orawskiego jako basenu międzyprzesuwczego pomiędzy tymi strefami uskokowymi. Wyniki badań paleomagnetycznych (Tokarski i in., 2016), strukturalnych i morfostrukturalnych (Struska, 2008; Ludwiniak i in., 2019) oraz geofizycznych (m.in. Jánků i in., 1984; Šutora i in., 1988; Pospíšil i in., 1989; Pomianowski, 1995, 2003) wskazują, że basen orawski ma złożoną budowę i powstał w warunkach transtensji między dwiema przesuwczymi strefami uskokowymi, wykazując pewne cechy basenu transrotacyjnego (patrz: Ludwiniak i in., 2019). Powstanie i rozwój basenu orawskiego są związane ze środkowomioceńsko-postmioceńskim wielkoskalowym uskokowaniem lewoprzesuwczym w obszarze alpejsko-karpacko-pannońskim (m.in. Jiříček, 1979; Aleksandrowski, 1985, 1989; Neubauer, 1988; Ratschbacher i in., 1991a; Csontos i in., 1992; Horváth, 1993; Kováč i in., 1993; Nemčok i in., 2006b; Marko, 2015).

Basen orawski i jego otoczenie są obszarem aktywnym tektonicznie także współcześnie (Zuchiewicz, 2010). Precyzyjne pomiary geodezyjne i grawimetryczne wskazują na czynną subsydencję jego centralnej części i ruchy wznoszące w jego strefach krawędziowych (Łój i in., 2007a, b, 2009). Subsydencja jest szczególnie intensywna w rejonie rowów tektonicznych Wróblówki i Pieniążkowic (Baumgart-Kotarba, 2001; Perski, 2008; Łój i in., 2009), co może wskazywać na aktywność ograniczających je równoleżnikowych uskoków normalnych. Na aktywny charakter uskoków w rejonie basenu orawskiego wskazują również zarejestrowane dość liczne trzęsienia ziemi (Baumgart-Kotarba, Hojny-Kołoś, 1998; Tokarski, Zuchiewicz, 1998; Guterch, 2006). Część z nich jest bezpośrednio korelowana z aktywnością strefy uskokowej Krowiarek, m.in. trzęsienia ziemi w 1995 i 2004 roku (Baumgart-Kotarba, 2001; Baumgart-Kotarba i in., 2004; Wiejacz, Dębski, 2009). Precyzyjne pomiary GPS przemieszczeń poziomych na obszarze basenu orawskiego i PPS wykonane po przeciwnych stronach strefy uskokowej Krowiarek wskazują na współczesny, lewoprzesuwczy komponent przemieszczenia uskokowego wzdłuż niej (Łój i in., 2009). Z kolei interpretacja danych sejsmologicznych uzyskanych w trakcie trzęsienia ziemi w 2004 r. wskazuje na aktywność strefy Krowiarek, właściwą uskokom z dominującą składową zrzutową normalną (Wiejacz, Dębski, 2009). Na współczesną aktywność uskoków ograniczających basen orawski wzdłuż jego wschodniej i południowej krawędzi wskazuje również pośrednio występowanie współczesnych martwic wapiennych (Kukulak, 1999; Ludwiniak i in., 2019).



basen orawski

- czwartorzęd
- neogen

paleogeński basen centralnokarpacki

- formacja zuberecka / formacja białopotocka (warstwy chochołowskie / warstwy ostryskie)
- formacja huciańska / formacja zuberecka (warstwy zakopiańskie / warstwy chochołowskie)
- warstwy szaflarskie
- formacja borowiecka („eocen numulitowy")

płaszczowina magurska

- paleogen

pieniński pas skałkowy

- kreda–paleogen
- jura

masyw tatrzański

- kreda jednostek wierchowych i reglowych
- jura jednostek wierchowych i reglowych
- trias jednostek wierchowych i reglowych
- utwory krystaliniku

- uskoki (przypuszczalne zaznaczono linią przerywaną)
- główne nasunięcia
- kontakt tektoniczny pienińskiego pasa skałkowego z utworami paleogeńskimi basenu centralnokarpackiego i płaszczowiny magurskiej
- lokalizacja epicentrów trzęsień ziemi z 11.09.1995 (a), 30.11.2004 (b) i 23.03.1935. Diagramy *focal mechanism* i odpowiadające im lokalizacje epicentrów trzęsienia ziemi z 30.11.2004 uzyskane przez różne jednostki badawcze

FIG. 51. Mapa geologiczna basenu orawskiego (zachodnia cześć basenu orawsko-nowotarskiego) i jednostek sąsiadujących (wg Ludwinak i in., 2019 – zmodyfikowano)

6
Mezozoiczno-
-kenozoiczne pasmo
orogeniczne Karpat

6.8. KORELACJE JEDNOSTEK KARPAT ZACHODNICH I ALP WSCHODNICH

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Niniejszy rozdział przedstawia krótki zarys budowy Alp Wschodnich oraz porównanie i możliwe korelacje z jednostkami tektonicznymi Karpat Zachodnich. W kolejności od najbardziej zewnętrznych do wewnętrznych stref orogenu alpejsko-karpackiego oraz od najniższych do najwyższych jednostek tektonicznych, wyróżnia się następujące elementy (fig. 52):

Zapadlisko przedgórskie, ciągnące się na zewnątrz od frontu nasunięć wzdłuż całego orogenu Alp i Karpat (zob. podrozdział 6.10). Basen zapadliska powstał na ugiętej krawędzi subdukującej płyty europejskiej. Architektura depozycyjna zapadliska odzwierciedla stopniowe przesuwanie się frontu orogenicznego oraz topografię strefy kolizji. Wiek ostatecznej amalgamacji maleje w kierunku wschodnim. Nasunięcia w Alpach Zachodnich ustały w oligocenie, w Alpach Wschodnich – we wczesnym miocenie, na odcinku morawskim – w środkowym miocenie, natomiast na terenie Polski – w środkowym i późnym miocenie. Fragmenty zapadliska włączone w strukturę Karpat zewnętrznych to jednostka pouzdrańska (ang. *Pouzdřany unit*) na terenie Moraw (Picha i in., 2006, zob. fig. 46C) oraz jednostki zgłobicka i stebnicka w polskiej części zapadliska (Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Jednostki te, w polskiej literaturze geologicznej stanowią grupę brzeżną płaszczowin Karpat zewnętrznych (Oszczypko, 2006a).

Alpejsko-karpackie pasmo fliszowe jest w istocie późnokenozoiczną pryzmą akrecyjną, składającą się z wielu płaszczowin osadowych. Powstały one w wyniku znacznego skrócenia i subdukcji przedpola płyty europejskiej, w tym również litosfery oceanicznej oceanu magurskiego, którego odpowiednikami w Alpach Zachodnich i Wschodnich są odpowiednio oceany Valais oraz reńsko-dunajski (ang. *Rhenodanubian*). Ocean magurski zajmował miejsce obszernej „zatoki karpackiej", czyli rozległego obszaru między południowo-wschodnim cyplem masywu czeskiego a platformą mezyjską, obecnie wypełnionego systemem płaszczowinowym Karpat. W wyniku procesów ekstruzji i cofnięcia strefy subdukcji (np. Ratschbacher i in., 1991a, b; Sperner i in., 2002; Handy i in., 2015), ze strefy kolizji alpejskiej zostały w obszar ten przemieszczone obecne megajednostki ALCAPY oraz Cisy-Dacji (fig. 53). Zjawiskom tym towarzyszyła ekstensja typu załukowego (ang. *back-arc extension*), ścienienie litosfery, znaczna subsydencja w basenie panońskim i rozwój wulkanizmu wapniowo – alkalicznego w środkowym i późnym miocenie oraz pliocenie (Csontos i in., 1992).

Zewnętrzna część pasma fliszowego bywa określana różnie, np. jako **pasmo menilitowo-krośnieńskie**, grupa średnia płaszczowin Karpat zewnętrznych (w literaturze polskiej, zob. np. Żytko, 1999a; Oszczypko, 2006a) lub mołdawidy albo dacydy zewnętrzne w literaturze rumuńskiej lub ukraińskiej (np. Săndulescu, 1988; Ślączka i in., 2006). Jednostka ta ciągnie się od strefy Waschberg (na północ od Wiednia) i obejmuje płaszczowiny: żdanicką, podśląską, śląską, przedmagurską, dukielską i skolską. Płaszczowiny te ku wschodowi zajmują coraz większy obszar i w ich skład wchodzą coraz to młodsze osady (zob. Picha i in., 2006; Ślączka i in., 2006). Pasmo menilitowo-krośnieńskie obejmuje mioceńską pryzmę akrecyjną z zapisem końcowych faz konwergencji i „miękkiej kolizji" orogenu Karpat z płytą europejską. Należy zaznaczyć, że jednostka żdanicka, zaliczana tutaj do pasma menilitowo-krośnieńskiego, bywa łączona w jedną jednostkę ze strefą Waschberg (np. Schneider i in., 2013) i zaliczana do jednostek strefy brzeżnej Karpat zewnętrznych (np. Oszczypko, 2006a).

Pasmo menilitowo-krośnieńskie może być porównane z alpejskim **helwetikum** (lub strefą helwecką, zob. fig. 2). Pozycja helwetikum w paleogeografii Alp jest podobna do pozycji pasma menilitowo-krośnienskiego: na północ od oceanu Valais, który można uznać za odpowiednik oceanu magurskiego (fig. 4; zob. Oszczypko i in., 2015). Szczegóły budowy geologicznej jednostek helweckich są jednak zupełnie różne, gdyż stanowią one zdeformowany fragment południowej krawędzi płyty europejskiej, z płaszczowinami krystalicznymi w Alpach Zachodnich (np. Schmid i in., 2004). W Alpach

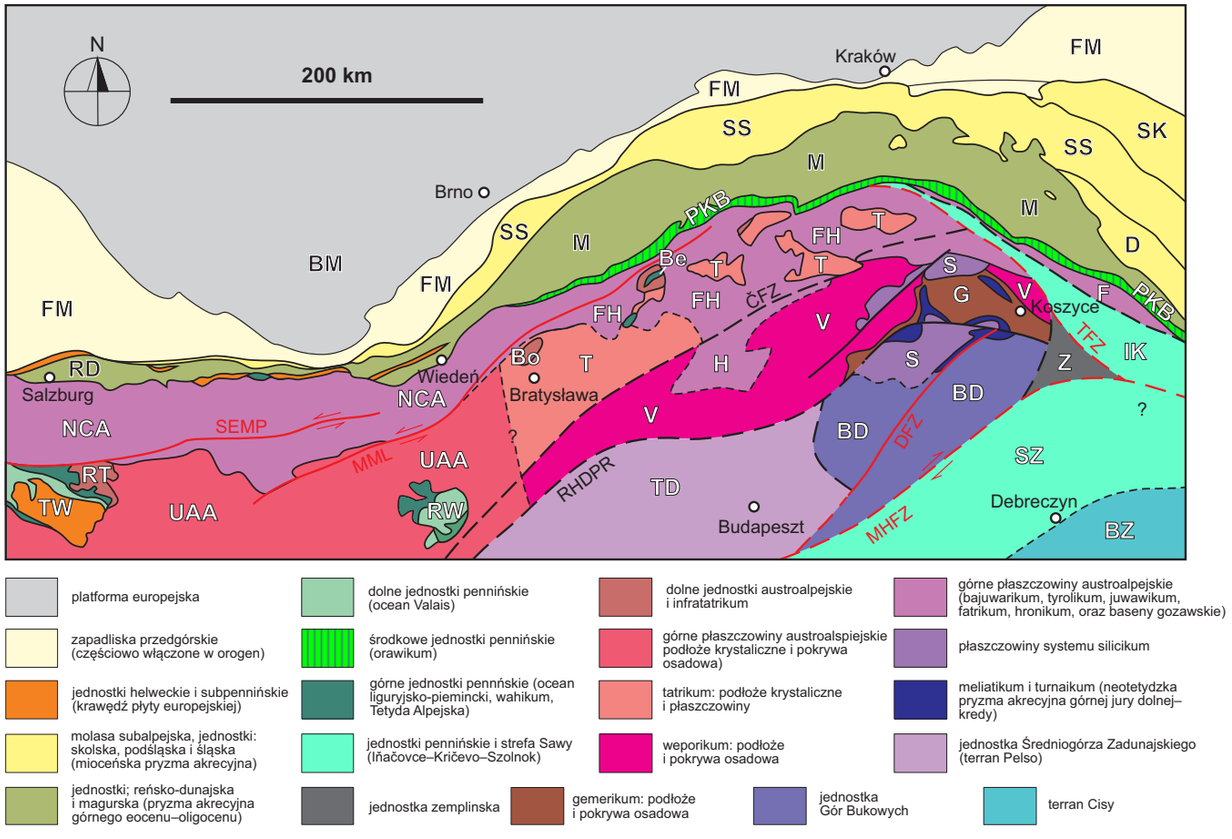


FIG. 52. Korelacje pomiędzy głównymi jednostkami tektonicznymi Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich. W Karpatach centralnych i wewnętrznych (na południe od pienińskiego pasa skałkowego) pokazano tylko jednostki starsze od późnego eocenu, obecnie w znacznej mierze przykryte osadami kenozoicznymi (zob. fig. 3). Objaśnienia: BM – masyw czeski; FM – zapadlisko przedgórskie; SK – jednostka skolska; SS – jednostki podśląska, śląska i przedmagurska; D – jednostka dukielska; RD – pasmo fliszu reńsko-dunajskiego; M – jednostki magurskie; PKB – pieniński pas skałkowy; NCA – północne Alpy Wapienne; FH – systemy płaszczowin reglowych (fatrikum i hronikum); RT – Radstädter Tauern; Bo – jednostka Borinki (infratatrikum); Be – jednostka bielicka; TW – okno tektoniczne Wysokich Taurów; RW – okno tektoniczne Rechnitz; AA – jednostki austroalpejskie z podłożem krystalicznym; T – jednostki wierchowe (tatrikum); V – jednostka weporska; G – jednostka gemerska; S – system płaszczowin silicikum; BD – jednostka Gór Bukowych; TD – jednostka Średniogórza Zadunajskiego; Z – jednostka zemplińska; IK – jednostka Iňačovce – Krichevo; SZ – pasmo fliszowe Szolnok; BZ – strefa Bihor (megajednostka Cisy). Główne dyslokacje późnokenozoiczne (kolor czerwony): SEMP – Salzachtal–Ennstal–Mariazell–Puchberg; MML – Mur–Mürz-Leitha; DFZ – strefa uskokowa Darnó; TFZ – strefa uskokowa Trebišov; MHFZ – środkowo-węgierska strefa uskokowa; RHDPR – szew tektoniczny Rába–Hurbanovo–Diósjenő–Plešivec–Rožňava–Meliata

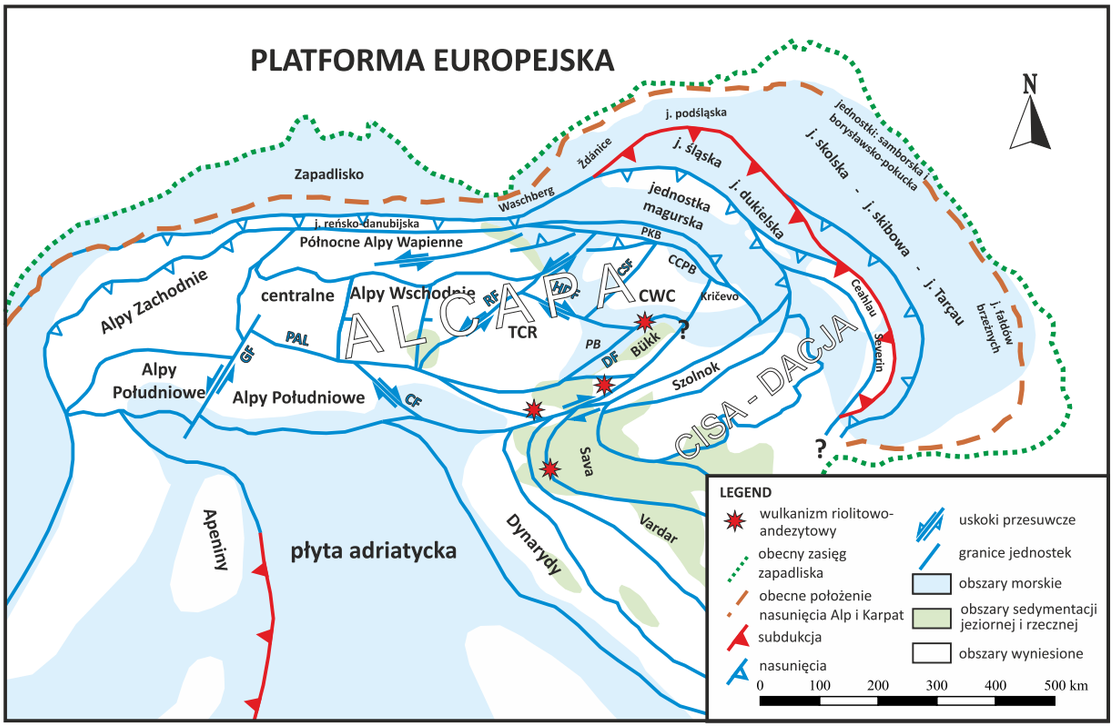


FIG. 53. Paleogeografia obszaru alpejsko-karpackiego w środkowym miocenie (burdygał) (wg Kovača i in., 2017 – zmodyfikowano)
CWC – centralne Karpaty Zachodnie; PKB – pieniński pas skałkowy; TCR – Średniogórze Zadunajskie; CCPB – basen paleogeński centralnych Karpat; PB – basen Pétervására; PAL – uskok peryadriatycki; HDF – uskok Hurbanovo – Diósjenö; GF – uskok Giudicaria; RF – uskok Raby; CF – uskok Celje; CSF – uskok środkowej Słowacji; DF – uskok Darnó

Wschodnich helwetikum (a dokładniej ultrahelwetikum) występuje tylko jako skały osadowe wieku jura–eocen w formie silnie złuskowanych antyklin w obrębie pasma reńsko-dunajskiego (zob. poniżej), tworząc tzw. gresteński lub główny pas skałkowy (ang. *Gresten Klippen Zone*; *Main Klippen Zone*) (Schnabel, 1992; Höck i in., 2005; Ślączka i in., 2009, 2018; Oszczypko i in., 2015, zob. fig. 52).

Inne elementy zdeformowanej krawędzi platformy europejskiej są reprezentowane przez silnie zmetamorfizowane i spłaszczowinowane **jednostki subpennińskie** (Lammerer, Weger, 1998; Schmid i in., 2013; Groß i in., 2022), odsłaniające się jako kopuły gnejsowe w oknie tektonicznym Wysokich Taurów (fig. 52).

Wewnętrzną jednostkę pasma fliszowego reprezentuje **system reńsko-dunajsko-magurski**, który jest nasunięty na jednostki helweckie w Alpach oraz na jednostki pasma menilitowo-krośnieńskiego w Karpatach. W jego skład wchodzą skały osadowe kredy i paleogenu, odkłute i sfałdowane u czoła frontu orogenicznego, utworzonego w wyniku subdukcji oceanu magurskiego (Oszczypko i in., 2015). Płaszczowiny tego systemu uległy akrecji w późnym eocenie (w jednostkach reńsko-dunajskiej i Białych Karpat – zob. Eliáš i in., 1990; Schnabel, 1992; Švábenická i in., 1997; Picha i in., 2006) i oligocenie (w jednostce magurskiej *s.s* obejmującej podjednostki krynicką, bystrzycką, raczańską i Siar – zob. Ślączka i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Oszczypko i in., 2015). Jednostki reńsko-dunajsko-magurskie zajmowały podobną pozycję strukturalną jak płaszczowiny dolno-pennińskie, powstałe w wyniku zamknięcia oceanu Valais, jednak w przeciwieństwie do nich nie uległy subdukcji, głębokiemu pogrzebaniu i metamorfizmowi, a zostały przemieszczone na zewnątrz od strefy kolizji, w kierunku północno-wschodnim, w stronę „zatoki karpackiej".

Jednostki pennińskie reprezentują kompleksy powstałe w wyniku subdukcji i akrecji, podczas zamykania oceanów liguryjsko-piemonckiego (lub południowo-pennińsiego) oraz walezyjskiego (północno-pennińskiego). Obie strefy oceaniczne rozróżnia się w Alpach Zachodnich (rozdzielone kontynentalną strefą Briançon), natomiast w Alpach Wschodnich łączą się one w jeden ocean penniński (np. Frisch, 1979; Trümpy, 1988). Ocean liguryjsko-piemoncki otworzył się we wczesnej środkowej jurze i uległ zamknięciu pod koniec kredy, natomiast otwarcie oceanu Valais nastąpiło we wczesnej kredzie, a zamknięcie w późnym eocenie. Jednostki dolno-pennińskie, powstałe w oceanie Valais, występują we wschodnich Alpach tylko w obrębie okien tektonicznych: Engadyny, Wysokich Taurów i Rechnitz (fig. 52). Ze względu na pogrzebanie tektoniczne pod miąższym stosem płaszczowin górno-pennińskich (powstałych w wyniku zamknięcia oceanu południowo-pennińskiego) i austroalpejskich uległy one silnym procesom tektono-metamorficznym.

Pieniński pas skałkowy jest położony pomiędzy jednostkami magurskimi (dolno-pennińskimi) a strefą szwu oceanu wahikum (górne penninikum), należy go więc uważać za element strukturalny środkowo-pennński (Plašienka, 2018a; Plašienka i in., 2020). Nie ma on jednak swojego bezpośredniego odpowiednika w strukturze Alp Wschodnich. Fałdowania i nasunięcia w pienińskim pasie skałkowym następowały od najpóźniejszej kredy w jednostce pienińskiej do eocenu w jednostce szariskiej (Grajcarka). Jest to zgodne z czasem zamknięcia strukturalnie najwyższych pennińskich elementów oceanicznych, reprezentowanych przez jednostki Tsatté, Platta, Arosa i Matrei (np. Froitzheim i in., 2008). Jednostki te, odsłaniające się we wschodnioalpejskich oknach tektonicznych, zawierają relikty skał magmowych typu oceanicznego z zachowaną pokrywą osadów głębokomorskich: radiolarytów wieku jurajskiego oraz wapieni pelagicznych facji Maiolica, łupków zieleńcowych (niem. *Bündnerschiefer*) oraz kredowego fliszu i olistostrom. Melanże tektoniczne w jednostce Matrei, na skraju okna tektonicznego Wysokich Taurów, zawierają także bloki pochodzące z podłoża krystalicznego nadległych jednostek austroalpejskich (Frisch, 1984; Frisch i in., 1987; Kurz i in., 1998). Podobnie jak w przypadku jednostek pochodzących z obszaru oceanu Valais, część jednostek południowo-pennińskich o skorupie oceanicznej, uniknęła subdukcji i została włączona w obręb jednostek austroalpejskich, na styku ze strefą reńsko-dunajską (Decker, 1990; Schnabel, 1992; Homayoun, Faupl, 1992).

Odpowiedniki górnych jednostek pennińskich oraz oceanu liguryjsko – piemonckiego w Karpatach Zachodnich nie są jednoznacznie określone. Według koncepcji Plašienki (1995a, b, c, 2012a, 2018a) mogłyby one być reprezentowane przez jednostkę belicką (ang. *Belice Unit*), odsłaniającą się w Górach Inowieckich (fig. 54). Jednostka belicka została zdefiniowana jako część oceanicznej domeny wahikum (Mahel', 1981, 1983a; zob. też fig. 54). Nazwa „wahikum" pochodzi od słowackiej rzeki Wag (sł. *Váh*), której bieg z grubsza pokrywa się z położeniem tego hipotetycznego szwu oceanicznego na obszarze zachodniej Słowacji (Plašienka, 2018a). Pomimo silnego zaangażowania tektonicznego, sukcesja osadowa jednostki belickiej została odtworzona i dobrze odpowiada tej, znanej z górnych jednostek pennińskich (Tsaté, Platta, Arosa i Matrei): radiolaryty w górnej jurze, wapienie kalpionellowe i łupki krzemionkowe w kredzie dolnej, ciemne i pstre margle w środkowej części kredy, wreszcie w kredzie górnej flisz, brekcje i olistolity, powstałe w wyniku nasuwania się wyższej płaszczowiny inowieckiej, będącej częścią infratatrikum, czyli ekwiwalentu dolnych jednostek austroalpejskich (Plašienka i in., 1994; Plašienka, Ožvoldová, 1996, fig. 54, 55). Pewną słabością tego modelu jest brak materiału ofiolitowego w sukcesji belickiej. Dlatego są też rozważane inne scenariusze (Pelech i in., 2016; Putiš i in., 2008a, 2019a, 2021; Hók i in., 2022; Pelech, Hók, 2024). Możliwa kontynuacja oceanu liguryjsko-piemonckiego i wahikum w kierunku Karpat Wschodnich (strefa Iňačovce–Krichevo) jest omówiona w następnym rozdziale.

Jednostki austroalpejskie i ich odpowiedniki stanowią zasadniczy element strukturalny Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich. Reprezentują one potężny stos płaszczowin wieku kredowego, częściowo z podłożem krystalicznym, usytuowanych pomiędzy szwami oceanicznymi Meliaty na południu i pennińskim na północy (fig. 54, 55). Jednostki austroalpejskie ulegały stopniowej akrecji od południa ku północy, zgodnie z czasem zamknięcia się obu oceanów: Meliaty w późnej jurze i oceanu południowo-pennińskiego

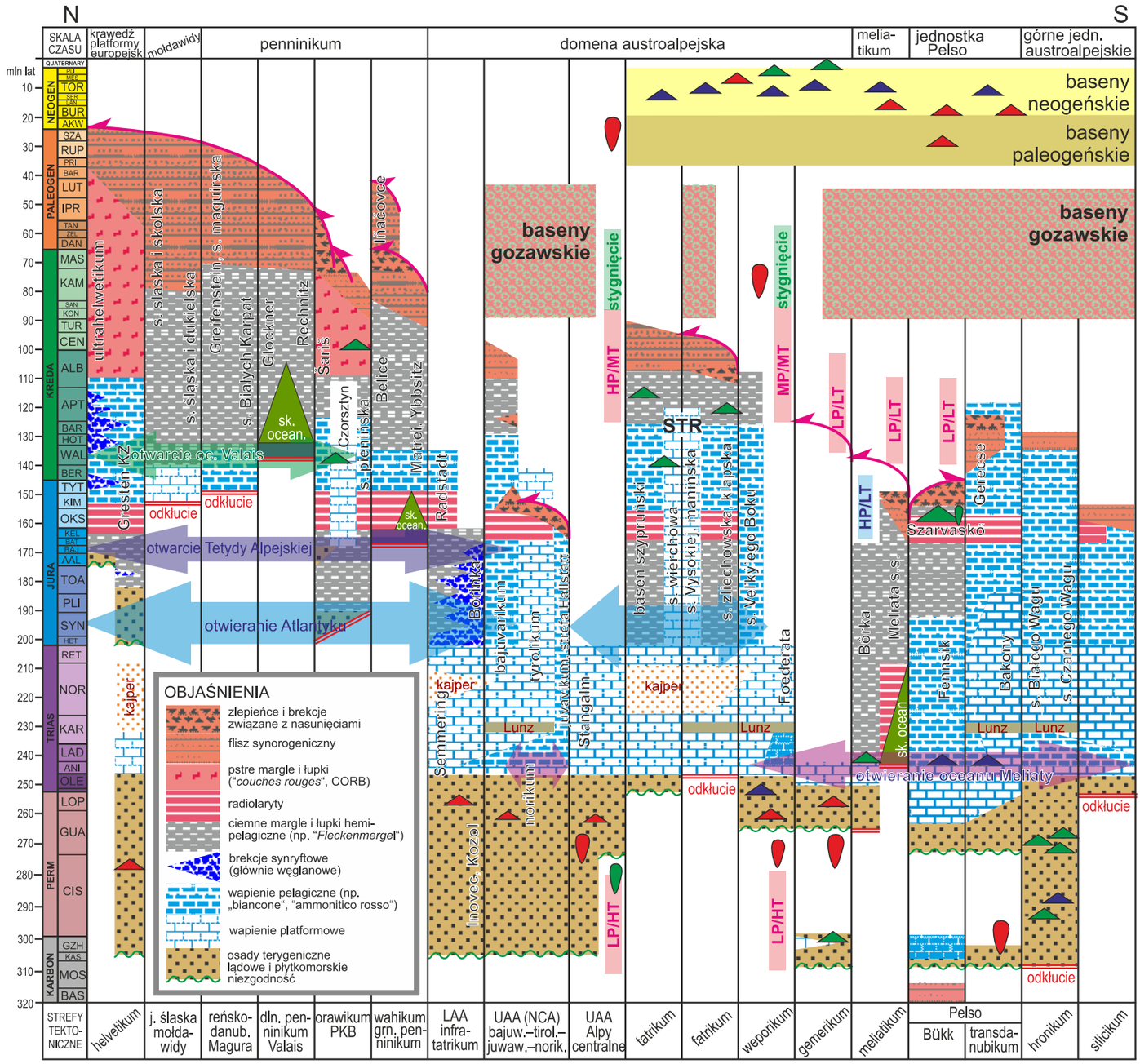


FIG. 54. Syntetyczny diagram tektonostratygraficzny integrujący dane dotyczące litostratygrafii (nazwy sukcesji osadowych lub formacji), tektoniki, procesów magmowych i metamorficznych z Alp Wschodnich i Karpat Zachodnich (wg Handy i in., 2010; Plašienki, 2018a i prac cytowanych tamże). Kolumny z danymi facjalno-tektonicznymi uporządkowane są wg przyjętego porządku palinspastycznego, za wyjątkiem jednostek hronikum i silicikum, o nie jasnej proweniencji. Objaśnienia: stopień metamorfizmu: LP/HT – niskociśnieniowy /wysokotemperaturowy (facje amfibolitowe; HP/MT – wysokociśnieniowy/średniotemperaturowy (facje amfibolitowe do eklogitowych); LP/LT – niskociśnieniowy/niskotemperaturowy (facje zieleńcowe); MP/MT – średniociśnieniowy/średniotemperaturowy (facje amfibolitowe do zieleńcowych); HP/LT – wysokociśnieniowy/niskotemperaturowy (facje łupków błękitnych do eklogitów); magmatyzm: „baloniki" – skały głębinowe; płaskie trójkąty – skały wulkaniczne; kolor: czerwony – skały kwaśne; niebieski – obojętne; zielony– zasadowe. Jednostki tektoniczne: PKB – pieniński pas skałkowy; LAA/UAA – dolne/górne jednostki austroalpejskie; NCA – północne Alpy Wapienne; STR – południowy grzbiet tatrzański (strefa wierchowa). sk.ocean. – skorupa oceaniczna; s. – sukcesja

w późnej kredzie (np. Frisch, 1979; Froitzheim i in., 1996, 2008; Plašienka i in., 1997; Neubauer i in., 2000; Frisch, Gawlick, 2003; Schmid i in., 2004; Janák i in., 2004; Putiš i in., 2009a; Plašienka, 2018a). Odpowiedniki elementów austroalpejskich w Karpatach Zachodnich bywają czasem określane jako jednostki słowacko-karpackie (Kozur, Mock, 1997; Plašienka, 1999a). Synteza i interpretacje przedstawione w niniejszym rozdziale oparte są na koncepcjach zawartych w pracach Schmid i in. (2004, 2008, 2020), Froitzheim i in. (2008) oraz Plašienka (2018a), podających również obszerną literaturę przedmiotu.

Jednostki austroalpejskie dolne reprezentowały pierwotnie pasywną, południową krawędź oceanu liguryjsko-piemonckiego, wyodrębnioną w wyniku ryftowania w jurze, a następnie włączoną w orogen w wyniku subdukcji i zamykania oceanu w późnej kredzie (np. Häusler, 1987, 1988; Handy, 1996; Froitzheim, Manatschal, 1996). Jednostki te występują w postaci zmetamorfizowanych i przefałdowanych płaszczowin z zachowanym podłożem krystalicznym.

Najniższym elementem tektonicznym w Karpatach, korelowanym z dolnymi jednostkami austroalpejskimi, jest **infratatrikum (**fig. 54, 55). Element ten odsłania się w najbardziej zewnętrznych masywach Karpat centralnych jako jednostka Borinki w Małych Karpatach (np. Plašienka, 1987, 2012a), płaszczowina inowiecka w Górach Inowieckich (Plašienka, 1995a, b, c, 2012a; Putiš i in., 2008, 2019b, 2021) oraz jednostka Kozol w Małej Fatrze (Havrila, Olšavský, 2015; Putiš i in., 2021). Na podstawie znacznego podobieństwa jurajskich osadów syn-ryftowych, Häusler i in. (1993, zob. też Hók i in., 2022) porównali jednostkę Borinki z dolnymi płaszczowinami austroalpejskimi na północno-wschodnim i północno-zachodnim obrzeżeniu okna tektonicznego Wysokich Taurów (masywy Radstätter Tauern i Tarntaler Berge).

Jednostka **tatrikum**, omówiona szczegółowo w podrozdziale 6.2.2., stanowi jeden z najbardziej charakterystycznych elementów budowy Karpat centralnych. Pomimo braku rozbieżności co do ogólnej korelacji z dolnymi jednostkami austroalpejskimi, nie ma ona tam swoich oczywistych ekwiwalentów, zarówno pod

względem strukturalnym, jak i litologicznym. Wśród struktur austroalpejskich brak jest tak rozległej obszarowo jednostki o grubości podłoża krystalicznego rzędu 10–15 km (np. Tomek, 1993). W przeciwieństwie do dolnych jednostek austroalpejskich, skały tatrikum tylko w niewielkim stopniu uległy przeobrażeniom i deformacjom tektonicznym podczas orogenezy alpejskiej. Tylko lokalnie występują nasunięcia i fałdy, powstałe na ogół w wyniku inwersji uskoków normalnych związanych z ryftingiem w okresie jurajskim i/lub też podczas nasuwania się płaszczowin tatrikum na podłoże (infratatrikum). Struktury te powstały w reżimie podatno-kruchym i zostały lekko zmetamorfizowane. Udokumentowano je na obszarach Niżnych Tatr (Plašienka, 2003a) i Tatr (Dumont i in., 1996; Jurewicz, 2005), Małych Karpat (Plašienka, 1990), Gór Inowieckich (Putiš i in., 2008, 2019b, 2021) oraz Małej Fatry (Putiš i in., 2021).

Jednostki austroalpejskie górne w Alpach Wschodnich występują w dwóch stosunkowo odmiennych obszarach: w paśmie Północnych Alp Wapiennych (wyłącznie płaszczowiny osadowe) oraz w centralnej części Alp Wschodnich (płaszczowiny krystaliczne). Kontakt pomiędzy oboma obszarami przebiega wzdłuż systemu kenozoicznych uskoków przesuwczych (SEMP i MML, zob. fig. 52).

Północne Alpy Wapienne stanowią stosunkowo szerokie pasmo, zbudowane z trzech grup płaszczowin. Są to, w kolejności od najniższych do najwyższych: płaszczowiny bawarskie (bajuwarikum), tyrolskie (tyrolikum) i juwawijskie (juwawikum). Ich sukcesje osadowe są zbudowane z różnorodnych skał osadowych wieku od permu po kredę, obejmujących środowiska lądowe, szelfowe, skłonu kontynentalnego i głębokomorskie. W ogólnych zarysach, opierając się na następstwie litostratygraficznym, jednostki bawarskie, a szczególnie płaszczowiny Frankenfels–Lunz na wschodnim krańcu Alp, można porównać z jednostkami reglowymi dolnymi (fatrikum). Jednostki tyrolskie i juwawijskie należy korelować odpowiednio z systemami hronikum i silicikum. W odróżnieniu od płaszczowin tyrolskich, jednostki hronikum posiadają jednak stosunkowo grube kompleksy skał klastycznych i wulkanicznych górnego karbonu–permu, co odróżnia je także od jednostek noryckich, usytuowanych tektonicznie poniżej tyrolikum (fig. 55).

Ruchy płaszczowinowe w Północnych Alpach Wapiennych zasadniczo ustały w środkowej części kredy i na nasuniętych jednostkach niezgodnie rozwinęły się baseny grupy gozawskiej, wypełnione różnorodnymi osadami wieku od turonu po eocen (Wagreich, Faupl, 1994; Wagreich, 1995; Wagreich, 2001). W wyniku młodszych ruchów tektonicznych w oligocenie, podczas ostatecznej kolizji z płytą europejską, płaszczowiny wieku kredowego uległy jeszcze niewielkim przemieszczeniom i nasunięciom pozasekwencyjnym. Osady basenów gozawskich zostały wtedy przefałdowane wraz z elementami podłoża austroalpejskiego. Cały system płaszczowin Północnych Alp Wapiennych wraz z jednostkami fliszu reńsko-dunajskiego został w neogenie nasunięty na południową krawędź platformy europejskiej oraz przylegającą część zapadliska na odległość ok. 50 km (Wessely, 1992, 2006).

System płaszczowinowy Północnych Alp Wapiennych kontynuuje się w kierunku północno-wschodnim, w podłożu basenu wiedeńskiego, w kierunku centralnych Karpat Zachodnich. Skład i struktura płaszczowin ulegają przy tym zmianie, gdyż płaszczowiny Karpat centralnych nie uległy zasadniczej przebudowie po nasunięciach w późnej kredzie. Odpowiedniki alpejskich basenów gozawskich w Karpatach Zachodnich są usytuowane wzdłuż wąskiej strefy perypienińskiej, ciągnącej się wzdłuż południowej granicy pienińskiego pasa skałkowego (np. Wagreich, Marschalko, 1995; Plašienka i in., 2020, zob. fig. 39).

W **centralnych Alpach Wschodnich** system górnych płaszczowin austroalpejskich składa się głównie z jednostek o podłożu krystalicznym, z lokalnie tylko zachowaną pokrywą skał osadowych. Jednostki te podlegały przegrzaniu w permie, a we wczesnej fazie ruchów alpejskich (kreda) zostały zmetamorfizowane w facjach od zieleńcowej do eklogitowej, przy czym stopień metamorfizmu rośnie w kierunku południowym (np. Schmid i in., 2008; Froitzheim i in., 2008). Pokrywa osadowa obejmuje kontynentalne osady klastyczne permu i dolnego triasu oraz osady platformy węglanowej w środkowym i górnym triasie. Osady jury i kredy występują tylko sporadycznie. Wyższa część górnych jednostek austroalpejskich obejmuje także kompleksy wulkaniczno-osadowe dolnego paleozoiku, o słabym lub umiarkowanym stopniu metamorfizmu, jak np. jednostki Drauzug–Gurktal–Grat w południowo-wschodniej Austrii. Tzw. strefa szarogłazowa (niem. *Grauwackenzone*) ciągnie się wzdłuż południowej krawędzi Północnych Alp Wapiennych i jest zbudowana z licznych mniejszych jednostek tektonicznych (Neubauer i in., 1994). Jedną z nich jest płaszczowina norycka, zawierająca utwory górnego paleozoiku lokalnie pozostające w kontakcie sedymentacyjnym z sukcesją mezozoiku jednostek tyrolskich.

Jednostki weporska i **gemerska** w Karpatach Zachodnich wykazują wiele analogii, ale też różnic względem płaszczowin krystalicznych górnych jednostek austroalpejskich. W szczególności

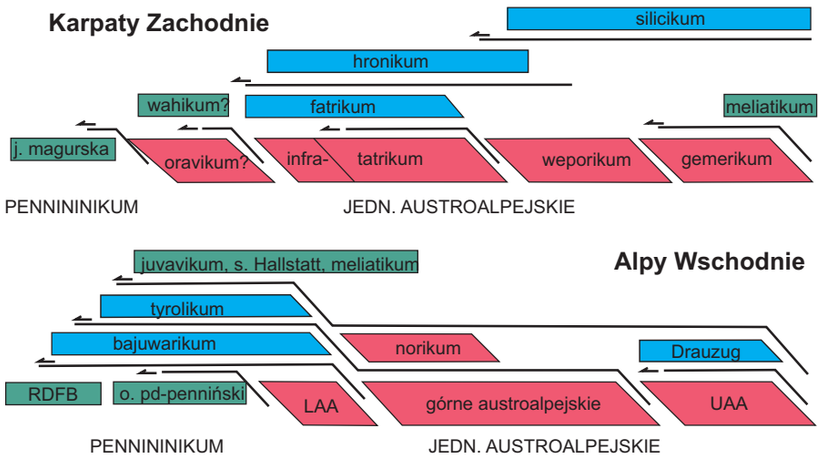


FIG. 55. Schemat strukturalny głównych, przed-oligoceńskich nasuniętych jednostek tektonicznych Karpat Zachodnich i Alp Wschodnich. Objaśnienia kolorów: czerwony – jednostki zawierające podłoże krystaliczne; niebieski – płaszczowiny bez podłoża krystalicznego; zielony – jednostki o podłożu oceanicznym; RDFB – reńsko-dunajskie pasmo fałdowe; LAA/UAA – dolne/górne jednostki austroalpejskie

mechanizm wypiętrzania i ekshumacji kopuły metamorficznej południowej części jednostki weporskiej w późnej kredzie–wczesnym paleogenie (zob. Potočny i in., 2020 oraz podrozdział 6.2.2) jest analogiczny do procesów udokumentowanych w jednostkach austroalpejskich (np. kopuła Gleinalm w południowo-wschodniej części centralnych Alp Wschodnich, zob. Neubauer i in., 1995). Najprawdopodobniej, odpowiednikami jednostki weporskiej w Alpach Wschodnich może być szereg górnych płaszczowin austroalpejskich, które uległy dodatkowym deformacjom i rozczłonkowaniu w neogenie, podczas gdy jednostka weporska zasadniczo zachowała swoją strukturę z czasów deformacji wczesnoalpejskich w kredzie i najwcześniejszym paleogenie. Również niektóre z elementów jednostki gemerskiej są porównywane z elementami górnego systemu austroalpejskiego, jak np. jednostki Ochtiná w północnej części gemerikum i Veitsch (strefa szarogłazowa, zob. Neubauer, Vozárová, 1990; Ebner i in., 2008).

Pozycja **oceanu Meliaty** na tle paleogeografii Neotetydy, dokładne położenie strefy kolizji, a nawet samo istnienie tego oceanu jako samodzielnej jednostki są przedmiotem poważnych kontrowersji (zob. Frank, Schlager, 2006; Gawlick, Missoni, 2015, 2019; Plašienka i in., 2019 oraz odniesienia w tych pracach). Możliwe odpowiedniki jednostki meliackiej można odnaleźć we wschodniej części Północnych Alp Wapiennych, w rejonach Florianikogel i Ödenhof (Mandl, Ondrejičková, 1991, 1993; Kozur, Mostler, 1992, zob. też Gawlick i in., 2009 – formacja Florianikogel). Występują tam ciemne krzemionkowe łupki i zielone radiolaryty wieku środkowojurajskiego, zawierające bloki zmetamorfizowanych skał węglanowych i czerwonych radiolarytów, o charakterze olistostrom. Jednostka Florianikogel jest częścią tzw. melanżu Hallstatt, w skład którego wchodzą także grawitacyjnie przemieszczone fragmenty płaszczowin juwawijskich, utworzonych podczas zamykania oceanu Neotetydy (Gawlick, Missoni, 2015, 2019). Wysoka (górna) pozycja strukturalna melanżu z Hallstatt w Alpach Wschodnich różni się więc od pozycji jednostki meliackiej w Karpatach, na którą są jeszcze nasunięte jednostki silicka i turnajska (fig. 6, 55).

6.9. KORELACJE JEDNOSTEK GEOLOGICZNYCH KARPAT ZACHODNICH I WSCHODNICH

Dušan Plašienka (tłumaczenie *J. Grabowski, K. Zglinicki*)

Jak wspomniano wcześniej, granica geologiczna między Karpatami Zachodnimi a Wschodnimi nie jest jednoznacznie określona. Zewnętrzne jednostki mołdawidzkie pasma fliszowego (czyli przedłużenie pasma menilitowo-krośnieńskiego w Karpatach Zachodnich) kontynuują się od wschodniej Polski i Słowacji przez Ukrainę do Rumunii. Kontynuacja jednostek: magurskiej i pienińskiego pasa skałkowego jest problematyczna, ponieważ obszary po wewnętrznej stronie obu jednostek są w całości pokryte osadami neogeńskimi i wulkanitami depresji transkarpackiej (fig. 1). Dane z otworów wiertniczych, które dotarły do podłoża neogenu, są nieliczne, często niezweryfikowane i niedające podstaw do jednoznacznej interpretacji, jeśli chodzi o ich litostratygrafię i przynależność tektoniczną. W dalszej części rozdziału krótko opisana zostanie budowa geologiczna Wschodnich Karpat w południowo-zachodniej Ukrainie i północnej Rumunii (fig. 56).

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

Zapadlisko przedkarpackie kontynuuje się z terytorium Polski dalej na południowy wschód, w stronę Karpat ukraińskich i rumuńskich. Jego wypełnienie stanowią rozmaite osady lądowe i morskie dolnego miocenu, przede wszystkim langu–serrawalu (baden–sarmat). Utwory zewnętrznej strefy zapadliska leżą w pozycji autochtonicznej na różnych elementach płyty europejskiej, natomiast strefa wewnętrzna jest przykryta płaszczowinami Karpat zewnętrznych i częściowo włączona w ich strukturę. Amplituda nasunięcia Karpat zewnętrznych na obszar zapadliska wynosi tu co najmniej 50 km (np. Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012 oraz literatura tam cytowana). Wewnętrzna strefa zapadliska, sfałdowana razem z jednostkami zewnętrznokarpackimi (tzw. grupa brzeżna płaszczowin karpackich, zob. Nowak, 1927; Żytko, 1999a), obejmuje na obszarze Polski jednostki zgłobicką i stebnicką (zob. podrozdział 6.10). Na wschód od sigmoidy przemyskiej strefa ta rozszerza się, obejmując jednostki stebnicką i samborską (sambirską) w Ukrainie (fig. 56) oraz jednostki pery- lub subkarpackie w Rumunii. Niektórzy autorzy zaliczają do tej strefy również płaszczowinę borysławsko-pokucką (ukr./ang. *Borislav-Pokuttya nappe*, Żytko, 1999a). Na obszarze Rumunii tzw. płaszczowina fałdów brzeżnych (ang. *Marginal Folds nappe,* fig. 53), strefa „fałdów marginalnych" lub płaszczowina Vrancea są zaliczane już do najbardziej zewnętrznych elementów systemu **mołdawidów** (np. Săndulescu, 2009; Miclăuș i in., 2009). System mołdawidzki stanowi zasadniczy element budowy zewnętrznych Karpat Wschodnich, natomiast jednostka magurska ulega tam znacznej redukcji (fig. 56). Płaszczowiny systemu mołdawidzkiego, wewnętrznie pofałdowane i złuskowane, ciągną się szerokim pasem wzdłuż całego łuku Karpat Wschodnich (zob. Jankowski i in., 2004, 2012). Najbardziej zewnętrzna z nich, płaszczowina skolska, kontynuuje się na obszar Ukrainy jako płaszczowina skibowa (ang. *Skyba nappe*) i na obszar Rumunii jako płaszczowina Tarcău. Jednostki te zawierają miąższe sukcesje osadów głębokomorskich od dolnej kredy po dolny miocen, z dominującymi osadami typu fliszu oraz czarnych łupków. Odpowiednikami płaszczowiny śląskiej są na Ukrainie – jednostka czarnohorska (Rogoziński, Krobicki, 2006), a w Rumunii – płaszczowiny Audia i Macla. Z kolei płaszczowinę dukielską można porównać z płaszczowiną Świdowca w Karpatach ukraińskich i płaszczowiną „konwolutnego fliszu" (ang. *Convolute Flysch nappe*) lub Teleajen (teleażeńską) w Karpatach rumuńskich.

Jednostka **dacydów zewnętrznych** lub **seweryнidów** zajmuje pozycję strukturalną pomiędzy mołdawidami a płaszczowiną magurską, znacznie już zredukowaną na obszarze Karpat Wschodnich (fig. 56).

Najniższa z jednostek tektonicznych dacydów zewnętrznych, płaszczowina porkulecka (lub burkucka), jest nasunięta na płaszczowiny dukielską i Świdowca. Zawiera ona głównie klastyczne, głębokomorskie osady wieku dolna kreda–oligocen. Jej charakterystycznym elementem jest gruba (do 4 500 m) sukcesja fliszu wapiennego formacji Sinaia (Rumunia) lub Szypot (Ukraina), zaliczana do najwyższej jury–dolnej kredy (tyton–hoteryw, zob. Melinte-Dobrinescu, Jipa, 2007). U podstawy powierzchni nasunięcia występują liczne intruzje zasadowych skał wulkanicznych (Rogoziński, Krobicki, 2006). Na płaszczowinę porkulecką, na obszarze Karpat Marmaroskich, nasunięte są płaszczowiny rachowska (ang. *Rakhiv nappe*) i Czarnego Fliszu (ang. *Black Flysch Nappe*), łączące się z płaszczowiną Ceahlău w Karpatach rumuńskich (Săndulescu, 2009). Są one najbardziej wewnętrzną częścią pasma fliszowego Karpat Wschodnich. W tych jednostkach, w skałach jurajskich, powszechnie występują świadectwa synsedymentacyjnego wulkanizmu, np. w wulkaniczno-osadowych jednostkach Czywczyna–Kamiennego Potoku (Hnylko i in., 2015). Jednostki dacydów zewnętrznych wraz z zawierającą sukcesje ofiolitowe jednostką seweryńską (ang. *Severin unit*) w Karpatach Południowych stanowią pozostałości domeny oceanicznej Ceahlău–Severin (Schmid i in., 2008; Săndulescu, 2009) lub basenu seweryńsko-mołdawidzkiego (np. Ślączka i in., 2006; Golonka i in., 2008b).

Masyw marmaroski znajdujący się na pograniczu ukraińsko-rumuńskim należy do jednostki **dacydów środkowych** (lub **wewnętrznych),** określanej też jako **centralne Karpaty Wschodnie** (Unrug, 1984; Żytko, 1999a). Jest to system płaszczowin krystalicznych, zwanych bukowińskimi (fig. 56), zawierających również jednostki przedmezozoiczne (Munteanu, Tatu, 2003), powstałych w środkowej części kredy, pokryty transgresywnymi osadami albu–cenomanu formacji Soymul (sojmulska) oraz osadami eocenu–oligocenu (Kruglov, Cypko, 1988; Oszczypko i in., 2005a).

Na północny-zachód od masywu marmaroskiego, ciągnie się strefa skałek marmaroskich (ang. *Marmarosh Klippen zone*), wciśnięta między jednostkę Monastyrca (lub monastyrecką – odpowiednik płaszczowiny magurskiej) a jednostkę porkulecką. Jest to tzw. jednostka (łuska) Vezhany (Żytko, 1999a; Rogoziński, Krobicki, 2006), składająca się z dwóch kompleksów. Kompleks dolny składa się z dużych bloków o charakterze olistostrom: różnorodnych wapieni mezozoicznych (budujących „skałki"), piaskowców, radiolarytów, granitoidów, wulkanicznych skał zasadowych oraz skał metamorficznych, pokrytych osadami formacji sojmulskiej oraz pstrymi marglami i cienkoławicowym fliszem górnej kredy. Kompleks górny tworzą dystalne osady turbidytowe eocenu oraz czarne margle najniższego oligocenu (rupelu; Oszczypko i in., 2005a). Oszczypko (2004) oraz Oszczypko i in. (2015) korelują łuskę Vezhany ze strefą przedmagurską. Na jednostkę Vezhany jest nasunięta jednostka Monastyrca, zawierająca pstre łupki górnej kredy-paleogenu oraz dystalne turbidyty i gruboławicowe piaskowce eocenu (formacja Drahovo). Według Oszczypko i in. (2015) jednostka monastyrecka może być korelowana z podjednostką raczańską płaszczowiny magurskiej. Formacja Drahovo, kontaktująca bezpośrednio z pienińskim pasem skałkowym, może być porównana z eoceńską formacją strihowiecką (*Strihovce Fm*) podjednostki krynickiej we wschodniej Słowacji, zawierającą m.in. spinele chromowe oraz inne minerały ciężkie (cyrkony) i okruchy egzotyków, dostarczane być może z oceanicznego basenu Ceahlău–Severin i/lub podłoża megajednostki Cisy-Dacji (Bónová i in., 2017, 2019, 2020, zob. też fig. 4). Jednostka Monastyrca kontynuuje się na terytorium Rumunii jako płaszczowiny Petrova i „Dzikiego Fliszu" (ang. *Wildflysch Nappe*), które również są korelowane z jednostką magurską (Oszczypko, 2004).

Alpejskie deformacje dacydów wewnętrznych przebiegały w dwóch fazach. Pierwsza z nich miała miejsce w środkowej kredzie (apt, tzw. faza „austryjska") i była związana z subdukcją skorupy oceanicznej basenu Ceahlău–Severin pod blok centralnych Karpat Wschodnich oraz akrecją płaszczowin rachowskiej i Czarnego Fliszu. Druga faza („laramijska") nastąpiła w późnej kredzie. Doszło wtedy do ostatecznego zamknięcia basenu seweryńsko-mołdawskiego, a deformacjom uległy przede wszystkim zewnętrzne strefy dacydów, na kontakcie z mołdawidami (Schmid i in., 2008; Săndulescu, 2009). Sekwencja i przyczyny wydarzeń orogenicznych w mezozoiku w centralnych Karpat Wschodnich były więc zasadniczo inne niż w centralnych Karpatach Zachodnich, gdzie główne nasunięcia miały miejsca w późnej kredzie (alb–turon) i nie były spowodowane subdukcją „zewnętrznego" oceanu pennińskiego, lecz stopniowym rozprzestrzenianiem się deformacji związanych z zamknięciem oceanu Meliaty, a więc od wewnętrznej strony orogenu (Plašienka, 2018a).

Strefa skałek marmaroskich wyklinowuje się w kierunku granicy słowacko-ukraińskiej (fig. 56). Istnieją jednak strukturalne i paleogeograficzne przesłanki wskazujące na jej kontynuację w kierunku północno-zachodnim, w postaci grzbietu marmaroskiego. Materiał z tego grzbietu (porównywanego z grzbietem południowomagurskim – zob. Poprawa i in., 2006) został udokumentowany w formacji strihowieckiej we wschodniej Słowacji (Mišík i in., 1991a, c; Teťák i in., 2019; Bónová i in., 2019, 2020), usytuowanej w najbardziej wewnętrznej strefie jednostki magurskiej, oraz w zlepieńcach z Tylicza w jednostce krynickiej (Oszczypko i in., 2016).

Okresowo wypiętrzane grzbiety, będące źródłem materiału detrytycznego w basenach Karpat zewnętrznych są rekonstruowane na podstawie architektury depozycyjnej basenów, kierunków transportu oraz składu materiału egzotykowego (Poprawa i in., 2006; Nawrocki i in., 2024). Stanowią one istotne elementy tego systemu orogenicznego, będąc związane zarówno z wczesną fazą ekstensji, jak i późniejszej kompresji. W literaturze postulowano istnienie wielu takich grzbietów (np. grzbiet Szczawiny, przedmagurski, Bukowca, Andrychowa, podśląski, kumanski, pikuiski (Winkler, Ślączka, 1992; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2009; Teťák i in., 2019; Hnylko i in., 2021). Najlepiej udokumentowanym z nich jest grzbiet śląski. Został on wypiętrzony w wyniku późnokredowej inwersji, pomiędzy basenem przedmagurskim a śląskim. Grzbiety marmaroski i śląski najprawdopodobniej nie były ze sobą połączone, lecz oddzielone basenem przedmagursko-dukielskim i systemem uskoków kulisowych (np. Ślaczka i in., 2006; Oszczypko, 2006a; Gągała i in., 2012). Bardzo duże urozmaicenie materiału egzotykowego pochodzącego z grzbietu śląskiego świadczy o jego prawdopodobnej budowie płaszczowinowej, będącej rezultatem kompresji w środkowej kredzie (Soták, 1990, 1992; Poprawa i in., 2006). W tym ujęciu grzbiety śląski i marmaroski stanowiłyby kontynuację systemu orogenicznego dacydów. Według Nawrockiego i in. (2024) grzbiety egzotykowe Karpat zewnętrznych nie były już jednak erodowane podczas sedymentacji warstw menilitowych i krośnieńskich w oligocenie i wczesnym miocenie.

Na południe od sinistralnej strefy uskokowej Bogdan Voda występuje strefa skałkowa Poiana Botizei, na którą jest nasunięta płaszczowina Botizy (fig. 56). Według Birkenmajera (1986) jednostki te stanowią wschodnie zakończenie pienińskiego pasa skałkowego i określane są przez geologów rumuńskich jako „Pienidy" (np. Săndulescu i in., 1982). Jednak najdalej wysuniętym na wschód typowym elementem pienińskiego pasa skałkowego, odpowiadającym sukcesji czorsztyńskiej, jest słynna skałka Velykyieho Kamenca (Lewandowski i in., 2005; Reháková i in., 2011; Grabowski i in., 2019). Pieniński pas skałkowy najprawdopodobniej kontynuuje się w kierunku południowo-wschodnim wzdłuż południowej granicy jednostki Monastyrca–Petrova (fig. 56). Od południowego zachodu kontaktuje on z neogenem zapadliska transkarpackiego, wzdłuż stromego uskoku odwróconego, zapadającego ku północnemu

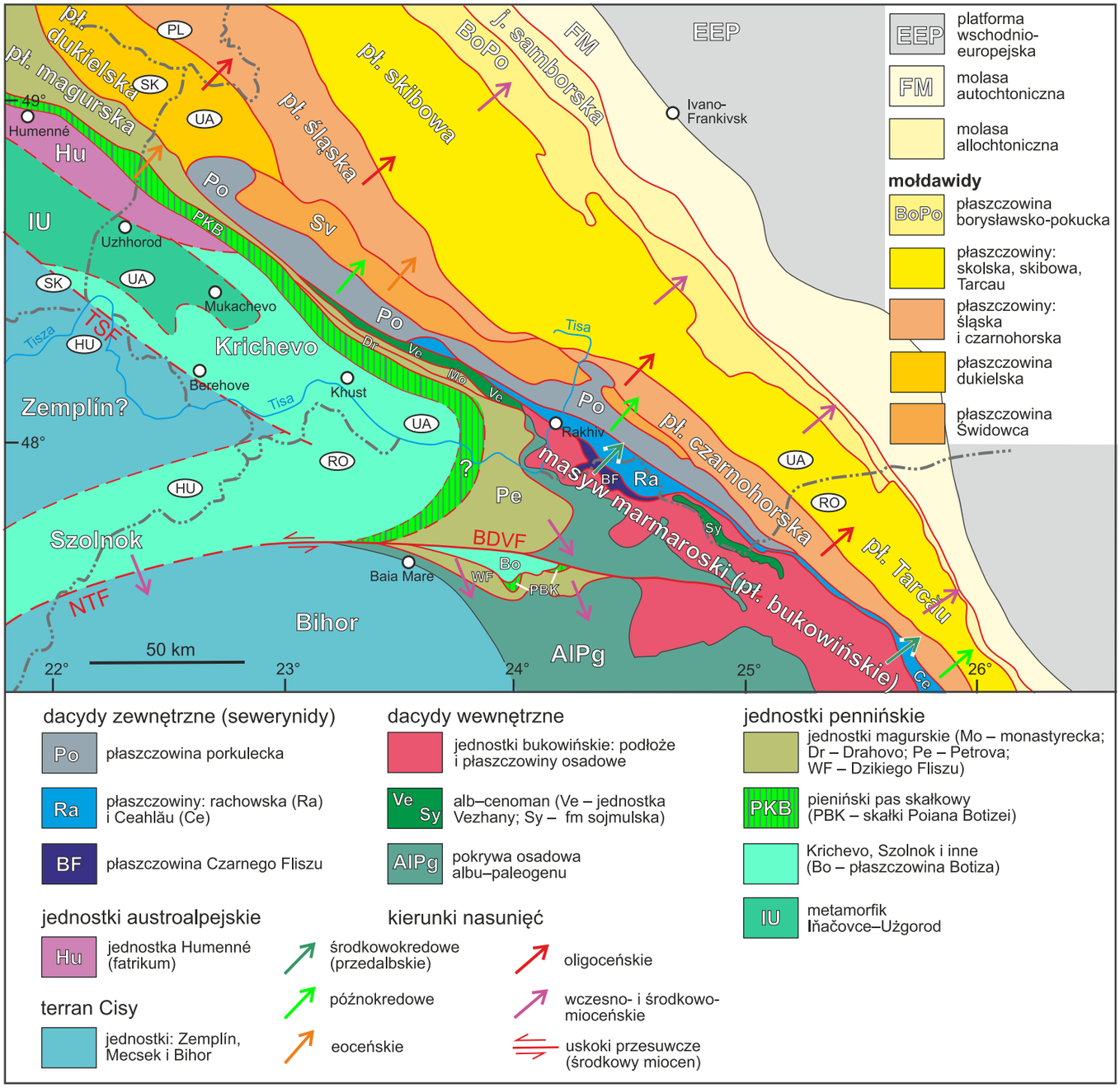


FIG. 56. Korelacje głównych jednostek tektonicznych Zachodnich i Wschodnich Karpat (kompilacja wg różnych autorów): Maheľ, 1973; Sviridenko, 1976; Săndulescu i in., 1978; Oszczypko, 2004; Săndulescu, 2012; Murovskaya i in., 2025. W Karpatach centralnych (na południe i południowy zachód of linii pienińskiego pasa skałkowego i dacydów) pokazano tylko jednostki przed-mioceńskie; strefy uskokowe: TSF – Trebišov-Someş; NTF – północnotransylwańska; BDVF – Bogdan Vodă-Dragoş Vodă

wschodowi, a częściowo jest przykryty przez górnomioceńskie wulkanity pasma Wyhorlat–Gutin (np. Kruglov, 1974).

Rekonstrukcje oparte na modelu tektoniki płyt w rumuńskiej i polskiej części Karpat pojawiły się stosunkowo wcześnie (np. Radulescu, Sandulescu, 1973; Birkenmajer, 1976; Herz, Savu, 1984), natomiast interpretacja budowy geologicznej pienińskiego pasa skałkowego w sektorze ukraińskim była do lat 70.–80. XX w. oparta na „statycznym" modelu geosynklinalnym, który dominował wówczas w literaturze ukraińskiej i sowieckiej (np. Kruglov, 1971; Kruglov, 1974; Burov i in., 1986; Kruglov, Cypko, 1988). Autorzy ci wyróżniali na obszarze pienińskiego pasa skałkowego trzy piętra strukturalne. Piętro dolne tworzyły silnie zdeformowane jurajsko-dolnokredowe skałki wapienne, często odkłute i otoczone łupkami i marglami kredy górnej. Piętro środkowe stanowiły transgresywne brekcje paleogenu zawierające materiał skałkowy, miejscami wielkości sporych olistolitów, oraz egzotyki, przykryte głównie piaskowcowym fliszem formacji Vulkovchik (Kruglov, Smirnov, 1968). Jako piętro górne wyróżniano zalegające z dużą niezgodnością na starszych piętrach różnorodne osady mioceńskie. Transgresywny charakter osadów paleogeńskich „piętra środkowego" budzi jednak wątpliwości, gdyż często są one sfałdowane razem z utworami skałkowymi i nasunięte na płaszczowiny fliszu marmaroskiego (np. jednostki rachowską i porkulecką, zob. Ślączka i in., 2006). Warto zwrócić uwagę, że jednostki skałkowe występują w tych przekrojach strukturalnie powyżej fliszowych jednostek paleogenskich (Ślączka i in., 2006). Brekcje paleogenu przypominają składem i pozycją strukturalną brekcje z Milpoš, znane ze wschodniej Słowacji i interpretowane jako ciała olistostromowe w obrębie paleogenu formacji Proč jednostki szariskiej (Plašienka, Mikuš, 2010; Plašienka i in., 2012; Plašienka, 2012a; zob. fig. 36). "Transgresywny" charakter brekcji może więc być jedynie pozorny, a w rzeczywistości mogą one reprezentować osad synorogeniczny związany z nasunięciami wyższych jednostek strukturalnych, jak np. jednostki subpienińskiej (czorsztyńskiej). Generalnie autorzy ukraińscy nie wyróżniali poszczególnych sukcesji, jednostek skałkowych lub płaszczowin w ukraińskim sektorze pienińskiego pasa skałkowego, co było praktyką powszechnie przyjmowaną w literaturze polskiej (Birkenmajer, 1986). Sporadycznie tylko odnosili się do jednostek pienińskiej czy też subpienińskiej. Znakiem rozpoznawczym jednostki pienińskiej miała być obecność w dolnej kredzie pelagicznych wapieni kalpionellidowych typu biancone lub maiolica, określanych jako formacja Svaljava. Jak jednak wykazali Reháková i in. (2011) oraz Wierzbowski i in. (2012), wapienie formacji Svaljava przypominają pod względem mikrofacjalnym, raczej wapienie bioklastyczne formacji dursztyńskiej (Birkenmajer,

1977; zob. fig. 33), charakterystyczne dla sukcesji czorsztyńskiej i niedzickiej. Różnią się natomiast zasadniczo od prawdziwie pelagicznej formacji wapienia pienińskiego, występującej w sukcesjach pienińskiej i kysucko-braniskiej. Ponadto, również oznaki wczesnokredowego spłycania i brak osadów barremu–aptu, świadczą o pozycji paleogeograficznej zbliżonej do płytszych stref grzbietu czorsztyńskiego.

Formacje jury i dolnej kredy w ukraińskiej części pienińskiego pasa skałkowego wykazują pewne różnice w stosunku do równowiekowych osadów klasycznych profili znanych z Polski i Słowacji (Krobicki i in., 2003; Reháková i in., 2011; Wierzbowski i in., 2012; Aubrecht i in., 2017b). Różnice te polegają przede wszystkim na występowaniu częstych horyzontów kondensacji i luk stratygraficznych, a także obecności materiału wulkanicznego, o składzie geochemicznym typowym dla śródpłytowych bazaltów alkalicznych (np. Oszczypko i in., 2012). Profile ukraińskie wykazują pewne podobieństwa do profilu skałki Benatina, przy wschodniej granicy Słowacji (Schlögl i in., 2004).

Podsumowując, wydaje się, że w ukraińskim sektorze pienińskiego pasa skałkowego występują tylko dwie jednostki tektoniczne: dolna – szariska (lub Grajcarka) i górna – subpienińska (*sensu* Plašienka, 2018a), odpowiadająca jednostce czorsztyńskiej. Jednostka szariska składa się z osadów fliszu paleogeńskiego oraz polimiktycznych brekcji i zlepieńców, natomiast jednostce subpienińskiej odpowiadają środkowo-górnojurajskie sukcesje skałkowe wraz z ich górnokredową osłoną. Brak jest więc typowej pelagicznej sukcesji pienińskiej (lub kysucko-braniskiej), która charakteryzuje jednostkę pienińską. Ostatnie, najbardziej na wschód wysunięte odsłonięcia tej jednostki, występują w wąskich łuskach tektonicznych wzdłuż południowej krawędzi pienińskiego pasa skałkowego na zachód od Preszowa (Plašienka i in., 2013), czyli ponad 100 km na zachód od profilu Velykyieho Kamenca.

Na południe od uskoku Bogdan Vodă znajduje się strefa skałkowa Poiana Botizei, tworząca wąski pas u czoła nasunięcia płaszczowiny Botiza (fig. 56). Strefa ta jest zbudowana z szeregu łusek o dość zróżnicowanym profilu litostratygraficznym osadów jury i kredy, zdeformowanych razem z eoceńskim fliszem płaszczowiny Botiza. Sukcesja skałkowa Poiana Botizei (Săndulescu i in., 1982; Bombiţă, Savu, 1986; Bombiţă, Pop, 1991; Bombiţă i in., 1992) zawiera w spągu różnorodny materiał wulkaniczny (tufy i tufity, bazalty, bazalty andezytowe), występujące również w postaci bloków i klastów w osadach pelagicznych ze środkowej i górnej jury. Są to radiolaryty keloweju i oksfordu, późnojurajskie wapienie ziarniste, zawierające redeponowany materiał płytkowodny oraz klasty wulkaniczne, margle z aptychami i wapienie bulaste oraz krzemionkowe. W górnym tytonie i najniższej kredzie występują wapienie mikrytowe typu biancone, z przeławiceniami turbidytów wapiennych, a w hoterywie–apcie ciemne łupki formacji Tissalo (odpowiednik formacji z Kapuśnicy, zob. fig. 33). Brak osadów albu może być echem wynoszenia i erozji grzbietu czorsztyńskiego, lub też ruchów orogenicznych związanych z „fazą austryjską". Nowy cykl sedymentacyjny rozpoczyna się brekcjami i czerwonymi marglami typu „puchovskiego" (lub formacji margli z Jaworek) wieku od późnego cenomanu do danu. Bombiţă i in. (1992) opisali także ciemne margle z konkrecjami syderytowymi oraz wapienie ziarniste z dużymi otwornicami z grupy orbitoidów, a także piaskowce i zlepieńce wieku kampan-mastrycht, które korelują z formacją jarmucką (zob. fig. 33).

Analogie i różnice pomiędzy strefą skałkową Poiana Botizei a pienińskim pasem skałkowym (orawikum) stanowią znany i od dawna dyskutowany problem. Podobieństwa polegają przede wszystkim na generalnej zbieżności rozwoju facjalnego i ewolucji ich basenów mezozoicznych. Zasadnicza różnica dotyczy obecności zasadowego wulkanizmu w jurze skałek Poiana Botizei i jego braku w jednostkach pienińskiego pasa skałkowego. Wulkanizm tego typu nie zaznacza się w jednostkach orawskich pienińskiego pasa skałkowego, gdzie są znane jedynie cienkie przeławicenia zasadowych, rzadziej kwaśnych tufów i domieszki materiału piroklastycznego w osadach pelagicznych (Mišík i in., 1991b; Mišík, 1992).

Nie ulega wątpliwości, że strefa skałkowa Poiana Botizei jest nasunięta na płaszczowiny systemu magurskiego. Fakt ten legł u podstaw koncepcji o bezpośredniej kontynuacji pienińskiego pasa skałkowego, w szczególności jednostki Grajcarka, i strefy skałkowej Poiana Botizei (Săndulescu i in., 1982; Birkenmajer, 1986).

Znacznie więcej trudności sprawia rekonstrukcja wyższych jednostek strukturalnych, usytuowanych po wewnętrznej (południowo-zachodniej) stronie orogenu. Kontakty pomiędzy poszczególnymi jednostkami tektonicznymi są słabo odsłonięte, często ukryte pod pokrywą osadową młodszego piętra strukturalnego. Dodatkowo, pierwotne powierzchnie nasunięć uległy na ogół modyfikacji, jako strefy uskoków przesuwczych, normalnych lub odwróconych. Wyjątkiem jest dobrze czytelne nasunięcie jednostki Botizy na strefę skałkową Poiana Botizei, które są razem nasunięte na magurską jednostkę „Dzikiego Fliszu" (fig. 56). Problemem pozostaje jednak proweniencja tektoniczna jednostki Botizy. Bombiţă, Savu (1986) przyjęli, że strefa skałkowa Poiana Botizei zajmuje pozycję bardziej zewnętrzną w stosunku do jednostki Grajcarka, byłaby więc częścią szeroko rozumianej jednostki magurskiej. Również według Oszczypko (2004), jednostka Botizy odpowiada (pod) jednostce krynickiej w obrębie płaszczowiny magurskiej. Strefę skałkową Poiana Botizei należałoby zatem, zgodnie z tą koncepcją, umiejscowić pomiędzy podjednostką Krynicy a jednostką Petrovej – „Dzikiego Fliszu" (uważanej za odpowiednik podjednostki raczańskiej płaszczowiny magurskiej). Słabością tej koncepcji jest obecność silnych deformacji i nasunięć późnokredowych „fazy laramijskiej" w strefie skałkowej Poiana Botizei, które w sposób oczywisty można porównać z analogicznymi strukturami jednostek orawskich pienińskiego pasa skałkowego. W płaszczowinie magurskiej deformacje tego wieku są słabo wyrażone, manifestując się jedynie wyniesieniem grzbietów w obrębie basenu magurskiego oraz jego częściową inwersją.

Według innych poglądów, płaszczowina Botizy może być porównana z jednostką Krichevo (lub Kričevo), znajdującą się w podłożu zapadliska transkarpackiego w Ukrainie i na Słowacji (Soták i in., 2005; Plašienka, Soták, 2015 i literatura tam cytowana). Sukcesja osadowa płaszczowiny Botizy odsłania się wzdłuż wschodniej krawędzi zapadliska transkarpackiego (fig. 56). Sukcesja ta, składająca się z czerwonych margli pelagicznych górnej kredy, pstrych łupków paleocenu i eoceńskiej sekwencji turbidytowej wykazującej wzrost wielkości ziaren w górę profilu (ang. *coarsening upward*), jest bardzo podobna do tej udokumentowanej w jednostce Krichevo (zob. Żytko, 1999a), gdzie oprócz miąższych utworów kredy i paleogenu występują także utwory jury i być może triasu. Stąd Aroldi (2001) połączył oba elementy w jedną jednostkę Botiza–Kričevo.

Schmid i in. (2008) skorelowali jednostkę Iňačovce–Kričevo–Botiza z oceanem piemoncko-liguryjskim (południowo-pennińskim lub Tetydą alpejską) i dalej, w kierunku południowo-zachodnim, z pasem fliszowym Szolnok (fig. 56; Plašienka i in., 2020). Poprzez obecny lineament śródwęgierski (fig. 1), oddzielający Karpaty Zachodnie od jednostki Cisy, jednostka ta łączyła się z oceanem Sawy i późniejszym szwem tego oceanu w obrębie Dynarydów (fig. 2, 4, 52, 53). Na obszarze wschodniej Słowacji, jednostka Iňačovce–Kričevo została podzielona na dwie części (Leško i in., 1977; Soták i in., 1993a, 1994, 2002). (Pod)jednostka Iňačovce stanowiłaby trzon metamorficzny (ang. *metamorphic core complex*) wieku neogeńskiego, składający się z łupków krystalicznych typu *Bündnerschiefer* oraz serpentynitów i intruzji bazaltowych. (Pod) jednostka Kričevo zawiera słabo lub w ogóle niezmetamorfizowane osady pelagiczne wieku jura–paleogen i nie występują tam zasadowe skały wulkaniczne (fig. 56).

Budowa, ewolucja tektono-metamorficzna oraz dostępne dane geochronologiczne z jednostki Iňačovce wykazują dobrą zgodność z analogicznymi danymi z okna tektonicznego Rechnitz, przy wschodnim krańcu Alp wschodnich, oraz innych trzonów metamorficznych, związanych z otwieraniem basenu panońskiego (Csontos i in., 2025). Częścią tej jednostki byłoby wyróżnione przez geologów rumuńskich okno tektoniczne Użgorodu (Săndulescu, 2012). Plašienka i in. (2020) wyrazili pogląd, że kontynuacją strefy Iňačovce–Kričevo–Użgorod w kierunku zachodnim mogłyby być łuski tektoniczne strefy Maruszyna-Lipnik, włączonej w strefę pienińskiego pasa skałkowego w Polsce (zob. podrozdział 6.3.2.4) i wschodniej Słowacji, wykazujące ciągłość pelagicznej sedymentacji na granicy kreda/paleogen, co odróżnia je od typowych jednostek pienińskich (orawskich). Podsumowując należy stwierdzić, że w strefie styku centralnych Karpat Zachodnich i Wschodnich występuje szereg drobnych fragmentów skorupy kontynentalnej (masyw marmaroski, jednostka Cisy, grzbiet czorsztyński, odpowiedniki jednostek austroalpejskich), otoczonych pozostałościami szwów ofiolitowych (np. oceany południowo-penniński i ocean Sawy, Transylwanii–Wardaru) i kompleksów akrecyjnych (np. jednostki seweryńska i Czarnego Fliszu, magurska). Komplikacje budowy geologicznej tego obszaru powodują, że powiązania z jednostkami Karpat Zachodnich jeszcze długo będą przedmiotem dyskusji. Przykłady takich rekonstrukcji, najczęściej różniących się szczegółami, można znaleźć w licznych pracach (np. Haas, Péró, 2004; Csontos, Vörös, 2004; Golonka i in., 2008b; Schmid i in., 2008; Sandulescu, 2009; Császár i in., 2013).

Jednostka Szolnok, rozciągająca się na południowy-zachód od jednostki Iňačovce–Kričevo, jest zbudowana z intensywnie złuskowanych, ale niezmetamorfizowanych ciemnych łupków środkowej kredy, pstrych margli górnej kredy oraz fliszu eocenu–oligocenu (Nagymarosy, Báldi-Béke, 1993). Po oligocenie, utwory te zostały nasunięte ku południowemu-wschodowi na północno-zachodni skraj terranu Cisy. Jednostka Szolnok kontynuuje się wzdłuż lineamentu środkowo-węgierskiego aż po rejon Zagrzebia, gdzie zakręca wokół południowo-zachodniego skraju terranu Cisy i łączy się z dynarskim szwem oceanu Sawy (np. Schmid i in., 2008, 2020; Kováč i in., 2016; fig. 2, 52, 53).

6.10. ZAPADLISKO PRZEDKARPACKIE

Piotr Krzywiec, Grzegorz Staryszak

6.10.1. Baseny przedgórskie i ich systemy osadowe – wprowadzenie

Baseny przedgórskie są związane ze strefami kolizji kontynentalnej i formują się w efekcie nasunięcia orogenu na płytę przedpola, co prowadzi do powstania strefy subsydencji tektonicznej ulokowanej wzdłuż frontu orogenu (fig. 57a). Można wymienić cztery zasadnicze czynniki wpływające na rozwój wypełnienia osadowego basenów przedgórskich (Allen, Allen, 1990; DeCelles, 2012; por. Krzywiec, 2006). Są to:

1) ugięcie płyty litosferycznej przedpola determinowane przez jej własności mechaniczne: efektywną miąższość sprężystą (ang. *efective elastic thickness* – EET) i sztywność zginania (ang. *flexural rigidity* – D);
2) ekstensja ugięciowa, czyli rozwój ekstensyjnych deformacji nieciągłych w obrębie stropowej partii uginanej płyty przedpola;
3) propagacja orogenu fałdowo-nasuwczego oraz jego erozja;
4) sedymentacja i erozja w obrębie zapadliska przedgórskiego.

W przypadku basenów związanych ze strefami kolizji płyt litosferycznych, powstanie przestrzeni akomodacyjnej potencjalnie zdolnej do wypełnienia przez osady jest wywoływane przede wszystkim uginaniem dolnej płyty litosferycznej. Najszerzej stosowane modele geodynamiczne dla tego typu zjawiska zakładają, że dzisiejsza konfiguracja układu orogen – płyta litosferyczna przedpola – zapadlisko przedgórskie jest bezpośrednio związana z procesami, które doprowadziły do utworzenia się strefy subdukcji i kolizji płyt litosferycznych, a procesy postorogeniczne, takie jak na przykład erozja orogenu i jego przedpola, czy izostatyczna kompensacja oraz związane z nią ruchy pionowe tylko w niewielkim stopniu zmodyfikowały regionalną budowę geologiczną badanej strefy kolizji (Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1985; Royden, Karner, 1984; Moretti, Royden, 1988; Royden, 1988, 1993a; Krzywiec, Jochym, 1996, 1997). Opierając się na tych założeniach, można sformułować ogólne zależności pomiędzy obserwowaną wielkoskalową geometrią strefy kolizji (topografia orogenu, głębokość stropu płyty litosferycznej pogrążanej pod orogenem i związana z nią geometria basenu przedgórskiego) a parametrami mechanicznymi charakteryzującymi subdukującą płytę litosferyczną, rozkładem i znaczeniem poszczególnych sił działających w strefie subdukcji i ogólną charakterystyką geologiczną danej strefy kolizji kontynentalnej.

Liczne opublikowane prace wykazały, że jako pierwsze przybliżenie dla stref kolizji płyt litosferycznych służyć może model, w którym uginanej płycie litosferycznej odpowiada cienka (tj. o miąższości dużo mniejszej w stosunku do długości), sprężysta płyta znajdująca się ponad astenosferą traktowaną w tym przypadku jako pozbawiona lepkości ciecz (Turcotte, 1979; Turcotte, Schubert, 1982; Karner, Watts, 1983; Lyon-Caen, Molnar, 1983, 1985; Nunn i in., 1987; Royden, 1988, 1993a, b; Royden, Karner, 1984; Zoetemeijer i in., 1999). Pierwszym, który zastosował ten model dla opisania deformacji w skali litosfery, był wybitny polski fizyk Marian Smoluchowski (Smoluchowski, 1909; por. Turcotte, 1979). W trakcie uginania litosfery jest deformowana również powierzchnia Moho, rozdzielająca skorupę i płaszcz, charakteryzujące się dość znacznymi różnicami gęstości, w efekcie czego pod orogenem tworzy się tzw. korzeń orogeniczny związany z pogrążeniem lżejszej materii skorupy poniżej regionalnego poziomu Moho, co jest związane z powstaniem charakterystycznej, regionalnej ujemnej anomalii grawimetrycznej. W niektórych analizach wykorzystywany był też lepko-sprężysty model reologiczny litosfery (np. Beaumont, 1980; Beaumont i in., 1987, 1988; Quinlan, Beaumont, 1984), jednak ze względu na słabe rozpoznanie mechanizmów relaksacji naprężeń w czasie geologicznym oraz ich zależności od zmian pola geotermalnego przyjmuje się, że sprężysty model reologiczny litosfery (często z różnymi modyfikacjami) stanowi wiarygodniejsze przybliżenie deformacji w obrębie litosfery (por. Flemings, Jordan, 1989; Ford, 2004; Watts, 2023).

Płyta sprężysta jest charakteryzowana przez sztywność zginania i bezpośrednio z nią związaną efektywną miąższość sprężystą. Im mniejsza EET, tym płyta łatwiej się zgina, i odwrotnie, im EET jest większa, tym płyta jest sztywniejsza i zgina się trudniej. Tak zdefiniowana płyta litosferyczna podlega uginaniu pod wpływem: (a) obciążeń powierzchniowych wywołanych ciężarem orogenu i osadów (oraz ewentualnie wody) wypełniających zapadlisko przedgórskie oraz (b) obciążeń podpowierzchniowych związanych z procesami zachodzącymi na dużych głębokościach w strefie subdukcji, jak na przykład z pogrążaniem do głębokości rzędu 20–30 km anomalnie ciężkich ciał ultramaficznych, pogrążaniem do głębokości rzędu 50–150 km gęstej skorupy oceanicznej lub też działaniem sił poziomych związanych z przepływem materii w obrębie komórek konwekcyjnych płaszcza (Doglioni, 1992; Royden, 1993). Profil ugięciowy cienkiej sprężystej płyty składa się z trzech stref determinujących rozwój basenów przedgórskich: strefę zasadniczego ugięcia płyty gdzie lokuje się orogen nasuwczy i zapadlisko przedgórskie, strefę wypiętrzenia przedgórskiego (inaczej: wybrzuszenia peryferycznego, ang. *forebulge* lub *peripheral bulge*), oraz strefę zaplecza wypiętrzenia przedgórskiego (ang. *backbulge*) (DeCelles, 2012; fig. 57a). W oparciu o analizy relacji między orogenem, efektywną miąższością sprężystą dolnej płyty oraz geometrią basenu przedgórskiego postawiona została teza, że można oszacować własności mechaniczne litosfery (tj. EET), analizując paleogeometrię basenu przedgórskiego (Sinclair, 1996). Podejście takie wydaje się słuszne, jednak wymaga wiarygodnego odtworzenia dystalnego zasięgu basenu przedgórskiego, co ze względu na procesy postorogeniczne, w szczególności częstą i rozległą erozję stref krawędziowych basenów przedgórskich, może być trudne (por. Zweigel, Zweigel, 1998; Sinclair, 1996, 1998).

Omówione elementy układu orogen – płyta litosferyczna przedpola – basen przedgórski stanowią model teoretyczny, od którego w naturze obserwujemy różnego rodzaju odstępstwa. Obok procesów związanych bezpośrednio z kolizją kontynentalną, znaczny wpływ na ewolucję basenów przedgórskich wywiera również budowa płyty litosferycznej przedpola i miała ona również szczególne znaczenie podczas mioceńskiej ewolucji geologicznej zapadliska przedkarpackiego. Własności mechaniczne i kontrolowane przez nie deformacje sprężyste w obrębie całej litosfery wpływają na wielkoskalową ewolucję basenów przedgórskich. Innym regionalnym zjawiskiem, działającym na nieco mniejszą skalę, jest występowanie w obrębie uginanej płyty przedpola szeroko rozprzestrzenionych deformacji ekstensyjnych (Bradley, Kidd, 1991). Ekstensja w stropowej części dolnej płyty litosferycznej pogrąża-

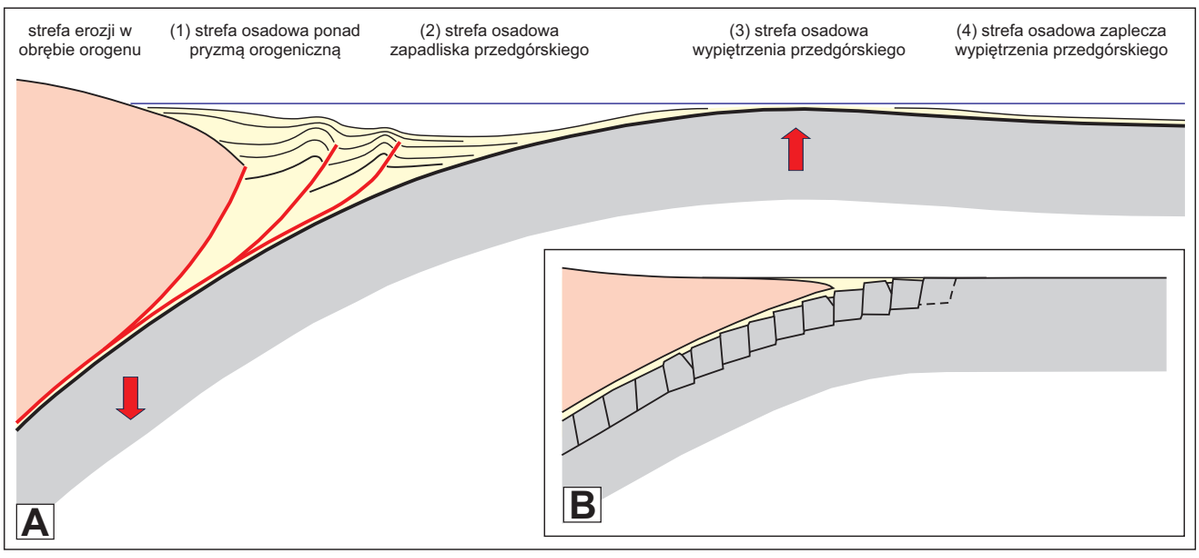


FIG. 57.
A – Schematyczny model systemu osadowego basenu przedgórskiego powstałego w związku z rozwojem pasma fałdowo-nasuwczego nasuniętego na płytę przedpola (por. DeCelles, Giles, 1996; Krzywiec, 2006). 1-4: strefy osadowe w obrębie basenu przedgórskiego opisane w tekście;
B – ilustracja ekstensji ugięciowej zachodzącej w stropie płyty przedpola pogrążanej pod orogenem (wg Bradley, Kidd, 1991 – uproszczone).

nej pod orogenem, czyli tak zwana ekstensja ugięciowa, często modyfikuje prosty profil ugięciowy pogrążanej w strefie subdukcji płyty przedpola (fig. 57b). W trakcie ekstensji ugięciowej powstają przede wszystkim uskoki normalne o zrzucie w kierunku orogenu (uskoki syntetyczne), notowane są też uskoki antytetyczne, choć generalnie rzadziej i o mniejszym zrzucie. Obserwuje się również wyraźną zmianę wartości zrzutu w miarę oddalania się od frontu orogenu – od kilkuset metrów bądź nawet kilku kilometrów w bezpośrednim sąsiedztwie orogenu do kilku metrów w dystalnych częściach basenu przedgórskiego (Bradley, Kidd, 1991). Od tych ogólnych reguł notowane są jednak odstępstwa, co jest wynikiem heterogeniczności budowy geologicznej płyty przedpola i występowania w jej obrębie starszych walnych stref uskokowych reaktywowanych w trakcie rozwoju orogenu fałdowo-nasuwczego i basenu przedgórskiego. Uskoki w obrębie płyty przedpola mogą być reaktywowane jako uskoki normalne, co prowadzi do powstania lokalnych stref subsydencji tektonicznej o charakterze ekstensyjnym (np. Lutz i in., 2024, patrz też niżej) bądź też jako uskoki odwrócone, co prowadzić może do segmentacji basenu przedgórskiego (por. Horton i in., 2022). W każdym z tych przypadków jest możliwe też występowanie składowej przesuwczej, szczególnie w sytuacji, kiedy główny kierunek kolizji kontynentalnej jest ukośny w stosunku do struktur przedpola.

W znakomitej większości przypadków baseny przedgórskie charakteryzują się strefą maksymalnej subsydencji tektonicznej zlokalizowaną w bezpośrednim sąsiedztwie frontu związanego z nimi orogenu. W trakcie postępującej kolizji kontynentalnej strefa ta migruje wraz z nasuwanym orogenem w kierunku przedpola, w efekcie czego bardzo charakterystyczną cechą zapadlisk przedgórskich jest przesunięcie w planie osadów deponowanych w trakcie ich ewolucji. W czasie ruchów nasuwczych część osadów wypełniających baseny przedgórskie jest również deformowana i nasuwana oraz tworzy często najmłodsze, najdalej w kierunku przedpola położone jednostki tektoniczne orogenu nasuwczego (fig. 57a).

Pogrążanie płyty przedpola i ruchy nasuwcze w obrębie orogenu odbywają się na ogół w czasie aktywnej sedymentacji w basenie przedgórskim. Kolejne etapy ewolucji orogenu mogą być zapisane w osadach zapadliska w postaci regionalnych niezgodności erozyjnych związanych z wielkoskalowymi ruchami litosfery. Najistotniejszą z nich może być niezgodność wywołana powstaniem wypiętrzenia przedgórskiego, jego migracją w stronę przedpola orogenu oraz zlokalizowaną ponad nim erozją (Crampton, Allen, 1995).

Zaproponowano różne modele wypełniania basenów przedgórskich osadami w nawiązaniu do etapów rozwoju tektonicznego i morfologicznego orogenu. Heller i in. (1988) sugerują, że w przypadku basenu przedgórskiego zdominowanego przez sedymentację lądową pulsy subsydencji tektonicznej w jego obrębie są związane z etapami ruchów nasuwczych w obrębie orogenu oraz z depozycją miąższych serii osadów gruboklastycznych w obszarze proksymalnym do frontu orogenu, natomiast w dystalnych partiach basenu są deponowane niewielkiej miąższości osady dostarczane z przedpola. Okres spokoju tektonicznego to etap erozji w obrębie orogenu i wywołane nią izostatyczne pionowe ruchy wypiętrzające. Efektem tego jest rozwój regionalnej niezgodności oraz sedymentacja przesunięta w stronę centrum basenu.

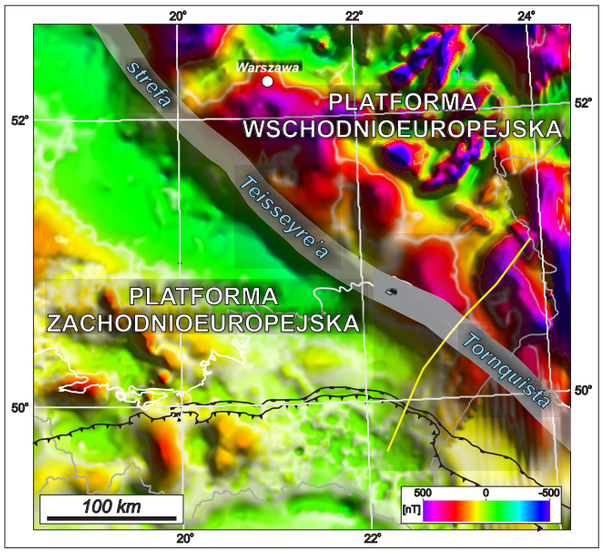


FIG. 58. Mapa magnetyczna północnych Karpat i ich przedpola (por. Wybraniec, 1999). Czarne linie z zębami: frontalne nasunięcia orogenu karpackiego; biała linia: północny zasięg utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (wg: Żytko, 1989, uzupełnione; por. fig. 59); żółta linia: fragment głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST pokazanego na Fig. 61. Przebieg strefy Teisseyre'a-Tornquista wg Mazura i in. (2015)

Na fig. 57a jest pokazany schematyczny model systemu osadowego basenu przedgórskiego (za: DeCelles, Giles, 1996, zmodyfikowane; patrz też Sinclair, 2012), w obrębie którego są wyróżnione cztery podstawowe strefy depozycyjne: (1) obszar depozycji ponad pryzmą orogeniczną, (2) zapadlisko przedgórskie *sensu stricto* ulokowane bezpośrednio przed frontem orogenu, (3) obszar wypiętrzenia przedgórskiego oraz (4) strefa ulokowana poza wypiętrzeniem przedgórskim.

W obrębie strefy 1 są deponowane na ogół osady gruboziarniste, z licznymi niezgodnościami i lokalnymi zmianami miąższości, w ramach depozycji syntektonicznej. Strefa ta odpowiada tzw. basenom niesionym (ang. *piggy-back basins*) opisanym pierwotnie w Apeninach (Ricci-Lucchi, 1986; Artoni, 1997, 2013). Sedymentacja w tym obszarze jest szczególnie uzależniona od procesów erozji zachodzących w obrębie orogenu, gdyż aktywność poszczególnych nasunięć wiąże się z lokalną redukcją przestrzeni akomodacyjnej i rotacją powierzchni depozycyjnych, co w efekcie prowadzi do powstawania lokalnych niezgodności i redukcji miąższości (np. Deramond i in., 1993; Burbank, Verges, 1994; Schlunegger, Jordan, 1997; Verges i in., 2002; Ford, 2004). W strefie tej „konkurują" ze sobą dwa procesy odmiennie wpływające na subsydencję dna basenu: (1) uginanie płyty przedpola, zwiększające się wraz z nasuwaniem orogenu i skutkujące zwiększoną subsydencją oraz (2) ewolucja pryzmy orogenicznej związana z powiększeniem jej objętości, co skutkuje unoszeniem dna basenu powstałego ponad orogenem i tym samym redukcją subsydencji. Od skali i intensywności obu tych procesów zależy finalny charakter subsydencji tektonicznej i ewentualne włączenie części basenu przedgórskiego do obszaru erozji. Analizując osady zapadliska przedgórskiego ulokowane ponad strukturami nasuwczymi, należy wziąć pod uwagę również fakt, iż postorogeniczną konfigurację brzeżnej strefy orogenu ukształtować mogły dwa zupełnie odmienne procesy. Z jednej strony, utwory basenu przedgórskiego mogą być deponowane ponad ewoluującym orogenem w obrębie basenu niesionego, natomiast drugi proces jest czysto tektoniczny i związany jest z tzw. tektoniką klinową i powstawaniem stref trójkątnych oraz nasunięć wstecznych, w efekcie czego część wypełnienia osadowego basenu przedgórskiego może znaleźć się ponad orogenem (Krzywiec, Aleksandrowski, 2004). W pierwszym przypadku kontakt utworów zapadliska przedgórskiego i orogenu będzie sedymentacyjny, a w drugim obie te jednostki rozdzielone będą powierzchnią walnej niezgodności tektonicznej. Ma to duże znaczenie również dlatego, że oba te scenariusze implikują odmienne datowanie procesów orogenicznych: scenariusz pierwszy oznacza, że najpierw uformowana została pryzma orogeniczna, a potem zdeponowane zostały ponad nią osady zapadliska przedgórskiego, natomiast drugi oznacza, że najpierw zostały zdeponowane osady zapadliska, które następnie w efekcie ruchów tektonicznych i powstania nasunięcia wstecznego ponad strefą trójkątną znalazły się ponad orogenem.

Strefa 2 to często obszar depozycji szelfowej/deltowej. Osady tam zdeponowane są w trakcie rozwoju orogenu sukcesywnie włączane w jego obręb i w efekcie migrują w obręb strefy 1. W obszarze tym dochodzi często do nałożenia odmiennych kierunków depozycji materiału osadowego: jednego związanego z bezpośrednią dostawą osadów od strony erodowanego orogenu i drugiego, związanego z osiowym transportem osadów odbywającym się generalnie wzdłuż frontu orogenu (Mutti i in., 2003; Mastalerz i in., 2006).

Obszar wypiętrzenia przedgórskiego (strefa 3) to często obszar erozji, migrujący w stronę przedpola wraz z nasuwanym orogenem (por. Crampton, Allen, 1995). W sytuacji, kiedy poziom morza jest wystarczająco wysoki, wypiętrzenie przedgórskie może być związane z płytkowodną sedymentacją węglanową bądź z płytkowodno – przybrzeżną sedymentacją klastyczną (Leszczyński, Nemec, 2014).

Poza wypiętrzeniem przedgórskim (strefa 4) znajduje się obszar sedymentacji płytkowodnej charakteryzujący się znacznie mniejszymi miąższościami osadów niż zapadlisko przedgórskie. Osady tam złożone często ulegają erozji w związku z migracją wyniesienia przedgórskiego, bądź też w efekcie zjawisk bardziej regionalnych zachodzących po głównym etapie orogenezy i wywołanych izostazją.

6.10.2. Regionalna struktura i ewolucja zapadliska przedkarpackiego

Zapadlisko przedkarpackie jest peryferycznym basenem przedgórskim wypełnionym przez osady syn- i postorogeniczne, którego powstanie związane było z mioceńską ewolucją łuku orogenicznego Karpat zewnętrznych (Książkiewicz, 1972, 1977c; Ney i in., 1974; Oszczypko, Ślączka, 1985, 1989; Oszczypko, 1998, 1999a, b, 2006a, b; Oszczypko i in., 2006; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012).

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

W związku ze specyficznym usytuowaniem polskiej części zapadliska przedkarpackiego w stosunku do płyty europejskiej (fig. 59), wpływ struktury płyty przedpola na ewolucję tej części zapadliska był szczególnie duży. Płyta ta składa się z dwóch części (domen) rozdzielonych strefą Teisseyre'a-Tornquista (Mazur i in., 2015). Pierwsza z nich to platforma wschodnioeuropejska, zbudowana ze skonsolidowanej w prekambrze skorupy krystalicznej pokrytej niezdeformowanymi osadami paleozoicznymi i mezozoicznymi. Drugi fragment płyty europejskiej to platforma zachodnioeuropejska, która uległa konsolidacji w orogenezie waryscyjskiej, a następnie została przykryta osadami permsko-mezozoicznymi basenu polskiego (patrz podrozdział 5.2.1). Wpływ struktury płyty przedpola na budowę geologiczną zapadliska przedkarpackiego dobrze widać na wynikach modelowań ugięcia litosfery wykonanych dla czterech regionalnych transektów przecinających polski segment Karpat (fig. 59), skonstruowanych w oparciu o profile geologiczne z mapy Żytki i in. (1989) (Krzywiec, Jochym, 1996, 1997). Uzyskane wyniki pokazują istotny wzrost EET przy przejściu z obszaru platformy zachodnioeuropejskiej (10 i 8 km dla transektów 1 i 2) na obszar platformy wschodnioeuropejskiej (20 i 25 km dla transektów 3 i 4). W przypadku transektu 4, w trakcie obliczeń pominięto lokalne obniżenie stropu płyty przedpola w obrębie rowu tektonicznego Wielkich Oczu, powstałe w wyniku mioceńskiej ekstensji ugięciowej (patrz niżej). Obserwowana lateralna zmienność EET jest związana z wyraźną zmianą właściwości sprężystych płyty litosferycznej pogrążanej pod orogenem karpackim. W zachodniej części polskich Karpat stosunkowo niska efektywna miąższość sprężysta EET charakteryzuje litosferę o dużej podatności na zginanie, natomiast wyższe wartości EET we wschodniej części związane są z dużo bardziej sztywną płytą litosferyczną. Jest to również zgodne z trendem wzrostu EET wzdłuż całego łuku Karpat z zachodu ku wschodowi: dla Karpat ukraińskich uzyskano wartość EET rzędu 40 km (Royden, 1993a), a na obszarze Karpat rumuńskich EET osiąga wielkość 30 km (Royden, Karner, 1984).

Budowa geologiczna stropowej części podłoża zapadliska przedkarpackiego jest bardzo zróżnicowana: na zachodzie są to utwory paleozoiku bloku górnośląskiego, w części centralnej utwory mezozoiczne zdeponowane w obrębie basenu polskiego, a w części wschodniej utwory paleozoiku i prekambru, odsłonięte spod pokrywy mezozoicznej w efekcie inwersji basenu polskiego i wydźwignięcia oraz erozji antyklinorium środkowopolskiego (fig. 60). Na północy utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego sięgają Roztocza i południowej części Gór Świętokrzyskich. W kierunku zachodnim zasięg basenu stopniowo się zmniejsza, w okolicach Krakowa zapadlisko jest najwęższe, a następnie ponownie się poszerza w kierunku Górnego Śląska. Obszar ten jest widoczny również w morfologii terenu, wyróżniając się wyrównaną powierzchnią w otoczeniu wyniesionych starszych utworów Karpat, Gór Świętokrzyskich, Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej i Wyżyny Śląskiej. Południowy zasięg zapadliska przedkarpackiego nie jest ustalony ze względu na głębokie pogrążenie pod orogenem karpackim.

Obecnie mioceńskie osady zapadliska karpackiego znajdują się głównie przed frontem orogenu, częściowo włączone w jego obręb, tworząc najbardziej zewnętrzne jednostki tektoniczne (jednostka zgłobicka, jednostka stebnicka i jednostka borysławska; patrz niżej), lokalnie występują też ponad orogenem, niezgodnie przykrywając płaszczowiny karpackie w rejonie Nowego Sącza (Oszczypko-Clowes i in., 2009) i Rzeszowa (Uroda, 2020). Zachowane zostały również w pozycji autochtonicznej pod nasuniętymi Karpatami fliszowymi. W obrębie zapadliska przedkarpackiego wydziela się dwie strefy. Osady tzw. zapadliska wewnętrznego, wieku eger-baden, znajdują się obecnie pod płaszczowinami karpackimi

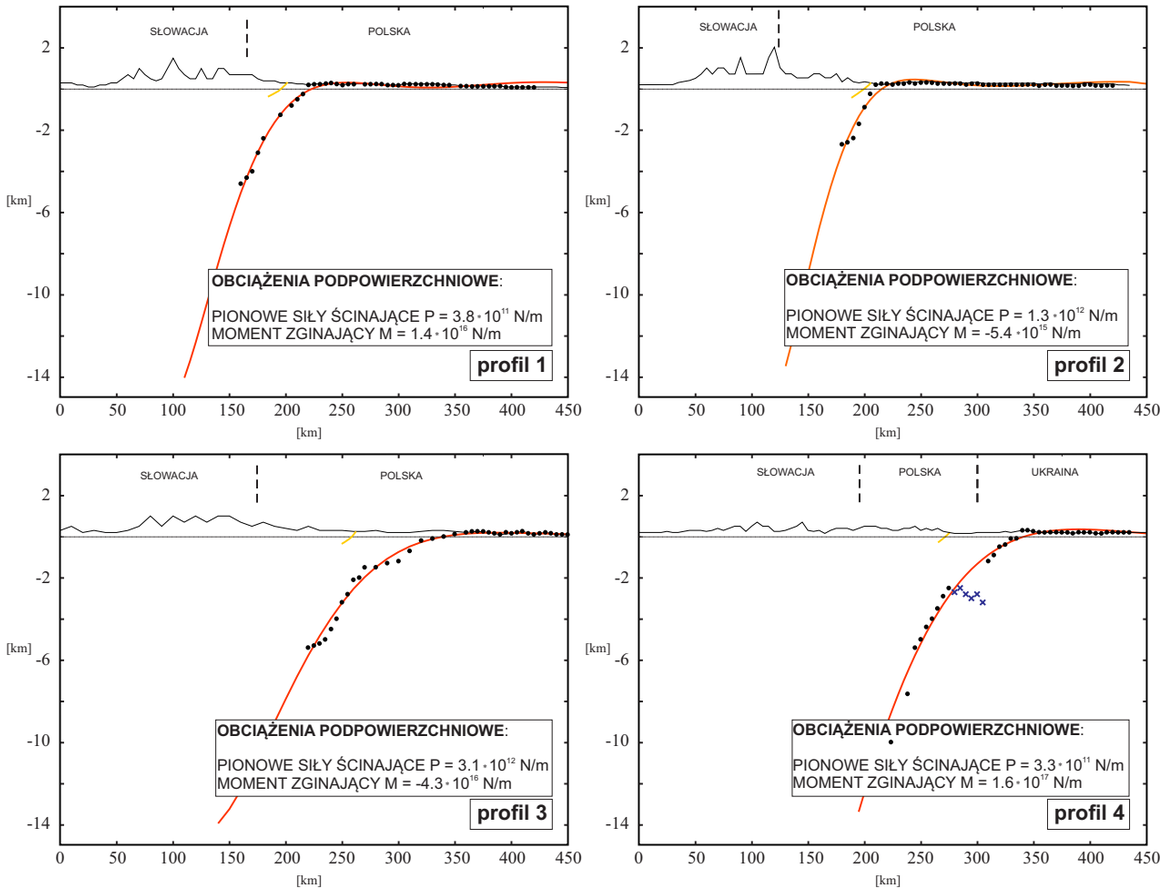


FIG. 59. Wyniki modelowań ugięcia litosfery dla regionalnych transektów przecinających polski segment Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, Jochym, 1996, 1997; por. Oszczypko i in., 2006). Lokalizacja transektów pokazana jest na tle mapy magnetycznej Polski i obszarów otaczających (por. Wybraniec, 1999)

6

Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

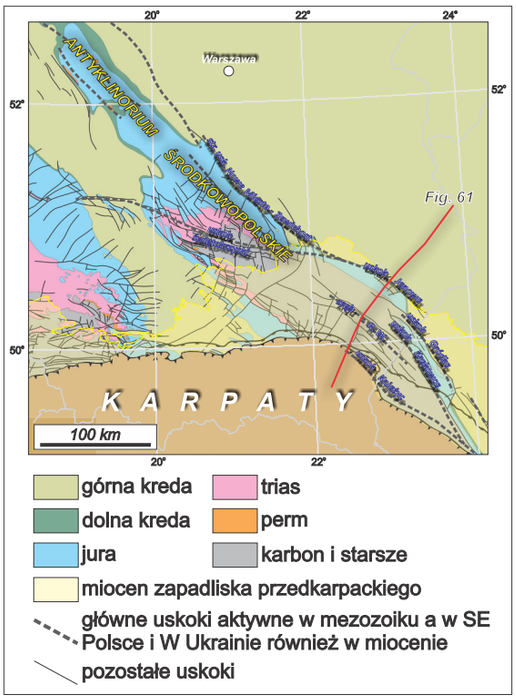


FIG. 60. Mapa geologiczna południowo-wschodniej Polski i obszarów otaczających bez utworów kenozoiku (wg. Dadlez i in., 2000; Oszczypko i in., 2006; Pożaryski, 1979, uproszczone). Czerwona linia: fragment głębokiego profilu sejsmicznego POLCRUST pokazanego na fig. 61, zrąb R. *W*: zrąb Ryszkowej Woli (por. Krzywiec i in., 2005).

w pozycji autochtonicznej oraz przed czołem nasunięcia Karpat fliszowych w pozycji allochtonicznej, budując jednostkę stebnicką (samborską), na obszarze Polski występującą w obrębie sigmoidy przemyskiej (Oszczypko i in., 2006; Szaniawski i in., 2017). Pod Karpatami miąższość utworów miocenu nie przekracza 1000 m. Osady dolnomioceńskie są głównie pochodzenia lądowego, podczas gdy środkowomioceńskie mają genezę morską.

Osady zapadliska zewnętrznego znajdują się w większości przed dzisiejszym czołem orogenu karpackiego. Zapadlisko zewnętrzne jest wypełnione środkowomioceńskimi osadami morskimi o miąższości od kilku / kilkunastu - kilkudziesięciu / kilkuset metrów do ok. 3500 m. Osady te zostały częściowo włączone w obręb orogenu karpackiego i tworzą obecnie jednostkę zgłobicką (Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004). Warstwy baranowskie, rozpoczynające sekwencję mioceńską zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego (dolny baden, formacja z Pińczowa; Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1997; Śliwiński i in., 2012), powstawały w środowiskach przybrzeżnych i zalegają transgresywnie na utworach mezozoiku, paleozoiku i prekambru budujących płytę przedpola Karpat (Dziadzio i in., 1997, 2006; Dziadzio, 2000). Są one przykryte przez górnobadeńskie utwory ewaporatowe formacji z Wieliczki (Alexandrowicz i in., 1982; Jasionowski, 1997; Peryt, 2006; Oszczypko i in., 2006; Śliwiński i in., 2012). Ewaporaty te, będące bardzo ważnym markerem chronostratygraficznym i sejsmicznym, występują na niemal całym obszarze zapadliska przedkarpackiego, brak ich jest jedynie w obrębie tzw. „wyspy bezanhydrytowej" (Komorowska-Błaszczyńska, 1965; patrz też niżej). Powyżej ewaporatów występują klastyczne utwory górnego badenu i sarmatu zaliczane do formacji z Machowa. We wschodniej i centralnej części zapadliska przedkarpackiego są to utwory raczej drobnoklastyczne, ilasto-mułowcowo-margliste, natomiast w strefie przykarpackiej są reprezentowane przez facje gruboklastyczne o znacznej miąższości dochodzącej do kilkuset metrów, co wskazuje na ich syntektoniczny charakter i kierunek dostawy materiału osadowego z południa, od strony erodowanego orogenu (np. Dziadzio i in., 1997, 2006; Krzywiec, 2001; Porębski i in., 2003; Oszczypko i in., 2006; Krzywiec i in., 2008; Porębski, Warchoł, 2006). W osiowej części basenu jest notowany wpływ sedymentacji wzdłuż osi zapadliska przedkarpackiego (Mastalerz i in., 2006).

Północna, brzeżna strefa basenu zapadliska przedkarpackiego pozostawała pod stałym wpływem oddziaływania lądu i była strefą akumulacji materiału terygenicznego w płytkim morzu o głębokości do kilkunastu metrów (Radwański, 1969; Wysocka, 2002; Leszczyński, Nemec, 2014; Wysocka i in., 2016).

Regionalna, głęboka struktura zapadliska przedkarpackiego oraz orogenu karpackiego wraz z ich podłożem we wschodniej części polskiego segmentu zapadliska zobrazowana została na głębokim, 200-kilometrowym profilu sejsmicznym POLCRUST (fig. 61; por. Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015). Północną granicę zapadliska przedkarpackiego definiuje uskok Janowa. Na północny wschód od niego znajdują się utwory jury i kredy puławskiego segmentu synklinorium kościerzyńsko-puławskiego zdeponowane ponad eksternidami waryscyjskimi (pasmem fałdowo-nasuwczym Radom–Kraśnik–Rawa Ruska) i basenem lubelsko–lwowskim (por. Krzywiec i in., 5.1.4.2). Na południowy zachód od uskoku Janowa utwory mioceńskie stopniowo zwiększają swoją miąższość, która maksimum osiąga w brzeżnej strefie orogenu karpackiego, zgodnie z klasycznymi modelami basenów przedgórskich opisanymi powyżej. Mniej więcej w środku tej części zapadliska znajduje się zrąb tektoniczny Ryszkowej Woli o genezie przesuwczej (por. Krzywiec i in., 2005; patrz też niżej).

W najbliższym sąsiedztwie frontalnego nasunięcia karpackiego, w obrębie utworów mioceńskich zaznacza się układ progradacyjny zbudowany z klinoform zapadających na północ–północny wschód i związanych z dostawą materiału osadowego od strony erodowanego orogenu do basenu przedgórskiego (por. Krzywiec i in., 2008).

Pod Karpatami utwory mioceńskie mają znacznie mniejszą miąższość, po części najprawdopodobniej zredukowaną tektonicznie w trakcie nasuwania orogenu.

Podłoże utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego tworzą skały dolnego paleozoiku i prekambru, zaliczane przez Żelaźniewicza i in. (2011) do bloku małopolskiego i tzw. pasma fałdowego Gór Świętokrzyskich, które rozgraniczone miałyby być strefą uskokową Ryszkowej Woli. Bardzo liczne dane sejsmiczne pomierzone na obszarze wschodniej części zapadliska przedkarpackiego w Polsce nie zobrazowały jednak żadnych struktur fałdowo-nasuwczych między strefą uskokową Ryszkowej Woli a uskokiem Janowa, od którego na północny wschód takowe struktury w obrębie paleozoiku i ediakaru są doskonale widoczne (Krzywiec i in., 2017a, b; patrz też podrozdział 5.1.4.2). Biorąc to pod uwagę, struktury fałdowo-nasuwcze w tej strefie nie zostały zaznaczone na profilu POLCRUST (fig. 61), choć nie można wykluczyć, że udokumentowane na tym obszarze utwory najniższego paleozoiku i prekambru znajdują się w stropie fałdów rozwiniętych ponad głęboko zakorzenionymi nasunięciami w obrębie bardziej wewnętrznej części waryscyjskich eksternidów (por. Krzywiec i in., 2017b). Z analizy fragmentu profilu POLCRUST (fig. 61) wynika, iż uskok Janowa stanowi jedną z głównych stref uskokowych na tym obszarze. Budowa geologiczna bezpośredniego otoczenia tego uskoku pokazana została na fig. 62. Widać tam generalnie połogo zalegające utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego, oddzielone od utworów mezozoiku stromym uskokiem Janowa. Jura charakteryzuje się niewielkim, stopniowym wzrostem miąższości w kierunku uskoku, co sugeruje położenie osi maksymalnej subsydencji dalej na południowy zachód, w obrębie bruzdy środkowo-

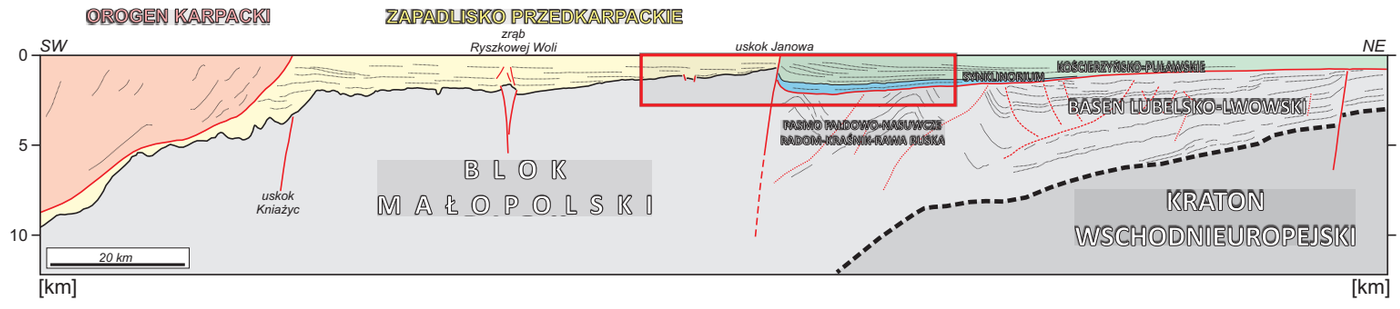


FIG. 61. Struktura orogenu karpackiego i jego przedpola w oparciu o głęboki profil sejsmiczny POLCRUST (por. Malinowski i in., 2013, 2015; Narkiewicz i in., 2015). Nazewnictwo głównych jednostek tektonicznych za Żelaźniewiczem i in. (2011). Czerwona ramka: fig. 62. Lokalizacja patrz fig. 58 i 60

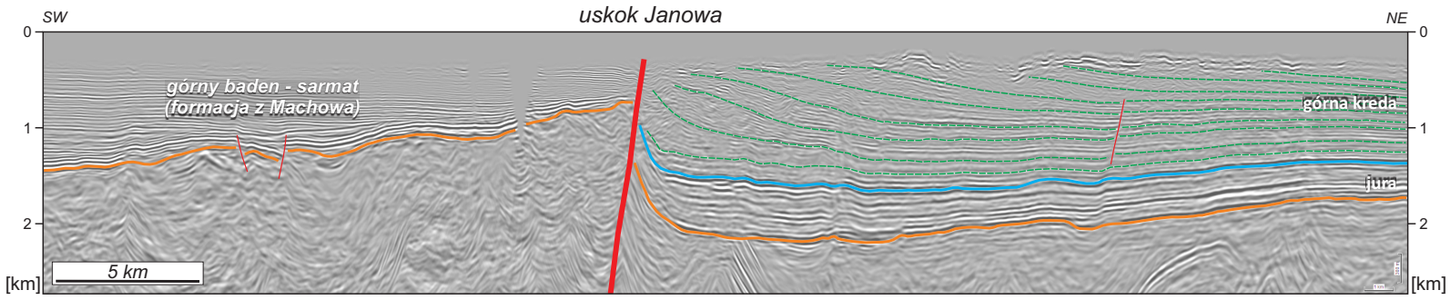


FIG. 62. Fragment profilu POLCRUST obrazujący północną część zapadliska przedkarpackiego, uskok Janowa będący jego północną granicą oraz przyległą część segmentu puławskiego synklinorium kościerzyńsko-puławskiego zbudowanego z utworów jury i kredy zdeponowanych w brzeżnej, północnowschodniej części basenu polskiego

polskiej (por. podrozdział 5.2.1). Bardzo charakterystyczna i ważna dla rekonstrukcji ewolucji uskoku Janowa i otaczającego go obszaru jest architektura depozycyjna górnej kredy, z wyraźnie widoczną progradacją osadów ku północnemu zachodowi. Tego typu geometria jest identyczna z tym, co widać na północny wschód od uskoku Nowe Miasto–Zawichost (fig. 60). Uskok ten na etapie subsydencji basenu polskiego stanowił północno-wschodnią granicę bruzdy środkowopolskiej, a w trakcie jego inwersji – północno-wschodnią granicę antyklinorium środkowopolskiego (Krzywiec i in., 2009, 2018; patrz też podrozdział 5.2.1). Jakościowy model kredowo–mioceńskiej ewolucji tego obszaru pokazany jest na fig. 63. Ilustruje on, jak na etapie inwersji basenu polskiego była unoszona wzdłuż uskoków odwróconych (w tym wypadku – uskoku Janowa) osiowa część basenu, przekształcona na etapie inwersji w antyklinorium środkowopolskie (fig. 63a). Osady w tej części zbiornika były dostarczane od erodowanego antyklinorium na północny wschód, co jest udokumentowane przez zapadające w tym kierunku klinoformy w obrębie utworów górnej kredy (turon?–mastrycht; Krzywiec i in., 2009). W końcowej fazie inwersji (późny mastrycht–paleogen) antyklinorium zostało wydźwignięte na tyle wysoko, że erozja usunęła całą mezozoiczną pokrywę osadową, w efekcie czego w obrębie skrzydła stropowego uskoku Janowa na powierzchni znalazły się skały dolnego paleozoiku i/bądź prekambru (fig. 63b). W miocenie, w związku z narastającym obciążeniem od strony nasuwanych Karpat i postępującego ugięcia płyty przedpola, uskok ten został reaktywowany jako uskok normalny, a ponad jego skrzydłem stropowym zdeponowane zostały utwory mioceńskie zapadliska przedkarpackiego (fig. 63c). Model ten ilustruje również, jak we wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego uskokowanie współdziałało z regionalnym uginaniem płyty przedpola (patrz też niżej).

Jak wyżej wspomniano, struktura i ewolucja centralnej oraz wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego pod wieloma względami znacznie się różniły (por. Krzywiec, 2001, 2006). Zasadnicze różnice omówione są poniżej w oparciu o regionalne transekty z obu części zapadliska. Ich lokalizacja pokazana jest na fig. 64.

Na mapie z fig. 60 jest pokazana budowa geologiczna podłoża zapadliska przedkarpackiego. Widać na niej, że wschodnia część zapadliska ulokowana jest ponad antyklinorium środkowopolskim, które powstało w efekcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji basenu polskiego, a wcześniej, w permo-mezozoiku, stanowiło strefę maksymalnej subsydencji, czyli bruzdę środkowopolską (por. podrozdział 5.2.1). Zarówno subsydencja, jak i inwersja były związane z aktywnością głęboko zakorzenionych uskoków (stref uskokowych) Janowa, Gródka, Krakowca oraz, być może, również Ryszkowej Woli i Kniażyc (fig. 60). Z wyjątkiem uskoku Janowa, uskoki te kontynuują się na obszar Ukrainy (Zayats, 2015). Mioceńska aktywność stref uskokowych w obrębie podłoża miała kluczowe znaczenie dla ukształtowania morfologii stropu podłoża zapadliska. Drugim ważnym czynnikiem była głęboka erozja, która doprowadziła do powstania sieci głębokich dolin, obecnie wypełnionych osadami mioceńskimi (fig. 65). Głębokość stropu podłoża zapadliska zmienia się od kilku metrów na północnych wychodniach do ok. 3000 m w rejonie północnego brzegu orogenu karpackiego, a pod Karpatami wartości te wynoszą odpowiednio od 500 do 4500 m w ich części zachodniej oraz od 2000 do 7000 m w części wschodniej (fig. 65; Żytko i in., 1989; Gągała i in., 2012).

Centralna część zapadliska przedkarpackiego, zilustrowana na transekcie 1 (fig. 66), charakteryzuje się stosunkowo szeroką strefą deformacji kompresyjnych rozwiniętą w obrębie utworów mioceńskich, czyli w jednostce zgłobickiej (Tołwiński, 1956; Wdowiarz, 1976; Kotlarczyk, 1985; Połtowicz, 2004), w obrębie której znajduje się charakterystyczna struktura strefy trójkątnej (Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007). W obrębie jednostki zgłobickiej można wyróżnić szereg przykładów syntektonicznej sedymentacji – lokalnych zmian miąższości, lokalnych układów progradacyjnych,

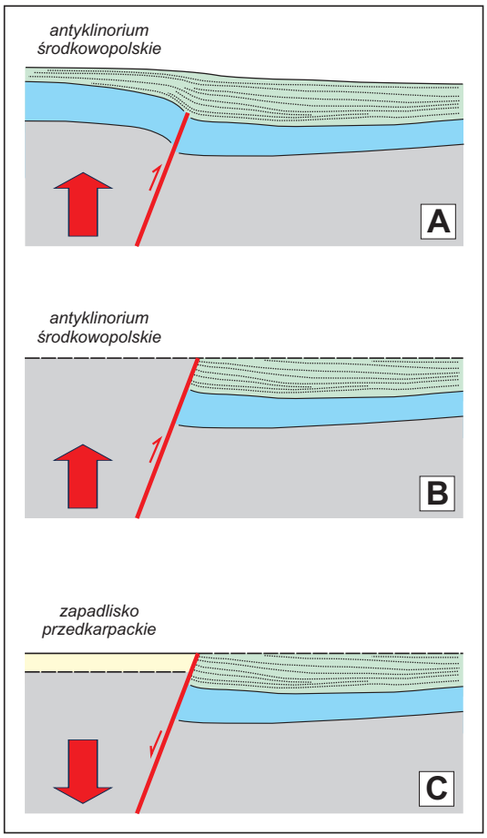


FIG. 63. Model ilustrujący ewolucję północnej krawędzi zapadliska przedkarpackiego w okresie od późnej kredy do miocenu.
A – synsedymentacyjna inwersja późnokredowa połączona z progradacją osadów syninwersyjnych w kierunku północno-wschodnim, czyli na zewnątrz od unoszonego w efekcie inwersji antyklinorium środkowopolskiego (por. Krzywiec, 2002; Krzywiec i in., 2009, 2018);
B – etap po finalnej inwersji, wydźwignięciu antyklinorium środkowopolskiego i post-inwersyjnej erozji, która odsłoniła skały dolnego paleozoiku i/bądź prekambru budujące masyw małopolski znajdujący się obecnie w osi antyklinorium;
C – reaktywacja uskoku odwróconego obrzeżającego od północnego wschodu antyklinorium środkowopolskie (w tym wypadku – uskoku Janowa) jako uskoku normalnego, połączona z depozycją utworów mioceńskich w dystalnej części zapadliska przedkarpackiego

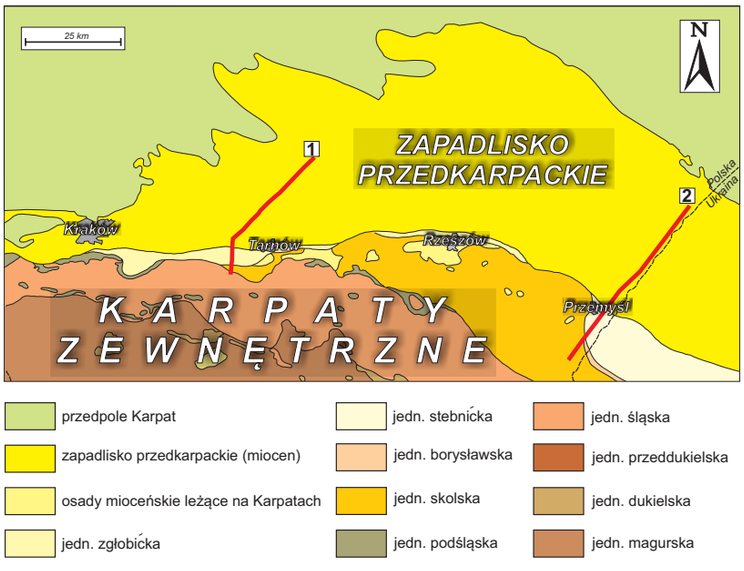


FIG. 64. Uproszczona mapa geologiczna Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego między Krakowem a Przemyślem (wg: Krzywiec i in., 2014). Czerwone linie: lokalizacja regionalnych transektów sejsmicznych 1 i 2, pokazanych na fig. 66

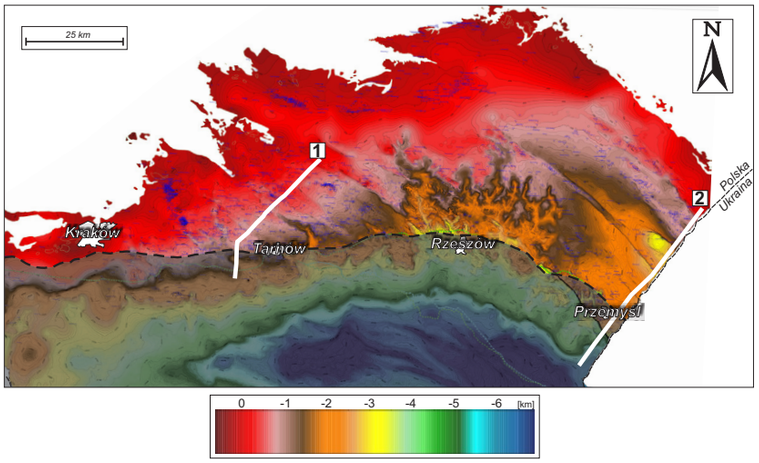


FIG. 65. Mapa strukturalna stropu podłoża polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Staryszak, 2022). Białe linie: lokalizacja regionalnych transektów sejsmicznych 1 i 2, pokazanych na fig. 66. Obszar przyciemniony odpowiada zasięgowi orogenu karpackiego (wg Żytko i in., 1989)

niezgodności kątowych oraz zrotowanych pakietów osadowych, szczególnie dobrze widocznych w otoczeniu frontalnego nasunięcia pryzmy orogenicznej (Krzywiec, 2001; Krzywiec i in., 2004). Na południe od omawianego obszaru, w rejonie Nowego Sącza, znajdują się utwory mioceńskie leżące niezgodnie na fliszu karpackim. Najprawdopodobniej stanowią one erozyjną pozostałość po mioceńskiej pokrywie osadowej zdeponowanej w obrębie szerokiej strefy osadowej ulokowanej ponad orogenem (Oszczypko, Ślączka, 1985; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2012). Na północ od jednostki zgłobickiej utwory mioceńskie charakteryzują się regionalnym układem progradacyjnym, związanym z sukcesywnym zasypywaniem basenu osadowego zapadliska przedkarpackiego przez osady dostarczane od strony erodowanego orogenu karpackiego (por. Oszczypko, Ślączka, 1985, 1989; Krzywiec, 2001; Porębski i in., 2003). Strop podłoża w tej części zapadliska stosunkowo łagodnie zanurza się pod orogen, zgodnie z regularnym profilem ugięciowym omówionym powyżej. Dla północnego obrzeżenia tej części zapadliska zaproponowany został model sedymentacyjny odnoszący się do strefy depozycyjnej wypiętrzenia przedgórskiego (Leszczyński, Nemec, 2014; por. fig. 57). Nieregularności morfologiczne obserwowane w stropie płyty przedpola związane są z przedmioceńską erozją, często skoncentrowaną wzdłuż stref uskokowych rozwiniętych w utworach mezozoiku i paleozoiku.

Strefa trójkątna, której powstanie było efektem tzw. tektoniki klinowej (Krzywiec, Aleksandrowski, 2004; Jardin i in., 2007; von Hagke, Malz, 2018), występuje w obrębie jednostki zgłobickiej na obszarze od Wieliczki do Dębicy (fig. 67). W rejonie Wieliczki jądro strefy trójkątnej jest zbudowane ze zdupleksowanych utworów ewaporatowych, w obrębie których jest ulokowana kopalnia soli (Krzywiec, Vergés, 2007; Burliga i in., 2018; Rowan i in., 2020). Na froncie zatoki gdowskiej strefa trójkątna rozwinęła się w efekcie uniesienia utworów mezozoiku i dolnego miocenu (warstw skawińskich) ponad nasunięciem zakorzenionym w podłożu podmioceńskim (fig. 67a; Bukowski i in., 2010; Krzywiec i in., 2012; por. Garlicki, 1960; Połtowicz, 1962). W strefie Brzesko – Wojnicz strefa trójkątna to tzw. łuska Wojnicza (por. Krzywiec i in., 2004), wypełniona mocno zdeformowanymi utworami nadewaporatowymi formacji z Machowa (fig. 67b; Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007; por. Kirchner, Połtowicz, 1974), natomiast na północ od zatoki pilzneńskiej strefa trójkątna objęła miąższe utwory

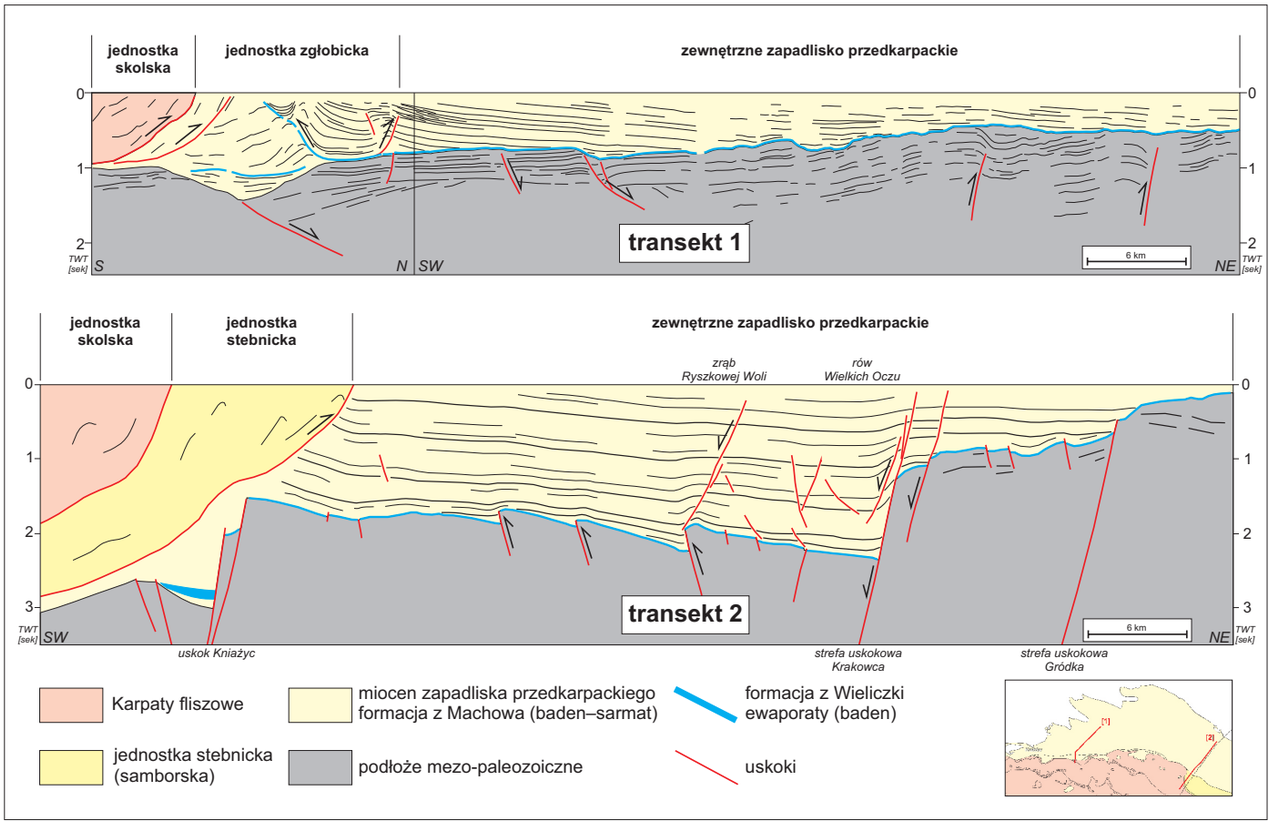


FIG. 66. Regionalne transekty sejsmiczne z centralnej i wschodniej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Krzywiec, 2006; SW część transektu 2 uzupełniona za Bukowskim i in., 2020). Skala pionowa czasowa, ok. 3–4-krotne przewyższenie głębokościowe. Niebieski horyzont – górnobadeński poziom ewaporatowy (formacja z Wieliczki), szary kolor: podłoże mezo-paleozoiczne, ciemnożółty kolor: utwory wewnętrznego zapadliska przedkarpackiego tworzące jednostkę stebnicką (samborską), jasnożółty kolor: utwory górnego badenu – sarmatu (formacja z Machowa) zewnętrznego zapadliska przedkarpackiego.

Transekt 1: przed sfałdowanymi zewnętrznymi Karpatami fliszowymi (kreda–paleogen) występuje stosunkowo szeroka (do ok. 10 km) strefa zdeformowanych kompresyjnie utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego (jednostka zgłobicka), w tym strefa trójkątna (por. Krzywiec i in., 2004). Lokalne redukcje miąższości oraz niewielkie progradujące formy klinowe (delty stożkowe?) dokumentują syntektoniczny charakter znacznej części mioceńskich utworów nadewaporatowych. W obrębie podłoża występują uskoki normalne, ponad którymi rozwinęły się wcięte paleodoliny, oraz uskoki odwrócone będące kontynuacją struktur kompresyjnych z obszaru niecki nidziańskiej powstałych w trakcie inwersji basenu polskiego (Słonka, Krzywiec, 2022a, b; Scheck-Wenderoth i in., 2008; Słonka, Krzywiec, 2020a, b);

Transekt 2: front orogenu karpackiego charakteryzuje się prostą budową, natomiast podłoże zapadliska jest pocięte systemem uskoków normalnych i odwróconych, będących efektem mioceńskiej reaktywacji starszych stref uskokowych (por. Krzywiec, 1999, 2001; Oszczypko i in., 2006, oraz fig. 62)

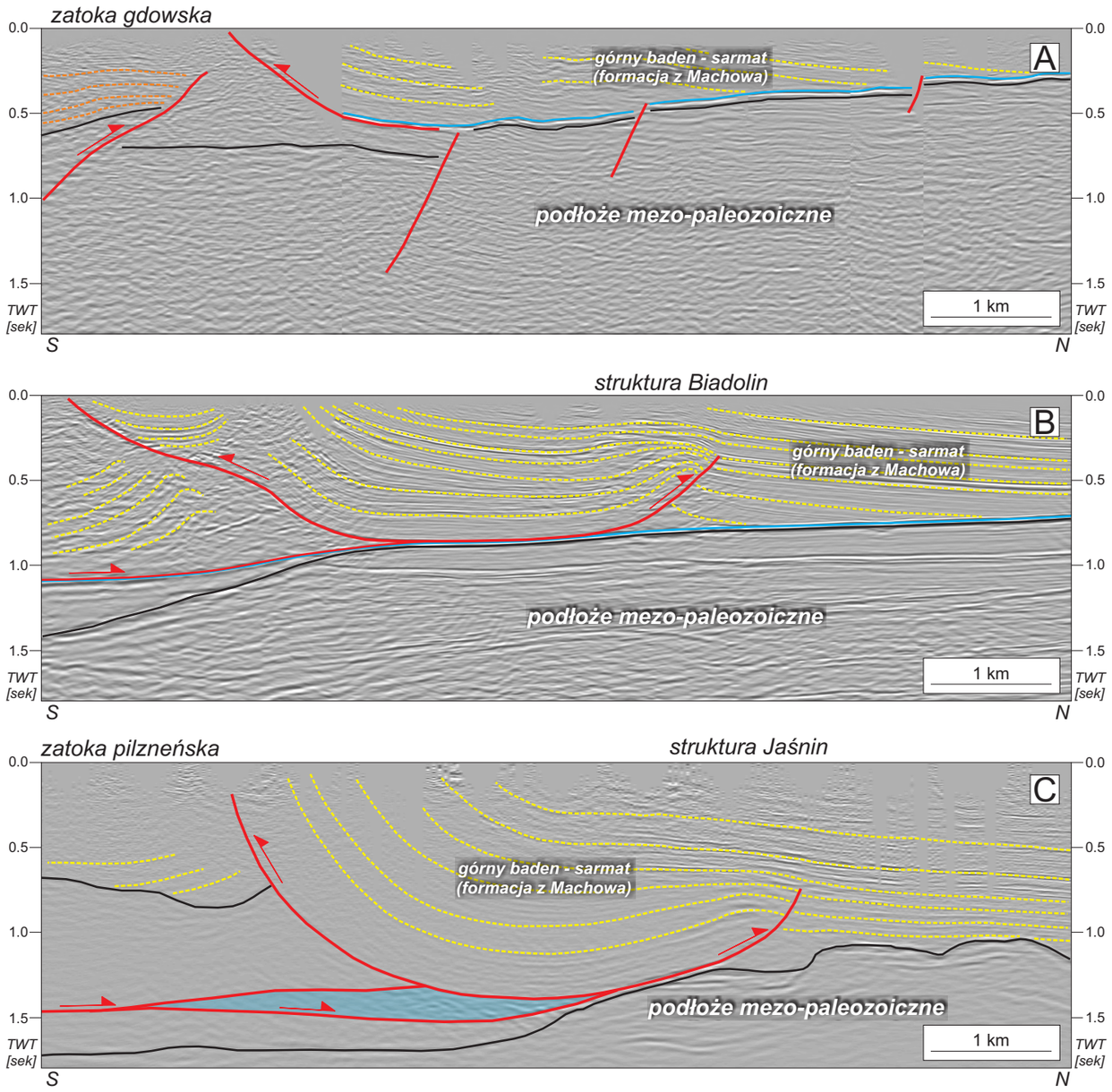


FIG. 67. Profile sejsmiczne obrazujące jednostkę zgłobicką na obszarze od Wieliczki do Dębicy charakteryzującą się występowaniem tektoniki klinowej, stref trójkątnych i nasunięć wstecznych (por. Krzywiec, Aleksandrowski, 2004):
A – rejon zatoki gdowskiej (wg Krzywiec i in., 2012);
B – rejon Wojnicza (wg Krzywiec i in., 2004; Krzywiec i Vergés, 2007), oraz [C] rejon zatoki pilzneńskiej i jej przedpola (wg Krzywca i in., 2014)

ewaporatowe zdeponowane w osiowej części głębokiej paleodoliny wyciętej w stropie podłoża miocenu (fig. 67c; Krzywiec i in., 2014; Głuszyński, Aleksandrowski, 2016; por. Połtowicz, 1963). Na obszarze od mniej więcej Bochni po Pilzno, na północ od strefy trójkątnej występuje frontalne ślepe nasunięcie definiujące północny front całego orogenu karpackiego (Nemčok i in., 2006a), zwane strukturą Biadolin (Krzywiec i in., 2004; Krzywiec, Vergés, 2007), bądź strukturą Jaśnin (Jawor, 1983; Krzywiec i in., 2014). Nasunięcie to rozwinęło się jako struktura synsedymentacyjna w trakcie depozycji osadów górnego badenu i sarmatu zapadliska przedkarpackiego (fig. 68). Wskazują na to wyraźne redukcje miąższości w przegubie fałdu naduskokowego, powstające w efekcie redukcji przestrzeni akomodacyjnej dla osadów ponad elewacją w dnie basenu sedymentacyjnego, utworzoną w związku z unoszeniem przegubu tego fałdu (por. Hardy i in., 1996; Shaw i in., 2004). Tego typu synsedymentacyjne frontalne nasunięcia zostały zidentyfikowane za pomocą danych sejsmicznych m.in. we frontalnej części Apeninów (Artoni, 2007, 2013).

Dane sejsmiczne ze strefy Brzesko-Wojnicz udokumentowały również występowanie w stropowej części utworów mioceńskich niewielkich delt stożkowych, których powstanie było efektem erozji zachodzącej wzdłuż frontu nasuwanego orogenu (fig. 68; Krzywiec, 2001, 2006; Krzywiec i in., 2004). Stanowią one odpowiednik podobnych struktur sedymentacyjnych opisanych np. w obrębie zatoki gdowskiej (Doktor, 1983).

Tektonika płyty przedpola Karpat bezpośrednio wpłynęła na morfologię jej stropu. Głęboko zakorzenione uskoki aktywne w mezozo-

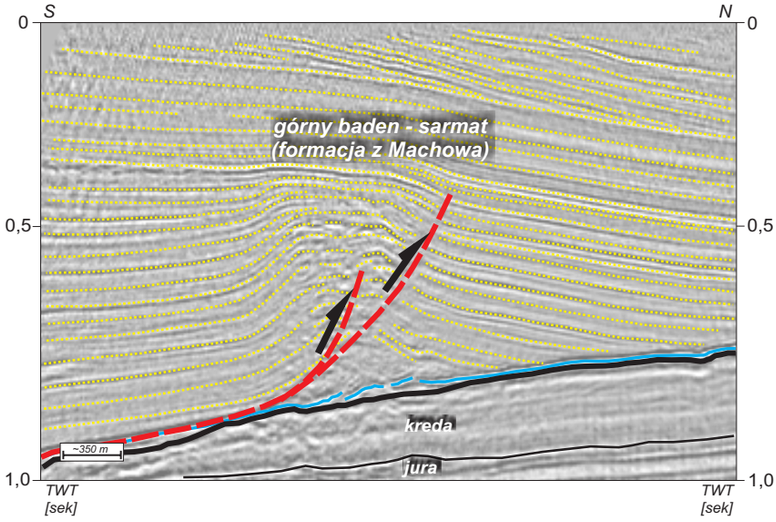


FIG. 68. Późnobadeńsko-sarmackie utwory syntektoniczne zdeponowane w otoczeniu fałdu naduskokowego (struktura Biadolin, por. fig. 67).
Niebieski horyzont – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki) (wg Krzywca, 2006; por. Krzywiec, 2001; Oszczypko i in., 2006; Nemčok i in., 2006)

6
Mezozoiczno-kenozoiczne pasmo orogeniczne Karpat

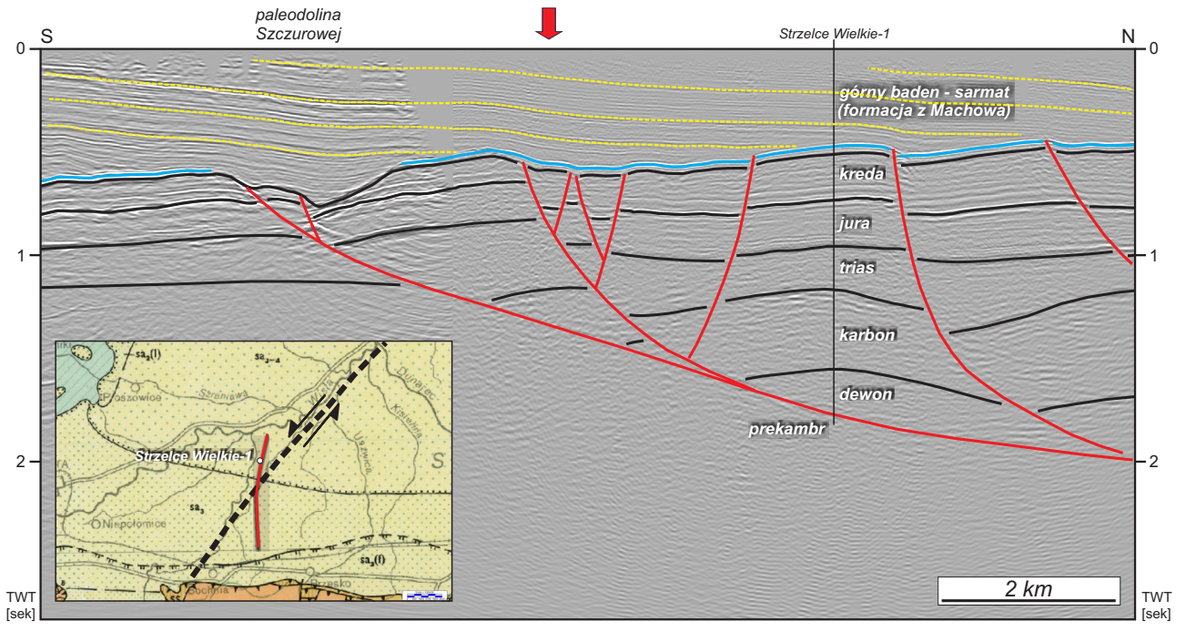


FIG. 69. Profil sejsmiczny z centralnej części polskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego pokazujący relacje wciętych paleodolin do tektoniki podłoża mezo-paleozoicznego. Niebieska linia – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki); czerwona strzałka – lokalizacja regionalnej strefy przesuwczej Kurdwanów–Zawichost, postulowanej przez Krysiak (2000), pokazanej na mapce lokalizacyjnej (Żytko i in., 1989) czarną przerywaną linią; czerwona linia na mapce – lokalizacja profilu sejsmicznego

iku mogły ulec mioceńskiej reaktywacji – zjawisko to, szczególnie silne we wschodniej części zapadliska, opisane zostało powyżej na przykładzie uskoku Janowa (fig. 62, 63); poniżej znajduje się dużo bardziej szczegółowy opis tego procesu. W części centralnej skala uskokowania mioceńskiego, opisanego np. w rejonie Krakowa (Dżułyński, 1953; Bogacz, 1967; Rutkowski, 1989), była znacznie mniejsza i objęła utwory podewaporatowe, ewaporaty i jedynie spągową część utworów nadewaporatowych (fig. 69). Wzdłuż stref uskokowych działała znaczna erozja, która doprowadziła do powstania głębokich paleodolin (fig. 69; Krzywiec i in., 2004; Urbaniec i in., 2021). W osiach tych paleodolin miejscami zidentyfikowano osady paleogeńskie (Moryc, 1995; Gedl, Worobiec, 2020), co wskazuje na ich powstanie w efekcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji południowej części basenu polskiego i rozległej erozji na obszarze wydźwigniętego w efekcie tej inwersji antyklinorium środkowopolskiego. Podobne paleodoliny są znane również z czeskiego i ukraińskiego segmentu zapadliska przedkarpackiego (Nehyba i in., 2019, 2022; Picha i in., 2006). Jedną z głównych stref tektonicznych, która miała kontrolować rozwój północnej krawędzi zapadliska w jego centralnej części, miała być, postulowana jeszcze przez Wawrzyńca Teisseyre'a (1921) strefa Kurdwanów–Zawichost o charakterze uskoku przesuwczego (Krysiak, 2000). Profil sejsmiczny pokazany na fig. 69 przecina miejsce, gdzie miałaby znajdować się ta domniemana strefa uskokowa, jednak nie wykazuje tam żadnych deformacji w obrębie utworów mioceńskich.

W północno-wschodniej części transektu 1 (fig. 66), w obrębie podłoża pre-mioceńskiego widoczne są uskoki odwrócone i związane z nimi fałdy naduskokowe, deformujące utwory kredy i starsze. Struktury te powstały w trakcie późnokredowo-paleogeńskiej inwersji południowego segmentu basenu polskiego (Słonka, Krzywiec, 2020a, b).

Zupełnie odmienną geometrię zapadliska przedkarpackiego obserwujemy we wschodniej jego części, co zostało zobrazowane na transekcie 2 z fig. 66. (por. Ney i in., 1974; Dziadzio, Jachowicz, 1996; Krzywiec, 1999, 2001, 2006; Oszczypko i in., 2006). W tym rejonie front orogenu jest związany z jedną, dobrze zdefiniowaną powierzchnią nasunięcia frontalnego jednostki stebnickiej (samborskiej), na północ od której znajdują się miąższe, niezdeformowane kompresyjnie utwory mioceńskie (Kuśmierek, Baran, 2008, 2016; Kuśmierek, 2010; Gągała i in., 2012; Bukowski i in., 2020). W odróżnieniu od części centralnej omówionej powyżej, w części wschodniej występują mioceńskie uskoki o znacznym zrzucie, tnące strop podłoża przedmioceńskiego i jego wypełnienie osadowe: uskoki Kniażyc, Krakowca i Gródka (por. fig. 60). Uskoki te związane są z mioceńską reaktywacją starszych stref uskokowych aktywnych na etapie subsydencji i inwersji basenu polskiego, podobnie do uskoku Janowa opisanego powyżej (fig. 63; por. też Krzywiec i in., 2009; patrz też podrozdział 5.2.1). Uskoki normalne definiują zasadniczą geometrię tej części zapadliska przedkarpackiego, podrzędniejszą rolę mają występujące tu rów-

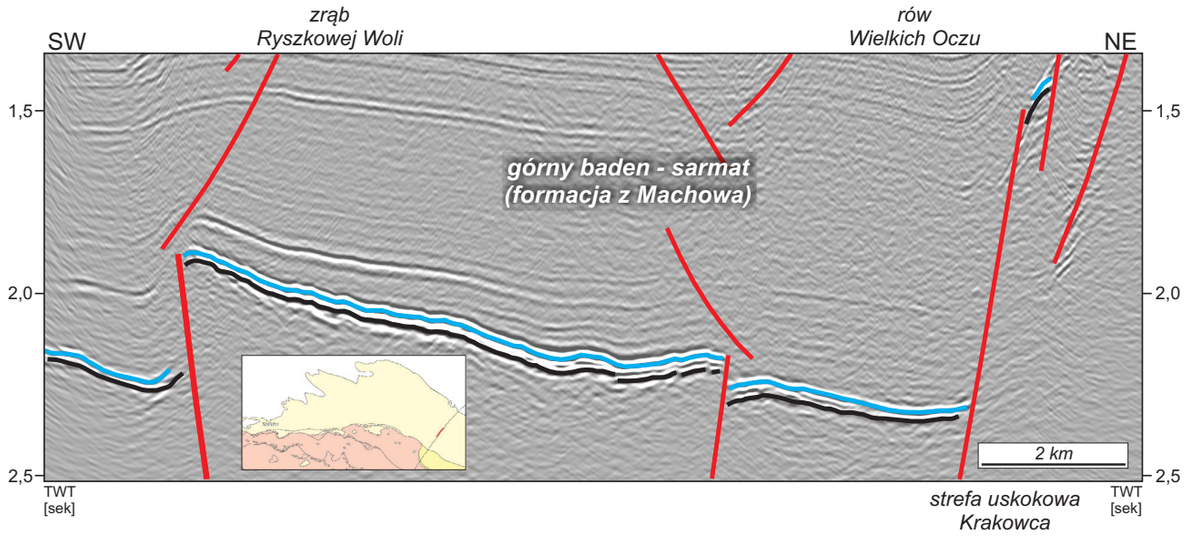
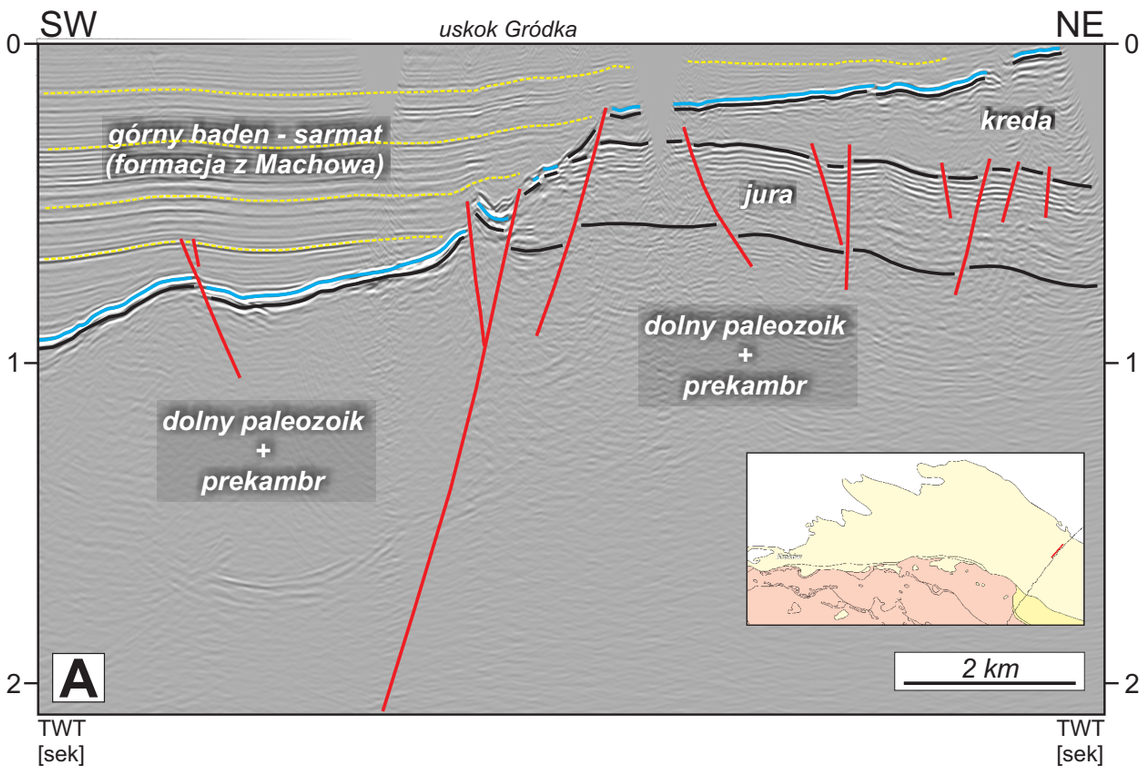


FIG. 70. Profil sejsmiczny obrazujący mioceńskie wypełnienie osadowe osiowej części rowu Wielkich Oczu. Spągowa część sukcesji nadewaporatowej charakteryzuje się rozbieżnym układem horyzontów sejsmicznych w kierunku uskoku normalnego Krakowca, charakterystycznym dla depozycji w trakcie aktywnej ekstensji (por. transekt 2 z fig. 66 oraz Krzywiec, 1999)



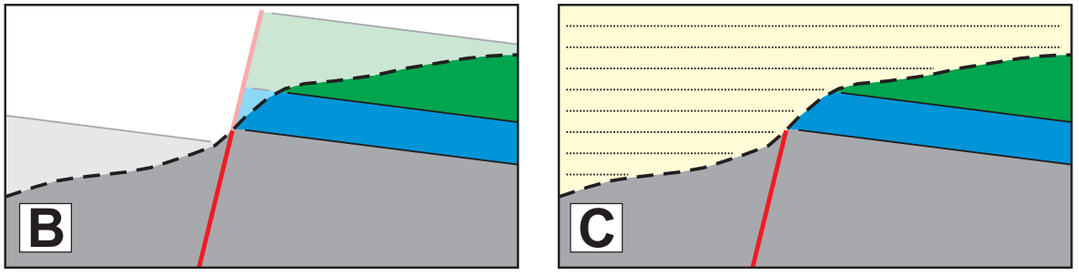


FIG. 71. A – profil sejsmiczny obrazujący utwory jury i kredy zerodowane w obrębie skrzydła spągowego uskoku Gródka (por. transekt 2 z fig. 66). Model powstania dzisiejszej geometrii części zapadliska przedkarpackiego w otoczeniu uskoku Gródka; **B** – erozja; C – depozycja utworów mioceńskich ponad powierzchnią erozyjną

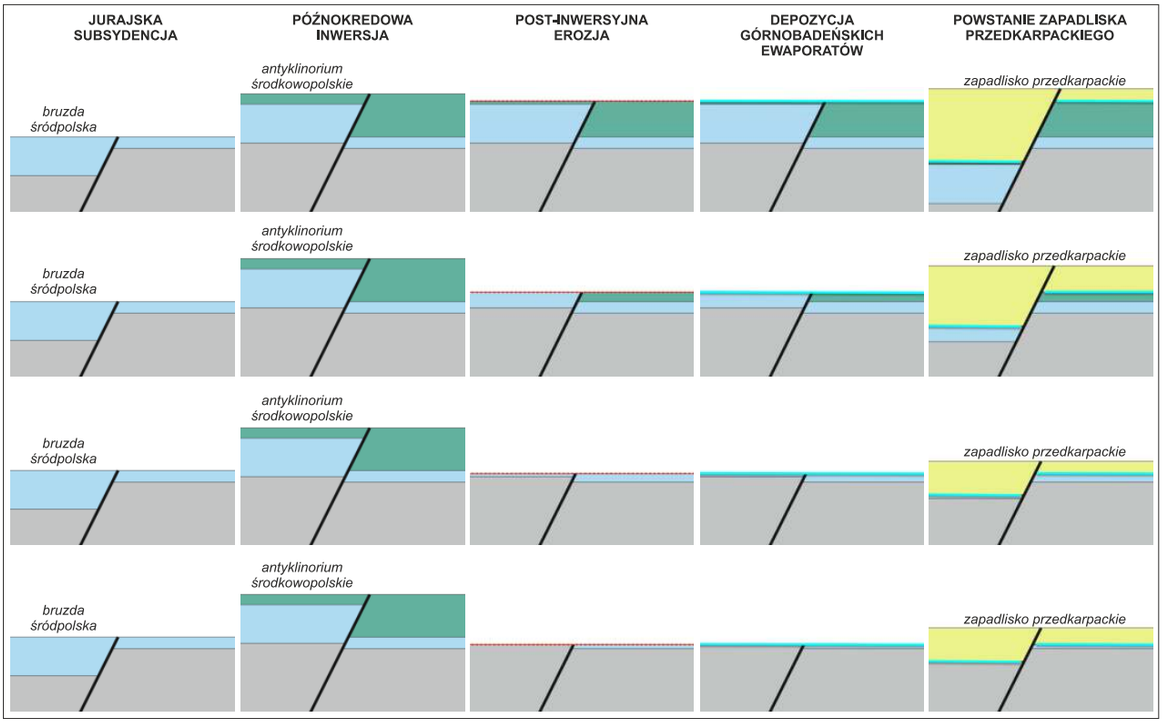


FIG. 72. Cztery konceptualne modele jurajsko-kredowo-mioceńskiej ewolucji stref uskokowych z północno-wschodniej krawędzi zapadliska przedkarpackiego w południowo wschodniej Polsce i zachodniej Ukrainie. Kolory: szary – podłoże pre-mezozoiczne; niebieski – jura; zielony – kreda; żółty – miocen

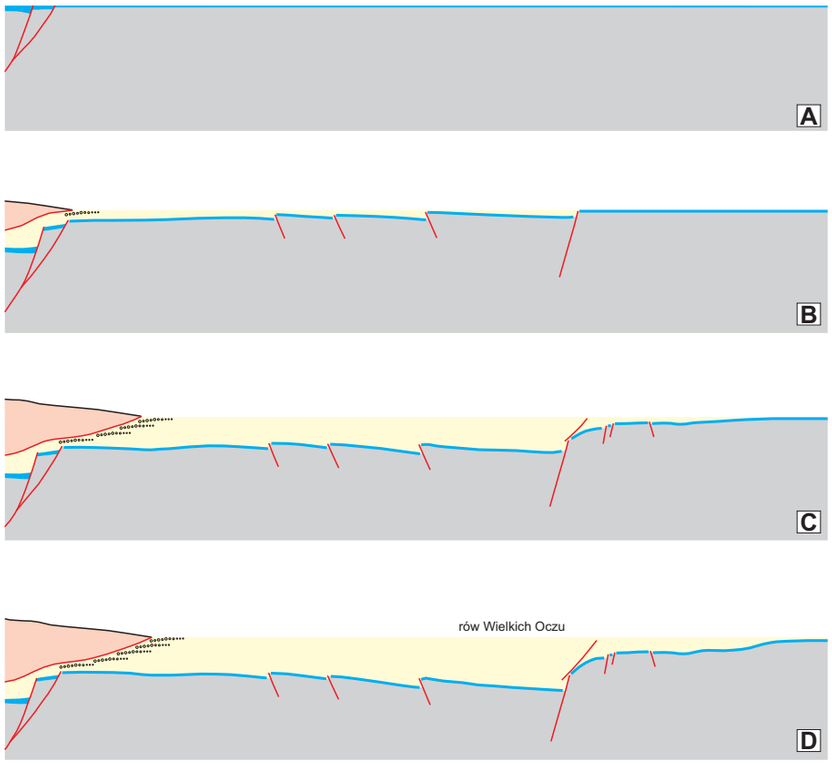


FIG. 73. Schematyczny model ilustrujący ewolucję wschodniego segmentu polskiej części zapadliska przedkarpackiego, zdominowaną przez reaktywację uskoków w podłożu zapadliska. Kolory: szary – podłoże pre-mioceńskie; niebieski – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki); żółty – utwory nadewaporatowe formacji z Machowa; pomarańczowy – nasuwający się orogen karpacki; etapy A–D opisane są w tekście

nież uskoki odwrócone. Ich mioceńska aktywność rozpoczęła się zaraz po depozycji górnobadeńskich ewaporatów i była związana z rotacją bloków podłoża oraz depozycją osadów synekstensyjnych w obrębie lokalnych depresji, takich jak rów Wielkich Oczu, co jest udokumentowane charakterystycznym wzrostem miąższości utworów nadewaporatowych w kierunku uskoku Krakowca (fig. 70; por. Krzywiec, 1999). Innym zjawiskiem powiązanym z rotacją bloków podłoża była erozja ich krawędzi (fig. 71), co jest dobrze rozpoznanym zjawiskiem w basenach ekstensyjnych (np. Alves, Cupkovic, 2018; Platt i in., 2024; Martinez i in., 2024). W tym przypadku, jednak, należy pamiętać, że omawiane uskoki mają skomplikowaną, wieloetapową historię związaną z jurajską ekstensją, kredową inwersją i mioceńską ekstensją, w związku z czym datowanie erozji syn- i post-tektonicznej nie jest jednoznaczne.

Na fig. 72 pokazane są cztery uproszczone scenariusze ewolucji jurajsko–kredowo–mioceńskiej wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (por. też fig. 63). Dla wszystkich tych modeli dwa pierwsze etapy przebiegają identycznie – najpierw mamy do czynienia z jurajską ekstensją i maksymalną subsydencją w obrębie bruzdy środkowopolskiej (por. Gaździcka, 1998; patrz też podrozdział 5.2.1), a następnie z kompresją i inwersją, w wyniku których powstało antyklinorium środkowopolskie. Następnie, w zależności od głębokości erozji post-inwersyjnej, w skrzydle spągowym i stropowym zostały odsłonięte skały różnego wieku: jurajskie, kredowe bądź pre-mezozoiczne podłoże, które w trakcie ostatniego etapu, czyli rozwoju zapadliska przedkarpackiego, zostały przykryte osadami mioceńskimi. Scenariuszy tego rodzaju można zaproponować znacznie więcej, modyfikując skalę jurajskiej ekstensji i subsydencji, skalę kredowej inwersji oraz głębokość erozji post-inwersyjnej, jednak wszystkie one ilustrują i tłumaczą ważną cechę budowy geologicznej podłoża wschodniej części zapadliska przedkarpackiego – występowanie różnego wieku utworów w skrzydłach spągowych i stropowych uskoków Janowa, Gródka oraz Krakowca (Pożaryski i in., 1979; Oszczypko i in., 1989, 2006).

Sukcesywne nasuwanie orogenu karpackiego na przedpole we wschodniej części zapadliska skutkowało ugięciem płyty przedpola, reaktywacją odziedziczonych uskoków i sedymentacją utworów mioceńskich w tak powstałej przestrzeni akomodacyjnej (por. Gągała i in., 2012). Jakościowy model ewolucji tej części zapadliska przedkarpackiego jest pokazany na fig. 73. Na etapie depozycji ewaporatów górnego badenu ekstensja była zlokalizowana w obrębie strefy uskokowej Kniażyc, co doprowadziło do depozycji ewaporatów o znacznie większej miąższości niż w bardziej północnej części basenu (fig. 73a; por. Bukowski i in., 2020). W następnym etapie doszło do reaktywacji uskoków znajdujących się dalej na północ – północny wschód (uskok Krakowca) i do zapoczątkowania depozycji klastycznej w asymetrycznych półrowach tektonicznych ze strefami maksymalnych miąższości w ich północno-wschodnich częściach (fig. 73b). W kolejnych etapach dominować zaczęła ekstensja wzdłuż uskoków zapadających na południowy zachód (uskok Krakowca), na ten lokalny trend nałożyło się też lateralne zwiększenie zasięgu subsydencji, związane z sukcesywnym pogrążaniem płyty przedpola pod orogenem, w efekcie czego strefa subsydencji utworów mioceńskich przemigrowała ku północnemu wschodowi (fig. 73c). Przed czołem migrującego na północ i zarazem rosnącego ku górze orogenu karpackiego deponowane były bardziej gruboklastyczne osady stożków podmorskich, które obecnie tworzą skały zbiornikowe dla złoża gazu ziemnego „Przemyśl" (fig. 73d; Dziadzio, 2000; Dziadzio i in., 1997, 2006; Karnkowski, 1993; Myśliwiec, 2004). Ponad tektonicznie kontrolowanymi elewacjami podłoża rozwijały się też uskoki kompakcyjne. Głęboko zakorzenione uskoki Gródka, Krakowca i Kniażyc kontynuują się w ukraińskim segmencie zapadliska przedkarpackiego (Oszczypko i in., 2006; Zayats, 2015; fig. 60), a podobne struktury, związane ze znacznymi zmianami miąższości utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego, zidentyfikowane zostały również w jego rumuńskiej części (Tărăpoancă i in., 2003).

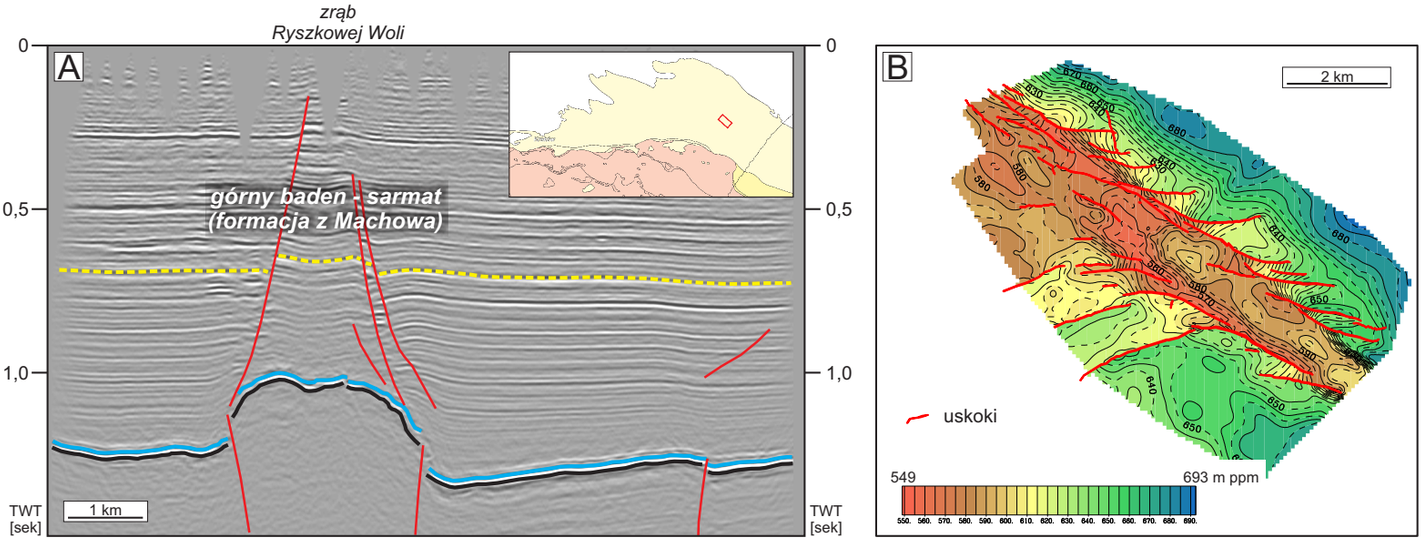


FIG. 74. Zrąb Ryszkowej Woli (Krzywiec i in., 2005).
A – zinterpretowany profil wyekstrahowany z bloku danych 3D, niebieska linia: górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki);
B – mapa mioceńskiego horyzontu sejsmicznego zaznaczonego na panelu [A] obrazująca systemy uskoków typu końskiego ogona charakterystyczne dla stref przesuwczych

Powstanie skomplikowanego systemu uskoków we wschodniej części zapadliska było skutkiem interakcji mioceńskiej ekstensji ugięciowej oraz regionalnej kompresji wywołanej kolizją kontynentalną (por. Krzywiec, 1999, 2001). Jednym z przejawów mioceńskiej aktywności tektonicznej były również ruchy przesuwcze wzdłuż niektórych z tych uskoków. Główną strefą przesuwczą była strefa uskokowa, w obrębie której powstał zrąb tektoniczny Ryszkowej Woli (fig. 74; Krzywiec i in., 2005). Ruchy przesuwcze były związane z lewoskrętną reaktywacją stromych uskoków odwróconych powstałych po depozycji ewaporatów, wzdłuż których wyniesiony został blok podłoża, będący typową strukturą z wyciśnięcia (ang. *pop-up structure*; fig. 74a). Ruchy przesuwcze w podłożu doprowadziły do powstania systemu uskoków nadprzesuwczych w obrębie górnobadeńsko–sarmackiego wypełnienia osadowego tej części zapadliska przedkarpackiego o charakterystycznej geometrii kulisowej w planie (ang./fr. *en-echelon*; fig. 74b; por. Richards, Krantz, 1991). Były to stosunkowo młode ruchy tektoniczne, gdyż zaangażowały stropową część utworów sarmackich (por. Lelek i in., 2016), a miejscami ich efekty są widoczne na powierzchni (Nescieruk i in., 2007). Analogiczne ruchy przesuwcze zostały udokumentowane niedawno za pomocą danych sejsmicznych 3D ponad strefą uskokową Krakowca, ograniczającą od północnego wschodu rów Wielkich Oczu (fig. 75; Łukaszewski i in., 2021).

Mioceńskie ruchy przesuwcze o generalnym kierunku NW-SE, zgodnym z przebiegiem stref uskokowych w podłożu wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, były już wcześniej postulowane w oparciu o dane terenowe z rejonu Machowa (Jarosiński, 1992) i Roztocza (Jaroszewski, 1977).

Z ostatnią fazą deformacji tektonicznych w obrębie zapadliska przedkarpackiego związane było powstanie w obrębie osadów klastycznych serii machowskiej licznych uskoków listrycznych o genezie kompakcyjnej (fig. 76). Główny wpływ na powstawanie tego typu struktur miały silne deniwelacje podłoża, które spowodowały duże zróżnicowanie miąższościowe słabo zdiagenezowanych osadów miocenu (por. Krzywiec i in., 2008).

Na fig. 76 widać również górnobadeńskie ewaporaty wypełniające osiowe części głębokich paleodolin wyerodowanych w stropie podłoża zapadliska. Występują one w obrębie tzw. wyspy bezanhydrytowej, która nie powinna jednak być traktowana jako rozległy obszar pozbawiony ewaporatów, tak jak to wcześniej postulowano (Komorowska-Błaszczyńska, 1965).

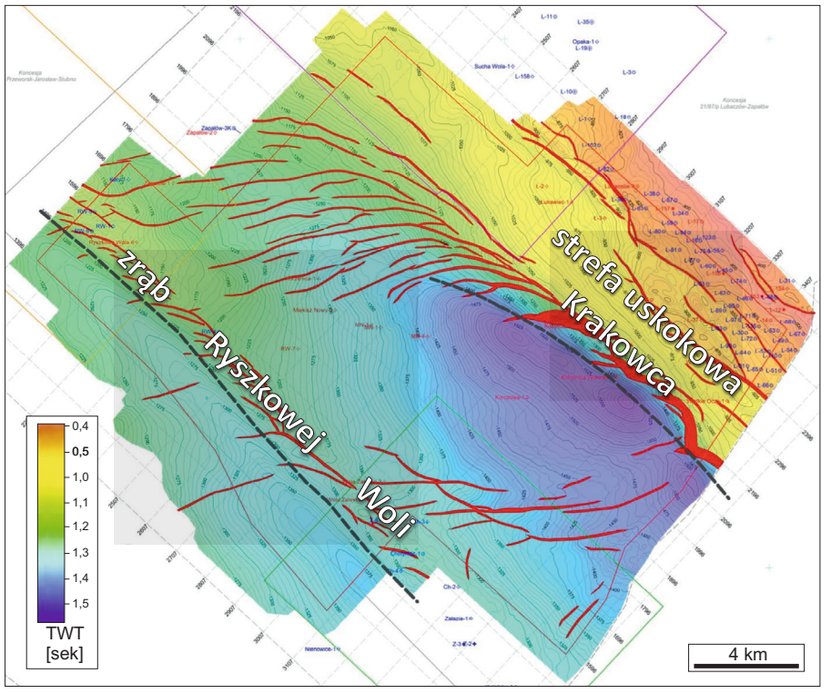


FIG. 75. Czasowa sejsmiczna mapa strukturalna mioceńskiego horyzontu sejsmicznego oparta na danych sejsmicznych 3D, obrazująca systemy uskoków typu końskiego ogona powstałych w trakcie sarmackich ruchów przesuwczych w obrębie mioceńskiego wypełnienia osadowego zapadliska przedkarpackiego ponad strefą uskokową Krakowca w obrębie rowu Wielkich Oczu oraz ponad zrębem Ryszkowej Woli (Łukaszewski i in., 2021; por. Krzywiec i in., 2005 i fig. 66)

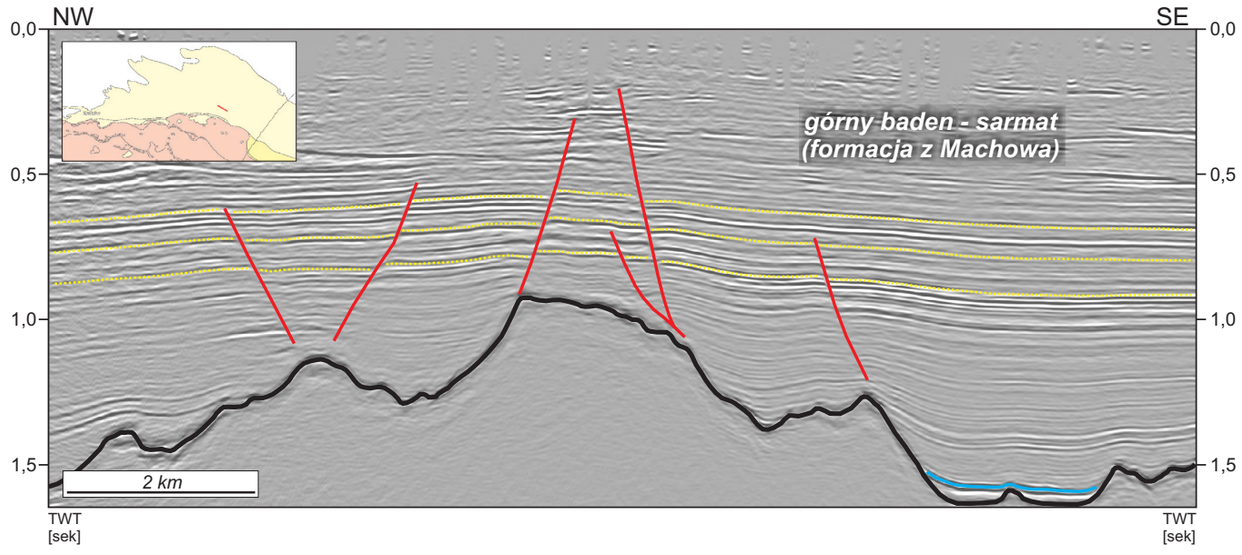


FIG. 76. Uskoki kompakcyjne rozwinięte ponad erozyjnymi wyniesieniami podłoża. Niebieska linia – górnobadeńskie ewaporaty (formacja z Wieliczki)

LITERATURA

Aleksandrowski P., 1985. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpackich kierunków fałdowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 375–422.

Aleksandrowski P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny magurskiej w rejonie Babiej Góry (Structural geology of the Magura nappe in the Mt. Babia Góra region, Western Outer Carpathians). Studia Geologica Polonica, 96: 1–149.

Alexandrowicz S.W., Garlicki A., Rutkowski J., 1982. Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. Kwartalnik Geologiczny, 26: 470–471.

Allen P.A., Allen J.R., 1990. Basin Analysis, Principles and Applications. Blackwell Scientific Publications.

Alves T.M., Cupkovic T., 2018. Footwall degradation styles and associated sedimentary facies distribution in SE Crete: Insights into tilt-block extensional basins on continental margins. Sedimentary Geology, 367: 1–19.

Anczkiewicz A.A., Anczkiewicz R., 2016. U-Pb zircon geochronology and anomalous Sr-Nd-Hf isotope systematics of late orogenic andesites: Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, South Poland. Chemical Geology, 427: 1–16.

Anczkiewicz A.A., Zattin M., Środoń J., 2005. Cenozoic uplift of the Tatras and Podhale Basin from the perspective of the apatite fission track analyses. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 25: 261–264.

Anczkiewicz A.A., Środoń J., Zattin M., 2013. Thermal history of the Podhale Basin in the internal Western Carpathians from the perspective of apatite fission track analyses. Geologica Carpathica, 64: 141–151.

Anczkiewicz A.A., Danišík M., Środoń J., 2015. Multiple low–temperature thermochronology constraints on exhumation of the Tatra Mountains: new implication for the complex evolution of the Western Carpathians in the Cenozoic. Tectonics, 34: 2296–2317.

Andreucci B., Castelluccio A., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R., Zattin M., 2013. Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: discriminating the role of thrusting and post–thrusting extension. Tectonophysics, 608: 866–883.

Andrusov D., 1929. Notes sur la géologie des Carpathes du Nord-Ouest. IV. Les klippes Piénines. Vestnik Státneho Geologického Ústavu CSR (Praha), 5: 327–342.

Andrusov D., 1938. Geologický výskum vnitřního bradlového pásma v Západních Karpatech. III. Tektonika: Rozpravy Státneho Geologickeho Ústavu ÈSR, 9.

Andrusov D., 1959. Geológia československých Karpát, zv. II. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

Andrusov D., Köhler E., 1963. Nummulites, facies et development pretectonique des Karpates Occidentales Centrales au Paleogene. Geologický Zborník, 14: 175–192.

Andrusov D., 1965. Aperçu générale sur la géologie des Carpathes occidentales. Bulletin de la Société Géologique de la France, 7: 1029–1062.

Andrusov D., 1968. Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava.

Andrusov D., 1974. The Pieniny Klippen Belt. *W*: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (red. M. Maheľ): 145–158. Dionýz Štúr Geological Institute, Bratislava.

Andrusov D., Bystrický J., Fusán O., 1973. Outline of the structure of the West Carpathians. X Congress of Carpathian–Balkan Geological Association.

Arabas A., Sidorczuk M., Barski M., Olszewska B., 2011. Wapiennik Breccia Member (Pieniny Klippen Belt, Poland) – revised stratigraphy and origin. Geological Quarterly, 55: 49–62.

Árkai P., 1983. Very low- and low-grade Alpine regional metamorphism of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, NE-Hungary. Acta Geologica Hungarica, 26: 83–101.

Árkai P., Balogh K., Dunkl I., 1995. Timing of low-temperature metamorphism and cooling of the Paleozoic and Mesozoic formations of the Bükkium, Hungary. Geologische Rundschau, 84: 334–344.

Árkai P., Faryad S.W., Vidal O., Balogh K., 2003. Very low-grade metamorphism of sedimentary rocks of the Meliata unit, Slovakia: implications of phyllosilicate characteristics. International Journal of Earth Sciences, 92: 68–85.

Aroldi C., 2001. The Pienides in Maramureş – sedimentation, tectonics and paleogeography. Cluj University Press, Cluj-Napoca.

Artoni A., 2007. Growth rates and two-mode accretion in the outer orogenic wedge-foreland basin system of Central Apennine (Italy). Bollettino della Società geologica italiana, 126: 531–556.

Artoni A., 2013. The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. Marine and Petroleum Geology, 42: 82–106.

Aubrecht R., 1997. Indications of Middle Jurassic emergence in the Czorsztyn unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 48: 71–84.

Aubrecht R., Túnyi I., 2001. Original orientation of neptunian dykes in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): the first results. Contributions to Geophysics and Geodesy, 31: 557–578.

Aubrecht R., Krobicki M., Sýkora M., Mišík M., Boorová D., Schlögl J., Šamajová E., Golonka J., 2006. Early Cretaceous hiatus in the Czorsztyn succession (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): submarine erosion or emersion? Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 161–196.

Aubrecht R., Sýkora M., Uher P., Li X.-H., Yang Y.-H., Putiš M., Plašienka D., 2017a. Provenance of the Lunz Formation (Carnian) in the Western Carpathians, Slovakia: Heavy mineral study and in situ LA-ICP-MS U-Pb detrital zircon dating. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 471: 233–253.

Aubrecht R., Schlögl J., Krobicki M., Wierzbowski A., 2017b. Czorsztyn Ridge was not uniform: new data from the Ukrainian part of the Pieniny Klippen Belt (Eastern Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 9: 115–137.

Aubrecht R., Bačík P., Mikuš T., Bellová S., 2020a. Detritic tourmalines with complex zonation in the Cretaceous exotic flysches of the Western Carpathians: Where did they come from? Lithos, 362–363, 105443.

Aubrecht R., Bellová S., Mikuš T., 2020b. Provenance of Albian to Cenomanian exotics–bearing turbidites in the Western Carpathians: a heavy mineral analysis. Geological Quarterly, 64: 658–680.

Aubrecht R., Mikuš T., Holický I., 2021. Heavy mineral analysis of the Turonian to Maastrichtian exotics-bearing deposits in the Western Carpathians: what has changed after the Albian and Cenomanian? Geologica Carpathica, 72: 505–528.

Aubrecht R., Józsa Š., Plašienka D., Wierzbowski H., 2022. Mid-Cretaceous turnover in the Oravic segment of the Pieniny Klippen Belt (Western and Eastern Carpathians): new data and synthesis. Cretaceous Research, 140, 105323.

Bac M., 1971. Tectonics of the Bobrowiec unit in the Western Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 279–317.

Bac-Moszaszwili M., 1993. Structure of the western termination of the Tatra massif. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 63: 167–193.

Bac-Moszaszwili M., 1995. Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in Tatra Mountains. Folia Quaternaria, 66: 131–144.

Bac-Moszaszwili M., 1998. Geology of the Subtatric units, Western Tatra Mts, Poland. Studia Geologica Polonica, 111: 113–136.

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. Geological map of the Polish Tatra Mts, 1:30,000 scale. Inst. Geol., Warszawa.

Bac-Moszaszwili M., Gamkrelidze I.P., Jaroszewski W., Schroeder E., Stojanov S., Tznankov T.V., 1981. Thrust zone of the Krížna Nappe at Stoły in Tatra Mts (Poland). Studia Geologica Polonica, 68: 61–73.

Bac-Moszaszwili M., Jaroszewski W., Passendorfer E., 1984. On the tectonics of Czerwone Wierchy and Giewont area in the Tatra Mts., Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 67–88.

Badakowa M., Liszkowa J., Nowak W., 1973. Zagadnienie pozycji tzw. margli żegocińskich. Kwartalnik Geologiczny, 17: 652–653.

Barski M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2010. On some aspects of the detailed dinoflagellate cyst stratigraphy of the “black flysch” (Pieniny Klippen Belt of Poland). Grzybowski Foundation Special Publications, 17: 70–71.

Barski M., Matyja B.A., Segit T., Wierzbowski A., 2012. Early to Late Bajocian age of the “black flysch”(Szlachtowa Fm.) deposits: implications for the history and geological structure of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Geological Quarterly, 56: 391–410.

Bartholdy J., Bellas S.M., Ćosović V., Fuček V.P., Keupp H., 1999. Processes controlling Eocene mid–latitude larger foraminifera accumulations: Modelling of the stratigraphic architecture of a fore-arc basin (Podhale Basin, Poland). Geologica Carpathica, 50: 435–448.

Baumgart-Kotarba M., 1981. Tectonic movement on the eastern Podhale in the light of an analysis of Quaternary terraces of the Białka Tatrzańska valley and the lineaments from satellite image. Przegląd Geograficzny, 53: 725–736.

Baumgart-Kotarba M., 1983. Kształtowanie koryt i teras rzecznych w warunkach zróżnicowanych ruchów tektonicznych (na przykładzie wschodniego Podhala). Prace Geograficzne IGPZ PAN, 145.

Baumgart-Kotarba M., 1996. On origin and age of the Orava Basin, West Carpathians. Studia Geomorphologica Carpatho–Balcanica, 30: 101–116

Baumgart-Kotarba M., 1989, Proba rekonstrukcji rozwoju stozka aluwialnego Czarnego Dunajca w okresie poznego glacjalu i holocenu. Sprawozdania z Posiedzen Komisji Naukowych PAN, 2: 115–116.

Baumgart-Kotarba M., 2001. Continuous tectonic evolution of the Orava Basin (Northern Carpathians) from Late Badenian to the present–day. Geologica Carpathica, 52: 103–110.

Baumgart-Kotarba M., Král J., 2002. Young tectonic uplift of the Tatra Mts (fission track data and geomorphological arguments). Geologica Carpathica, 53, Special Issue.

Baumgart-Kotarba M., Hojny-Kołoś M., 1998. Relacja czwartorzędowego zapadliska Wróblówki do neogeńskiego zapadliska orawskiego w świetle badań geomorfologicznych i trzęsienia ziemi z dnia 11 września 1995. Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń PAU, 61: 102–106.

Baumgart-Kotarba M., Dec J., Ślusarczyk R., 2001. Quaternary tectonic grabens of Wróblówka and Pieniążkowice and their relations to Neogene strata of the Orava Basin and Pliocene sediments of the Domański Wierch series in Podhale, Polish Western Carpathians. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 35: 101–119.

Baumgart-Kotarba M., Marcak H., Márton E., 2004, Rotation along the transverse transforming Orava strike-slip fault: based on geomorphological, geophysical and paleomagnetic data (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 55: 219–226.

Bazhenov M., Began A., Birkenmajer K., Burtman V.S., 1981. Paleomagnetic evidence of the tectonic origin of the curvature of the West Carpathian Arc. Bulletin de l’Académie Polonaise des Sciences. Series des Sciences de Terre, 28: 281–290.

Literatura

Bąk K., Bąk M., 2013. Foraminiferal and radiolarian biostratigraphy of the youngest (Late Albian trough Late Cenomanian) sediments of the Tatra massif, Central Western Carpathians. Acta Geologica Polonica, 63: 223–237.

Beaumont C., 1980. Foreland basins. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 65: 291–329.

Beaumout C., Quinlan G.M., Hamilton J., 1987. The Alleghanian orogeny and its relationship to the evolution of the Eastern Interior. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 12: 425–445.

Beaumout C., Quinlan G.M., Hamilton J., 1988. Orogeny and stratigraphy: numerical models of the Paleozoic in the Eastern Interior of North America. Tectonics, 7: 389–416.

Beidinger A., Decker K., 2016. Paleogene and Neogene kinematics of the Alpine-Carpathian fold-thrust belt at the Alpine–Carpathian transition. Tectonophysics, 690: 263–287.

Bednárik M., Papčo J., Pohánka V., Bezák V., Kohút I., Brimich L., 2016. Surface strain rate colour map of the Tatra Mountains region (Slovakia) based on GNSS data. Geologica Carpathica, 67: 509–524.

Bella P., Bosák P., Pruner P., Głazek J., Hercman H., 2011. The development of the River Biela Valley in relation to the genesis of the Belianska Cave. Geografický časopis, 63: 369–387.

Bezák V. (red.), Broska I., Ivanička J., Reichwalder P., Vozár J., Polák M., Havrila M., Mello J., Biely A., Plašienka D., Potfaj M., Žec B., Vass D., Elečko M., Janočko J., Pereszlényi M., Marko F., Maglay J., Pristaš J., 2004. Tectonic map of Slovak Republic 1:500,000 with explanations. State Geol. Inst. D. Štúr, Bratislava.

Bieda F., 1959. Nummulite fauna in the Tatra Eocene. Biuletyn Instytut Geologicznego, 141: 5–13.

Biely A., Fusán O., 1967. Zum Problem der Wurzelzonen der subtatrischen Decken. Geologické práce, Zprávy, 42: 51–64.

Bill M., O'Dogherty L., Guex J., Baumgartner P.O., Masson H., 2001. Radiolarite ages in Alpine-Mediterranean ophiolites: Constraints on the oceanic spreading and the Tethys-Atlantic connection. Geological Society of America Bulletin, 113: 129–143.

Birkenmajer K., 1953. Preliminary revision of the stratigraphy of the Pieniny Klippen Belt series in Poland. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sciences géologiques et géographiques, 1: 271–274.

Birkenmajer K., 1958. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Część I – Szkic geologiczny pasa skałkowego. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1959a. Diapiric tectonics in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des sciences géologiques et géographiques, 7: 123–128.

Birkenmajer K., 1959b. A new Klippen Series in the Pieniny Mts., Carpathians – the Czertezik Series. Acta Geologica Polonica, 9: 499–517.

Birkenmajer K., 1960. Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt (Wien), 103: 1–36.

Birkenmajer K., 1968. Geological map of the Pieniny Klippen Belt, Bór na Czerwonem sheet, scale 1:10 000. Inst. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1970. Pre–Eocene fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland. Studia Geologica Polonica, 31: 1–77.

Birkenmajer K., 1974. Carpathian Mountains. *W*: Mesozoic-Cenozoic orogenic belts – data for orogenic studies (ed. A.M. Spencer): 127–157. Geological Society Special Paper, Edinburgh–London.

Birkenmajer K., 1976. The Carpathian orogen and plate tectonics. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-2 (101): 43–53.

Birkenmajer K., 1976. Pleistocene tectonic deformations at Szaflary, West Carpathians, Poland. Annales de la Société Géologique de Pologne, 66: 309–323.

Birkenmajer K., 1977. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 45: 1–158.

Birkenmajer K., 1979. Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wydaw. Geol., Warszawa.

Birkenmajer K., 1985. Major strike–slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-16, 175: 101–115.

Birkenmajer K., 1986. Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Studia Geologica Polonica, 88: 7–32.

Birkenmajer K., 1988. Exotic Andrusov Ridge: its role in plate–tectonic evolution of the West Carpathian foldbelt. Studia Geologica Polonica, 91: 7–37.

Birkenmajer K., 1996. Mioceńskie intruzje andezytowe rejonu Pienin: ich formy geologiczne i rozmieszczenie w świetle badań geologicznych i magnetycznych. Geologia, 22: 15–25.

Birkenmajer K., 1999. Late Tertiary fault system of the Biała Woda valley, Tatra Mountains, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 239–246.

Birkenmajer K., 2000. Gosau-type conglomerate in the Rusinowa Polana area, Polish Tatra Mts: its relation to the Lower Subtatric Nappe. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 48: 117–133.

Birkenmajer K., 2003. Post-collisional Late Middle Miocene (Sarmatian) Pieniny Volcanic Arc, Western Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 51: 79–89.

Birkenmajer K., 2006. Przełom Dunajca w Pieninach – fenomen geologiczny. Pieniny – Przyroda i Człowiek, 9: 9–22.

Birkenmajer K., 2007. The Czertezik Succession in the Pieniny National Park (Pieniny Klippen Belt, West Carpathians): stratigraphy, tectonics, palaeogeography. Studia Geologica Polonica, 127: 7–50.

Birkenmajer K., 2008. The Szopka Limestone Formation – a new lithostratigraphic name for Upper Liassic beds of the Branisko and Pieniny successions, Pieniny Klippen Belt (West Carpathians). Studia Geologica Polonica, 131: 229–235.

Birkenmajer K., 2017. Geologia Pienin. Monografie Pienińskie. Tom 3. Pieniński Park Narodowy, Krościenko n.D.

Birkenmajer K., Dudziak J., 1991. Middle to Late Palaeocene Nannoplankton Zones in the Jarmuta Formation, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 39: 47–52.

Birkenmajer K., Gedl P., 2017. The Grajcarek succession (Lower Jurassic–Mid Paleocene) in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland: a stratigraphic synthesis. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 87: 55–88.

Birkenmajer K., Jednorowska A., 1983. Upper Cretaceous and Lower Paleogene deposits at Maruszyna, Pieniny Klippen Belt, Poland. Studia Geologica Polonica, 77: 27–53.

Birkenmajer K., Dudziak J., Jednorowska A., Kutyba J., 1987. Foraminiferal-nannoplankton evidence for Maastrichtian and Palaeocene ages of the Jarmuta Formation: its bearing on dating Laramian orogeny in Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 35: 287–298.

Birkenmajer K., Kozur H., Mock R., 1990. Exotic Triassic pelagic limestone pebbles from the Pieniny Klippen Belt of Poland: a further evidence for Early Mesozoic rifting in West Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 60: 3–44.

Birkenmajer K., Lorenc M.W., 2008. Lower Cretaceous exotic intraplate basaltoid olistolith from Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, Poland: geochemistry and provenance. Studia Geologica Polonica, 131: 237–246.

Birkenmajer K., Myczyński R., 1977. Middle Jurassic deposits and fauna of the Magura succession, near Szlachtowa, Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Acta Geologica Polonica, 27: 337–400.

Birkenmajer K., Pazdro O., 1968. On the so-called "Sztolnia beds" in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Acta Geologica Polonica, 18: 325–365.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 1999. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 155–169.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000a. K-Ar dating of the Miocene andesite intrusions, Pieniny Mts, West Carpathians, Poland: a supplement. Studia Geologica Polonica, 117: 7–25.

Birkenmajer K., Pécskay Z., 2000b. Early Cretaceous K-Ar age of a large basalt olistolith at Biała Woda, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 117: 27–35.

Birkenmajer K., Wieser T., 1990. Exotic rock fragments from Upper Cretaceous deposits near Jaworki, Pieniny Klippen Belt, West Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 97: 7–67.

Birkenmajer K., Gedl P., Myczyński R., Tyszka J., 2008. "Cretaceous black flysch" in the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians: a case of geological misinterpretation. Cretaceous Research, 29: 535–549.

Blaicher J., Sikora W., 1969. W sprawie ogniwa zwanego aalenem fliszowym w pienińskim pasie skałkowym Polski. Kwartalnik Geologiczny, 13: 716–717.

Blaicher J., Sikora W., 1972. On a new Albian flysch facies in the Pieniny Klippen Belt of Poland. Kwartalnik Geologiczny. 16: 1067–1068 (in Polish).

Błaszyk J., 1968. Ostracods from the Sztolnia creek profile in the Pieniny Klippen Belt. Acta Geologica Polonica, 18: 367–373.

Bogacz K., 1967. Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. Prace Geologiczne Komisji Nauk Geologicznych PAN, O/Kraków, 41.

Bombiță G., Savu H., 1986. Sur les roches volcaniques associées aux klippes Piénines de Poiana Botizii (Maramureș, Roumanie). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 56: 337–348.

Bombiță G., Pop G., 1991. Mesozoic formations from Poiana Botizii, Pieniny Klippen Belt of Romania. Geologica Carpathica, 42: 139–146.

Bombiță G., Antonescu E., Malata E., Müller C., Neagu T., 1992. Pieniny–type Mesozoic formations from Maramureș, Romania (Second part). Acta Geologica Hungarica, 35: 117–144.

Bónová K., Spišiak J., Bóna J., Kováčik M., 2017. Chromian spinels from the Magura Unit (Western Carpathians, Eastern Slovakia) – their petrogenetic and palaeogeographic implications. Geological Quarterly, 61: 3–17.

Bónová K., Bóna J., Pańczyk M., Kováčik M., Mikuš T., Laurinc D., 2019. Origin of deep-sea clastics of the Magura Basin (Eocene Makovica sandstones in the Outer Western Carpathians) with constraints of framework petrography, heavy mineral analysis and zircon geochronology. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecolpgy, 514: 768–784.

Bónová K., Pańczyk M., Bóna J., 2020. Surface microtextures and new U-Pb dating of detrital zircons from the Eocene Strihovce sandstones in the Magura Nappe of the External Western Carpathians: implications for their provenance. International Journal of Earth Sciences, 109: 1565–1587

Boorová D., Filo I., 2013. Štúdium párnického súvrstvia na stratotypovom profile Žaškov (krížňanský príkrov). Mineralia Slovaca, 45: 61–68.

Boorová D., Filo I., 2014. Litologické, mikrofaciálne a biostratigrafické štúdium párnického súvrstvia na lokalite Kraľovany (krížňanský príkrov, Západné Karpaty). Geologické práce, Správy, 123: 41–77.

Boratyn J., Kmieciak M., 2022. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Nowy Targ (1049) – reambulacja. Państw. Inst. Geol. - PIB, Warszawa.

Literatura

Borza K., 1966. Litologicko-petrografický výskum zlepencov bradlového pásma. Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o Zemi (Science of the Earth), Geologica, 2.

Borza K., 1980. Litologicko–mikrofaciálna charakteristika vrchnojurských a spodnokriedových sedimentov belianskej série (Strážovské vrchy). Geologické práce, Správy, 74: 33–56.

Borza K., Michalík J., 1987. Mikrobiostratigrafia vrchnojurských a spodnokriedových súvrství vysockého príkrovu Malých Karpát. Knih. Zem. Pl. Naft., Misc. Micropalaeont., II/1, 203214.

Borza K., Gašpariková V., Michalík J., Vašíček Z., 1980. Upper Jurassic–Lower Cretaceous sequence of the Krížna-nappe (Fatric) in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts. (Western Carpathians). Geologický zborník – Geologica Carpathica, 31: 541–562.

Bradley D.C., Kidd W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. Geological Society of America Bulletin, 103: 1416-1438.

Broska I., Janák M., Svojtka M., Yi K., Konečný P., Kubiš M., Kurylo S., HrdličkaM., Maraszewska M., 2022. Variscan granitic magmatism in the Western Carpathians with linkage to slab break-off. Lithos, 412–413, 106589.

Brunarska I., Anczkiewicz R., 2019. Geochronology and Sr-Nd-Hf isotope constraints on the petrogenesis of teschenites from the type-locality in the outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 70: 222–240.

Buczek K., Górnik M., 2020. Evaluation of tectonic activity using morphometric indices: case study of the Tatra Mts. (Western Carpathians, Poland). Environmental Earth Sciences, 79: 1–14.

Bukała M., Barnes C.J., Hidas K., Mikołajczak M., Mazur S., 2024. One mica to rule them all, one to bring them all: Variscan assembly of Tatra Mountain crystalline basement. Mineralogia – Special Papers, 52, 41.

Bukowski K., de Leeuw A., Gonera M., Kuiper K.F., Krzywiec P., Peryt D., 2010. Badenian tuffite levels within the Carpathian orogenic front (Gdów – Bochnia area, S Poland), radio-isotopic dating and stratigraphic position. Geological Quarterly, 54: 449–464.

Bukowski K., Galamay A., Krzywiec P., Maksym A., 2020. Geochemical data and fluid inclusion study of the Middle Miocene halite from deep borehole Huwniki-1, situated in the inner zone of the Carpathian Foredeep in Poland. Minerals, 10, 1113.

Buła Z., Habryn R., 2011a. Structural map of the top of clastic Carboniferous in the Western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki). The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology – Department of Fossil Fuels, Kraków.

Buła Z., Habryn R., 2011b. Structural map of the top of carbonate Devonian–Carboniferous aquifer in the Western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki). The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology – Department of Fossil Fuels, Kraków.

Buła Z., Jachowicz M., Żaba J., 1997. Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone, Southern Poland. Geological Magazine, 134: 669–677.

Burbank D.W., Vergés J., 1994. Reconstruction of topography and related depositional systems during active thrusting. Journal of Geophysical Research, 99: 20281–20297.

Burchart J., 1963. Remarks on the directions of the slickesides and fault striae in the crystalline rocks of the Goryczkowa “crystalline island” in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 13: 27–40.

Burchart J., 1968. Rubidium-strontium isochron ages of the crystaline core of the Tatra Mts., Poland. American Journal of Science, 266: 895–907.

Burchart J., 1970. Skały krystaliczne Wyspy Goryczkowej w Tatrach. Studia Geoleologica Polonica, 32.

Burchart J., 1972. Fission-track age determination of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. Earth and Planetary Science Letters, 15: 418–422.

Burchfiel B.C., Royden L.H., 1982, Carpathian foreland fold and thrust belt and its relation to Pannonian and other basins. AAPG., 66: 1179–1195.

Burda J., Gawęda A., 2009. Shear-influenced partial melting in the Western Tatra metamorphic complex: Geochemistry and geochronology. Lithos, 110: 373–385.

Burda J., Klötzli U., 2011. Pre-Variscan evolution of the Western Tatra Mountains: new insights from U-Pb zircon dating. Mineralogy and Petrology, 102: 99–115.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2011. Magma hybridization in the Western Tatra Mts. granitoid intrusion (S-Poland, Western Carpathians). Mineralogy and Petrology, 103: 19–36.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013a. Geochronology and petrogenesis of granitoid rocks from the Goryczkowa Unit, Tatra Mountains (Central Western Carpathians). Geologica Carpathica, 64: 419–435.

Burda J., Gawęda A., Klötzli U., 2013b. U-Pb zircon age of the youngest magmatic activity in the High Tatra granites (Central Western Carpathians). Geochronometria, 40: 134–144.

Burda J., Klötzli U., Majka J., Chew D., Li Q.-L., Liu Y., Gawęda A., Wiedenbeck M., 2021. Tracing proto-Rheic-Qaidam Ocean vestiges into the Western Tatra Mountains and implications for the Palaeozoic palaeogeography of Central Europe. Gondwana Research, 91: 188–204.

Burliga S., Krzywiec P., Dąbroś K., Przybyło J., Włodarczyk E., Źróbek M., Słotwiński M., 2018. Salt tectonics in front of the Outer Carpathian thrust wedge in the Wieliczka area (S Poland) and its exposure in the underground salt mine. Geology, Geophysics & Environment, 44: 71–90.

Burov V.S., Višniakov I.B., Gluško V.V., Dosin G.D., Kruglov S.S. (red.), 1986. Tektonika Ukrajinskich Karpat. Min. Geol. Ukr. SSR, UkrNIGRI, Kiev.

Burtan J., 1978. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Mszana Dolna (1016). Wydaw. Geol., Warszawa.

Catlos E.J., Broska I., Kohút M., Etzel T.M., Kyle R.J., Stockli D.F., Miggins D.P., Campos D., 2022. Geochronology, geochemistry, and geodynamic evolution of Tatric granites from crystallization to exhumation (Tatra Mountains, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 74: 517–544.

Cieszkowski M., 1992, Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. Geologia, 18: 1–2.

Cieszkowski, M., 1995. Marine Miocene deposits close to Nowy Targ and their importance for determining age of the Orava–Nowy Targ basin, south Poland. Kwartalnik AGH, 21: 153–168.

Cieszkowski M., Sikora W., 1976. Geologiczne wyniki otworu Obidowa IG-1 (polskie Karpaty Zachodnie). Kwartalnik Geologiczny, 20: 441–442.

Cieszkowski M., Witek K., Wójcik A., 1977. Nowe stanowisko osadów miocenu koło Dubiecka. Przegląd Geologiczny, 25: 363–366.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Oszczypko N., Waśkowska A., Wendorff M., 2009a. The Northern Carpathian plate tectonic evolutionary stages and origin of olistolithes and olistostromes. Geodinamica Acta, 22: 101–126.

Cieszkowski M., Golonka J., Krobicki M., Ślączka A., Waśkowska A., Wendorff M., 2009b. Olistolity w serii śląskiej i ich związek z fazami rozw oju basenu śląskiego. Geologia, 35: 13–21.

Cieszkowski M., Golonka J., Ślączka A., Waśkowska A., 2012. Role of olistostromes and olistoliths in tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in the Outer West Carparhians. Tectonophysics, 568–569: 248–265.

Chmelík F., 1957. Report on geological study of the Central-Carpathian Paleogene in Šariš region between Šambron and Sabinov. Zprávy o geologických výzkumech, 1957: 81–88.

Chowaniec J., 2009. Studium hydrogeologii zachodniej części Karpat polskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 434: 1–98.

Chowaniec J., 2012. „Gorąca kopalina” Niecki Podhalańskiej na tle innych niecek przytatrzańskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 229–238.

Chowaniec J., Sokołowski J., 1986. Głęboki otwór wiertniczy Maruszyna IG-1. *W*: Przewodnik LVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 69–71.

Chowaniec J., Poprawa D., Witek K., 2001. Występowanie wód termalnych w polskiej części Karpat. Przegląd Geologiczny, 49: 734–742.

Chrobak A., Ugolini F., Pearlmutter D., Raschi A., 2020. Thermal tourism and geoheritage: examining visitor motivations and perceptions. Resources, 9, 58.

Cichostępski K., Dec J., Golonka J., Waśkowska A., 2024. Shallow seismic refraction tomography images from the Pieniny Klippen Belt (southern Poland). Minerals, 14, 155.

Cieszkowski M., Uchman A., Chowaniec J., 2009. Litostratygrafia sukcesji osadowej niecki podhalańskiej. *W*: LXXIX Zjazd Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego.

Coney P.J., 1980. Cordilleran metamorphic core complexes: an overview. Geological Society of America Memoir, 153: 7–31.

Crampton S.L., Allen P.A., 1995. Recognition of forebulge unconformities associated with early stage foreland basin development: example from the North Alpine Foreland Basin. AAPG Bulletin, 79: 1495–1514.

Császár G., Szinger B., Piros O., 2013. From continental platform towards rifting of the Tisza Unit in the Late Triassic to Early Cretaceous. Geologica Carpathica, 64: 279–290.

Csontos L., 1999. Structural outline of the Bükk Mountains (Northern Hungary). Földtani Közlöny, 129: 611–651.

Csontos L., Vörös A., 2004. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 210: 1–56.

Csontos L., Nagymarosy A., Horváth F., Kováč M., 1992. Tertiary evolution of the Intracarpathian area: a model. Tectonophysics, 208: 221–241.

Csontos L., Dunkl I., Koroknai B., Tari G., Soós B., Magyari Á., Nyíri D., Soták J., Wórum G., Tóth T., Kovács G., 2025. The formation and deformation of the Neogene Pannonian Basin: a structural overview. *W*: The Miocene extensional Pannonian Superbasin, Volume 1: Regional geology (red. G. Tari i in.). Geological Society London, Special Publication.

Cymerman Z., 2007. Profesor Zbgniew Kotański – przewodnik geologiczny po Tatrach. Przegląd Geologiczny, 55: 938–946.

Cymerman Z., 2024. Mapa tektoniczna Tatr 1:50 000. Państw. Inst. Geol. - PIB, Warszawa.

Czarnecka K., 1986. Uwarunkowania strukturalne współczesnych ruchów tektonicznych pienińskiego pasa skałkowego w rejonie Czorsztyna. Przegląd Geologiczny, 10: 556–560.

Czarnecka K., 2004. Próby interpretacji wyników badania współczesnej dynamiki pienińskiego pasa skałkowego w okolicy Czorsztyna. *W*: Geodynamical studies of the Pieniny Klippen Belt – Czorsztyn region (red. K. Czarnecki): 83–99. Politechnika Warszawska.

Czarnecki K., Mojzeš M., 2000. Geodynamics of Tatra Mountains – present status and development of the project. Reports on Geodesy, 7: 123–124.

Literatura

Czarnecki K., Barlik M., Czarnecka K., Olszak T., Pachuta A., Szpunar R., Walo J., 2002. Geodynamic studies of The Pieniny Klippen Belt (Czorsztyn Region). Acta Montana IRSM AS Ser. A, 20: 85–91.

Dąbrowska M., Jurewicz E., 2013. Character and structural evolution of the Mała Łąka Fault in the Tatra Mts., Carpathians, Poland. Acta Geologica Polonica, 63: 137–151.

Dadlez R., Narkiewicz M., Stephenson R.A., Visser M.T.M., Van Wees J.-D., 1995. Tectonic evolution of the Mid–Polish Trough: modeling implications and significance for Central European geology. Tectonophysics, 252: 179–195.

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 2000. Mapa Geologiczna Polski bez utworów kenozoiku, 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Dal Piaz G.V., Martin S., Villa I.M., Gosso G., Marschalko R., 1995. Late Jurassic blueschist facies pebbles from the Western Carpathian orogenic wedge and paleostructural implications for Western Tethys evolution. Tectonics, 14: 874–885.

Dallmeyer R.D., Neubauer F., Fritz H., 2008. The Meliata suture in the Carpathians: regional significance and implications for the evolution of high–pressure wedges within collisional orogens. Geological Society London, Special Publication, 298: 101–115.

DeCelles P.G., 2012. Foreland basin systems revisited: variations in response to tectonic settings. *W:* Tectonics of Sedimentary Basins, recent advances (red. C. Busby, A. Azor): 405–426. Blackwell Publishing Ltd.

DeCelles P.G., Giles K.A., 1996. Foreland basin systems. Basin Research, 8: 105–123.

Decker K., 1990. Plate tectonics and pelagic facies: Late Jurassic to Early Cretaceous deep–sea sediments of the Ybbsitz ophiolite unit (Eastern Alps, Austria). Sedimentary Geology, 67: 85–99.

Decker K., Peresson H., Hinsch R., 2005. Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform Fault. Quaternary Science Reviews, 44: 305–320.

Decker K., Nescieruk P., Reiter F., Rubinkiewicz J., Ryłko W., Tokarski A.K., 1997. Heteroaxial shortening, strike–slip faulting and displacement transfer in the Polish Carpathians. Przegląd Geologiczny, 45: 1070–1071.

Deditius A., 2004. Charakterystyka i wiek izotopowy blastezy muskowitów ze stref mylonitycznych w skałach krystalicznych Tatr Zachodnich. Geologia, 16.

De Doliwa Zieliński L., Bukała M., Kośmińska K., Majka J., Kooijman E., Janak M., 2024. The investigation of metamorphic history in the core of the Tatra Mountains. Mineralogia – Special Papers, 52.

De Doliwa Zieliński J., Kośmińska K., Janak M., Bukała M., Kooijman E., Whitehouse M., Mazur S., Majka J., 2026. A Himalaya-type metamorphic sandwich in the Tatra Mts. of the Western Carpathians. Geological Magazine (w druku).

Deramond J., Souquet P., Fondecave-Walles M., Specht M., 1993. Relationship between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfaces in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy. Geological Society London, Special Publication, 71: 193–219.

Doglioni C., 1992. Main differences between thrust belts. Terra Nova, 4: 152–164.

Doktor M., 1983. Sedymentacja osadów żwirowych w miocenie na przedpolu Karpat. Studia Geologica Polonica, 68: 6–107

Dostal J., Owen J.V., 1998. Cretaceous alkaline lamprophyres from the northeastern Czech Republic: geochemistry and petrogenesis. Geologische Rundschau, 87: 67–77.

Dostal J., Vozár J., Keppie J.D., Hovorka D., 2003. Permian volcanism in the Central Western Carpathians (Slovakia): basin–and–range type rifting in the southern Laurussian margin. International Journal of Earth Sciences, 92: 27–35.

Dudziak J., 1990. Stratygrafia paleogenu jednostki maruszyńskiej w Szaflarach (pieniński pas skałkowy) na podstawie nannoplanktonu wapiennego. Studia Geologica Polonica, 97: 79–107.

Dumont T., Wieczorek 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 Helvetiae, 89: 181–202.

Dziadzio P., 2000. Sekwencje depozycyjne w utworach badenu i sarmatu w SE części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 48: 1124–1138.

Dziadzio P., Jachowicz M., 1996. Budowa podłoża utworów mioceńskich na SW od wyniesienia Lubaczowa. Przegląd Geologiczny, 44: 1124–1130.

Dziadzio P., Liszka B., Maksym A., Staryszak G., 1997. Środowisko sedymentacji utworów miocenu autochtonicznego w brzeżnej strefie Karpat, a interpretacja geologiczno-złożowa w obszarze Husów-Albigowa-Krasne. Nafta-Gaz, 9: 407–414.

Dziadzio P., Maksym A., Olszewska B., 2006. Sedymentacja utworów miocenu we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 413–420.

Dżułyński S., 1953. Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej. Acta Geologica Polonica, 3: 1-44

Ebner F., Vozárová A., Kovács S., Kräutner H.-G., Krstić B., Szederkényi T., Jamičić D., Balen D., Belak M., Trajanova M., 2008. Devonian-Carboniferous pre-flysch and flysch environments in the Circum Pannonian Region. Geologica Carpathica, 59: 159–195.

Eliáš M., Schnabel W., Stráník Z., 1990. Comparison of the Flysch Zone of the Eastern Alps and the Western Carpathians based on recent observations. *W*: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (red. D. Minaříková, H. Lobitzer): 37–46. Federal Geological Survey; Prague, Geological Survey.

Eliáš M., Martinec P., Reháková D., Vašíček Z., 1996. Geology and stratigraphy of the Kurovice Limestone and Tlumačov Marl Formation at the Kurovice quarry (Upper Jurassic–Lower Cretaceous, Outer Western Carpathians, Czech Republic). Věstník Českého geologického ústavu, 71: 259–275.

Embey-Isztin A., Downes H., James D.E., Upton B.G.J., Dobosi G., Ingram G.A., Harmon R.S., Scharbert H.G., 1993. The petrogenesis of Pliocene alkaline volcanic rocks from the Pannonian Basin, eastern central Europe. Journal of Petrology, 34: 317–343.

Faryad S.W., 1995a. Phase petrology and P-T conditions of mafic blueschists from the Meliata Unit, West Carpathians, Slovakia. Journal of Metamorphic Geology, 13: 701–714.

Faryad S.W., 1995b. Petrology and phase relations of low-grade high-pressure metasediments of the Meliata Unit, Western Carpathians, Slovakia. European Journal of Mineralogy, 7: 71–87.

Faryad S.W., Henjes-Kunst F., 1997. Petrological and K-Ar and ^{40}Ar-^{39}Ar age constraints for the tectonothermal evolution of the high-pressure Meliata Unit, Western Carpathians (Slovakia). Tectonophysics, 280: 141–156.

Faryad S.W., Schreyer W., 1997. Petrology and geological significance of high-pressure metamorphic rocks occurring as pebbles in the Cretaceous conglomerates of the Klippen Belt (West Carpathians, Slovakia). European Journal of Mineralogy, 9: 547–562.

Faryad S.W., Ivan P., Jedlička R., 2020. Pre-Alpine high-pressure metamorphism in the Gemer Unit: mineral textures and their geodynamic implications for Variscan Orogeny in the Western Carpathians. International Journal of Earth Sciences, 109: 1547–1564.

Faupl P., Pober E., Wagreich M., 1987. Facies development of the Gosau Group of the eastern parts of the Northern Calcareous Alps during the Cretaceous and Paleogene. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. H.W. Flügel, P. Faupl): 142–155. Deuticke, Wien.

Fijałkowska A., Uchman A., 1993. Nowe dane do palinologii triasu Tatr Polskich. Przegląd Geologiczny, 41: 373–375.

Filipović I., Jovanović D., Sudar M., Pelikán P., Kovács S., Less Gy., Hips K., 2003. Comparison of the Variscan–Early Alpine evolution of the Jadar Block (NW Serbia) and "Bükkium" (NE Hungary) terranes; some paleogeographic implications. Slovak Geological Magazine, 9: 23–40.

Finger F., Broska I., Haunschmid B., Hraško Ľ., Kohút M., Krenn E., i in.. 2003. Electron-microprobe dating of monazites from western Carpathian basement granitoids: plutonic evidence for an important Permian rifting event subsequent to Variscan crustal anatexis. International Journal of Earth Sciences, 92: 86–98.

Flemings P.B., Jordan T.E. 1989. A synthetic stratigraphic model of foreland basin development. Journal of Geophysical Research, 94: 3851–3866.

Fodor L., Franců J., Krejčí O., Stráník Z., 1996. Paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian Flysch Belt of South Moravia. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, 3: 45–47.

Fodor L., Csontos L., Bada G., Györfi I., Benkovics L., 1999. Tertiary tectonic evolution of the Pannonian Basin system and neighbouring orogens: a new synthesis of palaeostress data. Geological Society London, Special Publication, 156: 295–334.

Ford M. 2004. Depositional wedge tops: interaction between low basal friction external wedges and flexural foreland basins. Basin Research, 16: 361–375.

Frank W., Schlager W., 2006. Jurassic strike slip versus subduction in the Eastern Alps. International Journal of Earth Sciences, 95: 431–450.

Frisch W., 1979. Tectonic progradation and plate tectonic evolution of the Alps. Tectonophysics, 60: 121–139.

Frisch W., 1981. Plate motions in the Alpine region and their correlation to the opening of the Atlantic Ocean. Geologische Rundschau, 70: 402–411.

Frisch W., 1984. Sedimentological response to late Mesozoic subduction in the Penninic Windows of the Eastern Alps. Geologische Rundschau, 73: 33–45.

Frisch W., Gawlick H.-J., 2003. The nappe structure of the Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. International Journal of Earth Sciences, 92: 712–727.

Frisch W., Gommeringer K., Kelm U., Popp F., 1987. The upper Bündner Schiefer of the Tauern Window – a key to understanding Eoalpine orogenic processes in the Eastern Alps. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. H.W. Flügel, P. Faupl): 55–69. Franz Deuticke, Wien.

Fritz H., Neubauer F., Janák M., Putiš M., 1992. Variscan mid-crustal thrusting in the Carpathians II: kinematics and fabric evolution of the Western Tatra basement. Terra Nova, 2: 24.

Froitzheim N., Manatschal G., 1996. Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and passive-margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland). Geological Society of America Bulletin, 108: 1120–1133.

Froitzheim N., Schmid S.M., Frey M., 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: a working hypothesis. Eclogae Geologicae Helvetiae, 89: 81–110.

Froitzheim N., Plašienka D., Schuster R., 2008. Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. *W*: The Geology of Central Europe. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 1141–1232. Geological Society, London.

Garecka M., 2005. Calcareous nannoplankton from the Podhale Flysch (Oligocene–Miocene, Inner Carpathians, Poland). Studia Geologica. Polonica, 124: 353–369.

Literatura

Garlicki A., 1960. Złoże soli kamiennej Łężkowice-Siedlec w zatoce gdowskiej. Przegląd Geologiczny, 8: 43–45.

Gaweł A., 1959. Zagadnienia petrograficzne trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149.

Gawęda A., 2001. Alaskity Tatr Zachodnich. Zapis wczesnowaryscyjskiej kolizji w prakontynencie Karpat. Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach.

Gawęda A., 2007. Variscan granitoid magmatism in Tatra Mountains – the history of subduction and continental collision. *W*: Granitoids in Poland (red. A. Kozłowski, J. Wiszniewska): 319–332. University of Warsaw.

Gawęda A., Piwkowski R., 2000. Struktura i geneza pseudotachylitów Tatr Wysokich. Przegląd. Geologiczny, 48: 722–726.

Gawęda A., Burda J., Klötzli U., Golonka J., Szopa K., 2016a. Episodic construction of the Tatra granitoid intrusion (Central Western Carpathians, Poland/Slovakia): consequences for the geodynamics of Variscan collision and Rheic Ocean closure. International Journal of Earth Sciences, 105: 1153–1174.

Gawęda A., Szopa K., Chew D., Klötzli U., Müller A., Sikorska M., Pyka P., 2016b. Age and origin of fluorapatite-rich dyke from Baranec Mt. (Tatra Mts., Western Carpathians): a key to understanding of the post-orogenic processes and element mobility. Geologica Carpathica, 67: 417–432.

Gawęda A., Burda J., Golonka J., Klötzli U., Chew D., Szopa K., Wiedenbeck M., 2017. The evolution of Eastern Tornquist-Paleoasian Ocean and subsequent continental collisions: a case study from the Western Tatra Mountains, Central Western Carpathians (Poland). Gondwana Research, 48: 134–152.

Gawęda A., Szopa K., Chew D., O'Sullivan G.J., Burda J., Klötzli U., Golonka J., 2018. Variscan post-collisional cooling and uplift of the Tatra Mountains crystalline block constrained by integrated zircon, apatite and titanite LA-(MC)-ICP-MS U-PB dating and rare earth element analyses. Chemical Geology, 484: 191–209.

Gawęda A., Szopa K., Włodyka R., Burda J., Crowley Q., Sikorska M., 2019. Continuous magma mixing and cumulate separation in the High Tatra Mountains open system granitoid intrusion, Western Carpathians (Poland/Slovakia): a textural and geochemical study. Acta Geologica Polonica, 69: 549–570.

Gawlick H.-J., Missoni S., 2015. Middle Triassic radiolarite pebbles in the Middle Jurassic Hallstatt Mélange of the Eastern Alps: implications for Triassic-Jurassic geodynamic and palaeogeographic reconstructions of the western Tethyan realm. Facies, 61, 13.

Gawlick H.-J., Missoni S., 2019. Middle–Late Jurassic sedimentary mélange formation related to ophiolite obduction in the Alpine-Carpathian-Dinaridic Mountain Range. Gondwana Research, 74: 144–172.

Gawlick H.-J., Missoni S., Schlagintweit F., Suzuki H., Frisch W., Krystyn L., Blau J., Lein R., 2009a. Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine domain. Journal of Alpine Geology, 50: 1–152.

Gaździcka E., Gaździcki A., Filipczak K., Uchman A., 2009. Płaszczowina reglowa górna (choczańska) między Doliną Lejową a Doliną Chocholowską w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 57: 56–63.

Gaździcki A., 1974. Rhaetian microfacies, stratigraphy and facial development in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 17–96.

Gaździcki A., 1983. Foraminifers and biostratigraphy of Upper Triassic and Lower Jurassic of the Slovakian and Polish Carpathians. Palaentologica Polonica, 44: 109–169.

Gaździcki A., Lefeld J. (red.), 1997. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. *W*: Przewodnik LXVIII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 46–48.

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). Západne Karpaty, Geológia, 5: 119–148.

Gaździcki A., Michalik J., 1980. Uppermost Triassic sequence (Choč Nappe) of the Strážovská hornatina and the Western Carpathians. Acta Geologica Polonica, 30: 67–76.

Gaździcki A., Michalik J., 1985. Odpowiedź na artykuł Z. Kotańskiego „Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach". Przegląd Geologiczny, 33: 628.

Gaździcki A., Zawidzka K., 1973. Triassic foraminifer assemblages in the Choč nappe of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 23: 483–490.

Gągała Ł., Vergés J., Saura E., Malata T., Ringenbach J.-C., Werner P., Krzywiec P., 2012. Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. Tectonophysics, 532–535: 223–241.

Gaździcka E., 1998. Jura górna (z dln. beriasem). *W:* Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaži P., Marko F., 2006. The Zázrivá Fault – paleostress history and kinematics (Pieniny Klippen Belt, North Slovakia). Geolines, 20: 37–38.

Gebhardt H., 2021. Lower Miocene olistostromes and giant-ilistoliths: a new interpretation of the Eocene Waschberg Limestone occurrences and consequences for the structural composition of the southern Waschberg-Ždánice Unit in Lower Austria. Geologica Carpathica, 72: 48–67.

Gedl P., 1999. The age of base and top of the Podhale Palaeogene flysch (Central Carpathians, Poland), based on dinocysts. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 47: 77–102.

Gedl P., 2000. Biostratigraphy and palaeoenvironment of the Podhale Palaeogene (Inner Carpathians, Poland) in the light of palynological studies. Part I–II. Studia Geologica Polonica, 117: 89–303.

Gedl P., 2008a. The age of the Szlachtowa Formation (the so-called "black flysch") and the Opaleniec Formation (Pieniny Klippen Belt, Poland) based on dinoflagellate cyst studies. Przegląd Geologiczny, 56: 245–252.

Gedl P., 2008b. Organic–walled dinoflagellate cyst stratigraphy of dark Middle Jurassic marine deposits of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Studia Geologica Polonica, 131: 7–227.

Gedl P., 2008c. Głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego Polski. Przegląd Geologiczny, 56: 212–220.

Gedl P., Worobiec E., 2020. Origin and timing of palaeovalleys in the Carpathian Foredeep basement (Sędziszów Małopolski-Rzeszów area; SE Poland) in the light of palynological studies. Marine and Petroleum Geology, 115, 104277.

Głazek J., Zastawniak E., 1999. Terrestrial plant fossils in the transgressive Paleogene littoral/flysch sequence of the Tatra Mountains (Central Carpathians). Acta Paleobotanica. Supplement, 2: 293–301.

Głowacka A., 2010. Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego na Spiszu (Słowacja). Archiwum Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego.

Głuchowski E., Krawczyk A.J., Myszkowska J., Słomka T., 1986. Litofacje i fauna wapienia krynoidowego bajosu jednostki czorsztyńskiej koło Dursztyna (pieniński pas skałkowy). Studia Geologica Polonica, 88: 143–155.

Głuszyński A., Aleksandrowski P., 2016. A deep palaeovalley in the floor of Polish Carpathian Foredeep Basin near Pilzno and its control on Badenian (Middle Miocene) evaporite facies. Geological Quarterly, 60: 493–516.

Goetel W., Sokołowski S., 1930. Tektonika serii reglowej okolic Zakopanego. Rocznik PTG, 6: 1–69.

Golonka J., 2007a. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 297–307.

Golonka J., 2007b. Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. Mesozoic. Geologia, 33: 211–264.

Golonka J., Krobicki M., 2001. Upwelling regime in the Carpathian Tethys: a Jurassic-Cretaceous palaeogeographic and palaeoclimatic perspective. Geological Quarterly, 45: 15–32.

Golonka J., Krobicki M., 2004. Jurassic palaeogeography of the Pieniny and Outer Carpathian basins. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 110: 5–14.

Golonka J., Rączkowski W., 1984. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Piwniczna. Wydaw. Geol., Warszawa.

Golonka J., Krobicki M., Oszczypko N., Ślączka A., Słomka T., 2003. Geodynamic evolution and palaeogeography of the Polish Carpathians and adjacent areas during Neo-Cimmerian and preceding events (latest Triassic–earliest Cretaceous). The Geological Society, 208: 138–158.

Golonka J., Vašiček Z., Skupien P., Waśkowska-Oliwa A., Krobicki M., Cieszkowski M., Ślączka A., Słomka T., 2008a. Litostratygrafia osadów górnej jury i dolnej kredy zachodniej części Karpat zewnętrznych (propozycja do dyskusji). Geologia, 34: 9–31.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska-Oliwa A., Vašiček Z., Skupien P., 2008b. Główne elementy paleogeograficzne zachodnich Karpat zewnętrznych w późnej jurze i wczesnej kredzie. Geologia, 34: 61–72.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., Cieszkowski M., Ślączka A., 2015. Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. Geological Magazine, 152: 269–286.

Golonka J., Krobicki M., Waśkowska A., 2018. The Pieniny Klippen Belt in Poland. Geology, Geophysics and Environment, 44: 111–125.

Golonka J., Pietsch K., Marzec P., Kasperska K., Cichostępski K., Lasocki S., 2019. Deep structure of the Pieniny Klippen Belt in Poland. Swiss Journal of Geosciences, 112: 475–506.

Golonka J., Chowaniec J., Waśkowska A., 2025. Outline of the Geological structure of the western part of the Pieniny Klippen Belt in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 1–16.

Golonka J., Aleksandrowski P., Aubrecht R., Chowaniec J., Chrustek M., Cieszkowski M., Florek R., Gawęda A., Jarosiński M., Kępińska B., Krobicki M., Lefeld J., Lewandowski M., Marko F., Michalik M., Oszczypko N., Picha F., Potfaj M., Słaby E., Ślączka A., Stefaniuk M., Uchman A., Żelźniewicz A., 2005. The Orava Deep Drilling Project and post Palaeogene tectonics of the Northern Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 211–248.

Gołąb J., 1952. Tektonika Podhala. Geologiczny Biuletyn Informacyjny, 1: 12–13.

Gołąb J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 225–237.

Gorek A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených Vrchov, Tomanovej a Tichej Doliny. Geologický Sborník Slovenskej Akadémie Vied, 9: 203–241.

Gorek A., 1959. An outline of geological and petrographical relationships in the crystalline complexes of the Tatra Mts. Geologický Zborník SAV, 10: 13–88.

Gorek A., Veizer J., 1965. Der Charakter der alpinen Tektonik in der Hohen Tatra. Geologický Sborník Slovenskej Akademie vied 16: 265–272.

Grabowska-Hakenberg H., 1957. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach. Kwartalnik Geologiczny, 12: 400–414.

Grabowski J., 1997. Paleomagnetic results from the Cover (High Tatric) unit and Nummulitic Eocene in the Tatra Mts (Central West Carpathians, Poland) and their tectonic implications. Annales Societatis. Geologorum Poloniae, 67: 13–23.

Literatura

Grabowski J., 2000. Palaeo- and rock magnetism of Mesozoic carbonate rocks in the Sub-Tatric Series (Central West Carpathians) – palaeotectonics implications. Polish Geological Institute Special Papers, 5: 1–88.

Grabowski J., 2005. New Berriasian paleopole from the Central west Carpathians (Tatra Mts, southern Poland): does it look Apulian? Geophysical Journal International, 161: 65–80.

Grabowski J., 2026. Tatry. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 583–586. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Grabowski J., Gawęda A., 1999. Preliminary palaeomagnetic study of the High Tatra granites, Central West Carpathians, Poland. Geological Quarterly, 43: 263–276.

Grabowski J., Nemčok M., 1999. Summary of palaeomagnetic data from the Central West Carpathians of Poland and Slovakia: evidence for the Late Cretaceous-Early Tertiary transpression. Physics and Chemistry of the Earth, Part A, 24: 681–685.

Grabowski J., Pszczółkowski A., 2006. Magneto- and biostratigraphy of the Tithonian Berriasian pelagic sediments in the Tatra Mountains (Central Western Carpathians, Poland): changes at the Jurassic/Cretaceous bondary. Cretaceous Revearch, 27: 398–417.

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Szydło A., Paszkowski M., Pecskay Z., Wójtowicz A., 2003. Geochronology of the teschenitic intrusions in the Outer Western Carpathians of Poland – constraints from $^{40}K/^{40}Ar$ ages and biostratigraphy. Geologica Carpathica, 54: 385–393.

Grabowski J., Krzemiński L., Nescieruk P., Starnawska E., 2006. Paleomagnetism of the teschenitic rocks (Lower Cretaceous) in the Outer Western Carpathians of Poland: constraints for the tectonic rotations in the Silesian unit. Geophysical Journal International, 166: 1077–1094.

Grabowski J., Krobicki M., Sobień K., 2008. New palaeomagnetic results from the Polish part of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians – evidence for the palaeogeographic position of the Czorsztyn Ridge in the Mesozoic. Geological Quarterly, 52: 31–44.

Grabowski J., Michalík J., Szaniawski R., Grotek I., 2009. Syn-thrusting remagnetization of the Krížna Nappe: high resolution palaeo- and rock magnetic study in the Strážovce section, Strážovské vrchy Mts, Central West Carpathians (Slovakia). Acta Geologica Polonica, 59: 137–155.

Grabowski J., Michalík J., Pszczółkowski A., Lintnerová O., 2010. Magneto-, and isotope stratigraphy around the Jurassic/Cretaceous boundary in the Vysoká Unit (Malé Karpaty Mountains, Slovakia): correlations and tectonic implications. Geologica Carpathica, 61: 309–326.

Grabowski J., Bakhmutov V., Kdyr Š., Krobicki M., Pruner P., Reháková D., Schnabl P., Stoykova K., Wierzbowski H., 2019. Integrated stratigraphy and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Kimmeridgian to Lower Berriasian pelagic sequences of the Velykyi Kamianets Section (Pieniny Klippen belt, Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 532, 1092016.

Grabowski J., Pszczółkowski A., Stoykova K., Martinez M., Iwańczuk J., Krzemiński L., Sidorczuk M. 2025. Integrated stratigraphy of the Valanginian Carbon-Isotope-Excursion (Weissert event) from the Kryta Valley section, Western Carpathians (Poland): correlation with the Vocontian Basin and palaeoenvironmental implications. Newsletters on Stratigraphy, 58: 1–45.

Gradziński M., Tyszka J., Uchman A., Jach R., 2004. Large microbial-foraminiferal oncoids from condensed Toarcian deposits: case study from the Tatra Mountains. Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 213: 133–151.

Grecula P., Együd K., 1977. Position of the Zemplín Inselberg in the tectonic frame of the Carpathians. Mineralia Slovaca, 9: 449–462.

Grecula P., Roth Z., 1978. Kinematic model of the Western Carpathians. Sborník Geologických Věd, Geologie, 32: 49–73.

Grecula P., Varga I., 1979. Main discontinuity belts on the inner side of the Western Carpathians. Mineralia Slovaca, 11: 389–403.

Grodzicki J., Kardaś R.M., 1989. Tektonika masywu Czerwonych Wierchów w świetle obserwacji z jaskiń. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 59: 275–293.

Gross P., 2008. Lithostratigraphy of Western Carpathians: Paleogene – Podtatranská Group. State Geological Institute of Dionýz Štúr, Bratislava.

Gross P., Vaškovský I., Halouzka R., 1979. Geologická Mapa Liptovskej Kotliny. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Gross P., Köhler E., Borza K., 1982. Conglomerate submarine fans from the Central-Carpathians Paleogene near Pucov. Geologické Práce, Správy, 77: 75–86.

Gross P., Köhler E., Samuel O., 1984. Lithostratigraphic division of the Central-Carpathian Paleogene (in Slovak, English summary). Geologické práce – Správy, 81: 103–117.

Gross P., Köhler E., Haško J., Halouzka R., Mello J., Nagy A., 1993. Geológia južnej a východnej Oravy. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Gross P., Pleuger J., Handy M.R., 2022. Rift–related paleogeography of the European margin in the Eastern Alps (Central Tauern Window). Swiss Journal of Geosciences, 115, 27.

Guterch B., 2006. Seismic events in the Orava-Nowy Targ Basin, Western Carpathians. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 3: 85–95.

Guzik K., Kotański Z., 1963. Tektonika regli zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 387–427.

Guterch B., Kozák J. (red.), 2015. Studies of Historical Earthquakes in Southern Poland. Springer.

Guterch B., Lewandowska-Marciniak H., Niewiadomski J., 2005. Earthquakes recorded in Poland along the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 53: 27–45.

Hajdukiewicz M., Wyżga B., Hajdukiewicz H., Mikuś P., 2019. Photogrammetric reconstruction of changes in vertical river position using archival aerial photos: case study of the Czarny Dunajec River, Polish Carpathians. Acta Geophysica, 67: 1205–1221.

Halicki B., 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 5: 81–97.

Halicki B., 1963. Tektonika Podhala. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 33: 349–362.

Haas J., Péró C., 2004. Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. International Journal of Earth Sciences, 93: 297–313.

Haas J., Mioč P., Pamić J., Tomljenović B., Árkai P., Bérczi-Mak A., Koroknai B., Kovács S., Felgenhauer E.R., 2000. Complex structural pattern of the Alpine-Dinaridic-Pannonian triple junction. International Journal of Earth Sciences, 89: 377–389.

Haas J., Budai T., Csontos L., Fodor L., Konrád G., Koroknai B., 2014. Geology of the pre-Cenozoic basement of Hungary. Explanatory notes for (re-Cenozoic geological map of Hungary 1:500 000). Geological and Geophysical Institute of Hungary, Budapest.

Haas J., Pelikán P., Görög Á., Józsa Š., Ozsvárt P., 2013. Stratigraphy, facies and geodynamic settings of Jurassic formations in the Bükk Mountains, North Hungary: its relations with other areas of the Neotethyan realm. Geological Magazine, 150: 18–49.

Hacquet B., 1796. Neuste physikalisch-politische Reisen im Jahre 1794 und 95 durch die Dacischen und Sarmatischen oder Nrdlischen Karpathen, Vierter Theil. Verlag der Raspeschen Buchhandlung, Nürnberg.

Handy M.R., 1996. The transition from passive to active margin tectonics: a case study from the Zone of Samedan (eastern Switzerland). Geologische Rundschau, 85: 832–851.

Handy M.R., Schmid S.M., Bousquet R., Kissling E., Bernoulli D., 2010. Reconciling plate-tectonic reconstructions of Alpine Tethys with the geological-geophysical record of spreading and subduction in the Alps. Earth-Science Reviews, 102: 121–158.

Handy M.R., Ustaszewski K., Kissling E., 2015. Reconstructing the Alps-Carpathians-Dinarides as a key to understanding switches in subduction polarity, slab gaps and surface motion. International Journal of Earth Sciences, 104: 1–26.

Hardy S., Poblet J., McClay K., Waltham D., 1996. Mathematical modeling of growth strata associated with fault-related fold structures. Geological Society of London Special Publication, 99: 265–282.

Havrila M., 2011. Hronicum: palaeogeography and stratigraphy (late Pelsonian–Tuvalian), deformation and structure. Geologické Práce, Správy, 117: 7–103.

Havrila M., Olšavský M., 2015. Report about geological mapping of the Kozol succession between the Turská dolina and Porubský potok valleys. Geologické Práce, Správy, 127: 7–79.

Haynes L.L., Hönisch B., 2020. The seawater carbon inventory at the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Proceedings of the National Academy of Sciences, 117, 39.

Häusler H., 1987: The northern Austroalpine margin during the Jurassic: breccias from the Radstädter Tauern and Tarntaler Berge. *W*: Geodynamics of the Eastern Alps (red. P. Faupl, H. Flügel): 103–111. Deuticke, Wien.

Häusler H., 1988. Unterostalpine Jurabreccien in Österreich. Versuch einer sedimentologischen und paläogeographischen Analyse nachtriadischer Brecciense rien im unterostalpinen Rahmen des Tauernfensters (Salzburg – Tirol). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 131: 21–125.

Häusler H., Plašienka D., Polák M., 1993. Comparison of Mesozoic successions of the Central Eastern Alps and the Central Western Carpathians. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 715–739.

Hercman H., Gradziński M., Bella P., 2008. Evolution of Brestovská Cave based on U-series dating of speleothems. Geochronometria, 32: 1–12.

Herz N., Savu H., 1974. Plate tectonics history of Romania. Geological Society of America Bulletin, 85: 1429–1440.

Hnylko O., Krobicki M., Feldman-Olszewska A., Iwańczuk J., 2015. Geology of the volcano–sedimentary complex of the Kamyanyi Potik Unit on Chyvchyn Mount (Ukrainian Carpathians): preliminary results. Geological Quarterly, 59: 145–156.

Hnylko O., Hnylko S., Heneralova L., Tsar M., 2021. An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River basin). Geological Quarterly, 65, 47.

Höck V., Ślączka A., Gasiński M.A., Bąk M., 2005. Konradsheim Limestone of the Gresten Klippen Zone (Austria): new insight into its stratigraphic and paleogeographic setting. Geologica Carpathica, 56: 237–244.

Hók J., Pešková I., Potfaj M., 2009. Litostratigrafická náplň a tektonická pozícia drietomskej jednotky (západný úsek bradlového pásma). Mineralia Slovaca, 41: 313–320.

Hók J., Kysel R., Kováč M., Moczo P., Kristek J., Kristeková M., Šujan M., 2016b. A seismic source zone model for the seismic hazard assessment of Slovakia. Geologica Carpathica, 67: 273–288.

Hók J., Pelech O., Teťák F., Németh Z., Nagy A., 2019: Outline of the geology of Slovakia (Western Carpathians). Mineralia Slovaca, 51: 31–60.

Hók J., Schuster R., Pelech O., Vojtko R., Šamajová L., 2022. Geological significance of Upper Cretaceous sediments in deciphering of the Alpine tectonic evolution at the contact of the Western Carpathians, Eastern Alps and Bohemian Massif. International Journal of Earth Sciences, 111: 1805–1822.

Homayoun M., Faupl P., 1992. Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 38: 1–20.

Literatura

Horton B.K., Capaldi T.N., Mackaman-Lofland C., Perez N.D., Bush M.A., Fuentes F., Constenius K.N., 2022. Broken foreland basins and the influence of subduction dynamics, tectonic inheritance, and mechanical triggers. Earth-Science Reviews, 234, 104193.

Horváth F., 1993. Towards a mechanical model for the formation of the Pannonian basin. Tectonophysics, 226: 333–357.

Horwitz L., 1926. Compte-rendu des recherches géologiques exécutées en 1925 sur le territoire des feuilles “Szczawnica” et “NowyTarg” (in Polish with French summary). Posiedz. Nauk. Panst. Inst. Geol., 14: 15–16.

Horwitz L., 1935. Nowy przekrój schematyczny przez Pieniński Pas Skałkowy. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8: 79–133.

Horwitz L., Rabowski F., 1930. Przewodnik do wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Pieniny (18-21 V. 1929 r.). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 6: 1–49.

Hrouda F., Krejčí O., Potfaj M., Stráník Z., 2009. Magnetic fabric and weak deformation in sandstones of accretionary prisms of the Flysch and Klippen Belts of the Western Carpathians: mostly offscraping indicated. Tectonophysics, 479: 254–270.

Hrušecký I., Jacko S., Hurai V., Zlinská A., Kotulová J., Biroň A., Kráľ J., Pereszlényi M., Janočko J., Pospíšil L., Nemčok M., Andrejeva-Grigorovičová A., Jetel J., Töröková I., Žecová K., Fejdi V., 2001. Niektoré nové výsledky výskumu východného úseku Západných Karpát vzťahujúce sa na uhľovodíkový potenciál tohto regiónu. Geologické práce, Správy, 105: 83–91.

Hrušecký I., Pospišil L., Kohút M., 2002. Geological interpretation of the reflection seismic profile 753/92. *W*: Hydrocarbon potential of the Eastern Slovakian Basin and Adjacent Areas (red. I. Hrušecký). GSSR, Bratislava.

Hurai V., Lexa O., Schulmann K., Montigny R., Prochaska W., Frank W., Konečný P., Kráľ J., Thomas R., Chovan M., 2008. Mobilization of ore fluids during Alpine metamorphism: evidence from hydrothermal veins in the Variscan basement of Western Carpathians, Slovakia. Geofluids, 8: 181–207.

Hurai V., Paquette J.-L., Lexa O., Konečný P., Dianiška I., 2015. U-PB-Th geochronology of monazite and zircon in albitite metasomatites of the Rožňava-Nadabula ore field (Western Carpathians, Slovakia): implications for the origin of hydrothermal polymetallic siderite veins. Mineralogy and Petrology, 109: 519–530.

Iwanow A., Wieczorek J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 35: 525–528.

Ivan P., Sýkora M., Demko R., 2006. Blueschists in the Cretaceous exotic conglomerates of the Klape Unit (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians): their genetic types and implications for source areas. Geologia, 32: 47–63.

Iwańczuk J., Grabowski J., 2026. Tatry. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 531–537. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Iwańczuk J., Iwanow A., Wierzbowski A., 2013. Lower Jurassic to lower Middle Jurassic succession at Kopy Sołtysie and Płaczliwa Skała in the eastern Tatra Mts (Western Carpathians) of Poland and Slovakia: stratigraphy, facies and ammonites. Volumina Jurassica, 11: 19–58.

Jablonský J., 1978. Contribution to knowledge of the Albian of the Zliechov Group in the Strážovské vrchy Mts. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát (red. J. Vozár i in.): 175–187. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Jablonský J., Marschalko R., 1992. Pre-flysch olistostromes in Central Western Carpathians, Barremian-Aptian of Krížna Nappe, Slovakia. Geologica Carpathica, 43: 15–20.

Jablonský J., Sýkora M., Aubrecht R., 2001. Detritic Cr-spinels in Mesozoic sedimentary rocks of the Western Carpathians (overview of the latest knowledge). Mineralia Slovaca, 33: 487–498.

Jach R., 2002. Lower Jurassic spiculite series from the Križna Unit in the Western Tatra Mts, Western Carpathians, Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 131–144.

Jach R., 2005. Storm-dominated deposition of the Lower Jurassic crinoidal limestones in the Križna Unit, Western Tatra Mountains, Poland. Facies, 50: 561–572.

Jach R., 2007. Bositra limestones – a step towards radiolarites: case study from the Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 77: 161–170.

Jach R., Ruchliński T., Uchman A., 2014. Skały osadowe Tatr. Wydaw. Tatrzańskiego Parku Narodowego.

Jach R., Djerić N., Goričan Š., Reháková D., 2014. Integrated stratigraphy of the Middle-Upper Jurasic of the Krížna Nappe, Tatra Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 1–33.

Jach R., Reháková D., 2019. Middle to Late Jurassic carbonate-biosiliceous sedimentation and palaeoenvironment in the Tethyan Fatricum Domain, Krížna Nappe, Tatra Mts, Western Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 89: 1–46.

Jacko S., 2000. Kinematic evolution of the Subtatric-Ružbachy Fault System in the Spišská Magura region (Slovakia). Journal of Czech Geological Society, 45: 234–235.

Jacko S., Farkašovský R., 2000. Tertiary semi-ductile shear event within Margecany and related shear zones. Mineralia Slovaca, 32: 175–178.

Jacko S., Janočko J., 2000. Kinematic evolution of the Central-Carpathian Paleogene Basin in the Spišská Magura region (Slovakia). Slovak Geological Magazine, 6: 40–418.

Jaglarz R., Rychlinski T., 2005 Struktury wynurzeniowe w utworach triasu jednostki wierchowej i križniańskiej Tatr. Przegląd Geologiczny, 53: 880–881.

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 Mountains. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 73: 169–182.

Jamrichová M., Józsa Š., Aubrecht R., Schlögl J., 2012. Lower Cretaceous palaeokarst in a klippe of the Czorsztyn Succession north of Zázrivá (Pieniny Klippen Belt, Orava sector, northern Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 4: 75–90.

Janák M., 1994: Variscan uplift of the crystalline basement Tatra Mts., Central Western Carpathians: Evidence from $^{39}Ar/^{40}Ar$ laser probe dating of biotite and P-T-t paths. Geologica Carpathica, 45: 293–300.

Janák M., Onstott T., 1993. Pre-Alpine tectono-thermal evolution of metamorphism in the Tatra Mts., Western Carpathians: P-T paths and $^{40}Ar/^{39}Ar$ laser probe dating. Terra Nova, 5: 238

Janák M., Kahan S., Jancula D., 1988. Metamorphism of pelitic rocks and metamorphic zones in SW part of Western Tatra Mts. crystalline complexes. Geologica Carpathica, 39: 455–488.

Janák M., O’Brien P.J., Hurai V., Reutel C., 1996. Metamorphic evolution and fluid composition of garnet–clinopyroxene amphibolites from the Tatra Mountains, Western Carpathians. Lithos, 39: 57–79.

Janák M., Hurai V., Ludhová L., O’Brien P.J., Horn E.E., 1999. Dehydration melting and devolatilization during exhumation of high-grade metapelites: the Tatra Mountains, Western Carpathians. Journal of Metamorphic Geology, 17: 379–395.

Janák M., Plašienka D., Frey M., Cosca M., Schmidt S.Th., Lupták B., Méres Š., 2001. Cretaceous evolution of a metamorphic core complex, the Veporic unit, Western Carpathians (Slovakia): P-T conditions and in situ $^{40}Ar/^{39}Ar$ UV laser probe dating of metapelites. Journal of Metamorphic Geology, 19: 197–216.

Janák M., Froitzheim N., Lupták B., Vrabec M., Ravna E.J.K., 2004. First evidence for ultrahigh-pressure metamorphism of eclogites in Pohorje, Slovenia: tracing deep continental subduction in the Eastern Alps. Tectonics, 23, TC5014.

Janák M., Petrík I., Konečný P., Kurylo S., Kohút M., Madarás J., 2022. Variscan metamorphism and partial melting of sillimanite-bearing metapelites in the High Tatra Mts. constrained by Th-U-Pb dating of monazite. Geologica Carpathica, 73: 97–122.

Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: 27–52.

Jankowski L.S., 2015, Nowe spojrzenie na budowę geologiczną Karpat – ujęcie dyskusyjne. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu-PIB, 202.

Jankowski L., Kopciowski R., 2014, Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz 1039 – Nowy Żmigród (M-34-92-A). Państw. Inst. Geol.-PIB, Warszawa.

Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Hnylko O., Pavlyuk M., Tsarnenko P., Anastasiu N., Dragan E., Popa M., Roban R., 2004. Geological map of the Outer Carpathians: borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, scale 1:200,000. Pol. Geol. Inst., Warszawa.

Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Tsarnenko P.N., Hnylko O., 2012. Lithostratigraphic correlation of the outer Carpathian borderlands of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449: 87–98.

Jankowski L., Margielewski W., 2024. Stop 3. Szczawnica. Przełom Dunajca przez Pieniny w świetle nowych koncepcji. *W*: I Kongres Polskiej Unii Czwartorzędu POLQUA 2024.

Janků J., Pospíšil L., Vass D., 1984. Contribution of remote sensing to the knowledge of West Carpathians structure. Mineralia Slovaca, 16: 121–137.

Janočko J., Jacko S., 1998. Marginal and deep-sea deposits of Central-Carpathians Palaeogene Basin, Spišská Magura region, Slovakia: implication for basin history. Slovak Geological Magazine, 4: 281–292.

Janočko J., Gross P., Buček S., Karoli S., Žec B., Rakús M., Potfaj M., Halouzka R., 2000. Geologická mapa Spišskej Magury 1:50 000. Ministerstvo Životného Prostredia – Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Jardin A., Chaker R., Krzywiec P., 2007. Understanding seismic propagation through triangle zones. *W:* Thrust Belts and Foreland Basins (red. O. Lacombe i in.): 63–74. Springer, Berlin.

Jarosiński M., 1992. Tektonika ilastych skał nadkładu złoża siarki w Machowie k. Tarnobrzegu w świetle analizy mezostrukturalnej. Geological Quarterly, 36: 121–150.

Jarosiński M., 1998. Contemporary stress field distortion in the Polish part of the Western Outer Carpathians and their basement. Tectonophysics, 297: 91–119.

Jarosiński M., 1999. Badania współczesnych naprężeń skorupy ziemskiej w głębokich otworach wiertniczych w Polsce metodą analizy struktur breakouts. Instrukcje i Metody Badań Geologicznych, 56: 1–147.

Jarosiński M., 2005. Ongoing tectonic reactivation of the Outer Carpathians and its impact on the foreland: results of borehole breakout measurements in Poland. Tectonophysics, 410: 189–216.

Jarosiński M., Bobek K., Wojtowicz M., Wyglądała M., Kępiński M., 2024, Are the Carpathians tectonically active?: Geomechanical study in deep boreholes in the outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 890, 230505.

Jaroszewski W., 1965. Budowa geologiczna górnej części Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 429–500.

Literatura

Jaroszewski W., 1977. Sedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu środkowym. Przegląd Geologiczny, 25 (8-9): 418–427.

Jaroszewski W., 1982. Hydrotectonic phenomena at the base of the Krížna nappe, Tatra Mts. *W*: Alpine structural elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir orogene zone (red. M. Mahel'): 137–148. Veda, Bratislava.

Jasionowski M., 1997. Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 375: 43–60.

Jawor E., 1983. Utwory miocenu między Krakowem a Dębicą. Przegląd Geologiczny, 31: 635–640.

Jawor E., Sikora W., 1979, Jednostka Obidowej-Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna Polskich Karpat fliszowych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 499–501.

Jeřábek P., Faryad S.W., Schulmann K., Lexa O., Tajčmanová L., 2008. Alpine burial and heterogeneous exhumation of Variscan crust in the West Carpathians: insight from thermodynamic and argon diffusion modelling. Journal of the Geological Society, London, 165: 479–498.

Jeřábek P., Lexa O., Schulmann K., Plašienka D., 2012. Inverse ductile thinning via lower crustal flow and fold-induced doming in the West Carpathian Eo-Alpine collisional wedge. Tectonics, 31, TC5002.

Jiříček R., 1979. Tektogenetický vývoj karpatského oblouku během oligocénu a neogénu. *W*: Tektonické profily Západných Karpát (red. M. Maheľ): 205–214. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Józsa Š., Boorová D., Filo I., 2016. Aptian planktonic foraminiferal biostratigraphy and smaller benthic foraminifera from the Párnica Formation (Choč Mts., Western Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 8: 15–26.

Jugowiec M., Gąsienica A., Kopciowski R., 2025. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000. arkusz Piwniczna. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Jurewicz E., 1994. Analiza strukturalna pienińskiego pasa skałkowego okolic Jaworek. Studia Geologica Polonica, 106: 7–87.

Jurewicz E., 1997. The contact between the Pieniny Klippen Belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts.). Geological Quarterly, 41: 315–326.

Jurewicz E., 2000a. Próba rekonstrukcji pola naprężeń z etapu fałdowań płaszczowinowych w Tatrach na podstawie analizy struktur ślizgowych w trzonie granitowym. Przegląd Geologiczny, 48: 239–246.

Jurewicz E., 2000b. Próba korelacji wyników analizy strukturalnej trzonu granitoidowego Tatr Wysokich i jednostek płaszczowinowych. Przegląd Geologiczny, 48: 1014–1018.

Jurewicz E., 2002. Geometric analysis of steep dipping dislocations within the granitoid core in the Polish part of the Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 72: 89–98.

Jurewicz E., 2003. Multistage evolution of the shear zone at the base of the Giewont Unit Polish Tatra Mts. Geologica Carpathica, 54: 337–351.

Jurewicz E., 2005. Geodynamic evolution of the Tatra Mts. and the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians): problems and comments. Acta Geologica Polonica, 55: 295–338.

Jurewicz E., 2006. Petrophysical control on the mode of shearing in sedimentary rocks and granitoid core of the Tatra Mts. during Late Cretaceous nappe-thrusting and folding, Carpathians, Poland. Acta Geologica Polonica, 56: 159–170.

Jurewicz E., 2012. Mechanizm nasunięć płaszczowinowych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 60: 432–441.

Jurewicz E., 2018. The Šariš Transitional Zone, revealing interactions between Pieniny Klippen Belt, Outer Carpathians and European platform. Swiss Journal of Geosciences, 111: 245–267.

Jurewicz E., 2022. Geological setting and lithological inventory of the Czarna Woda conglomerates (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) – discussion. Acta Geologica Polonica, 72: 137–139.

Jurewicz E., Bagiński B., 2001. Struktura i geneza pseudotachylitów Tatr Wysokich – polemika. Przegląd Geologiczny, 49: 603–604.

Jurewicz E., Bagiński B., 2005. Deformation phases in the selected shear zones within the Tatra Mts granitoid core. Geologica Carpathica, 56: 17–28.

Jurewicz E., Kozłowski A., 2003. Formation conditions of quartz mineralisation in the mylonitic zones and on the slickenside fault planes in the High Tatra granitoids. Archiwum Mineralogiczne, 54: 65–75.

Jurewicz E., Słaby E., 2004. The Zadnie Kamienne "ravenous" shear zone (High-Tatric nappe) – conditions of deformation. Geological Quarterly, 48: 371–382

Jurewicz E., Segit T., 2018. The tectonics and stratigraphy of the transitional zone between the Pieniny Klippen Belt and Magura Nappe (Szczawnica area, Poland). Geology, Geophysics & Environment, 44: 127–144.

Jurewicz E., Giren B., Steller J., 2007a. Cavitation erosion – a possible cause of the mass loss within thrust zones in the Tatra Mts., Poland. Acta Geologica Polonica, 57: 305–323.

Jurewicz E., Segit T., Plašienka D., Chrapkiewicz K., 2021. Discussion of 'Seismic imaging of mélanges; Pieniny Klippen Belt case study'. Journal of the Geological Society, London, 177: 629–646.

Kahan S., 1969. Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Krystallinikums der West-Tatra. Acta Geologica Geographica Universitatis Comenianae – Geologica, 18: 19–73.

Kania M., 2015. Microstructures of shear zones from selected domains of the Western Tatra Mountains. Geological Quarterly, 59, 1243.

Kantor J., 1959. Vek niektorých vysokotatranských granitoidov a kryštalických bridlíc podľa rádioaktívneho rozpadu. Geol. Sb. Slov. Akad. Vied, 10: 89–96.

Karcol R., Pašteka R., 2020. Normal vs. reverse fault – the example of curvature's usage on gravimetric data. Contributions to Geophysics and Geodesy, 50: 447–461.

Karner G.D., Watts A.B., 1983. Gravity anomalies and Flexure of the Lithosphere at Mountain Ranges. Journal of Geophysical Research, 88: 10449–10477.

Karnkowski P., 1993. Złoża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce, Tom II: Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. GEOS-AGH, Kraków.

Kasiński J., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierchowego Tatr polskich. Przegląd Geologiczny, 10: 524–529.

Kázmér M., Dunkl I., Frisch W., Kuhlemann J., Ozsvárt P., 2003. The Palaeogene forearc basin of the Eastern Alps and Western Carpathians: subduction erosion and basin evolution. Journal of the Geological Society, London, 160: 413–428.

Kępińska B., 1997. Model geologiczno-geotermalny niecki podhalańskiej. Studia, Rozprawy, Monografie, 48 Wydaw. CPPGSMiE PAN.

Kirchner Z., Połtowicz S., 1974. Budowa geologiczna obszaru między Brzeskiem a Wojniczem. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 44: 293–320.

Kissová D., Dunkl I., Plašienka D., Frisch W., Marschalko R., 2005. The Pieninic exotic cordillera (Andrusov Ridge) revisited: new zircon FT ages of granite pebbles from Cretaceous conglomerates of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 11: 17–28.

Klimaszewski M., 1937. Morfologia i dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście. Wiadomości Służby Geograficznej, 2: 174–224.

Kobulský J., Gazdačko Ľ., Németh Z., 2012. New knowledge about the geological setting of Zemplinicum in the Zemplínske vrchy Mts. Mineralia Slovaca, Appendix Geovestník, 44: 16–20.

Köhler E., Salaj J., Buček S., 1993. Paleogeographical development of the Myjava sedimentary area (western Slovakia) during the existence of the Paleocene reef complex. Geologica Carpathica, 44: 373–380.

Kohút M., Janák M., 1994. Granitoids of the Tatra Mts., Western Carpathians: field relationship and petrogenetic implications. Geologica Carpathica, 45: 301–311.

Kohút M., Sherlock S.C., 2003. Laser microprobe Ar-40/Ar-39 analysis of pseudotachylyte and host-rocks from the Tatra Mountains, Slovakia: evidence for late Palaeogene seismic/tectonic activity. Terra Nova, 15: 417–424.

Kohút M., Siman P., 2011. The Goryczkowa granitic type – SHRIMP dating of an original granodiorite–tonalite variety. Mineralogia – Special Papers, 38: 113–114.

Kohút, M., Madarás, J., Siman P., 2009. Centenary of the Goryczkowa granite type (Tatra Mts.): the myth and reality. *W*: Geovestník, 8th Seminary of the Slovak Geol. Soc.: 550–551.

Kohút M., Larionov A., 2021. From subduction to collision: genesis of the Variscan granitic rocks from the Tatric Superunit (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 72: 96–113.

Kohút M., Anczkiewicz R., Boczkowska M., 2023. Timing of Variscan syn-collisional metamorphism constrained by Lu-Hf and Sm-Nd garnet petrochronology (The Tatra Mountains, Western Carpathians). Geologica Carpathica, 74: 373–386

Koisar B., Zawidzki P., 1972. Violet-coloured mylonite from the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 22: 127–142.

Kołcon I., Wagner M., 1991. Brown coal from Neogene sediments of the Orawa-Nowy Targ basin – petrological study. Kwartalnik Geologiczny, 35: 305–322.

Konon A., 2001. Tectonics of the Beskid Wyspowy Mountains (Outer Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 45: 179–204.

Koša E., 1998. Lithostratigraphy and depositional environment of Lower-Middle Jurassic crinoidal limestone formations of the Vysoká Nappe Unit (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geologica Carpathica, 49: 329–339.

Košťálik J., 1982. Travertíny vo Vyšných Ružbachoch, ich Charakteristika a Stratigrafia. Zborník Pedagogickej Fakulty v Prešove, 19: 231–252.

Kostka A., 1993. The age and microfauna of the Maruszyna Succession (Upper Cretaceous–Palaeogene), Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. Studia Geologica Polonica, 102: 7–134.

Koszarski L. (red.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. *W*: Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress.

Kotański Z., 1955. Wapienie robaczkowe środkowego triasu serii wierchowej Tatr. Acta Geologica Polonica, 5: 343–360.

Kotański Z., 1956. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 273–286.

Kotański Z., 1956. Kampil Wierchowy w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 65–73.

Kotański Z., 1959a. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 139: 1–139.

Kotański Z., 1959b. Contributions to the tectonics of the High-Tatric series. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 159–174.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotański Z., 1963a. O charakterze mezozoicznej geosynkliny Karpat Zachodnich i o epimiogeosynklinie podhalańskiej. Acta Geologica Polonica, 13: 13–25.

Literatura

Kotański Z., 1963b. New elements in the structure of Czerwone Wierchy massif. Acta Geologica Polonica, 13: 149–198.

Kotański Z., 1963c. On the Triassic of the Haligovce Klippen and the palaeogeographic position of the Haligovce series. Acta Geologica Polonica, 13: 295–313.

Kotański Z., 1973. Karpaty. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik: 98–117. Inst. Geol., Warszawa.

Kotański Z., 1974a. Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 1: 13–14.

Kotański Z., 1974b. Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtatric Triassic in the Tatra Mts. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 43: 439–451.

Kotański Z., 1985a. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Cz. I. Przegląd Geologiczny, 33: 547–553.

Kotański Z., 1985b. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach. Cz. II. Przegląd Geologiczny, 33: 621–628.

Kotlarczyk J., 1985. An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów–Przemyśl area. *W:* Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Komańcza–Dukla (red. J. Kotlarczyk): 21–32. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpatho–Balkan Geological Association, Cracow, Poland,

Kotlarczyk J., Krawczyk A., 1988. Punkt B-3. Jawornik Ruski. Poziom diatomitów z Leszczawki. *W*: Przewodnik Zjazdowy LIX Zjazdu PTG w Przemyślu.

Kotlarczyk J., Jerzmańska A., Świdnicka E., Wiszniowska T., 2006. A framework of ichtyofaunal ecostratigraphy of the Oligocene–Early Miocene strata of the Polish Outer Carpathian basin. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 76: 1–111.

Komorowska-Błaszczyńska M., 1965. The anhydrite-less island in the profiles of the Rzeszów Foreland. Bulletin de L'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 13: 273–280.

Kováč P., Hók J., 1993. The central Slovak fault system – the field evidence of strike-slip. Geologica Carpathica, 44: 155–159.

Kováč M., Kráľ J., Márton E., Plašienka D., Uher P., 1994. Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geologica Carpathica, 45: 83–96.

Kováč M., Kováč P., Marko F., Karoli S., Janočko J., 1995. The East Slovakian Basin – a complex back arc basin. Tectonophysics, 252: 453–466.

Kováč M., Nagymarosy A., Soták J., Šutovská K., 1993. Late Tertiary paleogeographic evolution of the Western Carpathians. Tectonophysics, 226: 401–415.

Kováč M., Nagymarosy A., Oszczypko N., Csontos L., Ślączka A., Maruntenau M., Matenco L., Márton E., 1998. Palinspastic reconstruction of the Pannonian–Carpathian region during the Miocene. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 189–217. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Kováč M., Márton E., 1998. To rotate or to not rotate: Palinspastic reconstruction of the Carpatho–Pannonian area during the Miocene. Slovak Geological Magazine, 4: 75–85.

Kováč M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Ćosović V., Fügenschuh B., Králiková S., Less Gy., 2016. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 140: 9–27.

Kováč M., Márton E., Oszczypko N., Vojtko R., Hók J., Králiková S., Plašienka D., Klučiar T., Hudáčková N., Oszczypko-Clowes M., 2017. Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. Global and Planetary Change, 155: 133–154.

Kovács S., Sudar M., Karamata S., Haas J., Péró Cs., Grădinaru E., Gawlick H.-J., Gaetani M., Mello J., Polák M., Aljinović D., Ogorelec B., Kolar-Jurkovšek T., Jurkovšek B., Buser S., 2010. Triassic environments in the Circum-Pannonian region related to the initial Neotethyan rifting stage. *W*: Variscan and Alpine terranes of the Circum-Pannonian region (red. J. Vozár i in.): 87–156. Geological Institute, SAS, Bratislava,

Kovács S., Sudar M., Grădinaru E., Gawlick H.-J., Karamata S., Haas J., Péró Cs., Gaetani M., Mello J., Polák M., Aljinović D., Ogorelec B., Kolar-Jurkovšek T., Jurkovšek B., Buser S., 2011. Triassic evolution of the tectonostratigraphic units of the Circum-Pannonian region. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 151: 199–280.

Kováčik M., Kráľ J., Maluski H., 1997. Alpine reactivation of the southern Veporicum basement: Metamorphism, $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, geodynamic model and correlation aspects with the Eastern Alps. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula i in.): 163–174. Mineralia Slovaca.

Kozikowski H., 1956. Jednostka Ropy-Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 110: 93–137.

Kozur H., 1991. The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 87: 109–135.

Kozur H., Mock R., 1997. New paleogeographic and tectonic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps and other parts of the Western Tethys. Part II: Inner Western Carpathians. Mineralia Slovaca, 29: 164–209.

Kozur H., Mostler H., 1992. Erster paläontologischer Nachweis von Meliaticum und Süd-Rudabányaicum in den Nördlichen Kalkalpen (Österreich) und ihre Beziehungen zu den Abfolgen in den Westkarpaten. Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 18: 87–129.

Krajewski K., 1981. Phosphatic pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 51: 339–352.

Krajewski K., 2003. Facies development and lithostratigraphy of the Hightatric mid–Cretaceous (Zabijak Formation) in the Polish Tatra Mountains. Studia Geologica Polonica, 121: 81–158.

Kráľ J., 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 28: 269–276.

Králiková S., Vojtko R., Andriessen P., Kováč M., Fügenschuh B., Hók J., Minár J., 2014a. Late Cretaceous – Cenozoic thermal evolution of the northern part of the Central Western Carpathians (Slovakia): revealed by zircon and apatite fission track thermochronology. Tectonophysics, 615–616: 142–153.

Králiková S., Vojtko R., Sliva L., Minár J., Fügenschuh B., Kováč M., Hók J., 2014b. Cretaceous–Quaternary tectonic evolution of the Tatra Mts (Western Carpathians): constraints from structural, sedimentary, geomorphological, and fission track data. Geologica Carpathica, 65: 307–326.

Krawczyk A.J., Słomka T., 1986. Development and sedimentation of the Szlachtowa Formation (Jurassic flysch) east of Szczawnica (Grajcarek Unit, Pieniny Klippen Belt, Carpathians). Studia Geologica Polonica, 88: 33–134.

Kreutz S., 1930. O tatrzańskim trzonie krystalicznym. Wierchy, 8.

Krhovsky J., Rögl F., Hamrsmid B., 2001. Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). Österr. Akad. Wiss., Schriftenr. Erdwiss. Komm. 14: 225–254.

Krivý M., 1969. Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. Acta Geol. Geograph. Geologica, 40: 79–88.

Krobicki M., 2006. Field trip A – from Tethyan to Platform Facies. Outer Carpathians. Stop A5 – Falsztyn – Czorsztyn Succession (Aalenian–Bajocian). *W*: 7th International Congress on the Jurassic System: 39–41.

Krobicki M., 2009. Bajoska tektonika synsedymentacyjna i jej znaczenie w jurajskiej ewolucji pienińskiego basenu skałkowego. Geologia , 35: 65–78.

Krobicki M., 2018. Duration of the Czorsztyn Ridge uplift (Pieniny Klippen Belt, Carpathians) during the Early Bajocian time. *W*: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, 11th ESSEWECA Conference: 50–51.

Krobicki M., 2022. Dr Ludwik Horwitz i prof. Krzysztof Birkenmajer – fascynaci geologii pienińskiego pasa skałkowego w świetle historii badań regionu. *W*: Pieniny. Przyroda i Człowiek, Monografie, XVIII (red. J. Bodziarczyk): 19–70. Wydaw. Uniw. Rolniczego w Krakowie.

Krobicki M., Golonka J., 2008. Geological history of the Pieniny Klippen Belt and Middle Jurassic black shales as one of the oldest deposits of this region – stratigraphical position and palaeoenvironmental significance. Geoturystyka/Geotourism, 2: 3–18.

Krobicki M., Golonka J., 2017. General history of the Pieniny Klippen Belt. *W*: 6th International Symposium of the International Geoscience Programme (IGCP) Project-589: 116–119.

Krobicki M., Golonka J., 2024. General history of the PKB. Geotourism, 21: 12–17.

Krobicki M., Słomka T., 1999. Berriasian submarine mass movements as results of tectonic activity in the Carpathian basins. Geologica Carpathica, 50: 42–44

Krobicki M., Wierzbowski A., 2004. Stratigraphic position of the Bajocian crinoidal limestones and their palaeogeographic significance in evolution of the Pieniny Klippen Basin. Tomy Jurajskie, 2: 69–82.

Krobicki M., Wierzbowski A., 2009. Środkowojurajskie wapienie bulaste sukcesji czertezickiej pienińskiego basenu skałkowego Polski – fakty i kontrowersje. Przegląd Geologiczny, 57: 600–606.

Krobicki M., Kruglov S.S., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Bubniak A., Bubniak I., 2003. Relation between Jurassic klippen successions in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. Mineralia Slovaca, 35: 56–58.

Krobicki M., Cieszkowski M., Golonka J., Kołodziej B., Malata E., Olszewska B., Oszczypko N., Tłuczek D., 2005. Koralowo-glonowe wapienie paleocenu w obrębie paleogeńskiego fliszu rejonu Haligowiec (pieniński pas skałkowy, Słowacja). *W*: Wapienie organogeniczne i organo-detrytyczne w Karpatach zewnętrznych i ich znaczenie dla rekonstrukcji paleogeograficznych Tetydy: 19–21.

Krobicki M., Poprawa P., Nejbert K., Armstrong R., Pecskay Z., 2018. New geochemical and geochronological data of magmatic and sub-volcanic exotic rocks from the Late Cretaceous and Paleogene gravelstones (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland). *W*: Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the Western Carpathians, 11th ESSEWECA Conference: 54–55.

Kruglov S.S. (red.), 1971. Geologičeskoje strojenije i gorjučije iskopajemije Ukrajinskich Karpat. Nedra, Moskva.

Kruglov S.S., 1974. The Pieniny Klippen Zone (Soviet Carpathians). *W*: Tectonics of the Carpathian-Balkan regions (red. M. Maheľ): 205–209. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Kruglov S.S., Cypko A.K., 1988. Tektonika Ukrajiny. Nedra, Moskva. (in Russian)

Kruglov S.S., Smirnov S.E., 1968. Paleogen zony Pieninskich utesov Sovetskogo Zakarpatja. Sovietskaja Geologija, 2: 25–35.

Literatura

Krysiak Z., 2000. Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. Geological Quarterly, 44: 137–156.

Krzywiec P., 1999. Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemyśl - Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 249–276.

Krzywiec P., 2001. Contrasting tectonic and sedimentary history of the central and eastern parts of the Polish Carpathian Foredeep Basin - results of seismic data interpretation. Marine and Petroleum Geology, 18: 13–38.

Krzywiec P., 2002. Mid-Polish Trough inversion – seismic examples, main mechanisms and its relationship to the Alpine-Carpathian collision. European Geoscience Union Stephan Mueller Special Publication Series, 1: 151–165.

Krzywiec P., 2006. Zapadliska przedgórskie – geodynamika i systemy osadowe, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 404–412.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., 2004. Tektonika klinowa i strefy trójkątne – zarys problematyki. Przegląd Geologiczny, 52: 985–989.

Krzywiec P., Jochym P., 1996 Characteristics of the subduction zone in the eastern Polish Carpathians - preliminary results of flexural modelling. Publications of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences, M-18(273): 155–161.

Krzywiec P., Jochym P., 1997. Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. Przegląd Geologiczny, 45: 785–792.

Krzywiec P., Vergés J., 2007. Role of the foredeep evaporites in wedge tectonics and formation of triangle zones: Comparison of the Carpathian and Pyrenean thrust fronts. *W:* Thrust belts and foreland basins – from fold kinematics to petroleum systems. New Frontiers in Earth Sciences (red. O. Lacombe i in.): 383–394. Springer Verlag.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Florek R., Siupik J., 2004. Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zgłobic w rejonie Brzeska-Wojnicza – nowe dane, nowe modele, nowe pytania. Przegląd Geologiczny 52: 1051–1059.

Krzywiec P., Aleksandrowski P., Ryzner-Siupik B., Papiernik B., Siupik J., Mastalerz K., Wysocka A., Kasiński J. 2005. Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy - Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 53: 656–663.

Krzywiec P., Wysocka P., Oszczypko N., Mastalerz K., Papiernik P., Wróbel G., Oszczypko-Clowes M, Aleksandrowski P., Madej K., Kijewska S., 2008. Ewolucja utworów mioceńskich zapadliska przedkarpackiego w rejonie Rzeszowa (obszar zdjęcia sejsmicznego 3D "Sokołów – Smolarzyny"). Przegląd Geologiczny, 56: 232-244.

Krzywiec P., Gutowski J., Walaszczyk I., Wróbel G., Wybraniec S., 2009. Tectonostratigraphic model of the Late Cretaceous inversion along the Nowe Miasto – Zawichost fault zone, SE Mid-Polish Trough. Geological Quarterly, 53: 27–48.

Krzywiec P., Bukowski K., Oszczypko N., Garlicki A., 2012. Structure and Miocene evolution of the Gdów tectonic “embayment” (Polish Carpathian Foredeep) – new model based on reinterpreted seismic data. Geological Quarterly, 56: 907–920.

Krzywiec P., Oszczypko N., Bukowski K., Oszczypko-Clowes M., Śmigielski M., Stuart F.M., Persano C., Sinclair H.D., 2014. Structure and evolution of the Carpathian thrust front between Tarnów and Pilzno (Pogórska Wola area, southern Poland) – results of integrated analysis of seismic and borehole data. Geological Quarterly, 58: 399–416.

Krzywiec P., Mazur S., Gągała Ł., Kufrasa M., Lewandowski M., Malinowski M., Buffenmyer V., 2017a. Late Carboniferous thin-skinned compressional deformation above the SW edge of the East European craton as revealed by seismic reflection and potential field data – correlations with the Variscides and the Appalachians. Geological Society of America Special Papers, 213: 353–372.

Krzywiec P., Gągała Ł., Mazur S., Słonka Ł., Kufrasa M., Malinowski M., Pietsch K., Golonka J., 2017b. Variscan deformation along the Teisseyre-Tornquist Zone in SE Poland: thick-skinned structural inheritance or thin-skinned thrusting? Tectonophysics, 718: 83–91.

Krzywiec P., Stachowska A., Stypa A., 2018. The only way is up – on Mesozoic uplifts and basin inversion events in SE Poland. Geological Society of London, Special Publications, 469: 33-57.

Książkiewicz M., 1965, Les cordillères dans les mers crétacées et paléogènes des Carpathes du Nord. Bulletin de la Societé géologique de France, 7: 443–455.

Książkiewicz M., 1972. Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika – Karpaty. Wydaw. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., 1977a. The tectonics of the Pieniny Klippes Belt. *W*: Geology of Poland, vol. IV Tectonics (red. M. Książkiewicz i in.): 519–552. Wydaw. Geol., Warszawa.

Książkiewicz M., 1977b. Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 47: 329–353.

Książkiewicz M.,1977c. Tectonics of the Carpathians. *W:* Geology of Poland, Vol. IV: Tectonics (red. W. Pożaryski). Instytut Geologiczny, Warszawa, 477–608.

Książkiewicz M., Leško B., 1959. On the relation between the Krosno and Magura Flysch. Bulletin de l’Academie Polonaise des Sciences. Série des Sciences chimiques, géologiques et géographiques, 7: 773–780.

Kukulak J., 1993. Przejawy aktywności ruchów pionowych w rzeźbie zachodniego Podhala. Folia Quaternaria, 64: 151–164.

Kukulak J., 1999. Orientacja spękań i uskoków w południowo-wschodniej części zapadliska orawskiego. Przegląd Geologiczny, 47: 1021–1026.

Kurz W., Neubauer F., Genser J., Dachs E., 1998. Alpine geodynamic evolution of passive and active continental margin sequences in the Tauern Window (eastern Alps, Austria, Italy): a review. Geologische Rundschau, 87: 225–242.

Kuśmierek J., 2010. Subsurface structure and tectonic style of the NE Outer Carpathians (Poland) on the basis of integrated 2D interpretation of geological and geophysical images. Geologica Carpathica, 61: 71–85.

Kuśmierek J., Baran U., 2008. Wgłębna budowa Karpat w strefie sigmoidy przemyskiej: interpretacja profili sejsmicznych i ocena prognoz naftowych. Geologia, 34: 365-384.

Kuśmierek J., Baran U., 2016. Structure and tectonic evolution of the NE segment of the Polish-Ukrainian Carpathians during the Late Cenozoic: Subsurface cross-sections and palinspastic models. Geologica Carpathica, 67, 347–370.

Kuźniar W., 1910. Eocen Tatr i Podhala. Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej PAU, 44: 26–76.

Lačný A., Plašienka D., Vojtko R., 2016. Structural evolution of the Turňa Unit constrained by fold and cleavage analyses and its consequences for the regional tectonic models of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 67: 177–193.

Lammerer B., Weger M., 1998. Footwall uplift in an orogenic wedge: the Tauern Window in the Eastern Alps of Europe. Tectonophysics, 285: 213–230.

Lankreijer A., Kováč M., Cloetingh S., Pitoňák P., Hlôška M., Biermann C., 1995. Quantitative subsidence analysis and forward modelling of the Vienna and Danube basins: thin-skinned versus thick-skinned extension. Tectonophysics, 252: 433–451.

Le Breton E., Brune S., Ustaszewski K., Zahirovic S., Seton M., Müller R.D., 2021. Kinematics and extent of the Piemont-Liguria Basin – implications for subduction processes in the Alps. Solid Earth, 12: 885–913.

Lefeld J., 1968. Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Studia Geologica Polonica, 24: 1–115.

Lefeld J., 1974. Middle–Upper Jurassic and Lower Cretaceous biostratigraphy and sedimentology of the Sub-Tatric succession in the Tatra Mts (Western Carpathians). Acta Geologica Polonica, 24: 277–364.

Lefeld J., 1999. Tectonics of the Subtatric units, Eastern Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 115: 139–166.

Lefeld J., Gaździcki A., Iwanow A., Krajewski K., 1985. Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 84: 1–86.

Lefeld J., Jankowski J., 1985. Model of deep structure of the Polish Central Carpathians. Publications of the Institute of Geophysics, Polish Academy of Sciences, A–16, 175: 593–614.

Leitner C., Neubauer F., Urai J.L., Schoenherr J., 2011. Structure and evolution of a rocksalt-mudrock tectonite: the Haselgebirge in the Northern Calcareous Alps. Journal of Structural Geology, 33: 970–984.

Lelek D., Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., 2016. Quantitative studies of the calcareous nannoplankton of Sarmatian deposits: case studies in the Sieniawa – Rudka area (Outer Carpathian Foredeep, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86, 29–57.

Lemoine M., Trümpy R., 1987. Pre-oceanic rifting in the Alps. Tectonophysics, 133: 305–320.

Leško B., Kullmanová A., Mořkovský M., 1977. Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia? Mineralia Slovaca, 9: 221–233.

Leško B., Ďurkovič T., Gašpariková V., Samuel O., Snopková P., 1984. Geologické hodnotenie vrtu Hanušovce-1. Mineralia Slovaca, 16: 217–255.

Leszczyński S., Nemec W., 2014. Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin. Sedimentology, 62: 645–680.

Lexa J., Seghedi I., Németh K., Szakács A., Konečný V., Pécskay Z., Fülöp A., Kovacs M., 2010. Neogene-Quaternary volcanic forms in the Carpathian-Pannonian region: a review. Central European Journal of Geosciences, 2: 207–270.

Lexa J., Bezák V., Elečko M., Mello J., Polák M., Potfaj M., Vozár J., 2000. Geological map of the Western Carpathians and adjacent areas, 1:500 000. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.

Lewandowski M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2005. Palaeogeographic evolution of the Pieniny Klippen Basin using stratigraphic and palaeomagnetic data from the Veliky Kamenets section (Carpathians, Ukraine). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 216: 53–72.

Lewandowski M., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Reháková D., Schlögl J., Sidorczuk M., Wierzbowski A., 2006. Palaeomagnetism of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians): evidence for low-latitude origin and palaeogeographic dispersion of the Upper Jurassic carbonates. Volumina Jurassica, 4: 56–58.

Limanowski M., 1903. Perm i tryas lądowy w Tatrach. Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, 24: 140–176.

Limanowski M., 1905. Rzut oka na architekturę Karpat. Kosmos, 30.

Limanowski M., 1910. Czy eocen w Tatrach transgreduje na miejscu czy też został przywleczony z dala? Kosmos, 35: 719–731.

Limanowski M., 1911. Geologiczne przekroje przez wielki fałd Czerwonych Wierchów między doliną Suchej Wody a Chochołowską w Tatrach. Rozprawy Akademii Umiejętności. Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, t. II,dział A: 41–80.

Literatura

Lintnerová O., Michalík J., Wissler L., Biroň A., Kotulová J., 2000. Geochemical methods in high resolution stratigraphy of the Early Aptian Koňhora Formation. Slovak Geological Magazine, 6: 231–233.

Lucińska-Anczkiewicz A., Villa I.M., Anczkiewicz R., Ślączka A., 2002. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of alkaline lamprophyres from the Polish Western Carpathians. Geologica Carpathica, 53: 45–52.

Ludhová L., Janák M., 1999. Phase relations and P-T path of cordierite–bearing migmatites, Western Tatra Mountains, Wester Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 283–293.

Ludwiniak M., 2008. Ewolucja sieci spękań ciosowych we fliszu zachodniego Podhala (Karpaty Wewnętrzne, Polska). Przegląd Geologiczny, 56: 1092–1099.

Ludwiniak M., 2010. Multi-stage development of the joint network in the flysch rocks of western Podhale (Inner Western Carpathians, Poland). Acta Geologica Polonica, 60: 283–316.

Ludwiniak M., 2018. Miocene transpression effects at the boundary of Central Carpathian Palaeogene Basin and Pieniny Klippen Belt: examples from Polish-Slovakian borderland. Geology, Geophysics & Environment, 44: 91–110.

Ludwiniak M., Śmigielski M., Kowalczyk S., Łoziński M., Czarniecka U., Lewińska L., 2019. The intramontane Orava Basin – evidence of large-scale Miocene to Quaternary sinistral wrenching in the Alpine-Carpathian-Pannonian area. Acta Geologica Polonica, 69: 339–386.

Lugeon M., 1902. Analogie entre les Carpathes et les Alpes. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris: 872–874.

Lugeon M., 1903. Les nappes de recouvrement de la Tatra et l'origine des Klippes des Carpathes. Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles, 39: 146–197.

Lutz B.M., Hudson M.R., Smith T.M., Dechesne M., Spangler L.R., McCafferty A.E., Amaral C.M., Griffis N.P., Hirtz J.A., 2024. Influence of inherited structure on flexural extension in foreland basin systems: Evidence from the northern Arkoma basin and southern Ozark dome, USA. Earth-Science Reviews, 251, 104715.

Lyon-Caen H., Molnar P., 1983. Constrains on the deep structure and dynamic processes beneath the Alps and adjacent regions from an analysis of gravity anomalies. Journal of Geophysical Research, 88: 8171–8191.

Lyon-Caen H., Molnar P., 1985. Gravity anomalies, flexure of the Indian plate, and the structure, support and evolution of the Himalaya and Ganga basin. Tectonics, 4: 513–538.

Łajczak A., 2006. Torfowiska Kotliny Orawsko-Nowotarskiej: rozwój, antropogeniczna degradacja, renaturyzacja i wybrane problemy ochrony. Instytut Botaniki PAN im. W. Szafera w Krakowie.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Zuchiewicz W., 2007a. Young tectonics of the Orava Basin and southern part of the Magura Nappe, Polish Western Carpathians, in the light of gravity studies: a new research proposal. Studia Quaternaria, 24: 53–60.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Zuchiewicz W., 2007b. Periodic gravity changes in the young tectonic movement investigation of selected area in the Polish Western Carpathians. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 4: 97–107.

Łój M., Madej J., Porzucek S., Żuchiewicz W., 2009. Monitoring geodynamic processes using geodetic and gravimetric methods: an example from the Western Carpathians (South Poland). Geologia, 35: 217–247.

Łoziński M., Wysocka A., Ludwiniak M., 2015. Neogene terrestrial sedimentary environments of the Orava–Nowy Targ Basin: a case study of the Oravica River section near Čimhová, Slovakia. Geological Quarterly, 59: 21–34.

Łoziński M., Wysocka A., Ziółkowski P., 2017. Tectono-sedimentary analysis using the anisotropy of magnetic susceptibility: a study of the terrestrial and freshwater Neogene of the Orava Basin. Geologica Carpathica, 68: 479–500.

Łuczyński P., 2001a. Development history of Middle Jurassic neptunian dykes in the High-Tatric series, Tatra Mountains, Poland. Acta Geologica Polonica, 51: 237–252.

Łuczyński P., 2001b. Pressure-solution and compaction of condensed Middle Jurassic deposits, High-Tatric series, Tatra Mts. Geologica Carpathica, 52: 91–102.

Łukaszewski M., Popiela A., Pomianowski P., 2021. Dokumentacja badań sejsmicznych, prace sejsmiczne 3D Wielkie Oczy., Archiwum PGNiG S.A.

Machaniec E., Jach R., Borecka A., Gradziński M., 2010. Czynniki warunkujące sedymentację eocenu tatrzańskiego. *W*: Polska Konferencja Sedymentologiczna – POKOS 4: 57.

Madarás J., Hók J., Siman P., Bezák V., Ledru P., Lexa O., 1996. Extension tectonics and exhumation of crystalline basement of the Veporicum unit (Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 3–4: 179–183.

Madzin J., Sýkora M., Soták J., 2014. Stratigraphic position of alkaline volcanic rocks in the autochthonous cover of the High-Tatric Unit (Western Tatra Mts., Central Western Carpathians, Slovakia). Geological Quarterly, 58: 163–180.

Maheľ M., 1964. Tektonika bradlového pásma a prilehlých oblastí. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Maheľ M., 1969. Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch (Faults and their Role in the Mesozoic of the Inner Carpathians). Geologické Práce, 47: 7–30.

Maheľ M. (red.), 1973: Tectonic map of the Carpathian – Balkan mountain system and adjacent areas 1:1,000,000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava, UNESCO, Paris.

Maheľ M., 1978. Manín tectonic unit; relations of the Klippen Belt and Central West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 29: 197–214.

Maheľ M., 1980. The Peri-klippen zone: nearer characterization and significance. Mineralia Slovaca, 12: 193–207.

Maheľ M., 1981. Island character of the Klippen Belt; Vahicum – continuation of Southern Penninicum in West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 32: 293–305.

Maheľ M., 1983a. Proposal of the new tectonic nomenclature of basic tectonic elements in the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 15: 559–565.

Maheľ M., 1983b. Krížna nappe, example of polyfacial and polystructural unit. Mineralia Slovaca, 15: 193–216.

Maheľ M., 1986. Geologická stavba československých Karpát. 1 – Paleoalpínske jednotky. VEDA, Bratislava.

Maheľ M., 1989. Bradlové pásmo z aspektu geodynamického modelu. Mineralia Slovaca, 21: 99–108.

Majorowicz J., 1977. Analiza pola geotermicznego Polski na tle Europy ze szczególnym uwzględnieniem zagadnień tektonicznych i hydrogeotermalnych. Przegląd Geologiczny, 25: 135–143.

Makowska A., 2003. Dynamika Tatr wyznaczana metodami geodezyjnymi. Instytut Geodezji i Kartografii, Seria Monograficzna, 6: 1–201.

Makowska A., Jaroszewski W., 1987. O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. Przegląd Geologiczny, 10: 506–512.

Malata T., Żytko K. (red.), 2006. Kuźmina 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 110: 1–65.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A., 2013. Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin. Geophysical Research Letters, 40: 3841–3846.

Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Petecki Z., Janik T., Środa P., Maksym A., Probulski J., Grad M., Czuba W., Gaczyński E., Majdański M., Jankowski L., 2015. Geophysical constraints on the crustal structure of the East European Platform margin and its foreland based on the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. Tectonophysics, 653: 109–126.

Maluski H., Rajlich P., Matte Ph., 1993. ^{40}Ar-^{39}Ar dating of the Central Carpathians Variscan basement and Alpine mylonitic overprinting. Tectonophysics, 223: 313–337.

Małecka D., 1981. Hydrogeologia Podhala. Ser. Spec., 14. Wydaw. Geol., Warszawa.

Małecka D., Małecki J., 1995. Fizyczno-chemiczna charakterystyka wód termalnych Antołówki w świetle badań stacjonarnych. Współczesne Problemy Hydrogeologii, 7: 299–315.

Małkowski S., 1921. Les andesites des environs de Piénines. Travaux du Service Géologique de Pologne, 1: 3–67.

Małkowski S., 1958. Volcanic processes in the geologic history of the Pieniny Mts area. Prace Muzeum Ziemi, 1: 11–55.

Mandl G.W., Ondrejičková A., 1991. Über eine triadische Tiefwasser Fazies (Radiolarite, Tonschiefer) in den Nördlichen Kalkalpen – ein Vorbericht. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 134: 309–318.

Mandl G.W., Ondrejičková A., 1993. Radiolarien und Conodonten aus dem Meliatikum im Ostabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (Österreich). Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 136: 841–871.

Marko F., 2015. Do we need the orogeny-parallel dextral strike-slips during the Miocene tectonic evolution of the Western Carpathians? Mineralia Slovaca, 47: 91–96.

Marko F., Vojtko R., Plašienka D., Sliva Ľ., Jablonský J., Reichwalder P., Starek D., 2005. A contribution to the tectonics of the Periklippen zone near Zázrivá (Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 11: 37–43.

Margielewski W., Jankowski L., 2024. Dunajec River Gorge Through the Pieniny Mountains. *W*: Landscapes and Landforms of Poland (red. P. Migoń, K. Jancewicz): 315–324. Springer, World Geomorphological Landscapes series.

Marroni M., Molli G., Montanini A., Ottria G., Pandolfi L., Tribuzio R., 2002. The external Ligurian units (Northern Apennine, Italy): from rifting to convergence of a fossil ocean-continent transition zone. Ofioliti, 27: 119–131.

Martinez C., Chiarella D., Jackson C.A.-L., Rennie H., Scarselli N., 2024. Syn-rift tectono-stratigraphic development of the Thebe-0 fault system, Exmouth Plateau, offshore NW Australia: The role of fault-scarp degradation. Basin Research, 36, e12842.

Márton E., 2020. Last scene in the large scale rotations of the Western Carpathians as reflected in paleomagnetic constraints. Geology, Geophysics & Environment, 46: 109–133.

Márton E., Fodor L., 1995. Combintaion of palaeomagnetic and stress data – a case study from North Hungary. Tectonophysics, 242: 99–114.

Márton E., Mastella L., Tokarski A.K., 1999. Large counterclockwise rotation of the Central Paleogene Flysch – evidence from paleomagnetic investigations of the Podhale Flysch (Poland). Physics and Chemistry of the Earth, A, 24: 645–649.

Márton E., Rauch-Włodarska M., Krejčí O., Tokarski A.K., Bubík M., 2009a. An integrated palaeomagnetic and AMS study of the Tertiary flysch from the Outer Western Carpathians. Geophysical Journal International, 177: 925–940.

Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M., 2013. New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: evidence for general

Literatura

CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. Tectonophysics, 592: 1–13.
Márton E., Grabowski J., Tokarski A.K., Túnyi I., 2016. Palaeomagnetic results from the fold and thrust belt of the Western Carpathians: an overview. Geological Society, London, Special Publications, 425: 7–36.
Márton E., Tokarski A.K., Halász D., 2004. Late Miocene counterclockwise rotation of the Pieniny andesites at the contact of the Inner and Outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 55: 411–419.
Márton E., Madzin J., Plašienka D., Grabowski J., Bučova J., Aubrecht R., Putiš M., 2020. New paleomagnetic constraints for the large-scale displacement of the Hronic nappe system of the Central Western Carpathians. Journal of Geodynamics, 141–142, 101796.
Marschalko R., 1968. Facies, distribution, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysch of Central West Carpathians. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 19: 69–94.
Marschalko R., 1986. Vývoj a geotektonický význam kriedového flyšu bradlového pásma. VEDA, Bratislava.
Marschalko R., Kysela J., 1980. Geology and sedimentology of the Klippen Belt and Manín Unit between Žilina and Považská Bystrica. Západné Karpaty, séria Geológia, 6: 7–79.
Marschalko R., Rakús M., 1997. Development of the Cretaceous flysch in the Klape unit and the recyclicity problem of the clastic material. *W*: Alpine Evolution of the Western Carpathians and Related Areas (red. D. Plašienka i in.): 71–78. Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Marzec P., Golonka J., Pietsch K., Kasperska M., Dec J., Cichostępski K., Lasocki S., 2020. Seismic imaging of mélanges – Pieniny Klippen Belt case study. Journal of the Geological Society, London, 177: 629–646.
Masse J-P., Uchman A., 1997. New biostratigraphic data on the Early Cretaceous platform carbonates of the Tatra Mountains, Western Carpathians, Poland. Cretaceous Research, 18: 713–729.
Mastalerz K., Wysocka A., Krzywiec P., Kasiński J., Aleksandrowski P., Papiernik B., Ryzner-Siupik B., Siupik J., 2006. Sukcesja osadowa miocenu w rejonie zrębu Ryszkowej Woli (rejon Sieniawa - Rudka), zapadlisko przedkarpackie: wyniki facjalnej i stratygraficznej interpretacji danych wiertniczych oraz sejsmiki 3D. Przegląd Geologiczny, 54: 333–342.
Mastella L., 1975. Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 45: 361–401.
Mastella L., 1988, Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 53–174.
Mastella L., Mizerski W., 1977. Uwagi o budowie południowo-zachodniej części Podhala. Przegląd Geologiczny, 10: 494–498.
Mastella L., Ozimkowski W., 1979. Budowa tektoniczna południowo-wschodniej części Podhala. Przegląd Geologiczny, 27: 387–393.
Mastella L., Ozimkowski W., Szczęsny R., 1988. Tectonics of the northern Podhale Flysch. Przegląd Geologiczny, 36: 566–572.
Mastella L., Rybak-Ostrowska B., 2012. Tectonic control of tufa occurrences in the Podhale Synclinorium (Central Western Carpathians, southern Poland). Geological Quarterly, 56: 733–744.
Mastella L., Konon A., Mardal T., 1996. Tektonika fliszu podhalańskiego w dolinie Białki. Przegląd Geologiczny, 44: 1189–1194.
Mastella L., Ludwiniak M., Klimkiewicz D., 2012. Budowa geologiczna doliny Białego Dunajca. Przegląd Geologiczny, 60: 496–505.
Mastella L., Zuchiewicz W., 2000. Jointing in the Dukla Nappe (Outer Carpathians, Poland): an attempt at palaeostress reconstruction. Geological Quarterly, 44: 377–390.
Matýsek D., Jirásek J., Skupien P., Thomson S.N., 2018. The Žermanice sill: new insights into the mineralogy, petrology, age, and origin of the teschenite association rocks in the Western Carpathians, Czech Republic. International Journal of Earth Sciences, 107: 2553–2574.
Mazur S., Mikołajczak M., Krzywiec P., Malinowski M., Buffenmyer V., Lewandowski M., 2015. Is the Teisseyre-Tornquist Zone an ancient plate boundary of Baltica? Tectonics, 34: 2465–2477.
Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M., 2010, Low-T thermochronometric evidence for post–thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. Comptes Rendus Geoscience, 342: 162–169.
Melinte-Dobrinescu M-C., Jipa D.C., 2007. Stratigrpahy of the Lower Cretaceous sediments from the Carpathian Bend area, Romania. Acta Geologica Sinica, 81: 949–956.
Mello J., 1979. Sú tzv. vyššie subtatranské príkrovy a silický príkrov súčasťou gemerika. Mineralia Slovaca, 11: 279–281.
Mello J., Wieczorek J., 1993. Choćsky prikrov (Hronicum). *W*: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50,000 (red. J. Nemćok): 50–57. Geologicki Ustav Dioniza Štura, Bratislava.
Michalík J., 1984. Some remarks on developmental and structural interpretation of the north-western part of the Malé Karpaty Mts. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 35: 489–504.
Michalík J., 1997. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29, 359.
Michalík J., 1994. Notes on paleogeography and paleotectonics of the Western Carpathian area during the Mesozoic. Mitteilungen der Österreichischen GeologischenGesellschaft, 86: 101–111.
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: 443–453.
Michalík J., Gaździcki A., 1980. Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? Przegląd Geologiczny, 28: 616–619.
Michalík J., Vašíček Z., Borza V., 1990a. K stratigrafii hraničných jursko–kriedových súvrství v doline Hlboč (Vysocká jednotka krížňanského príkrovu, Malé Karpaty). Knihovnička Zemného Plynu a Nafty, 9a: 183–204.
Michalík J., Soták J., Baráth I., Vašíček Z., 1990b. Remarks to the lithology, stratigraphy and biofacies of the Muráň Limestone Formation, its position both in the Lower Cretaceous sequence and in the West Carpathian sedimentary area. *W*: Sedimentological problems of the Western Carpathians. Konferencja: 31–43.
Michalík J., Masaryk P., Lintnerová O., Papšová J., Jendrejáková O., Reháková D., 1992. Sedimentology and facies of a storm–dominated Triassic carbonate ramp (Vysoká Formation, Malé Karpaty Mts., Western Carpathians). Geologica Carpathica, 43: 213–260.
Michalík J., Vašíček Z., Borza V., 1993. The Upper Jurassic–Lower Cretaceous biostratigraphy and microfacies of a basin sequence in the Krížna Nappe of the Fatric (Zrázy section near Dolná Poruba, Strážovské vrchy Mts., Western Carpathians). Geologické Práce, Správy, 97: 105–112.
Michalík J., Reháková D., Jablonský J., 1996. Geodynamic setting of fluxoturbidites in West Carpathian Upper Jurassic and Lower Cretaceous sedimentary basins. Slovak Geological Magazine, 3–4: 325–329.
Miclaus C., Loiacono F., Puglisi D., Baciu D.S., 2009. Eocene-Oligocene sedimentation in the external areas of the Moldavide Basin (Marginal Folds Nappe, Eastern Carpathians, Romania): sedimentological, paleontological and petrographic approaches. Geologica Carpathica, 60: 397–417.
Milovský R., 1997. Rauhwackes and their importance in the thrust tectonics (Case studies from Muráň, Silica Drienok Choč and Krížna Nappe). *W*: Alpine evolution of the Western Carpathians and related areas. Dionýz Štúr Publishers, Bratislava
Milovský R., Hurai V., Plašienka D., Biroň A., 2003. Hydrotectonic regime at soles of overthrust sheets: textural and fluid inclusion evidence from basal cataclasites of the Muráň nappe (Western Carpathians, Slovakia). Geodinamica Acta, 16: 1–20.
Minár J., Bielik M., Kováč M., Plašienka D., Barka I., Stankoviansky M., Zeyen H., 2011. New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: an approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. Tectonophysics, 502: 158–174.
Mišík M., 1992. Pieniny Klippen Belt in relationship with Mesozoic and Tertiary volcanism. Západné Karpaty, séria Geológia, 16: 47–64.
Mišík M., 1994. The Czorsztyn submarine ridge (Jurassic–Lower Cretaceous, Pieniny Klippen Belt): an example of a pelagic swell. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 133–140.
Mišík M., 1996. O sedimentačnom priestore klapskej jednotky. Mineralia Slovaca, 28: 73–75.
Mišík M., Marschalko R., 1988. Exotic conglomerates in flysch sequences: examples from the West Carpathians. Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série, 154: 95–113.
Mišík M., Reháková D., 2004. Psefitické horniny (štrky, brekcie, zlepence) Západných Karpát. Veda, Bratislava.
Mišík M., Sýkora M., 1981. Pieninský exotický chrbát rekonštruovaný z valúnov karbonátových hornín kriedových zlepencov bradlového pásma a manínskej jednotky. Západné Karpaty, séria Geológia, 7: 7–111.
Mišík M., Mock R., Sýkora M., 1977. Die Trias der Klippen-Zone der Karpaten. Geologický Zborník – Geologica Carpathica, 28: 27–69.
Mišík M., Jablonský J., Fejdi P., Sýkora M., 1980. Chromian and ferrian spinels from Cretaceous sediments of the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 12: 209–228.
Mišík M., Jablonský J., Mock R., Sýkora M., 1981. Konglomerate mit exotischen Material in dem Alb der Zentralen Westkarpaten – paläogeographische und tektonische Interpretation. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comeniae, Geologica, 37: 5–55.
Mišík M., Sýkora M., Mock R., Jablonský J., 1991c. Paleogene Proč conglomerates of the Klippen belt in the West Carpathians, material from neopienninic exotic ridge. Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae, 46: 9–101.
Mišík M., Sýkora M., Jablonský J., 1991a. Strihovské zlepence a juhomagurská kordiléra. Západné Karpaty, séria Geológia, 14: 7–72.
Mišík M., Jablonský J., Ožvoldová L., Halásová E., 1991b. Distal turbidites with pyroclastic material in Malmian radiolarites of the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 42: 341–360.
Mizerski W., 2019. Geologia Europy. PWN Warszawa.
Mock R., 1978. Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. *W:* Paleogeographical evolution of the West Carpathians (red. J. Vozar): 321–231. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Mojzeš M., Papčo J., 2004. The analysis of GPS measurements in Tatra Mountain. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 135: 115–124.
Moretti I., Royden L., 1988. Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly deflected continental lithosphere: Adriatic and Ionian Seas. Tectonics, 7: 875–893.
Morgiel J., Sikora W., 1972. Utwory paleogeńskie w jednostce zlatniańskiej (Pieniński Pas Skałkowy – na zachód od Białego Dunajca). Kwartalnik Geologiczny, 16: 1053–1055.
Morgiel J., Sikora W., 1973. Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w Pienińskim Pasie Skałkowym w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 640–642.

Literatura

Morgiel J., Sikora W., 1975. Upper Cretaceous and Palaeogene of Zlatne Unit in the Pieniny Klippen Belt. *W*: Proceedings of the Xth Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, Tectonics: 254–261.

Morozewicz K., 1914. Über die Tatragranite. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, 39: 289–345.

Mořkovský M., Novák J., Lukášová R., 1992. Geophysical prospecting for hydrocarbons in the Intracarpathian Paleogene and in the East Slovak Flysch Belt. Sborník Geologických Věd, Užitá Geofyzika, 25: 9–48.

Moryc W., 1995. Lądowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat. Nafta - Gaz, 51: 181–195.

Munteanu M., Tatu M., 2003. The East-Carpathian Crystalline-Mesozoic Zone (Romania): Paleozoic amalgamation of Gondwana and East European Craton–derived Terranes. Gondwana Research, 6: 185–196.

Moussallam Y., Schneider D. A., Janák M., Thöni M., Holm D.K., 2012. Heterogeneous extrusion and exhumation of deep-crustal Variscan assembly: Geochronology of the Western Tatra Mountains, northern Slovakia. Lithos, 144–145: 88–108.

Murovskaya A., Hnylko O., Makarenko I., Savchenko O., Kitchka A., Verpakhovska O., Legostaeva O., 2025. Review and updates of the lithosphere structure and geodynamic evolution of the Neogene Transcarpathian Basin and its substratum (Ukraine). The Geological Society London, Special Publication, 255.

Mutti E., Tinterri R., Benevelli G., Di Biase D., Cavanna G., 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. Marine and Petroleum Geology, 20: 733–755.

Myśliwiec M., 2004. Mioceńskie skały zbiornikowe zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny 52: 581–592.

Nagy A., 1993. Litológia a stratygrafia neogénnych sedimentov Oravskiej kotliny. *W*: Geológia juźnej a východnej Oravy (red. P. Gross): 117–121. Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nagy A., Vass D., Petrik F., Pereszlényi M., 1996. Tectogenesis of the Orava Depression in the light of latest biostratigraphic investiagtions and organic matter alteration studies. Slovak Geological Magazine, 1: 49–58.

Nagymarosy A., Báldi-Béke M., 1993. The Szolnok unit and its probable paleogeographic position. Tectonophysics, 226: 457–470.

Narkiewicz M., Maksym A., Malinowski M., Grad M., Guterch A., Petecki Z., Probulski J., Janik T., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Jankowski L., 2015. Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. International Journal of Earth Sciences, 104: 775–796.

Nawrocki J., Pańczyk M., Malata T., Dziadzio P.S., Balicki L., Derkowski P., 2024. Insight into Oligocene–Early Miocene palaeogeography of the Carpathians in poland: first cycle and recycled detrital zircon provenance in the Menilite and Krosno formations. Journal of the Geological Society, London, 181, jgs2023–124.

Nehyba S., Gilíková H., Petrová P.T., Otava J., Skácelová Z., 2019. Evolution of a sedimentary infill of a palaeovalley at a distal margin of the peripheral foreland basin. Geological Quarterly, 63: 319–344.

Nehyba S., Opletal V., Holcová K., Scheiner F., Ackerman L., Rejsek J., 2022. The return of the Ivan Canyon, a large Neogene canyon in the Alpine-Carpathian Foredeep. Marine and Petroleum Geology: 144, 105808.

Nejbert K., Jurewicz E., Macdonald R., 2012. Potassium-rich magmatism in the Western Outer Carpathians: Magma genesis in the transitional zone between the European Plate and Carpathian-Pannonian region. Lithos, 146–147: 34–47.

Nemčok J., 1990. Geologická mapa Pienin, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok J., Kullmanová A., Ďurkovič T., 1989. Vývoj a stratigrafické postavenie gregorianskych brekcií bradlového pásma na východnom Slovensku. Geologické Práce, Správy, 89: 11–37.

Nemčok J. (red.), Zakovič M., Gašpariková V., Ďurkovič T., Snopková P., Vrana K., Hanzel V., 1990. Vysvetlivky ku geologickej mape Pienín, Čergova, Ľubovnianskej a Ondavskej vrchoviny v mierke 1:50 000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemćok J.,Wieczorek J., Zelman J., 1993 Tatrikum. *W*: Vysvetlivky ku Geologickej Mape Tatier, 1:50 000 (red. J. Nemćok): 25–35. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok J., Bezák V., Biely A., Gorek A., Gross P., Halouzka R., Janák M., Kahan Š., Kotański Z., Lefeld J., Mello J., Reichwalder P., Rączkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1994. Geological Map of the Tatra Mountains, scale 1:50,000. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok M., 1993. Transition from convergence to escape: Field evidence from the West Carpathians. Tectonophysics, 217: 117–142.

Nemčok M., Kantor J., 1990. Pohybová štúdia vybranej oblasti jednotky Velkého Boku. Regionálna Geológia Západných Karpát: Správy o vyskumoch. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Nemčok M., Nemčok J., 1994. Late Cretaceous deformation of the Pieniny Klippen Belt, West Carpathians. Tectonophysics, 239: 81–109.

Nemčok M., Pospíšil L., Lexa J., Donelick R.A., 1998a. Tertiary subduction and slab break-off model for the Carpathian–Pannonian region. Tectonophysics, 295: 307–340.

Nemčok M., Houghton J.J., Coward M.P., 1998b. Strain partitioning along the western margin of the Carpathians. Tectonophysics, 292: 119–143.

Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhová L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., Franklin Keith Jr J., 2000. Results of 2D balancing along 20° and 12°30' longitude and pseudo-3D in the Smilno tectonic window: implications for shortening mechanisms of the West Carpathian accretionary wedge. Geologica Carpathica, 51: 281–300.

Nemčok M., Schamel S., Gayer R., 2005. Thrustbelts – Structural Architecture, Thermal Regimes and Petroleum Systems. Cambridge University Press.

Nemčok M., Krzywiec P., Wojtaszek M., Ludhova L., Klecker R.A., Sercombe W.J., Coward M.P., 2006a. Tertiary development of the Polish and eastern Slovak parts of the Carpathian accretionary wedge: Insight from balanced cross-sections. Geologica Carpathica, 57: 355–370.

Nemčok M., Pogácsás G., Pospíšil L., 2006b. Activity timing of the main tectonic systems in the Carpathian–Pannonian Region in relation to the rollback destruction of the lithosphere. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 84: 743–766.

Németh Z., Radvanec M., Gazdačko Ľ., Kobulský J., 2012. Variscan tectonic setting vs. Alpine overprint in Gemericum (Inner Western Carpathians): their role in the recent distribution of tectonic units in the eastern part of the territory as expressed in significant localities. Mineralia Slovaca, Appendix Geovestník, 44: 8–15.

Nescieruk P., Wójcik A., Malata T., Aleksandrowski P., 2007. Tektoniczne struktury deformacyjne w iłach krakowieckich sarmatu w Wylewie k. Sieniawy (zapadlisko przedkarpackie): świadectwo młodej przesuwczej aktywności podłoża miocenu. Przegląd Geologiczny, 55: 690–698.

Neubauer F., 1988. Structural evolution of the Renfeld-Mugel area and Gleinalm crystalline complex (Eastern Alps). Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt in Wien, 42: 5–137.

Neubauer F., Vozárová A., 1990. The Noetsch–Veitsch–North Gemeric zone of Alps and Carpathians: Correlation, paleogeography and significance for Variscan orogeny. *W*: Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia (red. D. Minaříková, H. Lobitzer): 167–171. Fed. Geol. Surv., Vienna; Geol. Surv., Prague.

Neubauer F., Handler R., Hermann S., Paulus G., 1994. Revised lithostratigraphy and structure of the eastern Greywacke Zone (Eastern Alps). Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 61–74.

Neubauer F., Dallmeyer R.D., Dunkl I., Schirnik D., 1995. Late Cretaceous exhumation of the metamorphic Gleinalm dome, Eastern Alps: kinematics, cooling history and sedimentary response in a sinistral wrench corridor. Tectonophysics, 242: 79–98.

Neubauer F., Genser J., Handler R., 2000. The Eastern Alps: result of a two-stage collision process. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92: 117–134.

Neubauer F., Liu Y., Dong Y., Chang R., Genser J., Yuan S., 2022. Pre-Alpine tectonic evolution of the Eastern Alps: from Prototethys to Paleotethys. Earth-Science Reviews, 226, 103923.

Ney R., Burzewski W., Bachleda T., Górecki W., Jakóbczak K., Słupczyński K., 1974. Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace Geologiczne PAN, 82: 1–65.

Nowak J., 1927. Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce, 1927, 1–160. Kraków.

Nowak W., 1973. Karpaty zewnętrzne (fliszowe). Jura. *W*: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, cz. 2, Mezozoik: 389–401, 464–467. Wydaw. Geol., Warszawa.

Nunn J.A., Czerniak M., Pilger R.H., 1987. Constrains on the structure of Brooks Range and Colville Basin, northern Alaska, from flexure and gravity analysis. Tectonics, 6: 603–617.

Olszewska B., 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. Annales Societatis Geologorum Poloniae 67: 325–337.

Oszast J., Stuchlik L., 1977. The Neogene vegetation of the Podhale (West Carpathians, Poland). Acta Palaeobotanica, 18: 45–86.

Oszczypko N., 1998. The Western Carpathian foredeep-development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). Geologica Carpathica, 49: 1–18.

Oszczypko N., 1999a. From remnant oceanic basin to collision-related foreland basin – a tentative history of the Outer Western Carpathians. Geologica Carpathica, 50: 160–163.

Oszczypko N., 1999b. Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 209–229.

Oszczypko N., 2004. The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Przegląd Geologiczny, 52: 780–791.

Oszczypko N., 2006a. Late Jurassic–Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 50: 169–194.

Oszczypko N., 2006b. Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 396–403.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2003. The Aquitanian marine deposits in the basement of the Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. Acta Geologica Polonica, 53: 101–122.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2009. Stages in the Magura Basin: a case study of the Polish sector (Western Carpathians). Geodinamica Acta, 22: 83–100.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2010. The Paleogene and Early Neogene stratigraphy of the Beskid Sądecki Range and Lubovnianska Vrchovina (Magura Nappe, Western Carpathians). Acta Geologica Polonica, 60: 317–348.

Literatura

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2012. Stages of development in the Polish Carpathian Foredeep basin. Central European Journal of Geosciences, 4: 138–162.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., 2014. Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Outer Western Carpathians, Poland). Geological Quarterly, 58: 737–758.

Oszczypko N., Salata D., 2005. Provenance analyses of the Late Cretaceous – Palaeocene deposits of the Magura Basin (Polish Western Carpathians) – evidence from a study of the heavy minerals. Acta Geologica Polonica, 55: 237–267.

Oszczypko N., Ślączka A., 1985. An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins of the Carpathian Foredeep. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 55: 55–75.

Oszczypko N., Ślączka A., 1989. The evolution of the Miocene Basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. Geologica Carpathica, 40: 23–36.

Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Menčik E., Dvořák J., Matějovska O., 1989. Geological map of the substratum of the Tertiary of the Western Outer Carpathians and their foreland. *W*: Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland (red. D. Poprawa, J. Nemčok). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Oszczypko N., Malata E., Švábenická L., Golonka J., Marko F., 2004. Jurassic–Cretaceous controversies in the Western Carpathian Flysch: the "black flysch" case study. Cretaceous Research, 25: 89–113.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Krobicki M., 2005a. Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). Acta Geologica Hungarica, 48: 259–282.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Golonka J., Marko F., 2005b. Oligocene-Lower Miocene sequences of the Pieniny Klippen Belt and adjacent Magura Nappe between Jarabina and the Poprad River (East Slovakia and South Poland): their tectonic position and palaeogeographic implications. Geological Quarterly, 49: 379–402.

Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I., Peryt T., 2006. Carpathian foredeep basin (Poland and Ukraine): its sedimentary, structural and geodynamic evolution. AAPG Memoir, 84: 293–350.

Oszczypko N., Ślączka A., Żytko K., 2008a. Regionalizacja tektoniczna Polski – Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie. Przegląd Geologiczny, 56: 927–935.

Oszczypko N., Golonka J., Malata E., 2008b. Odpowiedź na głos w dyskusji nad biostratygrafią tzw. czarnego fliszu pienińskiego pasa skałkowego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 56: 221–224.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M., Salata D., Krobicki M., 2012. Early Cretaceous intra-plate volcanism in the Pieniny Klippen Belt – a case study of the Velykyi Kamenets'/Vilkhivchyk (Ukraine) and the Biała Woda (Poland) sections. Geological Quarterly, 56: 629–648.

Oszczypko N., Ślączka A., Oszczypko-Clowes M., Olszewska B., 2015. Where was the Magura Ocean? Acta Geologica Polonica, 65: 319–344.

Oszczypko N., Salata D., Konečný P., 2016. Age and provenance of mica-schist pebbles from the Eocene conglomerates of the Tylicz and Krynica Zone (Magura Nappe, Outer Flysch Carpathians). Geologica Carpathica, 67: 257–271.

Oszczypko N., Oszczypko-Clowes M.,Olszewska B., 2020. Geological setting and lithological inventory of the Czarna Woda conglomerates (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Acta Geologica Polonica, 70: 397–418.

Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., Wójcik A., 2009. New data on the late Badenian–Sarmatian deposits of the Nowy Sącz Basin (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians) and their palaeogeographical implications. Geological Quarterly, 53: 273–292.

Oszczypko-Clowes M., Oszczypko N., Piecuch A., Sotak J., Boratyn J., 2018. The Early Miocene residua flysch basin at the front of the Central western Carpathians and its palaeogeographic implications (Magura Nappe, Poland). Geological Quarterly, 62: 597–619.

Ozimkowski W., 1978. Budowa geologiczna wschodniego obrzeżenia Kotliny Zakopiańskiej. Przegląd Geologiczny, 6: 306–311.

Ozimkowski W., 1991. Geologia fliszu podhalańskiego w ujęciu fotointerpretacyjnym. Biuletyn Geologiczny UW, 32: 93–119.

Pánek T., Engel Z., Mentlík P., Braucher R., Břežný M., Škarpich V., Zondervan A., 2016. Cosmogenic age constraints on post-LGM catastrophic rock slope failures in the Tatra Mountains (Western Carpathians). Catena, 138: 52–67.

Pánek T., Minár J., Vitovič L., Břežný M., 2020. Post-LGM faulting in Central Europe: LiDAR detection of the >50 km-long Sub-Tatra fault, Western Carpathians. Geomorphology, 364, 107248.

Papčo J., 2009. Monitorovanie deformácií zemskej kôry vo vysokohorskom prostredí. [rozpr. doktor.], Bratislava, 1–118.

Papiernik A.B., 2011. Structural map of the top of Miocene in the western Carpathians basement. *W*: Atlas of geothermal waters and energy resources in the Western Carpathians flysch formations and Miocene/Mesozoic/Paleozoic basement of the Polish Western Carpathians (red. W. Górecki): 93–107. The Ministry of Environment, The National Fund for Environmental Protection and Water Management, AGH University of Science and Technology.

Passendorfer E., 1958. W sprawie sedymentacji eocenu tatrzańskiego. Acta Geologica Polonica, 8: 451–473.

Passendorfer E., 1959. Paleogeografia wyspy tatrzańskiej w czasie eocenu. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 259–271.

Passendorfer E., 1978a. Rozwój poglądów na budowę geologiczną Tatr w okresie powojennym. Prace Muzeum Ziemi, Prace Geologiczne, 28: 3–33.

Passendorfer E., 1978b. Jak powstały Tatry. Wydaw. Geol., Warszawa.

Passendorfer E., 1983. Jak powstały Tatry? Wydaw. Geol., Warszawa.

Passendorfer E., Roniewicz P., 1963. Additional notes on an Eocene Island in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 13: 1–12.

Paul Z., Poprawa D., 1992, Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej w strefie przypienińskiej w świetle wyników badań uzyskanych z wiercenia Nowy Targ PIG 1. Przegląd Geologiczny, 40: 404–409.

Pawłowski S., 1915. Z morfologii Pienińskiego Pasa Skałek. Kosmos 40: 111–140.

Pečeňa Ľ., Vojtko R., 2011. Nové poznatky o geologickej stavbe fatrickej jednotky v okolí Valaskej Belej (Strážovské vrchy, Západné Karpaty). Mineralia Slovaca, 43: 19–30.

Pécskay Z., Lexa J., Szakács A., Seghedi I., Balogh K., Konečný V., Zelenka T., Kovacs M., Póka T., Fülöp A., Márton E., Panaiotu C., Cvetković V., 2006. Geochronology of Neogene magmatism in the Carpathian arc and intra-Carpathian area. Geologica Carpathica, 57: 511–530.

Pelech O., Hók J., Havrila M., Pešková I., 2016. Structural position of the Upper Cretaceous sediments in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians). Acta Geologica Slovaca, 8: 43–58.

Pelech O., Hók J., 2024. Structural evolution of the Selec Block in the Považský Inovec Mts. (Western Carpathians) and the Infratatric issue. Mineralia Slovaca, 56: 51–70.

Pelech O., Teťák F., 2022. Brief description of Geology of Western Carpathians. *W*: 21st Slovak–Czech–Polish Paleontological Conference: 34–51.

Pelikán P. (red.), Budai T., Less Gy., Kovács S., Pentelényi L., Sásdi L., 2005. Geology of the Bükk Mountains (with map 1:50.000). Magyar Állami Földtani Intézet, Budapest.

Perski Z., 2008. Współczesna aktywność tektoniczna Tatr i Podhala w świetle wyników badań satelitarnej interferometrii radarowej InSAR i PSInSAR. Przegląd Geologiczny, 56: 1082–1086.

Peryt T.M., 2006. Sedymentacja ewaporatów badeńskich w zbiorniku przedkarpackim. Przegląd Geologiczny, 54: 438–444.

Petrík I., Nabelek P., Janák M., Plašienka D., 2003. Conditions of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). Journal of Petrology, 44: 901–927.

Petrík I., Reichwalder P., 1996. Pseudotachylyte from the High Tatra Mts. Mineralogical Society of Poland – Spec. Paper, 7: 61–64.

Petrík I., Nabelek P., Janák M., Plašienka D., 2003. Condition of formation and crystallization kinetics of highly oxidized pseudotachylytes from the High Tatras (Slovakia). Journal of Petrology, 44: 901–927.

Pešková I., Hók J., Potfaj M., Vojtko R., 2012. Štruktúrna interpretácia varínskeho a oravského úseku bradlového pásma. Geologické práce, Správy, 120: 51–64.

Picha F.J., Stráník Z., Krejčí O., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians and their foreland, Czech Republic. AAPG Memoir, 84: 49–175.

Pin C., Bouvier A., Aleksandrowski P., 2004. Major trace element and Sr-Nd Isotope Data on Neogene andesitic rocks from the Pieniny Klippen Belt (southern Poland) and geodynamic inferences. Mineralogical Society of Poland – Special Paper, 24: 323–328.

Piotrowska K., 1996. Deformacja tektoniczna w granitoidzie Polskich Tatr Wysokich. Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek, Nauki o Ziemi, 1: 61–67.

Piotrowska K., 2009. Szczegółowa Mapa Geologczna Polski (1:50 000); 1060 – Tatry Zachodnie (M-34-100-B). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Piotrowska K., Wójcik A., 2008. Kartografia geologiczna Tatr. Przegląd Geologiczny, 56: 1069–1078.

Piotrowski J., 1978. Charakterystyka mezostrukturalna głównych jednostek tektonicznych Tatr w przekroju Doliny Kościeliskiej. Studia Geologica Polonica, 55: 1–80.

Plašienka D., 1987. Lithological, sedimentological and paleotectonic pattern of the Borinka Unit in the Little Carpathians. Mineralia Slovaca, 19: 217–230.

Plašienka D., 1990. Regional shear and transpression zones in the Tatric unit of the Little Carpathians. Mineralia Slovaca, 22, 5562 (in Slovak with English summary).

Plašienka D., 1991. Mesozoic tectonic evolution of the epi-Variscan continental crust of the Central Western Carpathians – a tentative model. Mineralia Slovaca, 23: 447–457.

Plašienka D., 1995a. Passive and active margin history of the northern Tatricum (Western Carpathians, Slovakia). Geologische Rundschau, 84: 748–760.

Plašienka D., 1995b. Mesozoic evolution of Tatric units in the Malé Karpaty and Považský Inovec Mts.: Implications for the position of the Klape and related units in western Slovakia. Geologica Carpathica, 46: 101–112.

Plašienka D., 1995c. Pôvod a štruktúrna pozícia vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Druhá časť: Štruktúrna geológia a paleotektonická rekonštrukcia. Mineralia Slovaca, 27: 179–192.

Plašienka D., 1995d. Cleavages and folds in changing tectonic regimes: the Veľký Bok Mesozoic cover unit of the Veporicum (Nízke Tatry Mts.,

Literatura

Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 2/95: 97–113.
Plašienka D., 1996. Kryptické chrbty, alebo kolízne orogénne pásma? Odpoveď na diskusný príspevok M. Mišíka. Mineralia Slovaca, 28, 75–79.
Plašienka D., 1997. Cretaceous tectonochronology of the Central Western Carpathians (Slovakia). Geologica Carpathica, 48: 99–111.
Plašienka D., 1998. Paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 107–130. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Plašienka D., 1999a. Definition and correlation of tectonic units with a special reference to some Central Western Carpathian examples. Mineralia Slovaca, 31: 3–16.
Plašienka D., 1999b. Tectonochronology and paleotectonic evolution of the Central Western Carpathians during the Jurassic and Cretaceous. Veda, Bratislava.
Plašienka D., 2003a. Development of basement–involved fold and thrust structures exemplified by the Tatric-Fatric-Veporic nappe system of the Western Carpathians. Geodinamica Acta, 16: 21–38.
Plašienka D., 2003b. Dynamics of Mesozoic pre-orogenic rifting in the Western Carpathians. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 94: 79–98.
Plašienka D., 2011. The Pieniny Klippen Belt – structure, evolution and position in the Carpathian tectonic framework. Geologické Výzkumy na Moravě a ve Slezsku: 39–44.
Plašienka D., 2012a. Jurassic syn-rift and Cretaceous syn-orogenic, coarse-grained deposits related to opening and closure of the Vahic (South Penninic) Ocean in the Western Carpathians – an overview. Geological Quarterly, 56: 601–628.
Plašienka D., 2012b. Early stages of structural evolution of the Carpathian Klippen Belt (Slovakian Pieniny sector). Mineralia Slovaca, 44: 1–16.
Plašienka D., 2018a. Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: How large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. Tectonics, 37: 2029–2079.
Plašienka D., 2018b. The Carpathian Klippen Belt and types of its klippen – an attempt at a genetic classification. Mineralia Slovaca, 50: 1–24.
Plašienka D., 2019. Linkage of the Manín and Klape units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians: balancing the ambiguity. Geologica Carpathica, 70: 35–61.
Plašienka D., 2022. Náčrt geologickej stavby slovenských Pienin. *W*: Vlastivedný zborník Spiš 11 (red. Z. Krempaská, M. Števík): 255–273. Múzeum Spiša, Spišská Nová Ves.
Plašienka D., Mikuš M., 2010. Geologická stavba pieninského a šarišského úseku bradlového pásma medzi Litmanovou a Drienicou na východnom Slovensku. Mineralia Slovaca, 42: 155–178.
Plašienka D., Ožvoldová L., 1996. New data about the age of radiolarites from the Belice Unit (Považský Inovec Mts., Central Western Carpathians). Slovak Geological Magazine, 1/96: 21–26.
Plašienka D., Prokešová R., 1996. Towards an evolutionary tectonic model of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 3–4/97: 279–286.
Plašienka D., Soták J., 1996. Rauhwackized carbonate tectonic breccias in the West Carpathian nappe edifice: introductory remarks and preliminary results. Slovak Geological Magazine, 3–4: 287–291.
Plašienka D., Soták J., 2015. Evolution of Late Cretaceous–Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): tectonic controls over a growing orogenic wedge. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 43–76.
Plašienka D., Michalík J., Gross P., Putiš M., 1991. Paleotectonic evolution of the Malé Karpaty Mts. – an overview. Geologica Carpathica, 42: 195–208.
Plašienka D., Marschalko R., Soták J., Uher P., Peterčáková M., 1994. Pôvod a štruktúrne postavenie vrchnokriedových sedimentov v severnej časti Považského Inovca. Prvá časť: litostratigrafia a sedimentológia. Mineralia Slovaca, 26: 311–334.
Plašienka D., Grecula P., Putiš M., Kováč M., Hovorka D., 1997. Evolution and structure of the Western Carpathians: an overview. *W*: Geological evolution of the Western Carpathians (red. P. Grecula i in.). Mineralia Slovaca, Monograph.
Plašienka D., Soták J., Prokešová R., 1998. Structural profiles across the Šambron–Kamenica Periklippen Zone of the Central Carpathian Paleogene Basin in NE Slovakia. Mineralia Slovaca, 29: 173–184.
Plašienka D., Janák M., Lupták B., Milovský R., Frey M., 1999. Kinematics and metamorphism of a Cretaceous core complex: the Veporic Unit of the Western Carpathians. Physics and Chemistry of the Earth (A), 24: 651–658.
Plašienka D., Sýkora M., Aubrecht R., Krobicki M., Józsa Š., 2010. Reinterpretation of the lithostratigraphy and tectonic position of the Mariková Klippen (Middle Váh Valley, western Slovakia). Acta Geologica Slovaca, 2: 1–9.
Plašienka D., Soták J., Jamrichová M., Halásová E., Pivko D., Józsa Š., Madzin J., Mikuš V., 2012. Structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt demonstrated along a section between Jarabina and Litmanová villages in Eastern Slovakia. Mineralia Slovaca, 44: 17–38.
Plašienka D., Józsa Š., Gedl P., Madzin J., 2013. Fault contact of the Pieniny Klippen Belt with the Central Carpathian Paleogene Basin (Western Carpathians): new data from a unique temporary exposure in Ľutina village (Eastern Slovakia). Geologica Carpathica, 64: 165–168.
Plašienka D., Michalík J., Soták J., Aubrecht R., 2017. Discussion of „Olistostromes of the Pieniny Klippen Belt, Northern Carpathians. Geological Magazine, 154: 187–192.
Plašienka D., Méres Š., Ivan P., Sýkora M., Soták J., Lačný A., Aubrecht R., Bellová S., Potočný T., 2019. Meliatic blueschists and their detritus in Cretaceous sediments: new data constraining tectonic evolution of the West Carpathians. Swiss Journal of Geosciences, 112: 55–81.
Plašienka D., Bučová J., Šimonová V., 2020. Variable structural styles and tectonic evolution of an ancient backstop boundary – the Pieniny Klippen Belt of the Western Carpathians. International Journal of Earth Sciences, 109: 1355–1376.
Plašienka D., Aubrecht R., Bezák V., Bielik M., Broska I., Bučová J., Fekete K., Gaži P., Gedl P., Golej M., Halásová E., Hók J., Hrdlička M., Jamrich M., Józsa Š., Klanica R., Konečný P., Kubiš M., Madarás J., Majcin D., Marko F., Molčan Matejová M., Potočný T., Schlögl J., Soták J., Suan G., Šamajová L., Šimonová V., Teťák F., Vozár J., 2021. Structure, composition and tectonic evolution of the Pieniny Klippen Belt – Central Western Carpathian contiguous zone (Kysuce and Orava regions, NW Slovakia). Comenius University, Bratislava.
Platt N.H., MacLellan A., Morgan R.K., Armstrong A.J., Arzola R.G., 2024. Footwall uplift and erosion during Jurassic rifting: Scott and Telford fields, Outer Moray Firth, UK Central North Sea. Petroleum Geoscience, 30.
Plewa S., 1994. Rozkład parametrów geotermalnych na obszarze Polski. Wydaw. CPPGSMiE PAN. Kraków.
Polák M., Bujnovský A., 1979. The Lučivná formation. Geol. Práce, Správy, 73, 61–70.
Polák M., Ondrejčkova A., Wieczorek J., 1988. Lithostratigraphy of the Zdiar Formation of the Krizna Nappe (Tatry Mts.). Slovak Geological Magazine, 4: 35–52.
Polák M., Potfaj M., Filo I., Broska I., Kohút M., Mello J., Bezák V., Teťák F., Gross P., Biely A., Rakús M., Hók J., Vozár J., Nagy A., Maglay J., 2008. Prehľadná Geologická Mapa Slovenskej Republiky 1:200 000, mapový list 26 – Žilina. Ministerstvo Životného Prostredia Slovenskej Republiky, Štátny Geologický Ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Poller U., Todt W., 2000. U-Pb single zircon data of granitoids from the High Tatra Mountains (Slovakia): implications for the geodynamic evolution. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 91: 235–243.
Poller U., Janák M., Kohút M., Todt W., 2000. Early Variscan magmatism in the Western Carpathians: U-Pb zircon data from granitoids and orthogneisses of the Tatra Mountains (Slovakia). International Journal of Earth Sciences, 89: 336–349.
Poller U., Uher P., Broska I., Plašienka D., Janák M., 2002. First Permian–Early Triassic zircon ages for tin-bearing granites from the Gemeric unit (Western Carpathians, Slovakia): connection to the post-collisional extension of the Variscan orogen and S-type granite magmatism. Terra Nova, 14: 41–48.
Połtowicz S., 1962. Outline of the tectonic structure of the bay of Gdów. Bulletin de L'Academie Polonaise des SciencesBull. Acad. Pol. sc., Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 10: 53–60.
Połtowicz S., 1963. Utwory solonośne w otworze Pogórska Wola w okolicy Tarnowa. Kwartalnik Geologiczny, 7: 431–437.
Połtowicz S., 2004. Jednostka stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat polskich. Geologia, 30: 85–120.
Pomianowski P., 1995. Structure of the Orava Basin in the light of selected geophysical data. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 64: 67–80.
Pomianowski P., 1988. Anomalie termiczne nad strefą kontaktową pienińskiego pasa skałkowego z fliszem podhalańskim. Przegląd Geologiczny, 36: 94–97.
Pomianowski P., 2003. Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych. Przegląd Geologiczny, 51: 498–506.
Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., 2002, Ewolucja tektoniczna basenów sedymentacyjnych polskiej części Karpat zewnętrznych w świetle analizy subsydencji. Przegląd Geologiczny, 50: 1092–1108.
Poprawa P., Malata T., Oszczypko N., Słomka T., Golonka J., Krobicki M., 2006. Analiza tempa depozycji materiału detrytycznego w basenach sedymentacyjnych zachodnich Karpat zewnętrznych jako wskaźnik aktywności tektonicznej ich obszarow źródłowych. Przegląd Geologiczny, 54: 878–887.
Poprawa P., Krobicki M., Nejbert K., Armstrong R., Pecskay Z., 2013. Egzotyki skał magmowych ze żwirowców ilastych kredy i paleocenu pienińskiego pasa skałkowego – nowe dane geochemiczne i geochronologiczne (U-Pb SHRIMP i K/Ar). *W*: V Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 5'2013, Głębokomorska sedymentacja fliszowa, Sedymentologiczne aspekty historii basenów karpackich: 211–214.
Poprawa P., Krobicki M., Nejbert K., Krzemińska E., Armstrong R., Pecskay Z., 2023. U-Pb and K-Ar geochronology of the subvolcanic rock pebbles from the Cretaceous and Paleogene gravelstones and conglomerates of the Pieniny Klippen belt (Carpathians; Poland, Slovakia) – relevance for tectonic evolution and palaeogeography. Geotourism, 1–2: 58.
Porębski S., Pietsch K., Hodiak R., Steel R.J., 2003. Origin and sequential development of Badenian – Sarmatian clinoforms in the Carpathian foreland basin (SE Poland). Geologica Carpathica, 54: 119–136.
Porębski Sz.J., Warchoł M., 2006. Znaczenie przepływów hiperpyknalnychi klinoform deltowych dla interpretacji sedymentologicznych formacji z Machowa (miocen zapadliska przedkarpackiego. Przegląd Geologiczny, 54: 421-429.

Literatura

Porzucek S., Łój M., Golonka J., 2023. Lineaments in the Gravity Image of the Border Zone between the Central and Outer Carpathians. Minerals, 13, 995.

Pospíšil L., Bezák V., Nemčok M., Feranec J., Vass D., Obernauer D., 1989. The Muraň tectonic system as example of horizontal displacement in the West Carpathians. Mineralia Slovaca, 21: 305–322.

Pospíšil L., Švábenský O., Weigel J., 2013. Movement tendencies in the Moravia region: kinematical model. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 10: 307–321.

Potfaj M., 1993. Position and role of the Biele Karpaty Unit in the Flysch zone of the West Carpathians. Geologické práce, Správy, 98: 55–78.

Potfaj M., 1998. Geodynamics of the Klippen Belt and Flysch Belt of the Western Carpathians. *W*: Geodynamic development of the Western Carpathians (red. M. Rakús): 143–154. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.

Potočný T., Méres Š., Plašienka D., 2020. Geological structure and tectonometamorphicevolution of the Veporic-Gemeric contact zone constrained by the monazite age data (Slavošovce–Štítnik area, Western Carpathians, Slovakia). Mineralia Slovaca, 52: 83–102.

Potočný T., Jeřábek P., Plašienka D., 2023. Subduction – exhumation cycle recorded by calcite deformation microstructures: blueschist-facies metacarbonates and kinematic implications for deformation of the Meliata Unit (West Carpathians). International Journal of Earth Sciences, 112: 2097–2117.

Poul I., Melichar R., Janečka J., 2011. Thrust tectonics of the Upper Jurassic limestones in the Pavlov Hills (Outer Western Carpathians, Czech Republic). Geological Society, London, Special Publications, 349: 237–248.

Pożaryski W. (red.), 1979. Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych (Karpaty bez utworów czwartorzędowych) 1:1 000 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Preece C.M., 1979. Cavitation Erosion. *W*: Treatise on Materials Science and Technology, 16 „Erosion": 249–308. Academic Press; New York.

Prokešová R., Plašienka D., Milovský R., 2012. Structural pattern and emplacement mechanisms of the Krížna cover nappe (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 63: 13–32.

Pszczółkowski A., 1996. Calpionellid stratigraphy of the Tithonian-Beriassian pelagic limestones in the Tatra Mts (Western Carpathians). Studia Geologica Polonica, 109: 103–130.

Pszczółkowski A., 2003a. Kościeliska Marl Formation (Lower Cretaceous) in the Polish Western Tatra Mountains: Lithostratigraphy and microfossil zones. Studia Geologica Polonica, 121: 7–50.

Pszczółkowski A., 2003b. Zdarzenia tytonu–hoterywu w sukcesji reglowej dolnej Tatrna tle stratygrafii kalpionellidowej. Przegląd Geologiczny, 51: 987–994.

Pszczółkowski A., Grabowski J., Wilamowski A., 2016. Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Upper Jurassic shallow water carbonates of the High-Tatric Unit (Mały Giewont area, Western Tatra Mountains, Poland). Geological Quarterly, 60: 893–918.

Putiš M., 1992. Variscan and Alpidic nappe structures of the Western Carpathian crystalline basement. Geologica Carpathica, 43: 369–380.

Putiš M., Gawlick H.-J., Frisch W., Sulák M., 2008. Cretaceous transformation from passive to active continental margin in the Western Carpathians as indicated by the sedimentary record in the Infratatric unit. International Journal of Earth Sciences, 97: 799–819.

Putiš M., Frank W., Plašienka D., Siman P., Sulák M., Biroň A., 2009. Progradation of the Alpidic Central Western Carpathians orogenic wedge related to two subductions: constrained by $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of white micas. Geodinamica Acta, 22: 31–56.

Putiš M., Soták J., Li Q-L., Ondrejka M., Li X-H., Hu Z., Ling X., Nemec O., Németh Z., Ružička P., 2019a. Origin and age determination of the Neotethys Meliata Basin ophiolite fragments in the Late Jurassic–Early Cretaceous Accretionary Wedge Mélange (Inner West Carpathians, Slovakia). Minerals, 9, 652.

Putiš M., Danišík M., Siman P., Nemec O., Tomek Č., Ružička P., 2019b. Cretaceous and Eocene tectono-thermal events determined in the Inner Western Carpathians orogenic front Infratatricum. Geological Quarterly, 63: 248–274.

Putiš M., Nemec O., Danišík M., Jourdan F., Soták J., Tomek Č., Ružička P., Molnárová A., 2021. Formation of a composite Albian–Eocene orogenic wedge in the Inner Western Carpathians: P-T estimates and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology from structural units. Minerals, 11, 988.

Putiš M., Scherer E., Nemec O., Ackerman L., Ružička P., 2023. Geochemistry, Lu-Hf garnet ages, and P-T conditions of blueschists from the Meliatic and Fatric nappes, Western Carpathians: indicators of Neotethyan subduction. Geosystems and Geoenvironment, 2, 100150.

Quinlan G.M., Beaumont C., 1984. Appalachian thrusting, lithospheric flexure and the Paleozoic stratigraphy of the Eastern Interior of North America. Canadian Journal of Earth Sciences, 21: 973–996.

Rabowski F., 1925. Skałki i ich rola w łańcuchu karpackim. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 277–306.

Rabowski F., 1931. Cztery przekroje geologiczne między Doliną Kościeliską a Doliną Kondratową. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 6: 742–751.

Rabowski F., 1938. Uwagi tyczące się tektoniki trzonu krystalicznego Tatr. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 4: 1–9.

Rabowski F., 1953. Mapa geologiczna pasma wierchowego Tatr Polskich w skali 1:20 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Rabowski F., 1954. Stosunki strukturalne tatrzańskich płaszczowin reglowych w okolicy Upłazu Miętusiego i ich znaczenie. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 86.

Rabowski F., 1959. Serie wierchowe w Tatrach Zachodnich. Prace Instytutu Geologicznego, 27: 11–19.

Rabowski F., Goetel W., 1925. Budowa Tatr. Pasmo reglowe. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 3: 189–224

Raciborski M., 1891 (za 1890). Flora retycka w Tatrach. Rozprawy Wydziału Matematyczno–Przyrodniczego Akademii Umiejętności, Ser. 2, 21: 243–260.

Radulescu D.P., Sandulescu M., 1973. The plate tectonic concept and geological structure of the Carpathians. Tectonophysics, 16: 155–161.

Radwański A., 1959. Struktury litoralne w liasie Doliny Smytniej. Acta Geologica Polonica, 9: 231–280.

Radwański A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierchowego Tatr. Studia Geologica Polonica, 25: 1–146.

Radwański A., 1969. Transgresja dolnego tortonu na południowych stokach Gór Świętokrzyskich. Acta Geologica Polonica, 19: 1–208.

Radwański Z., 1978. Środowisko sedymentacyjne fliszu formacji sromowieckiej (górna kreda) w pienińskim pasie skałkowym Polski. Studia Geologica Polonica, 57: 7–86.

Rajchel J., Uchman A., 2001, Utwory transgresywnego miocenu na fliszu jednostki skolskiej w Dubiecku. Geologia, 27: 71–87.

Rakús M., Hók J., 2003. Geologická stavba antiklinály Kozla. Mineralia Slovaca, 35: 75–88.

Rakús M., Hók J., 2005. Manínska a klapská jednotka – litostratigrafická náplň, tektonické zaradenie, paleogeografická pozícia a vzťah k váhiku. Mineralia Slovaca, 37: 9–26.

Rakús M., Marschalko R., 1997. Position of the Manín, Drietoma and Klape units at the boundary of the Central and Outer Carpathians. *W*: Alpine Evolution of the Western Carpathians and Related Areas (red. D. Plašienka i in.): 79–97. Dionýz Štúr Publishers, Bratislava.

Ratschbacher L., Merle O., Davy P., Cobbold P., 1991a. Lateral extrusion in the Eastern Alp, Part I: Boundary conditions and experiments scaled for gravity. Tectonics, 10: 245–256.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Merle O., 1991b. Lateral extrusion in the Eastern Alps. Part 2: Structural analysis. Tectonics, 10: 257–271.

Ratschbacher L., Frisch W., Linzer H.G., Sperner B., Meschede M., Decker K., Nemčok M., Nemčok J., Grygar R., 1993. The Pieniny Klippen Belt in the Western Carpathians of northeastern Slovakia: structural evidence for transpression. Tectonophysics, 226: 471–483.

Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1984. Late Neogene-Quaternary tectonics of the Polish Carpathians in the light of neotectonic mapping. Tectonophysics, 108: 51–69.

Rączkowski W., Wójcik A., Zuchiewicz W., 1985. Neotectonic sections across the Polish Carpathians. Acta Geophysica Polonica, 33: 307–319.

Reháková D., Šulgan F., Vašíček Z., Michalík J., 1995. Environment, fauna and paleogeographic importance of the Berriasian limestones from the Vigantice tectonic slice in the Outher Western Carpathians. Geologica Carpathica, 46: 53–58.

Reháková D., Matyja B.A., Wierzbowski A., Schlögl J., Krobicki M., Barski M., 2011. Stratigraphy and microfacies of the Jurassic and lowermost Cretaceous of the Veliky Kamenets section (Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Western Ukraine). Volumina Jurassica, 9: 61–104.

Reichwalder P., 1982. Structural characteristic of root zones of some nappes in innermost parts of West Carpathians. *W*: Alpine Structural Elements: Carpathian-Balkan-Caucasus-Pamir Orogene Zone (red. M. Maheľ): 43–56. Veda, Bratislava.

Ricci-Lucchi F., 1986. The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines. International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 105–140.

Richards P., Krantz R.W., 1991. Experiments on fault reactivation in strike-slip mode. Tectonophysics, 188: 117–131.

Roca E., Bessereau G., Jawor E., Kotarba M., Roure F., 1995. Pre-Neogene evolution of the Western Carpathians: constraints from the Bochnia-Tatra Mountains section (Polish Western Carpathians). Tectonics, 14: 855–873.

Rogoziński B., Krobicki M., 2006. Budowa geologiczna wschodnich stoków masywu Pietrosa w Czarnohorze (Karpaty Ukraińskie). *W*: Czarnohora. Przyroda i Człowiek (red. M. Troll): 17–26. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ.

Roniewicz E., 1974. Rhaetian corals of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 24: 97–116.

Roniewicz P., 1969. Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr. Acta Geologica Polonica, 19: 503–608.

Roniewicz P., Westwalewicz E., 1974. Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). Bulletin of the Polish Academy of Sciences-Earth Sciences, 22: 37–43.

Roth Z., Benešová E., Čechovič V., Eliáš M., Hanzlíková E., Chmelík F., Matějka A., Pícha F., 1963. Vysvetlivky k prehladnej geologickej mape ČSSR 1: 200 000, M-34-XX Trstená. Geofond, Bratislava.

Rowan M.G., Krzywiec P., Bukowski K., Przybyło J., 2020. Nature and origin of large-scale and intrasalt deformation within the Wieliczka salt mine, Poland. Geological Quarterly, 64: 819–837.

Royden L.H., 1988. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian basin system. *W:* Pannonian Basin (red. L.H. Royden, F. Horvath). AAPG Memoir, 45: 27–48

Literatura

Royden L.H., 1993a. Evolution of retreating subduction boundaries formed during continental collision. Tectonics, 12: 629–638.

Royden L.H., 1993b. The tectonic expression of slab-pull at continental convergent boundaries. Tectonics, 12(2): 303–325.

Royden L.H., Baldi T., 1988. Early Cenozoic tectonics and paleogeography of the Pannonian and surrounding regions. AAPG Memoir, 45: 1–16.

Royden L., Karner G.D., 1984. Flexure of lithosphere beneath Apennine and Carpathian foredeep basins: evidence for insufficient topographic load. AAPG Bulletin, 68: 704–712.

Rubinkiewicz J., 2007. Fold-thrust-belt geometry and detailed structural evolution of the Silesian nappe – Eastern part of the Polish Outer Carpathians (Bieszczady Mts.). Acta Geologica Polonica, 57: 479–508.

Rubinkiewicz J., Ludwiniak M., 2005. Fracture and fault development in Werfenian quartzitic sandstones – a case study from the aytochthonous cover of the Tatra Mts. (Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 171–187.

Rudinec R., 1989. Dvojetážová stavba vnútrokarpatského paleogénu pri južnom úpätí bradlového pásma na východnom Slovensku. Geologické Práce, Správy, 88: 121–126.

Rutkowski J., 1989. Budowa geologiczna regionu Krakowa. Przegląd Geologiczny, 37: 302–308.

Rybak B., 2000. Związek mineralizacji kruszcowej z tektoniką łuski Bystrego (Bieszczady, Karpaty zewnętrzne). Przegląd Geologiczny, 48: 1023–1029.

Ryłko W., Paul Z., 2014. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz 1013 – Lachowice (M-34-75-D). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Ryłko W., Tomaś A., 1999. Obraz skonsolidowanego podłoża Karpat polskich w świetle badań magnetotellurycznych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 195–208.

Ryłko W., Tomaś A., 2012. The tectonic setting and origin of the Smilno tectonic window (eastern Slovakia). Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 449: 185–194.

Sachsenhofer R.F., Kogler A., Polesny H., Strauss P., Wagreich M., 2000. The Neogene Fohnsdorf Basin: basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). International Journal of Earth Sciences, 89: 415–430.

Săndulescu M., 1988. Cenozoic Tectonic History of the Carpathians. *W*: The Pannonian Basin: A Study in Basin Evolution (red. L.H. Royden, F. Horváth). Am. Assoc. Pet. Geol. Memoir, 45: 17–25.

Săndulescu M., 2009. The Black Flysch Nappe of the Maramureş East Carpathians – a "Valaisanne–type" tectonic unit? Proceedings of the Romanian Academy, Series B, 1: 45–51.

Săndulescu M., 2012. The Ujgorod tectonic window – a historical comment. Revue Roumaine de Géologie, 56: 71–77.

Săndulescu M., Kräutner H., Borcoş M., Năstăseanu S., Patrulius D., Ştefănescu M., Ghenea C., Lupu M., Savu H., Bercea I., Marinescu F., 1978. Geological map of Romania 1:1,000,000. Inst. Geol. Geophys., Bucharest.

Săndulescu M., Neagu T., Antonescu E., 1982. Contributions à la connaissance des klippes de type pienin de Poiana Botizei (Maramureş). Dari Seama Instutului Geologie si Geofizica, 67: 79–96.

Sawicki L., 1909. Z fizjografii Zachodnich Karpat. Wydawnictwo Towarzystwa dla Popierania Nauki Polskiej, Dz. II.

Scheck-Wenderoth M., Krzywiec P., Zuhlke R., Maystrenko Y., Froitzheim N., 2008. Permian to Cretaceous Tectonics. *W:* The Geology of Central Europe, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic (red. T. McCann): 999–1030. Geological Society, London.

Scheibner E., 1968. The Klippen Belt of the Carpathians. *W*: Regional Geology of Czechoslovakia, Part II Western Carpathians (red. M. Maheľ, T. Buday): 304–371. Academia, Praha.

Schlögl J., Rakús M., Krobicki M., Matyja B.A., Wierzbowski A., Aubrecht R., Sitár V., Józsa Š., 2004. Beňatina Klippe – lithostratigraphy, biostratigraphy, palaeontology of the Jurassic and Lower Cretaceous deposits (Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 10: 241–262.

Schlömer A., Hetényi G., Plomerová J., Vecsey L., Bielik M., Bokelmann G., Csicsay K., Czuba W., Fojtíková L., Friederich W., Fuchs F., Grad M., Janik T., Kampfová Exnerová H., Kolínský P., Malinowski S.,Meier T., Mendecki M., Papčo J., Środa P., Szűcs E., Süle B., Timkó M., Gyarmati A., Wéber Z., Wesztergom V., Žlebčíková H., AlpArray-PACASE Working Group, 2024. The Pannonian-Carpathian-Alpine seismic experiment (PACASE): network description and implementation. Acta Geodetica et Geophysica, 59.

Schmid S.M., Fügenschuh B., Kissling E., Schuster R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. Eclogae Geologicae Helvetiae, 97: 93–117.

Schmid S.M., Bernoulli D., Fügenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K., 2008. The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. Swiss Journal of Geosciences, 101: 139–183.

Schmid S.M., Scharf A., Handy M.R., Rosenberg C.L., 2013. The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross–sections and a tectonometamorphic synthesis. Swiss Journal of Geosciences, 106: 1–32.

Schmid S.M., Fügenshuh B., Kounov A., Matenco L., Nievergelt P., Oberhänsli R., Pleuger J., Schefer S., Schuster R., Tomljenović B., Ustaszewski K., van Hinsbergen D.J.J., 2020. Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. Gondwana Research, 78: 308–374.

Schnabel G.W., 1992. New data on the Flysch Zone of the Eastern Alps in the Austrian sector and new aspects concerning the transition to the Flysch Zone of the Carpathians. Cretaceous Research, 13: 405–419.

Schneider S., Harzhauser M., Kroh A., Lukeneder A., Zuschin M., 2013. Ernstbrunn Limestone and Klentnice beds (Kimmeridgian–Berriasian; Waschberg–Zdanice Unit; NE Austria and SE Czech Republic): state of the art and bibliography. Bulletin of Geosciences, 88: 105–130.

Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szakács A., Balogh K., Pécskay Z., 2004. Post-collisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian-Pannonian region: a review. Tectonophysics, 393: 43–62.

Segit T., Matyja B.A., Wierzbowski A., 2015. The Middle Jurassic succession in the central sector of the Pieniny Klippen Belt (Sprzycne Creek): implications for the timing of the Czorsztyn Ridge development. Geologica Carpathica, 66: 285–302.

Shaw J.H., Novoa E., Connors C.D., 2004. Structural controls on growth stratigraphy in contractional fault-related folds. AAPG Memoir, 82: 400–412.

Sikora W., 1962. New data on the geology of the Pieniny Klippen Belt. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géologiques et Géographiques, 10: 203–211.

Sikora W., 1971. Esquisse de la tectogénèse de la zone des Klippes des Pieniny en Pologne d'après de nouvelles données géologiques. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 4: 221–239.

Sikora W., 1974. The Pieniny Klippen Belt (Polish Carpathians). *W*: Tectonics of the Carpathian–Balkan regions (red. M. Maheľ): 177–180. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Sikora W., Wieser T., 1974. Pyroclastics in Neogene deposits of the Orawa-Nowy Targ intramontane basin. Geological Quarterly, 18: 441–443.

Sinclair H.D., 1996. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps. Basin Research, 8: 173–182.

Sinclair H.D., 1998. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps – reply. Basin Research, 10: 275–278.

Sinclair H.D., 2012. Thrust wedge/foreland basin systems. *W:* Tectonics of Sedimentary Basins, recent advances Busby C. (red. A. Azor): 522–537. Blackwell Publishing Ltd.

Skupiński A., 1975. Petrogeneza i struktura trzonu krystalicznego Tatr Zachodnich między Ornakiem i Rohaczami. Studia Geologica Polonica, 49: 1–105.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020a. Upper Jurassic carbonate buildups in the Miechów Trough, southern Poland – insights from seismic data interpretations. Solid Earth, 11: 1097–1119.

Słonka Ł., Krzywiec P., 2020b. Seismic Characteristics and Development of the Upper Jurassic Carbonate Buildups from the Miechów Trough (Southern Poland). Geosciences, 10, 239.

Smoluchowski M., 1909. O pewnem zagadnieniu z teoryi sprężystości i o związku jego z wytworzeniem się gór fałdowych. Akademia Umiejętności, Kraków.

Soejono I., Collett S., Kohút M., Janoušek V., Schulmann K., Bukovská Z., Novotná N., Zelinková T., Míková J., Hora J.M., Veselovský F., 2024. Paleogeography of the Gondwana passive margin fragments involved in the Variscan and Alpine collisions: perspectives from metavolcanic-sedimentary basement of the Western Carpathians. Earth-Science Reviews, 253, 104763.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Sokołowski S., 1959. Geological map of the Nummulitic Eocene Region – Northern Margin of the Polish Tatra (in Polish, English summary). Biuletyn Instytutu Geologicznego, 149: 197–212.

Sokołowski S., 1973. Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 265: 5–74.

Soták J., 1990. Prínos výskumu mezozoika vo flyšových zónach externíd k mikrofáciám, paleogeografii, paleotektonike Západných Karpát. *W*: 50 rokov výuky geológie a paleontológie na Slovensku. Sedimentologické problémy Západných Karpatoch (red. M. Sýkora i in.): 45–68. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.

Soták J., 1992. Evolution of the Western Carpathian suture zone – principal geotectonic events. Geologica Carpathica, 43: 355–362.

Soták J., 2010. Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary: insights from the Central-Carpathian Paleogene Basin. Geologica Carpathica, 61: 393–418.

Soták J., Bebej J., 1996. Serpentinitic sandstones from the Šambron-Kamenica Zone in eastern Slovakia: evidence of deposition in a Tertiary collisional belt. Geologica Carpathica, 47: 227–238.

Soták J., Janočko J., 2001. Central-Carpathian Paleogene Basin – an outline to sedimentology, sequence stratigraphy and basin history. *W*: Sedimentary sequences and depositional systems of the Central-Carpathian Paleogene Basin: 1–32.

Soták J., Starek D., 1999. Depositional stacking of the Central Carpathian Paleogene Basin: sequences and cycles. Geologica Carpathica, 50: 69–72.

Soták J., Rudinec R., Spišiak J., 1993. The Penninic "pull-apart" dome in the pre-Neogene basement of the Transcarpathian Depression (Eastern Slovakia). Geologica Carpathica, 44: 11–16

Literatura

Soták J., Spišiak. J., Biroň A., 1994. Metamorphic sequences with “Bündnerschiefer” lithology in the Pre-Neogene basement of the East Slovakian Basin. Mitt. Österr. Geol. Gesell., Wien. 86: 111–120.

Soták J., Bebej J., Biroň A., 1996. Detrital analysis of the Paleogene flysch deposits of the Levoča Mts.: evidence for sources and paleogeography. Slovak Geological Magazine, 3–4/96: 345–349.

Soták J., Pereszlényi M., Marschalko R., Milička J., Starek D., 2001. Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine–fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia). Marine and Petroleum Geology, 18: 87–114.

Soták J., Vozárová A., Vozár J., 2002. The East Slovak tripple point junction area: collisional puzzle of the West Carpathian-Pannonian-East Carpathian units. Geologica Carpathica, 53: 123–125.

Soták J., Biroň A., Dunkl I., Lebedev V., Magyar J., Prokešová R., 2005. Syntéza poznatkov o iňačovskej jednotke – litostratigrafické, metamorfné, geochronologické, štruktúrno-tektonické dáta. Mineralia Slovaca, 37: 209–213.

Sperner B., 1996. Computer programs for the kinematic analysis of brittle deformation structures and the Tertiary evolution of the Western Carpathians (Slovakia). Tübingen Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe A, 27: 1–81.

Sperner B., Ratschbacher L., Němčok M., 2002. Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21: 1051–1075.

Spišiak J., Hovorka D., 1997. Petrology of the Western Carpathians Cretaceous primitive alkaline volcanics. Geologica Carpathica, 48: 113–121.

Srnánek J., Salaj J., 1965. Poznámky ku geológii pieninského úseku bradlového pásma v širšom okolí Starej Ľubovne. Geologické práce, Správy, 35: 61–72.

Spötl C., Hasenhüttl C., 1998. Thermal history of the evaporatic Haselgebirge melange in the Northern Calcareous Alps (Austria). Geologische Rundschau, 87: 449–460.

Stampfli G.M., Hochard C., 2009. Plate tectonics of the Alpine realm. Geological Society, London, Special Publications, 327: 89–111.

Staneczek D., Marynowski L., 2025. Application of biomarker and non-biomarker parameters to assess maturity using the Central Carpathian Paleogene Basin as a case study. Organic Geochemistry, 201, 104933.

Staryszak G., 2022. Mapy regionalne miocenu autochtonicznego i jego podłoża w obszarze zapadliska przedkarpackiego i Karpat. Archiwum PGNiG S.A.

Staszic S., 1815. O ziemiorodztwie Karpatów i innych gór i równin Polski. Drukarnia Rządowa, Warszawa.

Storey M., Duncan R.A., Swisher C.C., 2007. Paleocene-Eocene Thermal Maximum and the Opening of the Northeast Atlantic. Science, 316, 587-9.

Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J., 1993. Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. *W*: Geologie Moravy a Slezska (red. A. Přichystal i in.): 107–122. Moravské zemské museum a Sekce geol. věd PřF MU, Brno.

Stráník Z., Bubík M., Krejčí O., Marschalko R., Švábenická L., Vůjta M., 1995. New Lithostratigraphy of the Hluk Development of the Bílé Karpaty unit. Geologické Práce, 100: 57–69.

Stráník Z., Bubik M., Čech S., Švábenická L., 1996. The Upper Cretaceous in South Moravia. Vestnik Ceskeho geologickeho ustavu, 71: 1–30.

Struska M., 2008. Neogeńsko-czwartorzędowy rozwój strukturalny Kotliny Orawskiej w świetle badań geologicznych, geomorfologicznych oraz teledetekcyjnych. AGH University of Science and Technology, Kraków. [rozpr. doktor.].

Struzik A., Zattin M., Anczkiewicz R., 2002. Timing of uplift and exhumation of the Polish Western Carpathians. Geotemas, 4: 151–154.

Strzelecki P.J., Świerczewska A., 2023. Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady). Przegląd Geologiczny, 71: 231–234.

Sviridenko V.G., 1976. Geologická stavba predneogénneho podložia zakarpatskej prehĺbeniny. Mineralia Slovaca, 8: 395–406.

Svobodová A., Švábenická L., Rehakova D., Svobodová M., Skupien P., Elbra T., Schnabl P., 2019. The Jurassic/Cretaceous boundary and high resolution biostratigraphy of the pelagic sequences of the Kurovice section (Outer Western Carpathians, the northern Tethyan margin). Geologica Carpathica, 70: 153–182.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Rubinkiewicz J., 2012. Minor counterclockwise rotation of the Tatra Mountains (Central Western Carpathians) as derived from paleomagnetic results achieved in hematite–bearing Lower Triassic sandstones: Tectonophysics, 560–561: 51–61.

Szaniawski R., Mazzoli S., Jankowski L., Zattin M., 2013. No large-magnitude rotations of the Subsilesian Unit of the Outer Western Carpathians: evidence from primary magnetization recorded in hematite-bearing Węglówka Marls (Senonian to Eocene). Journal of Geodynamics, 71: 14–24.

Szaniawski R., Mazzoli S., Jankowski L., 2017. Controls of structural inheritance on orogenic curvature and foreland basin sedimentation: Insights from the Przemyśl area, Western Carpathians. Journal of Structural Geology, 103: 137–150.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Mazzoli S., Szczygieł J., Jankowski L., 2020. Paleomagnetic and magnetic fabric data from Lower Triassic red beds of the Central Western Carpathians: new constraints on the paleogeographic and tectonic evolution of the Carpathian region. Journal of the Geological Society, London, 177: 509–522.

Szczęsny R., 2003, Reconstruction of stress directions in the Magura and Silesian Nappes (Polish Outer Carpathians) based on analysis of regional folds. Geological Quarterly, 47: 289–298.

Szczygieł J., 2015. Quaternary faulting in the Tatra Mts., evidence from cave morphology and fault-slip analysis. Geologia Carpathica, 66: 245–254.

Szczygieł J., Hercman H., Hoke,G., Gąsiorowski M., Błaszczyk M., Sobczyk A., 2020a. No valley deepening of the Tatra Mountains (Western Carpathians) during the past 300 ka: Geology, 48: 1006–1011.

Szczygieł J., Wróblewski W., Mendecki M.J., Hercman H., Bosák P., 2020b, Soft-sediment deformation structures in cave deposits and their possible causes (Kalacka Cave, Tatra Mts., Poland). Journal of Structural Geology, 140, 104161.

Szczygieł J., Hoke G., Sobczyk A., Hercman H., 2024a. Jakiego wieku jest rzeźba Tatr? Plio–plejstoceńskie tempo wcinania dolin tatrzańskich w świetle datowań radionuklidami kosmogenicznymi osadów jaskiniowych oraz implikacje dla wydajności erozji lodowcowej. *W*: IV Polski Kongres Geologiczny.

Szczygieł J., Gradziński M., Grasemann B., Hercman H., Wróblewski W., Bella P., Littva J., Sala P., 2024b, Tectonics or rebound: Pleistocene fault reactivation in the highest mountains of the Carpathians: Tectonophysics, 871, 230171.

Szczygieł J., Zasadni J., Kłapyta P., Woszczycka M., Gaidzik K., Mendecki M., Sobczyk A., Grützner C., 2026. The curious case of a short fault scarp in the Podhale Basin: Implications for late Pleistocene geodynamics of the Central Western Carpathians. Geomorphology, 495, 110134. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2025.110134

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 70: 1–48.

Szulc J., Czusz J., Jaworski M., 1996. Sedimentary and diagenetic environments of the Middle Triassic carbonates of the High Tatra Mts., Poland. *W*: 11. Sedimentologentreffen Sediment’96: 165.

Szulc J., Götz A., Kurc G., Ruckvied K., 2004. Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych Korycisk (Tatry Polskie). *W*: Konferencja Sedymentologiczna: 55–63.

Szymakowska F., 1966, Płaty magurskie w okolicy Jasła oraz ich stosunek do strefy przedmagurskiej. (Summary: outliers of the Magura nappe in the Jasło area and their relation with the Fore-Magura series). Rocznik PTG, 36: 41–63.

Szymakowska F., 1976. Olisthostromes in the Krosno beds (Polish Middle Carpathians). Rocznik PTG, 46: 39–54.

Szymakowska F., 1981. Olistostromes in the Krosno Beds of the Strzyżów Depression (Polish Carpatians). Studia Geologica Polonica, 68: 75–87.

Ślączka A., 1963. Pstre łupki z Miłkowej i budowa geologiczna obszaru otaczającego. Kwartalnik Geologiczny, 7: 295–404.

Ślączka A., 1971. Geologia jednostki dukielskiej. Prace Instytutu Geologicznego 63: 1–77.

Ślączka A., 1977. Rozwój osadów miocenu z otworu wiertniczego Sucha IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 21: 404–405.

Ślączka A., Gasiński M., Bąk M., Wessely G., 2009. The clasts of Cretaceous marls in the conglomerates of the Konradsheim Formation (Pöchlau quarry, Gresten Klippen Zone, Austria). Geologica Carpathica, 60: 151–164.

Ślączka A., Krugłov S., Golonka J., Oszczypko N., Popadyuk I., 2006. Geology and hydrocarbon resources of the Outer Western Carpathians, Poland, Slovakia and Ukraine: general geology. AAPG Memoir, 84: 221–258.

Ślączka A., Bąk M., Pfersmann C., Koukal V., Wagreich M., Kowalik S., Maslo M., 2018. Jurassic Cretaceous radiolarian-bearing strata from the Gresten Klippen Zone and the St. Veit Klippen Zone (Wienerwald, Eastern Alps, Austria): Implications for stratigraphy and paleogeography. Austrian Journal of Earth Sciences, 111, 2, 204222.

Śmigielski M., Sinclair H.D., Stuart F.M., Persano C., Krzywiec P., 2016. Exhumation history of the Tatry Mountains, Western Carpathians, constrained by low–temperature thermochronology. Tectonics, 35: 187–207.

Środoń J., Kotarba M., Biroň A., Such P., Clauer N., Wójtowicz A., 2006. Diagenetic history of the Podhale-Orava Basin and the underlying Tatra sedimentary structural units (Western Carpathians): evidence from XRD and K-Ar of illite-smectite. Clay Minerals, 41: 751–774.

Świderski B., 1921. Korzenie leżącego fałdu Czerwonych Wierchów oraz nowe elementy budowy trzonu Tatr. Rozprawy Wydziału Matematyczno-Przyrodniczego Polskiej Akademii Umiejętności, A 61, seria III, 21.

Świerczewska A., 2005. The interplay of the thermal and structural histories of the Magura nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia. Mineralogia Polonica, 36: 91–144.

Świerczewska A., Tokarski A.K., 1998. Deformation bands and the history of folding in the Magura nappe, Western Outer Carpathians (Poland). Tectonophysics, 297: 73–90.

Šímová M., 1982. Eklogitoidná hornina vo valúnoch kriedových zlepencov bradlového pásma. Geologické Práce, Správy, 77: 55–74.

Šímová M., 1985. Magmatogénne horniny kriedových zlepencov západnej časti bradlového a manínskeho pásma. Západné Karpaty, séria mineralógia, petrografia, geochémia, metalogenéza, 10: 9–110.

Šímová M., Šamajová E., 1982. Lawsonit z horninových obliakov kriedových zlepencov bradlového pásma. Mineralia Slovaca, 14: 431–441.

Śliwiński M., Bąbel M., Nejbert K., Olszewska-Nejbert D., Gąsiewicz A., Schreiber C.B., Benowitz J.A., Layer P., 2012. Badenian-Sarmatian

Literatura

chronostratigraphy in the Polish Carpathian Foredeep. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 326–328: 12–19.
Švábenická L., Bubík M., Krejčí O., Stráník Z., 1997. Stratigraphy of Cretaceous sediments of the Magura group of nappes in Moravia (Czech Republic). Geologica Carpathica, 48: 179–191.
Šutora A., Pospíšil L., Obernauer D., 1988. Is it possible to interpret the Šurany fault (Western Slovakia) as representing a strike-slip one? Mineralia Slovaca, 20: 507–517.
Tărăpoancă M., Bertotti G., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S., 2003. Architecture of the Focşani Depression: a 13 km deep basin in the Carpathian Bend Zone (Romania). Tectonics, 22: 1–18.
Tari G., Báldi T., Báldi-Beke M., 1993. Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Pannonian Basin: a geodynamic model. Tectonophysics, 226: 433–455.
Tari G., Linzer H-G., 2018. Austrian versus Hungarian bauxites in an Alpine tectonic context: a tribute to Prof. Andrea Mindszenty. Földtani Közlöny, 148: 35–44.
Teisseyre W., 1921. O stosunku wewnętrznych brzegów zapadlin przedkarpackich do krawędzi fliszu karpackiego. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 1: 103–138.
Teťák F., 2022. Paleocurrent analysis and paleogeography of the Biele Karpaty Unit (Magura Nappe, Outer Western Carpathians). International Journal of Earth Sciences, 111: 2169–2180.
Teťák F., Pivko D., Kováčik M., 2019. Depositional systems and paleogeography of Upper Cretaceous–Paleogene deep-sea flysch deposits of the Magura Basin (Western Carpathians). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 533, 109250.
Tokarski A.K., 1978. O czwartorzędowym ciosie i uskoku w Kotlinie Sądeckiej (Zachodnie Karpaty Zewnętrzne). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 509–516.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Márton E., Hurai V., Anczkiewicz A., Michalik M., Szeliga W., Rauch-Włodarska M., 2006. Conference excursion 1: Structural development of the Magura Nappe (Outer Carpathians): from subduction to collapse: 145–164.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., 2007. Fractured clasts in neotectonic reconstructions: an example from the Nowy Sącz Basin, Western Outer Carpathians, Poland. Studia Quatenaria, 24: 47–52.
Tokarski A., Zuchiewicz W., 1998. Popękane klasty w stożku Domańskiego Wierchu: Przyczynek do rekonstrukcji ewolucji pola naprężeń w rejonie Kotliny Orawskiej (Karpaty) podczas neogenu i czwartorzędu. Przegląd Geologiczny, 46: 62–66.
Tokarski A.K., Świerczewska A., Zuchiewicz W., Starek D., Fodor L., 2012. Quaternary exhumation of the Carpathians: a record from the Orava–Nowy Targ Intramontane Basin, Western Carpathians (Poland and Slovakia). Geologica Carpathica, 63: 257–266.
Tokarski A.K., Márton E., Świerczewska A., Fheed A., Zasadni J., Kukulak J., 2016. Neotectonic rotations in the Orava–Nowy Targ Intramontane Basin (western Carpathians): an integrated palaeomagnetic and fractured clasts study. Tectonophysics, 685: 35–43.
Tołwiński K., 1956. Główne elementy tektoniczne Karpat z uwzględnieniem górotworu Salidów. Acta Geologica Polonica, 6: 75–226.
Tomaś A., 2003. Kształt powierzchni nasunięcia karpackiego i jego związki z tektoniką podkarpackiego podłoża skonsolidowanego. Przegląd Geologiczny, 51: 159–162.
Tomek Č., 1993. Deep crustal structure beneath the central and inner West Carpathians. Tectonophysics, 226: 417–431.
Tomaszczyk M., Rubinkiewicz J., Borecka A., 2009. Przestrzenny model utworów eocenu numulitowego pomiędzy Doliną Małej Łąki a Doliną Lejową w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 57: 68–71.
Trümpy R., 1988. A possible Jurassic-Cretaceous transform system in the Alps and the Carpathians. Geological Society of America Special Paper, 218: 93–109.
Turcotte D.L., 1979. Flexure. Advances in Geophysics, 21: 51–86.
Turcotte D.L., Schubert G., 1982 – Geodynamics: Application of Continuum Physics to Geological Problems. John Wiley & Sons, 450.
Turnau-Morawska M., 1948. Z mikrogeologii trzonu krystalicznego Tatr. Kosmos, 65: 59–100.
Tyszka J., 1994. Paleoenvironmental implications from ichnological and microfaunal analysis of Bajocian spotty carbonates, Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. Palaios, 9: 175–187.
Tyszka J., 2001. Microfossil assemblages as bathymetric indicators of the Toarcian/Aalenian „Fleckenmergel" – facies in the Carpathian Pieniny Klippen Belt. Geologica Carpathica, 52: 147–158.
Uchman A., 1988. Red limestones – youngest member in the Choč unit, Tatra Mis., Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 267–276.
Uchman A., 1994. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in the Choč Unit in the Tatra Mts., Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil., 718: 875–883.
Uchman A., 1997. Paleośrodowisko margli kredowych w Tatrach Polskich w świetle badań ichnologicznych. Przegląd Geologiczny, 45: 1018–1023.
Uchman A., 2009. Stratygrafia i sedymentologia utworów mezozoiku Tatr i Podhala. *W*: LXXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 20–26.
Uchman A., 2014. Skały osadowe w Tatrach. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 13–22. Wydaw. Tatrzańskiego Parku Narodowego,
Uchman A., Tchoumatchenco P., 1994. Remarks on the stratigraphy and brachiopod palaeobiogeography in the Lower Jurassic Hierlatz-type limestone facies; the Choč Unit, Central Western Carpathians. Geologica Carpathica, 45: 195–202.
Uhlig V., 1897. Die Geologie des Tatragebirges. I. Einleitung und stratigraphischer Theil. Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Classe der K. Akademie der Wissenschaften in Wien, 64: 643–684.
Uhlig V., 1899. Die Geologie des Tatragebirges. Theil II–IV. Denkschriften Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Classe, Akademie der Wissenschaften, Wien, 68: 43–140.
Uhlig V., 1903. Bau und Bild der Karpathen. Wien.
Uhlig V., 1907. Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsberichte der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse, 116: 871–982.
Uhlig V., 1912. Tatry. *W*: Atlas geologiczny Galicji, z. 24 (red. J. Grzybowski). Komisya Fizyograficzna AU, Kraków.
Uher P., Plašienka D., Ondrejka M., Hraško Ľ., Konečný P., 2013. Uraniumrich monazite-(Ce) from the Krivá type granite cobbles in conglomerates of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians, Slovakia: composition, age determination and possible source areas. Geological Quarterly, 57: 343–352.
Uher P., Pushkarev Y., 1994. Granitic pebbles of the Cretaceous flysch of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: U/Pb zircon ages. Geologica Carpathica, 45: 375–378.
Unrug R., 1982. Geodynamic evolution of the Carpathians. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 52: 39–66.
Urbaniec A., Filipowska-Jeziorek K., Bartoń R., Wilk A., 2021. Charakterystyka serii zlepieńcowo-olistostromowej z obszaru paleodoliny Szczurowej–Wojnicza na podstawie interpretacji obrazu sejsmicznego. Nafta - Gaz, 11: 709–724.
Uroda J., 2020. Neogene activity of the Outer Carpathians recorded by thrust-top basin deposits – an example from the Rzeszów area, Poland. Acta Geologica Polonica, 70: 79–96.
Ustaszewski K., Schmid S.M., Fügenschuh B., Tischler M., Kissling E., Spakman W., 2008. A map-view restoration of the Alpine–Carpathian–Dinaridic system for the Early Miocene. Swiss Journal of Geosciences 1: 8273–8294.
Vergés J., Marzo M., Muñoz J.A., 2002. Growth strata in foreland settings. Sedimentary Geology, 146: 1–9
Vojtko R., Tokárová E., Sliva Ľ., Pešková I., 2010. Cenozoic palaeostress field reconstruction and revised tectonic history in the northern part of the Central Western Carpathians (the Spišská Magura and Tatra Mountains). Geologica Carpathica, 61: 211–225.
Vojtko R., Králiková S., Jeřábek P., Schuster R., Danišík M., Fügenschuh B., Minár J., Madarás J., 2016. Geochronological evidence for the Alpine tectono–thermal evolution of the Veporic Unit (Western Carpathians, Slovakia). Tectonophysics, 666: 48–65.
Vojtko R., Králiková S., Andriessen P., Prokešová R., Minár J., Jeřábek P., 2017. Geological evolution of the southwestern part of the Veporic Unit (Western Carpathians): based on fission track and morphotectonic data. Geologica Carpathica, 68: 285–302.
von Hagke C., Malz A., 2018. Triangle zones – Geometry, kinematics, mechanics, and the need for appreciation of uncertainties. Earth-Science Reviews, 177: 24–42.
Vozár J, Spišiak J., Vozárová A., Bazarnik J., Kral J., 2015. Geochemistry and Sr, Nd isotopic composition of the Hronic Upper Paleozoic basic rocks (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 66: 3–17.
Vozárová A., 1996. Tectono-sedimentary evolution of late Paleozoic basins based on interpretation of lithostratigraphic data (Western Carpathians, Slovakia). Slovak Geological Magazine, 3–4/96: 251–271.
Vozárová A., Konečný P., Šarinová K., Vozár J., 2014. Ordovician and Cretaceous tectonothermal history of the Southern Gemericum Unit from microprobe monazite geochronology (Western Carpathians, Slovakia). International Journal of Earth Sciences, 103: 1005–1022.
Vozárová A., Konečný P., Vozár J., Šmelko M., 2008. Upper Jurassic–Lower Cretaceous tectonothermal events in the Southern Gemeric Permian rocks deduced from electron microprobe dating of monazite (Western Carpathians, Slovakia). Geologica Carpathica, 59: 89–102.
Vozárová A., Nemec O., Šarinová K., Vozár J., 2022. Metabasic rocks from the Zemplinic crystalline basement (Western Carpathians, Slovakia): metamorphic evolution and igneous protolith. Geologica Carpathica, 73: 599–616.
Vozárová A., Vozár J., 1988. Late Paleozoic in West Carpathians. Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava.
Wagreich M., 1995. Subduction tectonic erosion and Late Cretaceous subsidence along the northern Austroalpine margin (Eastern Alps, Austria). Tectonophysics, 242: 63–78.
Wagreich M., 2001. Paleocene-Eocene paleogeography of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). *W*: Paleogene of the Eastern Alps (red. W.E. Piller, M.W. Rasser): 57–75. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommission.
Wagreich M., Faupl P., 1994. Palaeogeography and geodynamic evolution of the Gosau Group of the Northern Calcareous Alps (Late Cretaceous, Eastern Alps, Austria). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 110: 235–254.
Wagreich M., Marschalko R., 1995. Late Cretaceous to Early Tertiary palaeogeography of the Western Carpathians (Slovakia) and the Eastern Alps (Austria): implications from heavy mineral data. Geologische Rundschau, 84: 187–199.

Warren J., 1999. Evaporites. Their evolution and economics. Blackwell Science, Tokyo.

Waśkowska A., Golonka J., 2025. Melanges against the background of the geodynamic development of the Pieniny Klippen Belt. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 95: 29–43.

Watts A.B., 2023. Isostasy and Flexure of the Lithosphere. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

Watycha, L. 1973. Quaternary formations in borehole Wróblówka, Podhale region. Kwartalnik Geologiczny, 17: 335–347.

Watycha L., 1976. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50 000, arkusz Czarny Dunajec (1048). Wydaw. Geol., Warszawa.

Wdowiarz S., 1976. O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. Przegląd Geologiczny, 6: 350–357.

Wessely G., 1992. The Calcareous Alps below the Vienna Basin in Austria and their structural and facial development in the Alpine-Carpathian border zone. Geologica Carpathica, 43: 347–353.

Wessely G., 2006. Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich. Geologische Bundesanstalt, Wien.

Westwalewicz-Mogilska E., 1974. Tuffite in the Neogene molasse of the Domański Wierch alluvial cone. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 22: 173–178.

Węcławik S., 1969. Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. Prace Geol. Kom. Nauk Geol. PAN, Oddz. Kraków, 59: 1–96.

Wiejacz P., 1994. An attempt to determine tectonic stress patterns in Poland. Acta Geophysica Polonica, 3: 169–176.

Wiejacz P., Dębski W., 2009. Podhale, Poland, Earthquake of November 30, 2004. Acta Geophysica, 57: 346–366.

Wieczorek J., 1988. Maiolica – a unique facies of the Western Tethys. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 58: 255–276.

Wieczorek J., 1990. Główne etapy ewolucji geologicznej zachodniej Tetydy. Kwartalnik Geologiczny, 33: 401–412.

Wieczorek J., 1995. Mesozoic evolution of the Tatra Mts. (Western Carpathians). Special Publication of the Geological Society of Greece, 4: 138–142.

Wieczorek J., 2000. Mesozoic evolution of the Tatra Mountains (Carpathians,). Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Wien, 44: 241–262.

Wieczorek J., 2001. Condensed horizons as turning events in passive margin evolution: the Tatra Mts. Example. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, 1/2: 199–209.

Wierzbowski A., 2026. Pieniński pas skałkowy. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 523–531. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Wierzbowski A., Aubrecht R., Krobicki M., Matyja B.A., Schlögl J., 2004. Stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic Czertezik Succession, Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians) of Poland and Eastern Slovakia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 74: 237–256.

Wierzbowski A., Krobicki M., Matyja B.A., 2012. The stratigraphy and palaeogeographic position of the Jurassic successions of the Priborzhavske-Perechin Zone in the Pieniny Klippen Belt of the Transcarpathian Ukraine. Volumina Jurassica, 10: 25–60.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2021. Jurassic evolution and structure of the central part of the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) in Poland – new insight from the Czertezik Succession type area. Volumina Jurassica, 19: 21–60.

Wierzbowski A., Wierzbowski H., Segit T., Krobicki M., 2024. Nowe spojrzenie na historię geologiczną Pienin Właściwych w Polsce. Pieniny – Przyroda i Człowiek, Monografie, 20: 7–27.

Willingshofer E., Neubauer F., Cloetingh S., 1999. The significance of Gosau–type basins for the Late Cretaceous tectonic history of the Alpine-Carpathian belt. Physics and Chemistry of the Earth (A), 24: 687–695.

Winkler W., Ślączka A., 1992. Sediment dispersal and provenance in the Silesian, Dukla and Magura flysch nappes (Outer Carpathians, Poland). Geologische Rundschau, 81: 371–382.

Winkler W., Ślączka A., 1994. A Late Cretaceous to Paleogene geodynamic model for the Western Carpathians in Poland. Geologica Carpathica, 45: 71–82.

Wójcik A., 1988, Systemy teras rzecznych dorzecza Koszarawy w Beskidzie Żywieckim i ich związek z ruchami tektonicznymi. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica, 22: 21–45.

Wójcik A., 1999. Tektoniczne deformacje utworów glacjalnych i limnoglacjalnych Karpat (Pogórze Dynowskie). Pos. Nauk. PIG, 55: 113–115.

Wójcik A., 2003, Czwartorzęd zachodniej części Dołów Jasielsko-Sanockich (polskie Karpaty Zewnętrzne). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego,178: 1–148.

Wójcik A., Szydło A., Marciniec P., Nescieruk P., 1999. The folded Miocene of the Andrychów region. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 387: 191–195.

Wójcik A., Garecka M., Malata T., Pilarz M., 2021, The youngest deposits infilling the Gdów “embayment” (Carpathian orogenic front, south Poland) are not older than late Sarmatian-Pannonian. Geological Quarterly, 65, 22.

Wójcik K., 1981. Wykształcenie facjalne liasu wierchowego w otoczeniu Doliny Chochołowskiej w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 29: 405–410.

Wójcik K., 1985. Dudziniec Formation. Studia Geologica Polonica, 84: 10–21.

Wójcik Z., Zwoliński S., 1959. Młode przesunięcia tektoniczne w jaskiniach tatrzańskich. Acta Geologica Polonica, 9: 319–346.

Wójcik-Tabol P., 2003. Reflectance of dispersed organic matter particles in shales of the Magierowa Member in the Pieniny Klippen Belt compared with clay crystallinity and isotopical data. Mineralogical Society of Poland – Special Papers, 22: 236–239.

Wybraniec S., 1999. Transformations and visualization of potential field data. Polish Geological Institute Special Papers, 1: 1–88.

Wysocka A., 2002. Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. Acta Geologica Polonica, 52: 535–561.

Wysocka A., Górka M., Radwańska U., Radwański A., Bąbel M., Złotnik M., 2016. The Middle Miocene of the Fore-Carpathian Basin (Poland, Ukraine and Moldova). Acta Geologica Polonica, 66: 351–401.

Zabielski R., 2026. Litostratygrafia i interpretacje chronostratygraficzne. *W:* Budowa geologiczna Polski. T. I. Stratygrafia (red. T. Peryt): 458–463. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Zaťko F., Sýkora M., 2006. Pebbles of siliceous clastics and siliceous rocks in conglomerates of flysch sequences (Albian, Cenomanian) in vicinity of the Považská Bystrica town, Klape Unit, Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians. Geologia, 32: 65–77.

Zasadni J., Kałuża P., Kłapyta P., Świąder A., 2021. Evolution of the Białka valley Pleistocene moraine complex in the High Tatra Mountains. Catena, 207, 105704.

Zawidzka K., 1971. Triassic holothurian sclerites from Tatra Mountains. Acta Palaeontologica Polonica, 16: 429–450.

Zawidzka K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones (Choč nappe, the Tatra Mts). Acta Geologica Polonica, 22: 467–472.

Zawiejska J., Wyżga B., Radecki-Pawlik A., 2015. Variation in surface bed material along a mountain river modified by gravel extraction and channelization, the czarny Dunajec, Polish Carpathians. Geomorphology, 234: 353–366.

Zayats K., 2015, The structure of minerals of the Western region of Ukraine on the basis of seismic studies and the directions for oil and gas exploration studies. Monograph, USGEI, Lviv, 80p [w j. ukraińskim].

Zejszner L., 1842. Rzut oka na budowę geologiczną Tatrów i wzniesień do nich równoległych. Biblioteka Warszawska: 581–618.

Zejszner L., 1844. O temperaturze źródeł tatrowych i pasm przyległych. Biblioteka Warszawska: 257–281.

Zielińska M., 2021. Thermal maturity of the Grajcarek Unit (Pieniny Klippen Belt): insights for the burial history of a major tectonic boundary of the Western Carpathians. Minerals, 11, 1245.

Zielińska M., Jirman P., Gedl P., Botor D., 2023. Burial and thermal history of the eastern transform boundary of the Central Western Carpathians based on 1D basin modeling. Marine and Petroleum Geology, 147, 106021.

Zoetemeijer R., Tomek Č., Cloetingh S., 1999. Flexural expression of European continental lithosphere under the western outer Carpathians. Tectonics, 18: 843–861.

Zuchiewicz W., 1980. Młode ruchy tektoniczne a morfologia Pienin. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 50: 263–280.

Zuchiewicz W., 1982. Geneza przełomu Dunajca przez Pieniny. Wszechświat, 83: 169–173.

Zuchiewicz W., 1995. Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians. Folia Quaternaria, 66: 145–204.

Zuchiewicz W., 1998. Quaternary tectonics of the Outer West Carpathians. Tectonophysics, 297: 121–132.

Zuchiewicz W., 2009. Neotectonics of the Polish Carpathians in the light of geomorphic studies: a state of the art. Acta Geodynamica et Geomaterialia, 6: 291–308.

Zuchiewicz W., 2010. Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wydaw. AGH, Kraków.

Zuchiewicz W., Oszczypko N., 2008. Topography of the Magura floor thrust and morphotectonics of the Outer West Carpathians in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 78: 135–148.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Jarosiński M., Márton E., 2002. Late Miocene to present day structural development of the Polish segment of the Outer Carpathians. EGU Stephan Mueller Special Publication Series, 3: 185–202.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Świerczewska A., Quoc Cuong N., 2009, Neotectonic activity of the Skawa River Fault Zone (Outer Carpathians, Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 79: 67–93.

Zuchiewicz W., Tokarski A.K., Świerczewska A., Zasadni J., Siemińska A., 2011, Pierwsze stanowisko holoceńskich uskoków w polskich Karpatach zewnętrznych. Przegląd Geologiczny, 59: 566–575.

Zweigel J., Zweigel P., 1998. Plan-view curvature of foreland basins and its implications for the paleo-strength of the lithosphere underlying the western Alps – Discussion. Basin Research, 10: 271–275.

Zweigel J., Aigner T., Luterbacher H., 1998. Eustatic versus tectonic controls on Alpine foreland basin fill: sequence stratigraphy and subsidence analysis in the SE German Molasse. Geological Society London, Special Publications, 134: 299–323.

Żaba J., 1996. Late Carboniferous strikeslip activity at the boundary zone of Upper Silesia and Małopolska Blocks (only in Polish). Przegląd Geologiczny, 44: 173–180.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Komitet Nauk Geologicznych PAN, Wrocław.

Żytko K., 1968. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach. Arch. OK Państwowego Instytutu Geologicznego, Kraków.

Literatura

Żytko K., 1999a. Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zacodnich i Wschodnich. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 135–164.

Żytko K., 1999b. Symmetrical pattern of the Late Alpine features of the Northern Carpathian basement, their foreland and hinterland; orogen and craton suture. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 168: 165–194.

Żytko K., Malata T., 2001. The Obidowa – Słopnice unit versus the Skole unit in the Western Outer Carpathians. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 396: 172–174.

Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczypko N., Zając R., Garlicka I., Nemčok J., Eliaš M., Menčik E., J. Dvořak, Stránik Z., Rakus M., Matějovska O., 1989. Geological map of the Western Outer Carpathians and their foreland without Quaternary. *W:* Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland (red. D. Poprawa, J. Nemčok). Państw. Inst. Geol., Warszawa / GUDŠ Bratislava / Uug Praha.