W: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia (red. T.M. Peryt): 403–476. Warszawa, 2026.
DOI: https://doi.org/10.7306/isbn.9788368623864.pp.403-476

TRIAS

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Ryszard Zabielski, Zbigniew Złonkiewicz

SYSTEM	ODDZIAŁ	PIĘTRO	wiek w mln lat
TRIAS	górny	retyk	201,4 ±0,2
		noryk	~205,7
		karnik	~227,3
	środkowy	ladyn	~237
		anizyk	241,464 ±0,28
	dolny	olenek	246,7
		ind	249,9
			251,902 ±0,024

Wstęp

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Zbigniew Złonkiewicz, Aleksander Kowalski, Ryszard Zabielski

System triasu budują w Polsce skały osadowe, powstałe zasadniczo w dwóch, odległych od siebie, basenach sedymentacyjnych (fig. 1). Na większości obszaru Polski, czyli w jej pozakarpackiej części (fig. 2), występują skały powstałe w śródkratonicznym, epikontynentalnym, mezozoicznym basenie Niżu Polskiego, obejmującym również obszar północnosudecki. Ogólnie stanowił on basen nałożony na osadowe podłoże polskiego basenu cechsztyńskiego (Leszczyński, 2023). Skały triasowe Tatr, powstałe w basenie oceanicznym Tetydy (fig. 1 i 2) prawdopodobnie typu załukowego, zostały zdeformowane tektonicznie i włączone w górotwór karpacki podczas orogenezy alpejskiej (Grabowski, 2023). Niewielkim, postorogenicznym, śródgórskim basenem, położonym w NE obrzeżeniu masywu czeskiego, był basen śródsudecki, który okresowo mógł mieć połączenie z północnosudecką częścią basenu Niżu Polskiego (Kowalski, 2020; Cymerman, 2023). Nazewnictwo basenów sedymentacyjnych jest zasadniczo zgodne z zaproponowanym przez Narkiewicza i in. (2023).

Pangea w triasie została już w zasadzie rozdzielona na dwie części, a polskie baseny pozakarpackie były zlokalizowane w północnej części rozpadającego się superkontynentu, w miejscu jego największego przewężenia. We wczesnym triasie basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodni segment systemu basenów środkowoeuropejskich (określanego mianem basenu germańskiego lub środkowej Europy), był położony na szerokości geograficznej ok. 20°N (fig. 1). Następnie, wraz z fragmentem skorupy kontynentalnej, tworzącej podłoże tego basenu, stopniowo przemieszczał się on ku północy i ulegał rotacji w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara. Z końcem triasu przemieszczenie wyniosło ok. 25°, rotacja natomiast ok. 30° (Feist-Burkhardt i in., 2008). Basen był ograniczony od północy wyniesieniem fennoskandzkim, od południa natomiast zespołem bardziej lub mniej speneplenizowanych masywów (np. masyw windelicko-czeski). Ku wschodowi przechodził on w obszar lądowy platformy wschodnioeuropejskiej. Na SE łączył się z otwartym oceanem Tetydy przez bramy: wschodniokarpacką i śląsko-morawską, co najaktywniej wpływało na depozycję w środkowym triasie. Poprzez zachodnią część systemu basenów środkowoeuropejskich istniało prawdopodobnie również słabe połączenie z morzem borealnym, postulowane głównie dla najwcześniejszego triasu (Pieńkowski, 1991; Beutler, Szulc, 1999; Becker, 2005; Bachmann i in., 2010). System basenów środkowoeuropejskich był czasowo (głównie w ladynie) połączony z Tetydą poprzez bramę

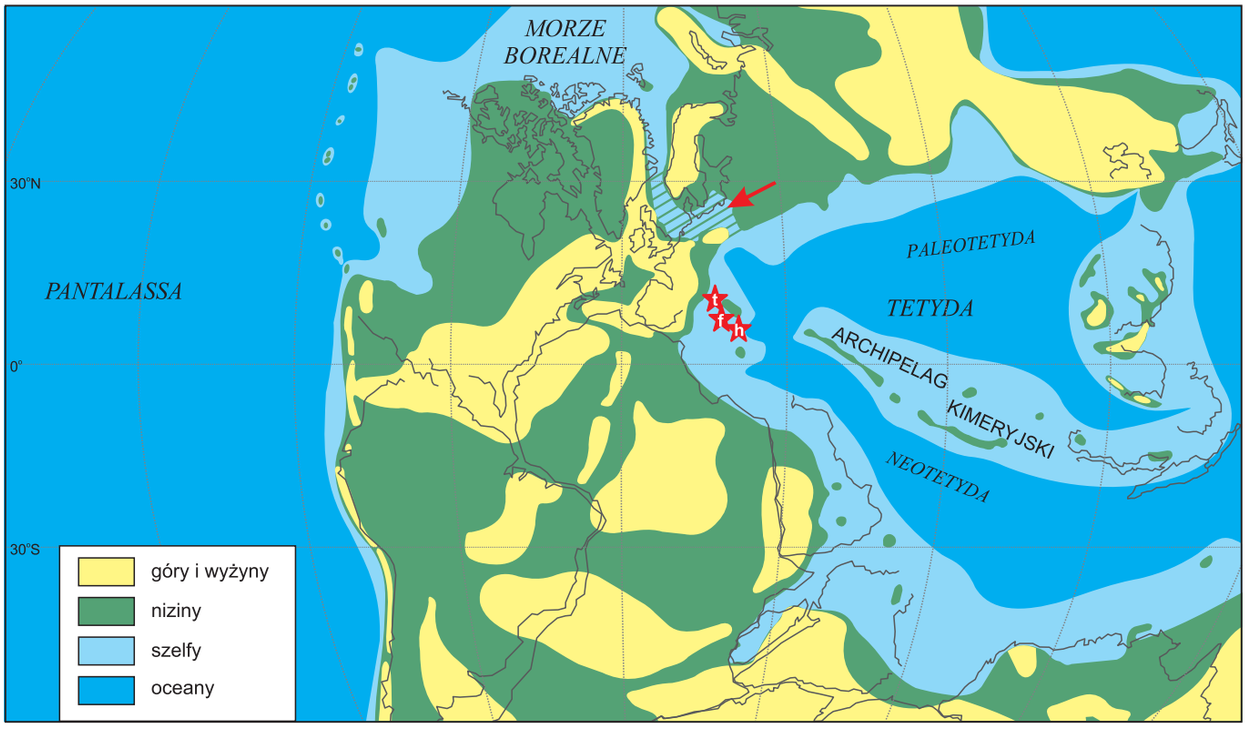


FIG. 1. Paleogeografia wczesnego triasu wg Scotese'a (2018), zmieniono. Strzałka wskazuje mezozoiczny basen Niżu Polskiego, stanowiący wschodnią część systemu basenów środkowej Europy; gwiazdki wskazują przypuszczalne położenie basenu Tatr (na podstawie Barriera, 2000 *fide* Uchman, 2014): t – tatrikum, f – fatrikum, h – hronikum

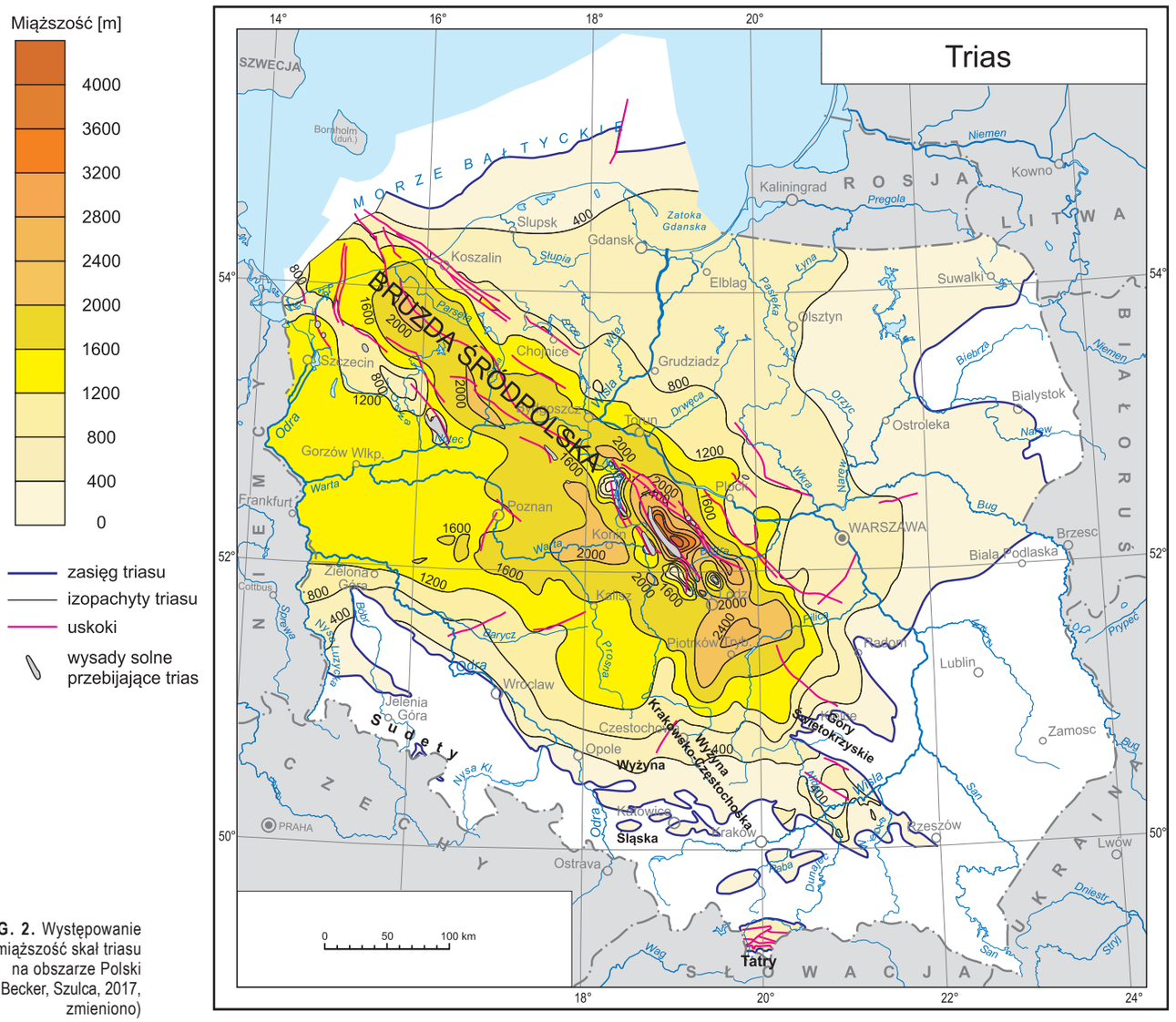


FIG. 2. Występowanie i miąższość skał triasu na obszarze Polski (wg Becker, Szulca, 2017, zmieniono)

zachodnią (burgundzką), ulokowaną na SW od masywu windelicko-czeskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008).

Basen Tatr w triasie znajdował się w przybrzeżnej strefie NW Tetydy, prawdopodobnie ok. 1000–2000 km na południe od basenu Niżu Polskiego, i był podzielony na trzy domeny tektoniczno-facjalne: tatrikum, fatrikum i hronikum (fig. 1; np. Uchman, 2014; Grabowski, 2023; i literatura tam cytowana). Depozycja osadów triasowych miała miejsce we wszystkich trzech domenach głównie w środowisku płytkomorskim i lądowym. Jedynie domena hronikum reprezentuje nieco głębsze środowisko (np. Uchman, 2014 i literatura tam cytowana).

Rozwój mezozoicznego basenu Niżu Polskiego w triasie był związany ze wznowieniem aktywności tektonicznej w strefach struktur waryscyjskich, takich jak strefa Teisseyre'a-Tornquista, warunkującej położenie depocentrum basenu – bruzdy śródpolskiej (np. Dadlez i in., 1995; Dadlez, 2006; Feist-Burkhardt i in., 2008; Leszczyński, 2023; fig. 2). Ugruntowane przez lata przekonanie, że obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i niecka miechowska w permie i mezozoiku należały do południowego segmentu bruzdy śródpolskiej (Pożaryski, 1957; Szyperko-Teller i in., 1997: fig. 32; Złonkiewicz, 2023), umiejscawiało oś maksymalnej subsydencji na obszarze świętokrzyskiego trzonu paleozoicznego, ukośnie względem jego struktur waryscyjskich (Kutek, Głazek, 1972; Kutek, 1994). Koncepcja ta została zakwestionowana w odniesieniu do jurajskiego (Złonkiewicz, 2006, 2011), a następnie także do triasowego (Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021; Złonkiewicz, 2023, 2024), etapu rozwoju paleotektonicznego ze wskazaniem na relatywnie stabilny charakter trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich. Trzon ten rozdzielał strefy o większej subsydencji bezpośrednio przylegające do niego od NE i SW. Wspomniana koncepcja została także podana w wątpliwość przez Matyję (2009), którego zdaniem na tym terenie w późnej jurze istniał rozległy taras homoklinalnie nachylony w kierunku południowym, ku Tetydzie. Wprawdzie alternatywne hipotezy dotyczyły głównie sedymentacji jurajskiej, jednak pośrednio implikowały także rewizję poglądów o paleotektonicznym rozwoju basenu w mezozoiku, w tym zasięgu ku SE klasycznie rozumianej bruzdy śródpolskiej. W południowej części basenu Niżu Polskiego wpływ na jego rozwój miała zrzutowo-przesuwcza aktywność strefy uskokowej Kraków–Odra–Hamburg, a także uskoku Łaby oraz uskoku śląsko-morawskiego (np. Szulc, 2000; Feist-Burkhardt i in., 2008). Na obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich depozycja była warunkowana zróżnicowanym ukształtowaniem przedpermskiego podłoża oraz reaktywowaniem dyslokacji regionalnych (Hakenberg, 1980; Kowalczewski, Rup, 1989; Morawska, 1992; Świdrowska i in., 2008; Złonkiewicz, 2023, 2024), przy czym aktywność dyslokacji świętokrzyskiej jest dyskusyjna (Złonkiewicz, 2006, 2011; Złonkiewicz, Mader, 2018; Złonkiewicz, Fijałkowska-Mader, 2021 *vs* Gutowski, Koyi, 2007). Wczesnotriasowy etap rozwoju basenu przebiegał w warunkach ekstensyjnych, zapoczątkowanych w późnym permie (fig. 3), i charakteryzował się bardzo szybkim tempem depozycji (np. Szyperko-Teller i in., 1997). Tektoniczna aktywność przejawiała się w ruchach blokowych, szczególnie intensywnych podczas depozycji środkowego pstrego piaskowca, głównie w oleneku (por. Durkowski in., 2024), oraz w noryku, w czasie depozycji wyższego kajpru (np. Feist-Burkhardt i in., 2008). Na przełomie oleneku i aniżyku depozycja odbywała się w warunkach transtensji, zastąpionej silną transpresją na przełomie ladynu i karniku (Feist-Burkhardt i in., 2008). Transpresja spowodowała zintensyfikowanie halokinezy soli permskich, która wpływała na depozycję, chociaż w niewielkim stopniu, już od wczesnego triasu (fig. 3; np. Krzywiec, 2004; Warsitzka i in., 2019).

Odtworzenie historii tektonodepozycyjnej basenu Tatr w triasie nastręcza wiele trudności ze względu na jego późniejszą, orogeniczną deformację. Wydaje się, że była ona zbliżona do opisanej dla basenu niżowego w środkowym i późnym triasie (Feist-Burkhardt i in., 2008). Szaniawski i in. (2012), na podstawie badań paleomagnetycznych piaskowców dolnotriasowych, wyinterpretowali rotację całego bloku

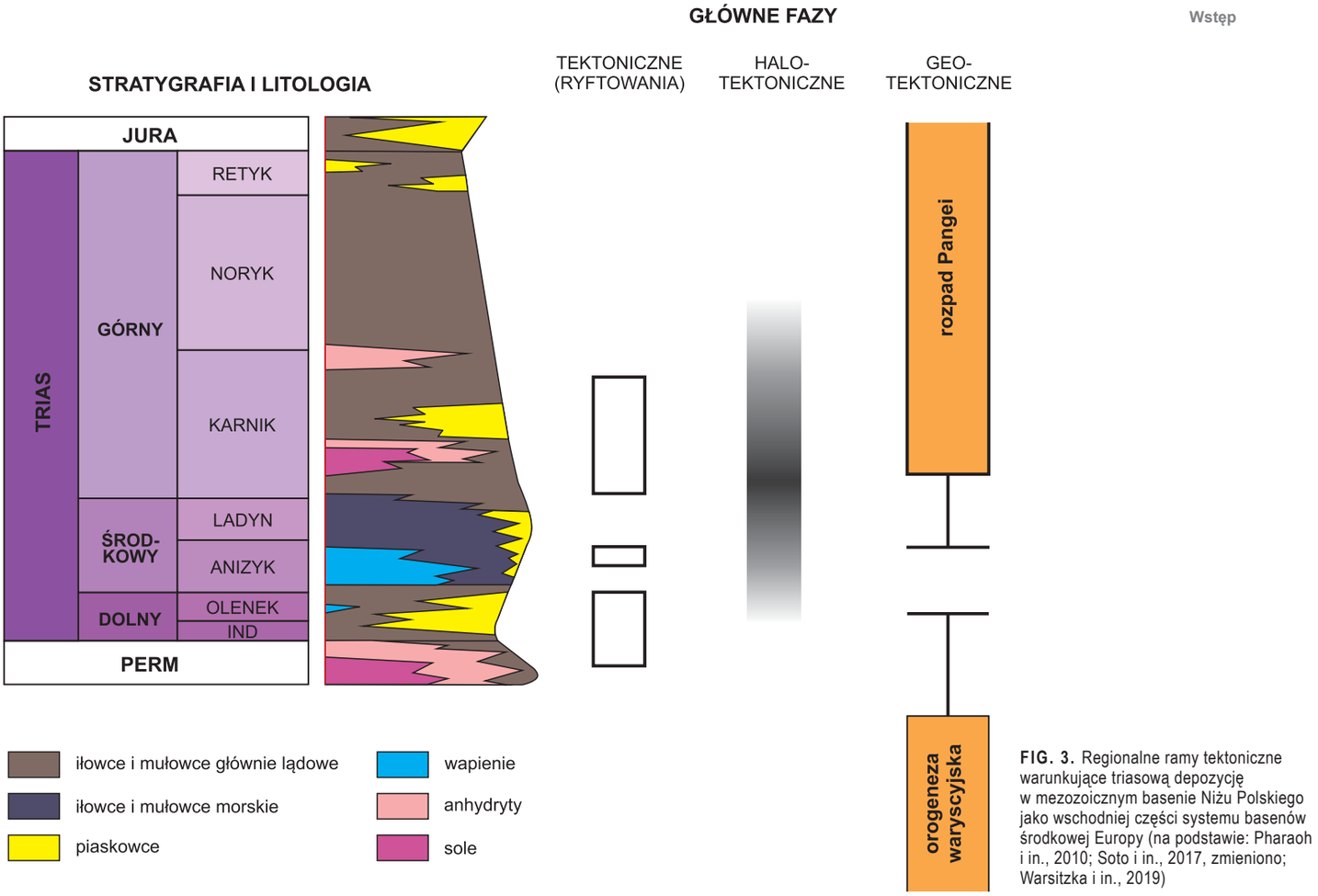


FIG. 3. Regionalne ramy tektoniczne warunkujące triasową depozycję w mezozoicznym basenie Niżu Polskiego jako wschodniej części systemu basenów środkowej Europy (na podstawie: Pharaoh i in., 2010; Soto i in., 2017, zmieniono; Warsitzka i in., 2019)

tektonicznego Tatr w stosunku do stabilnego obszaru europejskiego o 19° w kierunku przeciwnym do ruchu wskazówek zegara, która nastąpiła po wczesnym triasie.

Pierwsze podsumowanie wiedzy o stratygrafii triasu Polski zostało zawarte w pracy pod redakcją Sokołowskiego (1973). Z późniejszych opracowań, o charakterze przekrojowym, należy wymienić: Marek, Pajchlowa (1997) i Wagner (2008). Podsumowaniem prac nad całą sukcesją permo-mezozoiczną Niżu Polskiego stał się także atlas paleogeograficzny (Dadlez i in., 1998).

W ostatnich dziesięcioleciach powstały również publikacje podsumowujące, w przekrojowym kontekście, wiedzę o triasie europejskim (Feist-Burkhardt i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Szczegółową korelację polskich wydzieleń z wydzieleniami niemieckimi na podstawie lito-, bio-, magneto- i cyklostratygrafii, a także stratygrafii sekwencji, przeprowadzili: Kędzierski (2002) dla dolnego wapienia muszlowego, Becker (2005) dla środkowego i dolnego pstrego piaskowca (fig. 4) oraz Franz (2008) dla kajpru. Szulc (2000; fig. 5), scharakteryzował rozwój sekwencji depozycyjnych od najwyższego pstrego piaskowca po niższy kajper z elementami chemostratygrafii i innych metod, wspólnie dla obszaru Polski i Niemiec, a Franz i in. (2021) przedstawili kompendium wiedzy o triasie Polski w kontekście jego powiązań z rozwojem triasu niemieckiej części basenu środkowej Europy. Prace te precyzyjnie zdefiniowały pozycję polskich profili, zwłaszcza z obszaru zachodniej i centralnej części kraju, w europejskim kontekście.

Mimo wieloletnich badań i zastosowania różnorodnych metod stratygraficznych nadal nierozstrzygnięte pozostały kwestie dotyczące stratygrafii triasu, których przykładem jest interpretacja wieku formacji retu w Górach Świętokrzyskich. Zdaniem Szulca (2000) oraz Nawrockiego i Szulca (2000) należy interpretować ją jako powstałą w oleneku, podczas gdy Ptaszyński i Niedźwiedzki (2006) zaliczyli ją w całości do anizyku. Niejednoznaczna jest także pozycja stratygraficzna szarych warstw parszowskich górnego kajpru tego regionu (Karaszewski, 1962). Pomimo stwierdzenia w nich obecności megaspory *Nathorstisporites hopliticus* Jung, przewodniej dla jury dolnej (Kopik, 1970), część badaczy nadal zalicza je do triasu górnego (Pieńkowski, 2004; Becker i in., 2008; Pieńkowski i in., 2014).

W ostatnich latach tematem intensywnych badań stratygraficznych stało się pogranicze permu i triasu (Nawrocki, 2004; Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2004a, b, 2005; Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a, 2015a; Trela, Fijałkowska-Mader, 2017; Jewuła i in., 2020), co stanowiło kontynuację problematyki poruszanej już we wcześniejszej literaturze (np. Kuleta, Rup, 1980; Wagner 1988, 1994; Kowalczewski, Rup, 1989; Pieńkowski, 1989, 1991). Chronostratygraficzna granica systemów jest w Polsce różnie korelowana: z granicą cechsztynu i pstrego piaskowca (Wagner, 1994; Jewuła i in., 2020), ze spągiem poziomu palinologicznego *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985; Fijałkowska-Mader, 1999), z powierzchnią transgresji w spągu pstrego piaskowca (Pieńkowski, 1989, 1991), z granicą zon paleomagnetycznych Pzr1 i Tbn1 (Nawrocki, 2004) czy z pierwszym wystąpieniem muszloraczka *Falsisca verchojanica* (Ptaszyński, Niedźwiedzki, 2004a). Mimo – wydawałoby się – tak licznych wskaźników, ta tak walna granica nadal nie jest w pełni rozpoznana. Wiązanie jej z litostratygraficzną granicą cechsztynu i pstrego piaskowca powoduje zacieranie różnic między lito- i chronostratygrafią (patrz np. Becker, 2023). Poziom palinologiczny *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* jest stosunkowo słabo rozdzielczy i w profilach często rozpoznawany jedynie punktowo, co powoduje, że wskazanie jego spągu jest mocno interpretacyjne i nierzadko trzeba wspierać się również litostratygrafią (Orłowska-Zwolińska, 1984). W literaturze dotyczącej niemieckiej części basenu pojawiły się na przełomie permu i triasu dwa poziomy *Lundbladispora obsoleta–Lunatisporites noviaulensis* oraz *Lundbladispora willmotti–Lunatisporites hexagonalis* (np. Kozur, 1994; Bachmann, Kozur, 2004) o niejasnej relacji do poziomu *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, co komplikuje palinostratygraficzną interpretację granicy systemów (patrz np. Becker, 2014a). Powierzchnia transgresji jest trudna do rozpoznania w brzeżnych strefach basenu (patrz np. Pieńkowski, 2023; Becker, 2023), a transgresja morska na przełomie permu i triasu jest kwestionowana w pracach dotyczących zachodniej części basenu środkowej Europy (np. Paul, 1982; Bachmann i in., 2010; Voigt, 2017; Käsbohrer, Kuss, 2021). Dyskusyjne jest również położenie tej granicy w schemacie magnetostratygraficznym. Wypracowana przez Nawrockiego (1997, 2004) korelacja granicy perm/trias z przełomem zony odwrotnej Pzr1 i normalnej Tbn1 została zredefiniowana przez Szurliesa i in. (2003) na podstawie pierwszego

wystąpienia muszloraczka *Falsisca verchojanica*, uznanego za wskaźnikowe dla początku triasu (Kozur, 1999; Bachmann, Kozur, 2004), na najniższą część zony normalnej Tbn1. Becker (2014a, 2015a) zakwestionowała stratygraficzną użyteczność muszloraczków, a Scholze i in. (2016) zredefiniowali wcześniej proponowaną przez Kozura (1999) oraz Bachmanna i Kozura (2004) muszloraczkową stratygrafię pogranicza systemów. Wypracowanie spójnej interpretacji granicy permu i triasu dla całego basenu środkowej Europy można zatem nadal uważać za otwarty problem badawczy.

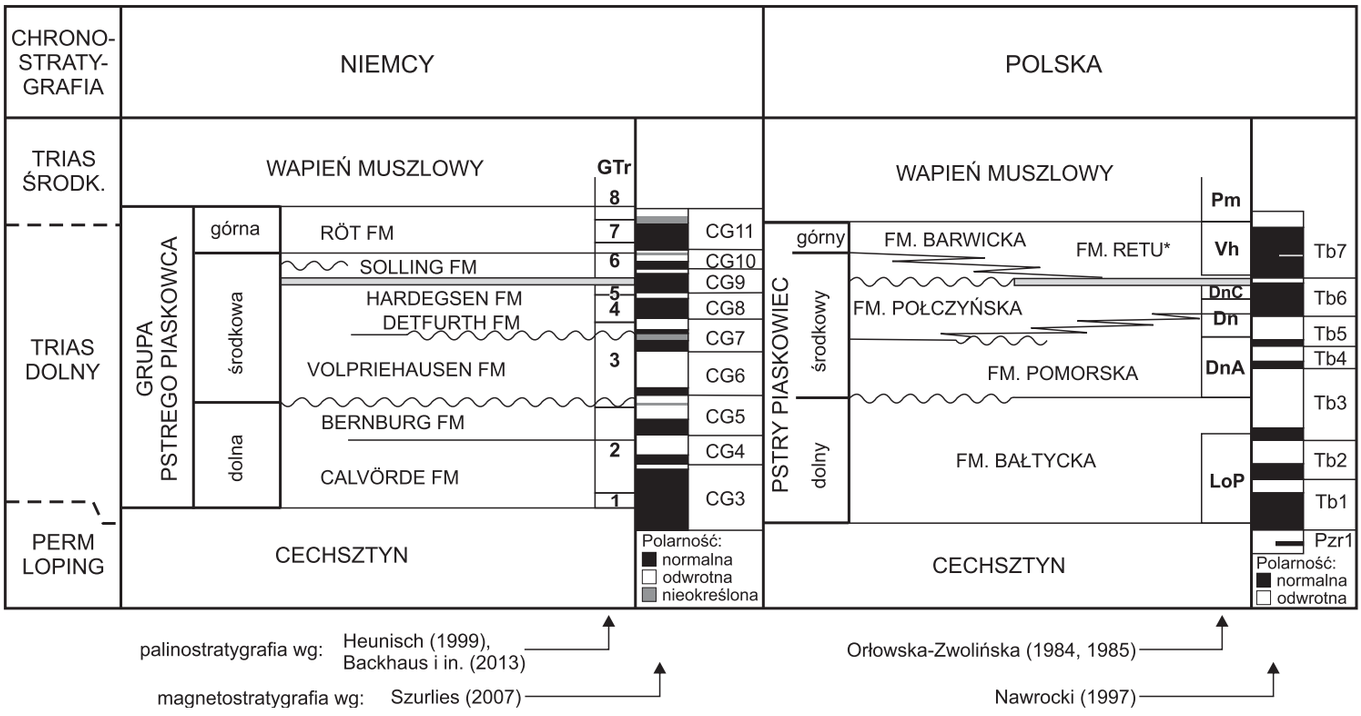


FIG. 4. Korelacja litostratygraficzna pstrego piaskowca polskiej i niemieckiej części basenu środkowej Europy wraz z dowiązanymi do wydzieleń litostratygraficznych poziomami palino- i magnetostratygraficznymi; litostratygrafia i chronostratygrafia na podstawie Bachmanna i in. (2010), zmieniono na podstawie Szyperko-Teller i in. (1997); Becker (2005); Becker i in. (2020b)

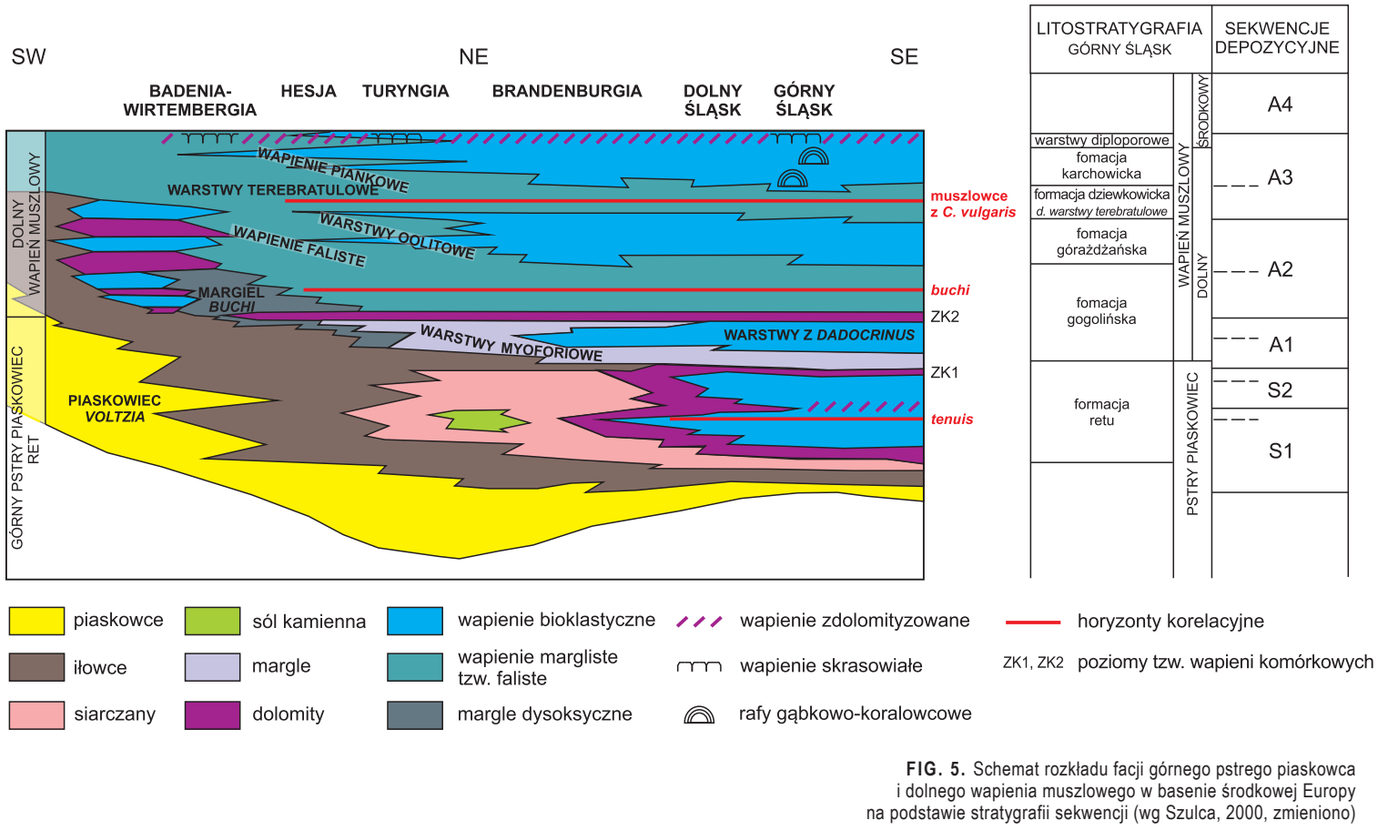


FIG. 5. Schemat rozkładu facji górnego pstrego piaskowca i dolnego wapienia muszlowego w basenie środkowej Europy na podstawie stratygrafii sekwencji (wg Szulca, 2000, zmieniono)

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.1. LITOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

W triasie mezozoicznego basenu Niżu Polskiego wyróżnia się trzy nadrzędne jednostki litostratygraficzne uznawane w najnowszej literaturze za grupy: pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper, dzielone na podgrupy: dolną, środkową i górną (m.in. Becker i in., 2008; Bachmann i in., 2010). Status formalny tych jednostek jest niejasny ze względu na brak pracy je definiującej, co wiąże się z brakiem jednoznacznie zdefiniowanych kryteriów tych podziałów. Trias pozakarpacki odsłania się w Polsce na powierzchni w trzech regionach: świętokrzyskim (omawianym łącznie z niecką miechowską, gdzie brak jest odsłonięć utworów triasowych), górnośląskim (włączając tu Śląsk Opolski) i sudeckim (synklinorium północnosudeckie i środsudeckie). W tych regionach opracowano szczegółowe podziały litostratygraficzne. Zasadnicza część basenu niżowego jest rozpoznana otworami wiertniczymi, w dużym stopniu nierdzeniowanymi, co ogranicza rozdzielczość zaproponowanych schematów.

Silne zróżnicowanie profili triasu zarówno na obszarze permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, jak i w niecce miechowskiej, zwłaszcza w obrębie „formacji" retu, było jednym z kryteriów bardziej szczegółowego podziału regionalnego. W obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wyróżniono części: północną, zachodnią i południową, natomiast w niecce miechowskiej – północną i południową (fig. 6). Północne obrzeżenie, dalej zróżnicowane na część wschodnią i zachodnią, charakteryzuje się najbardziej kompletnym profilem triasu. Wyróżniamy tu także tzw. część bliższą, z wychodniami utworów permskich i dolnotriasowych, oraz dalszą – z wychodniami skał środkowo- i górnotriasowych (Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 6).

Obszar górnośląski (fig. 7) można podzielić na część zachodnią (region opolski), tworzącą lokalne depocentrum związane z uskokiem śląsko-morawskim, oraz część wschodnią (region śląsko-krakowski), związaną z wyniesionym blokiem Siewierz–Olkusz (np. Wyczółkowski, 1982; Matysik, 2016; Szulc, Hagdorn, 2020). Takie uwarunkowania tektoniczne wpływały na zróżnicowane wykształcenie facjalne, dobrze poznanych na tym obszarze osadów wapienia muszlowego i górnego pstrego piaskowca. Niższy pstry piaskowiec odsłania się tu jedynie marginalnie, stąd też jego opracowania są znikome i żadne bardziej szczegółowe podziały nie są szerzej stosowane w literaturze.

Na obszarze sudeckim profile triasu są najpełniej wykształcone w NW części synklinorium północnosudeckiego (fig. 8), gdzie obejmują pstry piaskowiec, wapień muszlowy i kajper. Na przeważającym obszarze tego synklinorium występują jednak wyłącznie utwory pstrego piaskowca, podobnie jak w synklinorium środsudeckim.

Ze względu na ubóstwo faunistyczne, zwłaszcza dolnego i górnego triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego, litostratygrafia stała się najważniejszą metodą porządkującą i korelacyjną. Rozwinęła się ona w znacznym stopniu na podstawie schematów istniejących w niemieckiej części basenu środkowej Europy, tworzonych w XIX i na początku XX w. Stąd liczne przypadki wydzieleń, które miały charakter opisowy i bardzo silnie wrosły w nomenklaturę stratygraficzną. Przywiązanie do tradycyjnych wydzieleń oraz ich trafność skutecznie powstrzymywało rozwój formalnej litostratygrafii triasu. Do dziś znaczna część stosowanych jednostek triasu Polski jest

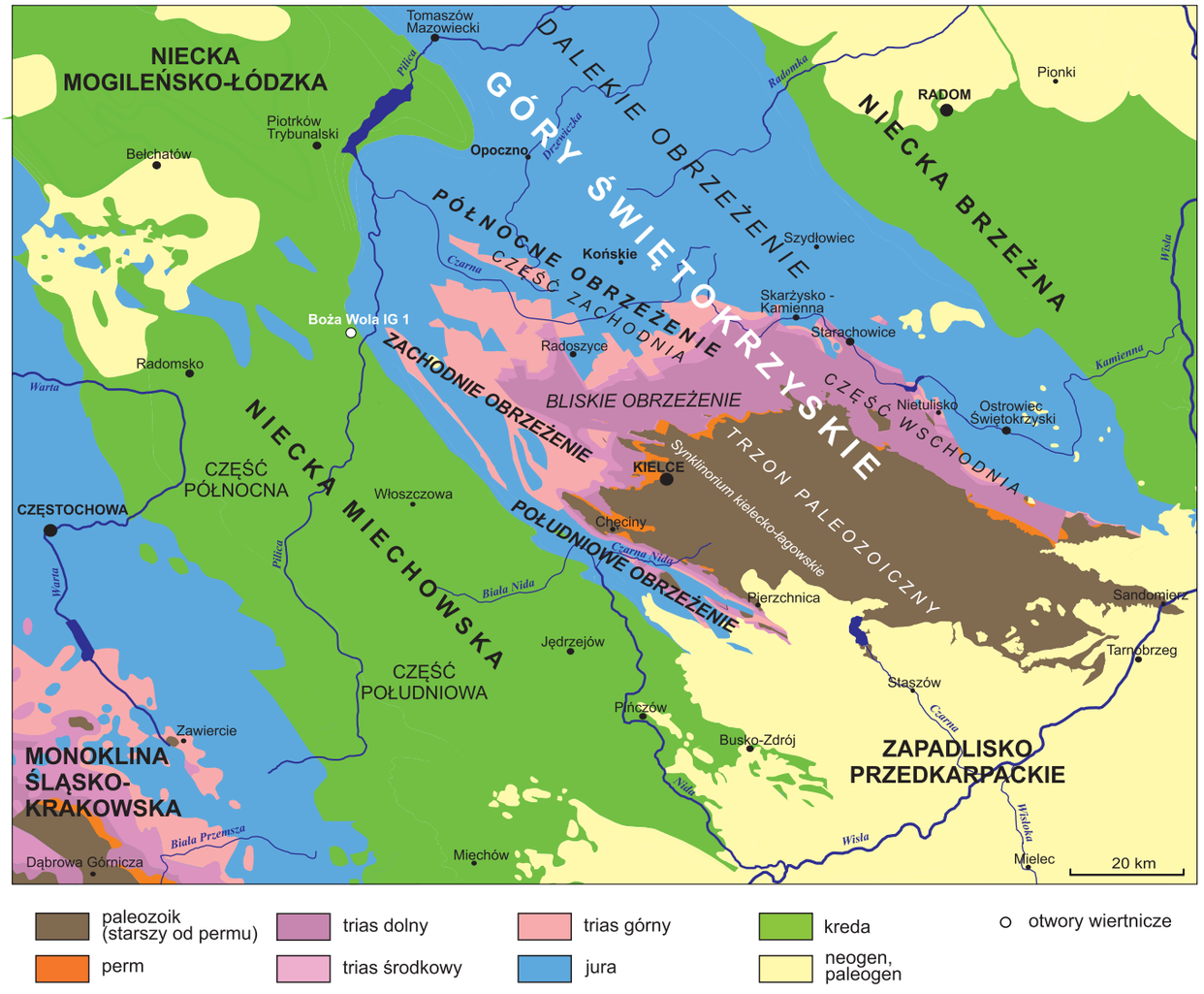


FIG. 6. Szkic geologiczny permsko-mezozoicznego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej (Szczepanik, 2015, zgeneralizowano)

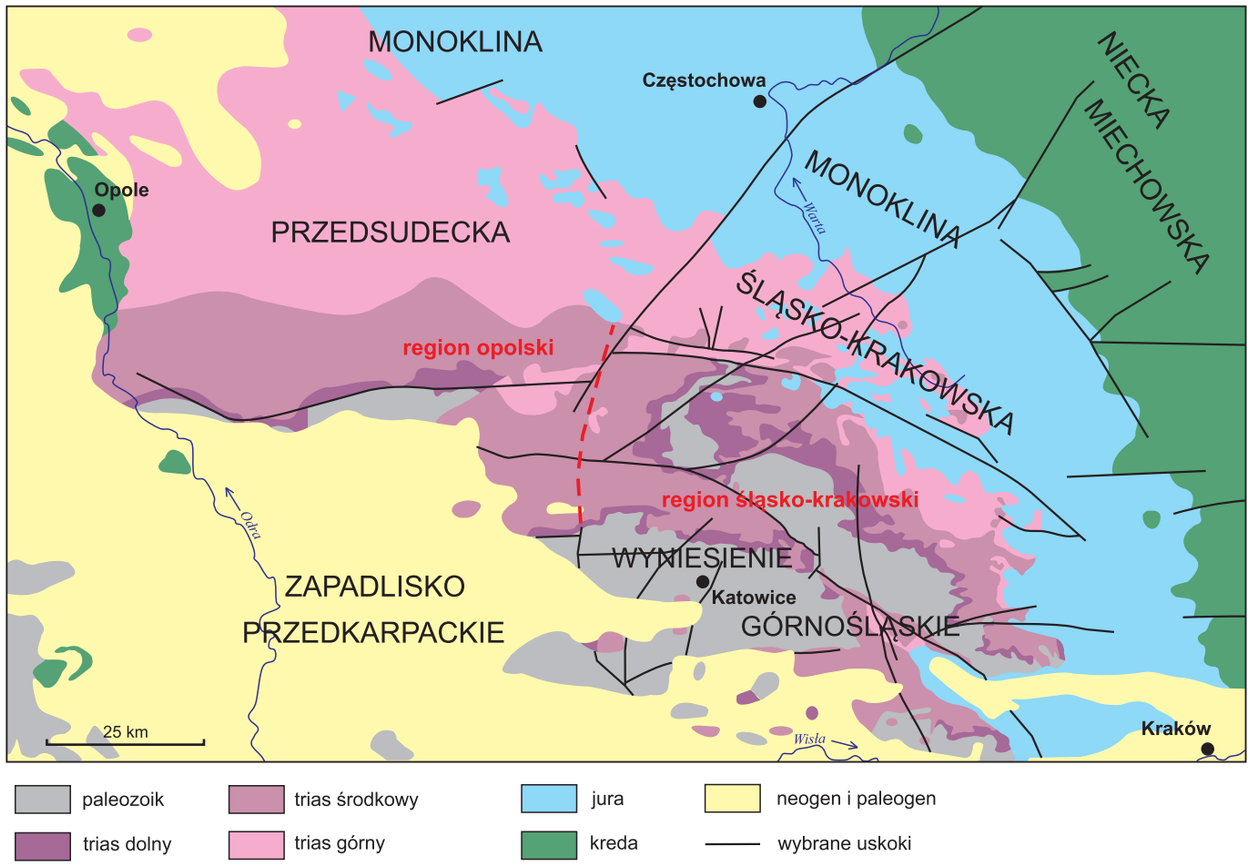


FIG. 7. Szkic geologiczny obszaru górnośląskiego na podstawie mapy odkrytej podczwartorzędowej (Marks i in., 2022; podział na rejony na podstawie Matysika, 2016)

nieformalna. Formalizacja powiodła się głównie w obrębie pstrego piaskowca północnej Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982) i Gór Świętokrzyskich (Kuleta, Zbroja, 2006) oraz w wapieniu muszlowym Wyżyny Śląsko-Krakowskiej (Bodzioch, 1997; Niedźwiedzki, 2000; Kowal-Linka, 2008, 2009). Ostatnio zdefiniowanym, formalnym wydzieleniem kajpru jest formacja z Grabowej (Szulc, Racki, 2015; Szulc i in., 2015b).

Litostratygrafia triasu Gór Świętokrzyskich była przedmiotem badań Senkowiczowej (1966a, b, 1970), Kopika (1970) i Jurkiewicza (1980a, b, 1988), a następnie – w przypadku pstrego piaskowca – Kulety (1990; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), natomiast w przypadku górnego kajpru – Kulety i Iwanowa (2006a, b) oraz Fijałkowskiej-Mader (2018a). Najnowszą aktualizację regionalnego schematu litostratygraficznego triasu dolnego przedstawili Jewuła i in. (2023). Litostratygrafię triasu niecki miechowskiej opracował Jurkiewicz (1974a, 1975).

W regionie sudeckim w ostatnich dziesięcioleciach powstawały prace o szerszym kontekście, z pogranicza różnych metod stratygraficznych, sedymentologii oraz tektoniki (Szulc, 1991; Chrząstek, 2002; Kędzierski, 2002; Śliwiński i in., 2003; Chrząstek, Wojewoda, 2011; Durkowski, Sokalski, 2016), które zaowocowały powstaniem kilku schematów litostratygraficznych dla synklinorium północno-sudeckiego. Lorenc i Mroczkowski (1978) oraz Mader (1992) uszczegółowili podaną przez Milewicza i Wójcika (1973) pierwszą polską propozycję litostratygrafii osadów pstrego piaskowca synklinorium śródsudeckiego, a Kowalski (2017, 2020) zaproponował stosowanie czeskiej formacji z Bohdašina (Tásler i in., 1979) również w polskiej części synklinorium.

1.1.1. Pstry piaskowiec

Dla większości obszaru Niżu Polskiego w **dolnym pstrym piaskowcu** wyróżniono dwie formacje: bałtycką, zdefiniowaną formalnie przez Szyperko-Śliwczyńską (1979), oraz piaskowcową, która nie została sformalizowana (fig. 9; tab. 1). Obszarem stratotypowym formacji bałtyckiej jest NE Polska, ale jej rozprzestrzenienie obejmuje całą północną Polskę, aż po linię Zielona Góra–Kalisz–Warka–Radzyń Podlaski na południu (Szyperko-Teller i in., 1997: fig. 28). Udział piaskowców wzrasta stopniowo ku południowi tak, że przejście w formację piaskowcową – dominującą na południu – jest stopniowe. W rejonie Gór Świętokrzyskich oraz w Sudetach, gdzie pstry piaskowiec basenu niżowego odsłania się na powierzchni, skonstruowano lokalne, bardziej szczegółowe schematy litostratygraficzne.

Podział litostratygraficzny osadów pstrego piaskowca rejonu świętokrzyskiego został opracowany przez Kuletę (*w*: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006) w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich, gdzie omawiane utwory rozpoznano zarówno licznymi wierceniami, jak również w odsłonięciach. W wersji zaktualizowanej przez Jewułę i in. (2023) wyłączono z niego formację z Siodeł, którą obecnie interpretuje się jako permską (Jewuła i in., 2020). Niższa część dolnego pstrego piaskowca w bliskim NW obrzeżeniu (fig. 10) obejmuje formację heterolitów piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowych z Jaworznej (fig. 11A, B), z wyróżnianym w niej lokalnym grubookruchowym ogniwem z Zachełmia (fig. 11B), oraz formację ze Szczukowic (fig. 11C), będącą jej facjalnym odpowiednikiem w zachodnim obrzeżeniu. Wyższą część dolnego pstrego piaskowca stanowi formacja piaskowców z Zagnańska (fig. 11B, C), z tzw. piaskowcami gałęzickimi (fig. 11E), wydzielanymi lokalnie w południowej części zachodniego obrzeżenia. Pozycja ogniwa piaskowców eolicznych z Tumlina (fig. 11D), włączonych przez Kuletę (*w*: Kuleta, Zbroja, 2006) do formacji z Zagnańska, w świetle najnowszych badań (Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wymaga rewizji. Do formacji z Zagnańska należy także ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry wyróżniane we wschodniej części obrzeżenia. W dalekim NW obrzeżeniu profil triasu poniżej formacji z Zagnańska jest reprezentowany przez heterolitową formację z Opoczna, znaną tylko z profili wiertniczych. Szczegółową charakterystykę wymienionych jednostek litostratygraficznych przedstawiono w tabeli 2.

Wykształcenie **środkowego pstrego piaskowca** jest bardziej urozmaicone w skali basenu w porównaniu z dolnym pstrym piaskowcem (fig. 9). Podziały na jednostki formalne opracowano dla NE oraz NW Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller, 1982). Dla pozostałych obszarów, wyłączając Góry Świętokrzyskie i Sudety, stosuje się różnego typu jednostki nieformalne lub adaptowane są jednostki formalne z obszarów sąsiednich.

Na obszarze NW Polski wydziela się dwie formacje: pomorską i połczyńską. Formacja połczyńska przechodzi w rejonie centralnej Polski w niesformalizowaną tzw. „formację" ilastą (Szyperko-Teller i in., 1997; Szyperko-Teller, Becker, 2011; tab. 1). Ku SW wzrasta wyraźnie udział piaskowców w profilu środkowego pstrego piaskowca – wyróżniane są tu nieformalne jednostki „formacji" węglanowo-klastycznej, korelowanej z formacją pomorską, oraz „formacji" piaskowcowej, korelowanej z formacją połczyńską (Szyperko-Śliwczyńska, 1973; Becker, 2021). W południowej części monokliny przedsudeckiej piaskowcowe wykształcenie zarówno dolnego, jak i środkowego pstrego piaskowca często uniemożliwia ich rozdzielenie (Kłapciński, 1993). Podobnie nierozdzielone osady silikoklastyczne

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

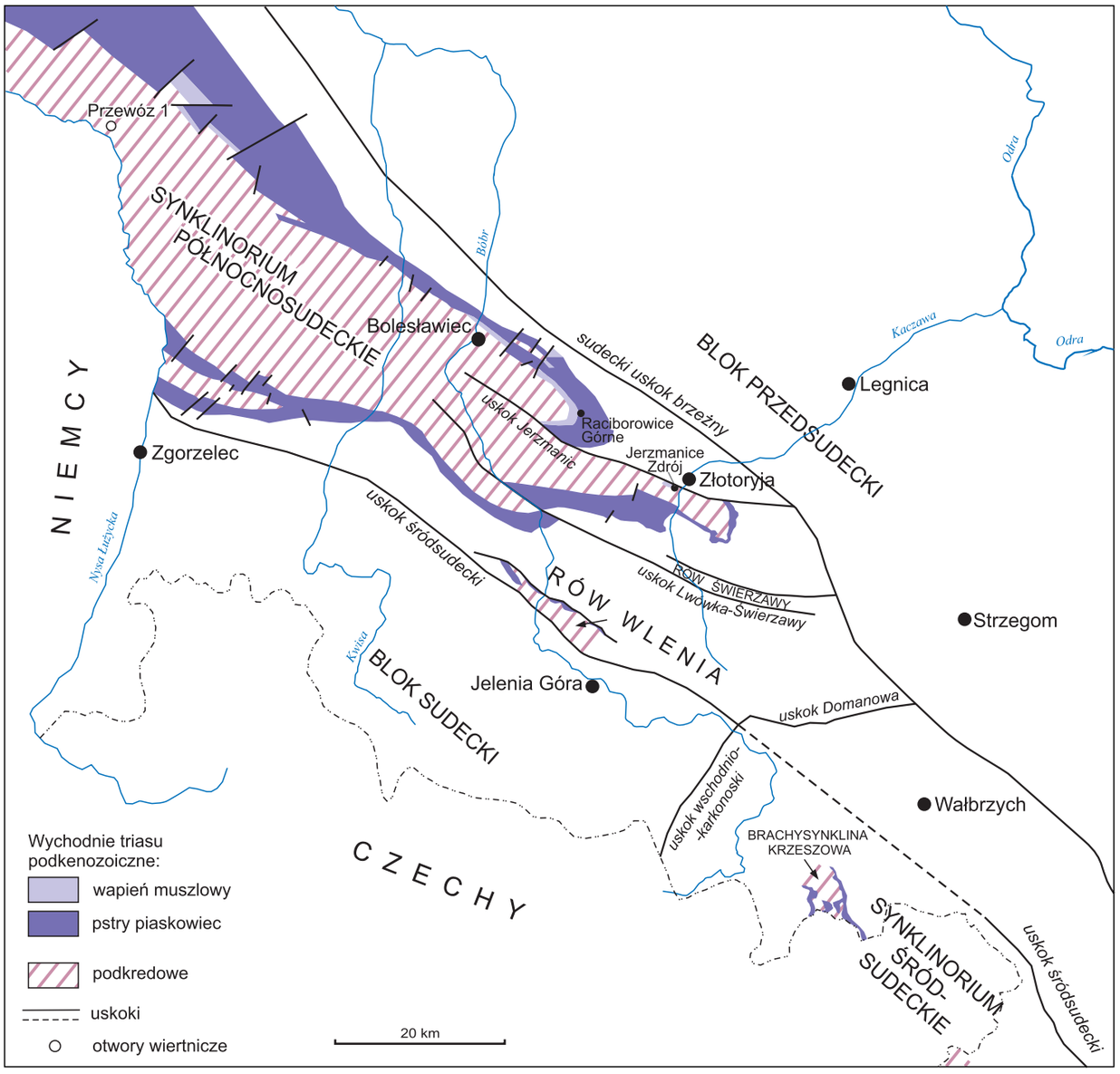


FIG. 8. Występowanie utworów triasu w synklinorium północnosudeckim i śródsudeckim (wg Milewicza, Wójcika, 1973; Milewicza i in., 1979; Milewicza, 1985; Żelaźniewicza i in., 2011)

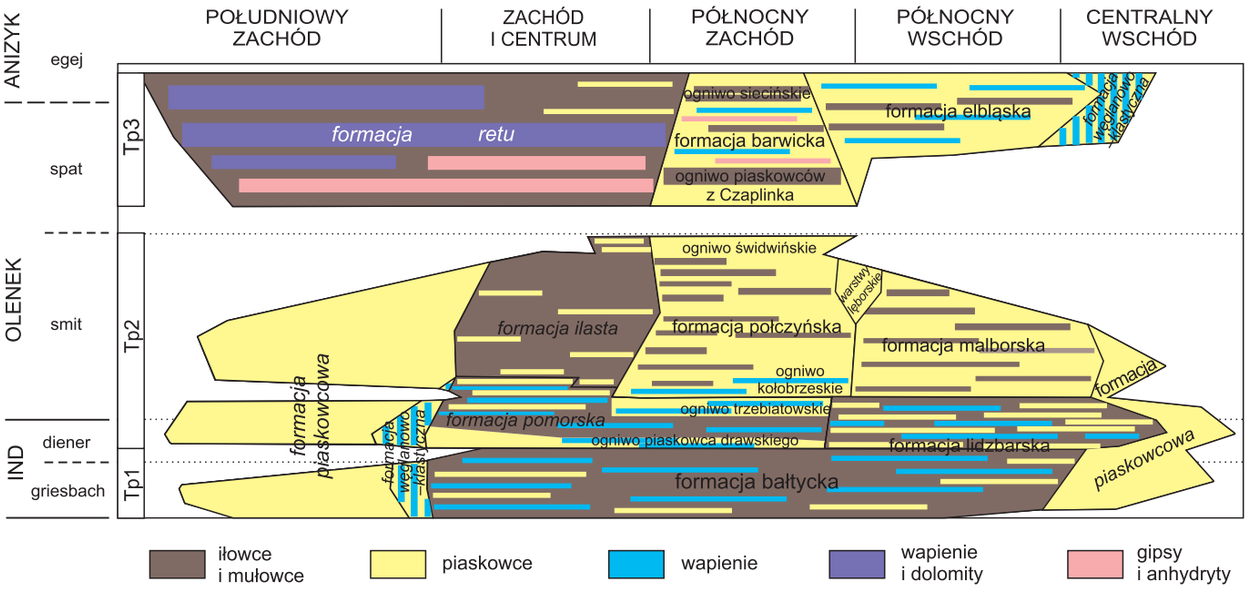


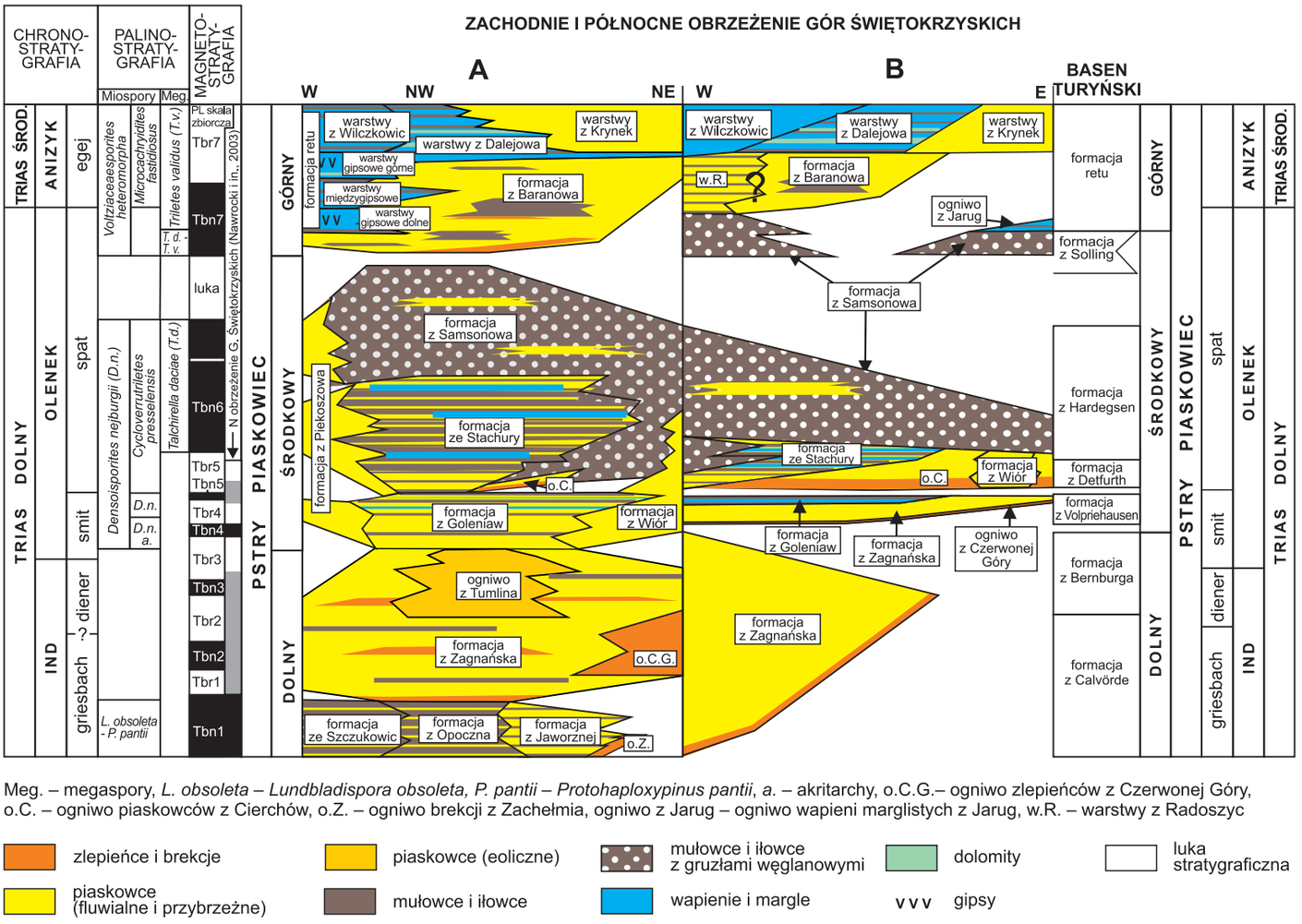
FIG. 9. Schemat litostratygraficzny triasu dolnego Niżu Polskiego bez części SE i Gór Świętokrzyskich: Tp1, Tp2 i Tp3 – odpowiednio dolny, środkowy i górny pstry piaskowiec; jednostki nieformalne są napisane kursywą (na podstawie Becker i in., 2008, zmieniono)

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 1. Litostratygrafia pstrego piaskowca Niżu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja bałtycka	100–400	zasadnicza część Polski pozakarpackiej (od Bałtyku mniej więcej po linię Zielona Góra–Kalisz–Warka–Radzyń Podlaski)	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńska (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Jasionowski, Becker, 2023)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1254,5–1049,2 m; hipostratotypy: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1580,0–1311,0 m, otwór Gołdap IG 1, głęb. 969,5–819,0 m	północna Polska
Formacja pomorska	do 350	niecka szczecińsko-gorzowska, pomorska część antyklinorium środkowopolskiego, niecka koszalińska, północna monoklina przedsudecka, północna niecka łódzka	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej Orłowskiej-Zwolińskiej (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005; Feldman-Olszewska, 2014a; Szulc, 2019; Jasionowski, Becker, 2023)	otwór Kołobrzeg IG 1, głęb. 1931,0–1733,0 m; hipostratotyp: otwór Połczyn IG 1, głęb. 2673,1–2320,0 m	NW i centralna Polska
Formacja lidzbarska	20–100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowską-Zwolińską (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinomorf; w ostatnich latach prowadzono badania sedymentologiczne, geochemiczne, palinofacjalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 1049,2–987,9 m; hipostratotyp: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1313,5–1254,0 m	NE Polska
Formacja połczyńska	do ponad 400	północna część niecki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**, Szyperko-Teller, Moryc (1988), Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej Orłowskiej-Zwolińskiej (1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997), stratygraficzno-sekwencyjne i sedymentologiczne (np. Becker, 2005)	zespół stratotypów: otwór Kołobrzeg IG 1, głęb. 1733,0–1448,5 m, oraz otwór Połczyn IG 1, głęb. 2320,0–1895,8 m	NW Polska
Formacja malborska	do 100	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badana pod kątem litologicznym i stratygraficznym podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980), Marcinkiewicz (1992a), Orłowską-Zwolińską (1984) oraz Becker i in. (2020a) na podstawie palinomorf; w ostatnich latach prowadzono badania sedymentologiczne, geochemiczne, palinofacjalne i magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020b)	otwór Bartoszyce IG 1, głęb. 987,9–898,0 m; hipostratotyp: otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1254,0–1170,0 m	NE Polska
Warstwy łęborskie	od ok. 40, średnio 80–100, maks. 150	skrajnie północna część monokliny mazursko-podlaskiej (NW część tzw. syneklizy perybałtyckiej)	jednostka wprowadzona przez **Dadleza i in. (1976)**, stosowana w pracach stratygraficznych (np. Szyperko-Teller, 1986; Szyperko-Teller i in., 1997; Pieńkowski, 2011; Becker, 2015c), gdzie podkreślana jest jej niepewna korelacja litostratygraficzna i chronostratygraficzna	–	skrajnie północna część Niżu Polskiego (okolice Gdańska, między Łebą a Helem)
Formacja barwicka	80–200	północna część niecki szczecińsko-gorzowskiej, antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania lub bezrdzeniowych; badana pod kątem litologii i stratygrafii podczas szeroko zakrojonego programu wierceń badawczo-poszukiwawczych prowadzonych na Niżu Polskim w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Teller (1982)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988); Szyperko-Teller i in. (1997); interpretacja wieku jednostki opiera się na publikacjach dotyczących stratygrafii miosporowej (Orłowska-Zwolińska, 1984, 1985); w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (np. Nawrocki, 1997)	otwór Połczyn IG 1, głęb. 1895,0–1744,3 m	NW Polska
Formacja elbląska	20–90	monoklina mazursko-podlaska	jednostka znana jedynie z wierceń o różnym stopniu rozpoznania; badania pod kątem litologicznym i stratygraficznym prowadzono podczas rozpoznania wiertniczego Niżu Polskiego w 2. połowie XX w.; do najważniejszych prac należą publikacje: **Szyperko-Śliwczyńskiej (1979)**; Szyperko-Teller, Moryc (1988) oraz Szyperko-Teller i in. (1997); badania biostratygraficzne były prowadzone przez: Styk (np. 1982) na podstawie małżoraczków, Fuglewicza (1980) oraz Marcinkiewicz (1992a) na podstawie megaspor oraz Orłowską-Zwolińską (1984) na podstawie miospor; w ostatnich latach prowadzono badania magnetostratygraficzne (Becker i in., 2020a)	otwór Pasłęk IG 1, głęb. 1170,0–1090,0 m; hipostratotypy: otwór Krynica Morska IG 1, głęb. 872,0–817,0 m, otwór Nidzica IG 1, głęb. 1962,–1916,6 m	NE Polska
Formacja retu	50–60, maks. do ok. 200	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie (bez skrajnie północnej części), antyklinorium środkowopolskie (bez północnej części)	jednostka wprowadzona tymczasowo przez **Szyperko-Teller i in. (1997)**; liczne badania litostratygraficzne (m.in.: Tokarski, 1965; Senkowiczowa, 1965, 1970; Kulikowski, 1973, 1979; Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Szyperko-Teller, Moryc, 1988); badania facjalno-sekwencyjne (np. Szulc, 2000, 2014; Kędzierski, 2002); badania geochemiczne (np. Kovalevych i in., 2002, 2009); badania biostratygraficzne (np. Fuglewicz, 1979b, 1980; Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Senkowiczowa, 1985; Marcinkiewicz, 1992a; Marcinkiewicz i in., 2014), badania paleomagnetyczne i magnetostratygraficzne (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000; Nawrocki, Becker, 2020); badania złożowe (np. Czapowski, Tomassi-Morawiec, 2016)	–	Niż Polski bez części północnej i NE

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
stosunkowo jednolity kompleks skalny złożony z mułowców, przechodzących w iłowce i margle, masywne lub warstwowane faliście i soczewkowo, głównie barwy czerwonej do czerwonobrązowej; miejscami konkrecje anhydrytu, smugi i laminy wapieni marglistych; zwłaszcza dla środkowej części formacji charakterystyczne są przewarstwienia wapieni oolitowych o miąższości od kilku centymetrów do ok. 1 m	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb, sporadycznie małżoraczki i otwornice	trias dolny, w najniższej części być może również najwyższy perm	palinostratygrafia; poziom *Lundbladispora obsoleta*–*Protohaploxypinus pantii*	formacja tworzy dolny pstry piaskowiec na większości obszaru Polski; ku południowi przechodzi obocznie w sukcesje głównie piaskowcowe, określane roboczo jako „formacja" piaskowcowa lub objęte szczegółowymi lokalnymi podziałami litostratygraficznymi
formacja zbudowana z dwóch podobnych do siebie cyklotemów, których dolne człony tworzą skały oolitowo-piaskowcowe, wapniste, a górne – głównie czerwonobrązowe skały mułowcowo-iłowcowe, wapniste, zawierające smugi, soczewki i przewarstwienia skał wapiennych; skały te często są warstwowane równolegle, faliście lub soczewkowo; sporadycznie występują konkrecje anhydrytowe; w najniższej części formacji jest wydzielane ogniwo piaskowca drawskiego, a górną część formacji tworzy ogniwo trzebiatowskie	rzadko, głównie muszloraczki, szczątki ryb i sporadycznie małże; lokalnie w przewarstwieniach wapieni w najwyższej części formacji występują także ślimaki, tentakulity (mikrokonchidy), miniaturowe kolonie gąbek w obrębie stromatolitów, otwornice, kości kręgowców	trias dolny	palinostratygrafia; poziom *Densoisporites nejburgii*	niższa część środkowego pstrego piaskowca na obszarze występowania; w starszych opracowaniach określany jako seria górna dolnego pstrego piaskowca; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez piaskowce z niewielkim udziałem węglanów, nazywaną roboczo „formacją" węglanowo-klastyczną lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
kompleks niejednorodny litologicznie z przewagą skał mułowcowo-iłowcowych i przewarstwieniami margli, wapieni i piaskowców; udział skał węglanowych lokalnie może przekraczać 40% sumarycznej miąższości jednostki; udział piaskowców również może lokalnie być znaczący; charakterystyczne są laminacje równoległe, faliste i soczewkowe, szczeliny z wysychania i struktury powstałe w wyniku falowania; charakterystyczne są barwy: fioletowe, ciemnoczerwone, zielone, szare, często plamiście rozłożone	liczne małżoraczki, muszloraczki, szczątki ryb i palinomorfy, w wyższej części – oogonie charofitów, sporadycznie również małże	trias dolny; olenek	palinostratygrafia: poziom megasporowy *Trileites polonicus*, poziom miosporowy *Densoisporites nejburgii*	niższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
czerwonoceglaste i czerwonoróżowe piaskowce z podrzędnymi przewarstwieniami skał mułowcowo-iłowcowych; piaskowce są drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, partiami wapniste; miejscami zawierają otoczaki skał mułowcowo-ilastych; iłowce i mułowce są na ogół wapniste, czerwonobrunatne, często z zielonymi odbarwieniami, miejscami zawierają konkrecje węglanowe; w niektórych partiach profilu skały drobnoziarniste stają się częstsze i tworzą większe kompleksy; udział piaskowców w obrębie formacji maleje ku południowi; pojęcie formacji połczyńskiej stosuje się dla profili, w których piaskowce stanowią co najmniej 1/3 ich sumarycznej miąższości; w dolnej części formacji wyróżnia się ogniwo kołobrzeskie, a w najwyższej – ogniwo świdwińskie	–	trias dolny; olenek	brak bezpośrednich danych biostratygraficznych	górna część środkowego pstrego piaskowca w NW Polsce; w niektórych pracach do formacji połczyńskiej są zaliczane jej ekwiwalenty z innych części Polski (np. W i SW Polska, centralna Polska); ku SE (centralna Polska) przechodzi obocznie w sukcesję zdominowaną przez osady drobnoklastyczne, określane roboczo jako „formacja" ilasta; ku SW przechodzi obocznie w sukcesję piaskowcową, określaną roboczo jako „formacja" piaskowcowa lub objętą lokalnymi schematami litostratygraficznymi
dolną część formacji tworzą jasnoczerwone i szare piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami laminowanych mułowców i iłowców z laminami i smugami wapieni; wyższą część formacji stanowi monotonny kompleks głównie masywnych iłowców i mułowców, wapnistych lub wapnisto-dolomitycznych z konkrecjami wapnistymi lub dolomitycznymi z nielicznymi przewarstwieniami lub laminami piaskowca; charakterystyczna jest czerwona barwa osadów z kulistymi zielonymi odbarwieniami	rzadko szczątki ryb, małżoraczki, palinomorfy, oogonie charofitów oraz fragmenty kości dużych kręgowców	trias dolny; olenek	palinostratygrafia; poziom makrosporowy *Talchirella daciae*, poziom miosporowy *Densoisporites nejburgii* (w najniższej części formacji)	wyższa część środkowego pstrego piaskowca NE Polski
piaski i kruche piaskowce drobnoziarniste z przewarstwieniami i smugami ilastymi, jasnoszare, szarobrązowe, szarozielone, rzadziej pstre; przewarstwienia o grubszym ziarnie, nawet drobnoziarnistych zlepieńców, głównie kwarcowych; spoiwo ilaste, często wapniste; smugi, laminy, otoczaki lub skupienia wapieni piaszczystych	nieliczne nieoznaczalne ślady fauny skorupowej	niepewny, interpretowany różnie w przedziale od triasu dolnego po jurę dolną	–	inaczej seria lub formacja lęborska; wydzielenie często korelowane z innymi jednostkami: formacją elbląską, formacją fromborską, warstwami zbąszyneckimi; uznawane obecnie najczęściej za wydzielenie w najwyższej części podgrupy pstrego piaskowca środkowego; zdefiniowane na obszarze z licznymi lukami stratygraficznymi, pomiędzy sukcesjami triasu dolnego a jury środkowej; brak wskaźników chronostratygraficznych
kompleks niejednorodny litologicznie, składający się w 80–95% ze skał klastycznych, w większości wapnistych, różnobarwnych, zawierających przewarstwienia skał węglanowych, przeważnie szarych, oraz konkrecyjne skupienia anhydrytu; profil formacji charakteryzuje regularne na całym obszarze rozprzestrzenienia występowanie dwóch charakterystycznych kompleksów litologicznych wydzielonych jako ogniwo iłowców z Czaplinka w niższej części formacji i drobnoklastyczno-węglanowe ogniwo siecińskie w jej najwyższej części	rzadko małże	trias dolny; najwyższy olenek; być może również trias środkowy; najniższy anizyk	palinostratygrafia; poziom *Voltziaceaesporites heteromorpha*	najwyższy fragment profilu pstrego piaskowca w NW Polsce; dość często w publikacjach określany tradycyjnie jako ret
dolną część formacji tworzą zlepieńce zbudowane z otoczaków dolomitów, wapieni, margli, mułowców, iłowców i kwarcu, piaskowce drobnoziarniste, mułowce i iłowce barwy szarej, rzadziej czerwonej; górną część formacji tworzą naprzemianległe warstwy czerwonych iłowców i mułowców oraz czerwonych drobnoziarnistych piaskowców	zwęglone szczątki roślin, palinomorfy, szczątki ryb	trias dolny, być może najniższy trias środkowy; olenek–najniższy anizyk (?)	palinostratygrafia; poziom makrosporowy *Trileites validus*, poziom miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha*; podrzędnie małżoraczkowy poziom *Cytherissinella crispa*	najwyższa część pstrego piaskowca NE Polski; ku SE i NW przechodzi obocznie w niesformalizowaną sukcesję silikoklastyczno-węglanową, określaną roboczo jako „formacja" węglanowo-klastyczna; podobna sukcesja (niezaliczana do formacji elbląskiej) występuje również niekiedy w najwyższej części górnego pstrego piaskowca regionu
margle, wapienie i dolomity z przewarstwieniami gipsów i anhydrytów; podrzędnie sole kamienne, iłowce i piaskowce; na większości obszaru występowania jednostka dzieli się na: kompleks podewaporatowy, kompleks ewaporatowy dolny, kompleks międzyewaporatowy, kompleks ewaporatowy górny, kompleks nadewaporatowy (użyto tu najbardziej uniwersalnych jednostek podrzędnych Kulikowskiego, 1973, ale pozostałe podziały mają taki sam schemat); w południowej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej zanikają przewarstwienia ewaporatowe i formacja dzieli się na wapienie retu i dolomity retu	stosunkowo liczna fauna: ramienionogi, małże, ślimaki, głowonogi, liliowce (w najwyższej części jednostki)	pogranicze triasu dolnego i środkowego; olenek/anizyk	poziom miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha*; poziom megasporowy *Trileites validus*; poziom małżoraczkowy Cytherissinella *crispa*–*Pulviella ovalis*	nazwa pochodzi od niemieckiego pojęcia Röt, którym określano górną część pstrego piaskowca; w polskiej literaturze również stosowano pojęcie retu jako synonimu podgrupy pstrego piaskowca górnego; zdefiniowanie formalnych jednostek w randze formacji w regionach, gdzie pstry piaskowiec górny jest wykształcony głównie jako sukcesje silikoklastyczne wymusiło wprowadzenie osobnego wydzielenia dla sukcesji węglanowo-ewaporatowej; Szyperko-Teller i in. (1997) zaproponowali tymczasowe objęcie tej sukcesji nazwą formacji retu; dalsze prace formalizujące nie zostały przeprowadzone



Meg. – megaspory, *L. obsoleta* – *Lundbladispora obsoleta*, *P. pantii* – *Protohaploxypinus pantii*, *a.* – akritarchy, o.C.G.– ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry, o.C. – ogniwo piaskowców z Cierchów, o.Z. – ogniwo brekcji z Zachełmia, ogniwo z Jarug – ogniwo wapieni marglistych z Jarug, w.R. – warstwy z Radoszyc

FIG. 10. Stratygrafia dolnego i najniższej części środkowego triasu zachodniego i północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich: **A** – wg Kulety, Zbroi (2006; bez formacji z Siodeł, która została zaliczona do permu); **B** – wg Ptaszyńskiego, Niedźwiedzkiego (2006); palinostratygrafia: miospory wg Moryc (1971, 2014); Fijałkowskiej (1994a, b, 2006a, b); Fijałkowskiej-Mader, (2018b), megaspory wg Marcinkiewicz (1976); Fuglewicza (1980); Rdzanka (1981b, 1984); magnetostratygrafia wg Nawrockiego (1997); Nawrockiego i in. (2003)

budują dolny i środkowy pstry piaskowiec przedgórza Karpat, gdzie są często określane jako nierozdzielone klastyczne osady permo-triasu (Moryc, 1971, 2014).

Na obszarze NE Polski również wydzielono dwie formacje: lidzbarską i malborską (fig. 9; tab. 1). Wykształcenie litologiczne pozwala korelować formację lidzbarską z formacją pomorską, a formację malborską z formacją połczyńską NW Polski (Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Szyperko-Teller i in., 1997).

Szyperko-Teller i Moryc (1988) włączyli do środkowego pstrego piaskowca również niesformalizowane wydzielenie warstw lęborskich (fig. 9; tab. 1). Jest to kompleks piaskowcowy, występujący w skrajnie północnej Polsce (rejon Helu–Lęborka), gdzie trias, a także leżąca na nim jura, w znacznym stopniu są wykształcone jako piaskowce i charakteryzują się licznymi lukami stratygraficznymi (np. Witkowski, 1986). Dotychczasowe rozważania wskazują, że warstwy lęborskie powstały we wczesnym, środkowym lub późnym triasie lub we wczesnej jurze (Dadlez i in., 1976; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Pieńkowski, 2011; Becker, 2015c). Żadna z tych interpretacji nie jest bardziej uzasadniona od innych ze względu na wysoce ograniczone możliwości datowania tej piaskowcowej formacji.

Środkowy pstry piaskowiec charakteryzuje się większym zróżnicowaniem litologicznym również w rejonie świętokrzyskim (fig. 10). Jego dolną część stanowi formacja z Goleniaw *sensu* Kuleta (2006), co w świetle najnowszych badań (Jewuła i in., 2023, 2024; Kiersnowski, 2023; Kiersnowski i in., 2023) wymaga redefinicji. We wschodnim obrzeżeniu zastępuje ją formacja piaskowców z Wiór. Wyższy środkowy pstry piaskowiec reprezentuje formacja iłowców i mułowców z Samsonowa (fig. 11F; tab. 2). Zawiera ona charakterystyczne gruzły węglanowe, pochodzące ze zniszczonych poziomów glebowych, które w starszej literaturze określano mianem „pseudo-oolitów" (Senkowiczowa, 1970). W bliskim obrzeżeniu formacja z Samsonowa leży z luką sedymentacyjną na formacji z Goleniaw, a lokalnie nad jej spągiem występuje ogniwo zlepieńców z Cierchów. W obrzeżeniu zachodnim formacja z Samsonowa zazębia się z formacją ze Stachury, znaną tylko z profili wiertniczych. Formacja z Samsonowa kończy sukcesję środkowego pstrego piaskowca. Lokalnie, w zachodnim obrzeżeniu, wyróżnia się formację z Piekoszowa (fig. 10A; tab. 2). Niektóre z tych formacji można rozpoznać także w obrzeżeniu południowym (fig. 12). Nieco inną interpretację wzajemnych relacji formacji, wyróżnionych przez Kuletę (*w*: Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Kuleta, Zbroja, 2006), opartą na korelacji litostratygraficznej z basenem turyńskim, przedstawili Ptaszyński i Niedźwiedzki (2006; fig. 10B). Najnowsza propozycja podziału pstrego piaskowca w północnej części niecki miechowskiej (Kuleta *w*: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a), nawiązuje do podziałów z regionu świętokrzyskiego oraz Niżu Polskiego (fig. 13).

Na obszarze górnośląskim lądowe pstre utwory ilasto-piaskowcowe najniższego triasu, podścielające węglanowe utwory górnego pstrego piaskowca, są włączane do warstw ze Świerklańca czy świerklanieckich (Alexandrowicz, 1965, 1966 *w:* Szyperko-Śliwczyńska, 1980; Kotlicki, 1974), aczkolwiek wydzielenie to jest stosunkowo rzadko używane w praktyce. Zwyczajowo używa się określenia niższy pstry piaskowiec.

W rejonie sudeckim utwory dolnego i środkowego pstrego piaskowca są nierozdzielone. W synklinorium północnosudeckim reprezentuje je formacja z Radłówki (tab. 3, 4; fig. 14, 15A), a w synklinorium śródsudeckim – formacja z Bohdašina (fig. 15B, C; tab. 5). Określenie pozycji stratygraficznej formacji z Bohdašina jest bardzo trudne, gdyż w leżących poniżej utworach permskich nie występuje fauna, więc ich stratygraficzna interpretacja również jest niepewna (Śliwiński, 1980, 1984). Brak też przykrywających utworów górnego pstrego piaskowca, obecnych w synklinorium północnosudeckim. Dolnotriasowy wiek formacji z Bohdašina przyjęto na podstawie podobieństw litologicznych do piaskowców w synklinorium północnosudeckim, które mają lepiej udokumentowaną pozycję stratygraficzną (por. Zimmermann, Berg, 1904; Chrząstek, 1995a; Fijałkowska i in., 2018). Charakterystycznym ogniwem występującym w stropie formacji z Bohdašina są białe piaskowce kaolinitowe (fig. 15C), których zarówno wiek, jak i geneza są przedmiotem dyskusji (Mroczkowski, 1977; Kowalski, 2017, 2020). Przez analogię do synklinorium północnosudeckiego, gdzie w stropie formacji z Radłówki także występują te piaskowce, konsekwentnie zalicza się je do pstrego piaskowca, przypisując im wiek wczesnotriasowy (np. Prouza i in., 1985). Kowalski (2021) zasugerował jednak, że mogą one reprezentować trias środkowy.

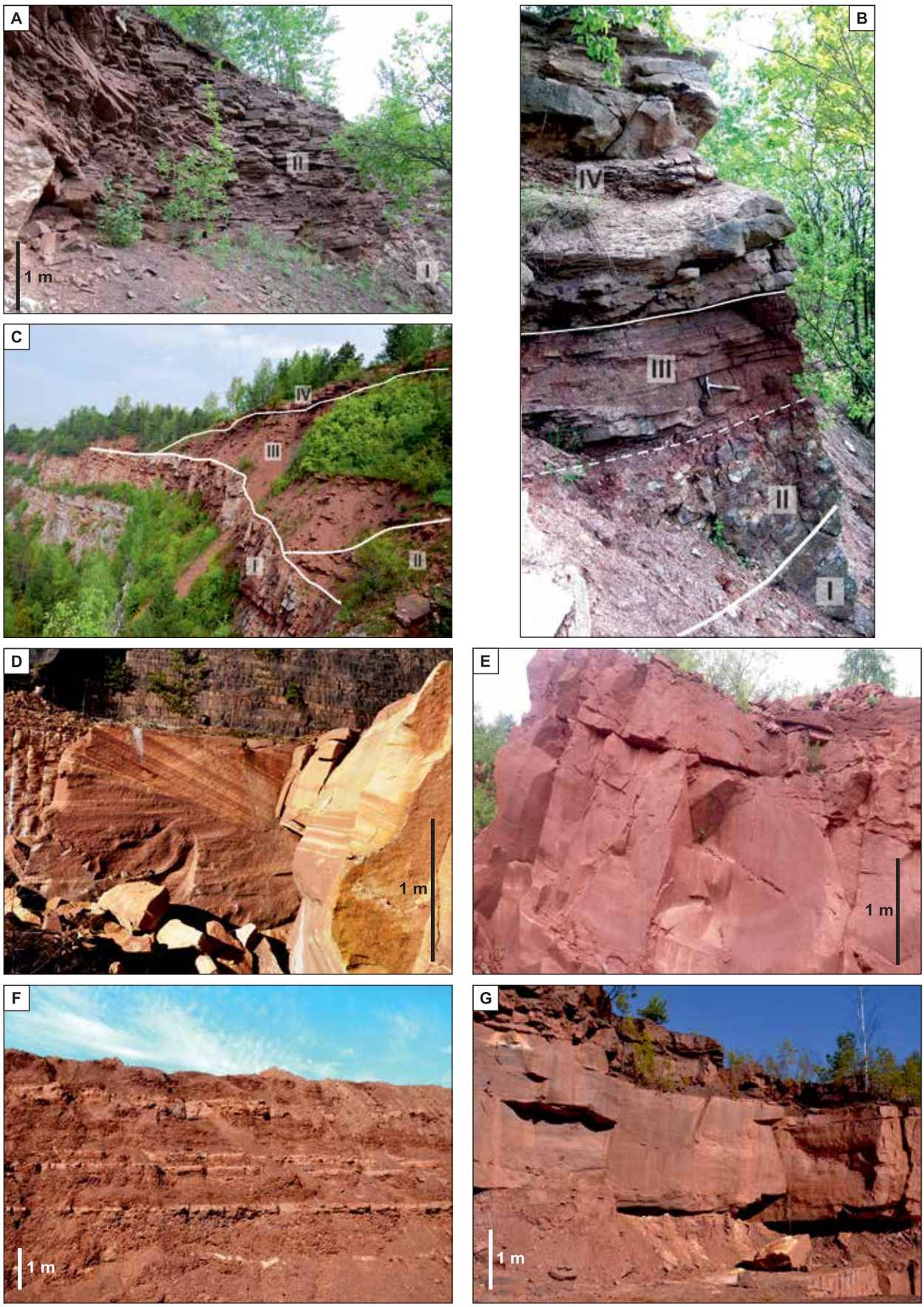


FIG. 11. Osady pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich: **A** – utwory formacji heterolitów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (II) leżące na środkowodewońskich dolomitach formacji wojciechowickiej (I) w kamieniołomie Zachełmie; **B** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Zachełmie obejmujący: ogniwo brekcji z Zachełmia (II), formację heterolitów mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowych z Jaworznej (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowickiej (I); **C** – profil utworów triasu dolnego w kamieniołomie Jaworznia, obejmujący mułowce formacji ze Szczukowic (III) i formację piaskowców z Zagnańska (IV), leżący na dolomitach formacji wojciechowickiej (I) i zlepieńcach górnopermskiej formacji z Czerwonej Góry; **D** – piaskowce eoliczne ogniwa z Tumlina w kamieniołomie na górze Grodowej w Tumlinie; **E** – piaskowce gałęzickie formacji z Zagnańska w kamieniołomie Kopaniny w Gałęzicach; **F** – iłowce z przewarstwieniami piaskowców formacji z Samsonowa w kopalni iłów Józef w Pałęgach; **G** – piaskowce formacji z Baranowa w kamieniołomie Kopulak k. Suchedniowa. Fot. A, B – Z. Złonkiewicz; fot. C, D, F, G – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – D. Wieczorek

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 2. Litostratygrafia dolnego i środkowego pstrego piaskowca w obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i północnej części niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia
Formacja z Jaworznej	6,0–36,2	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1976, 1984, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Pieńkowski (1989, 1991); Nawrocki i in. (1993, 2003); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Szulczewski (1995); Studencki (1998); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Malec i in. (2006); Kuleta i in. (2006a, 2007a, 2009); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz, Becker (2015); Trela, Fijałkowska-Mader (2017); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1980); Fijałkowska (1992b, 1994a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński (1996, 2015); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004a, 2005, 2006); Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski (1988, 1991); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2021)	otwór Jaworzna IG 1 na głęb. 154,7–175,8 m	rejon Tumlina	cechą formacji jest duża zmienność litofacjalna; dominują piaskowce czerwone, wiśniowe lub różowe, bezwęglanowe do słabo węglanowych, kwarcytowe lub mikowe, bardzo drobno- do średnioziarnistych, poziomo lub przekątnie warstwowane, czasami słabo widoczna przekątna laminacja riplemarkowa, miejscami zawierają klasty czerwonych do wiśniowych mułowców lub iłowców; piaskowce przeławicone wiśniowymi lub brunatnymi, mikowymi mułowcami masywnymi lub laminowanymi poziomo, miejscami występują heterolity mułowcowo-iłowcowo-piaskowcowe, lokalnie silnie wapniste z domieszką bio- i intraklastów oraz ze strukturami oczkowymi
Formacja z Opoczna	41–78	dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Rubinowski (1974); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996); Głazek, Romanek (1978); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1980a, b); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Nawrocki (1997); Romanek (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Szulc i in. (2015a); Jewuła i in. (2020); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Nawrocki i in. (2005); Becker (2014a); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Głazek, Romanek (1978); Kuleta, Fijałkowska (1994); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Jewuła i in. (2021)	otwór Szczukowice IG 1 na głęb. 253,0–279,8 m	rejon Szczukowic	zróżnicowana – od osadów zlepieńcowo-brekcjowych przez drobnoziarniste brunatnowiśniowe piaskowce mikowe i mikowe mułowce bezwapniste, lokalnie zawierające kalkrety i rizoidy, po nieregularne heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe; w górnej części formacji występują masywne mułowce i iłowce o zaburzonej laminacji z cienkimi przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców intraformacyjnych
Formacja z Zagnańska	80–288	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Kuleta (1987, 1990,1993, 1996); Kuleta, Zbroja (1995, 2006); Romanek (1998); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2019, 2023, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz, Becker (2015); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta, Fijałkowska (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024); Jewuła i in. (2021)	otwór Goleniawy IG 1 na głęb. 191,7–387,2 m	rejon Zagnańska	czerwone i różowe piaskowce o zróżnicowanym uziarnieniu z przewarstwieniami polimiktycznych zlepieńców i mułowców; wśród otoczaków (o średnicy do 5 cm) tworzących zlepieńce dominuje kwarc oraz kwarcyty, piaskowce i pyłowce kwarcowe, obecne okruchy dewońskich skał węglanowych, okruchy skał krzemionkowych, łupków kwarcytowych; w zlepieńcach występujących w spągu formacji wśród egzotyków obecne okruchy kwaśnych skał wulkanicznych (z grupy riolitu–dacytu) i ich tufów; piaskowce są warstwowane przekątnie lub rynnowo w dużej i małej skali, w piaskowcach drobnoziarnistych występuje także laminacja pozioma; osady tworzą najczęściej niepełne, proste cykle sedymentacyjne, oddzielone granicami erozyjnymi; w części północnej („piaskowce zagnańskie") piaskowce przeważnie są różowe, rzadziej jasnoszare; w części SE („piaskowce gałęzickie") charakterystyczna obfita zawartość muskowitu, dominują piaskowce różowe i czerwone, miejscami żółtobrązowe lub brunatnowiśniowe
Ogniwo zlepieńców z Czerwonej Góry	10,0–27,5	wschodnia część bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Kuleta (1993, 1996); Romanek (1994); Kuleta, Zbroja (1997, 2006); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta i in. (2007c); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Barczuk (1985); Mader i in. (1986); Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	żwirownia we wschodniej części miejscowości Czerwona Góra (powiat ostrowiecki)	rejon Czerwonej Góry	czerwono-szare, słabo zwięzłe, polimiktyczne zlepieńce średnio- i drobnookruchowe z soczewkowatymi wkładkami piaskowców drobnoziarnistych i mułowców; w składzie okruchów dobrze i średnio obtoczonych, dominują piaskowce kwarcytowe i mułowce; zlepieńce masywne, warstwowane przekątnie lub poziomo
Ogniwo piaskowców eolicznych z Tumlina	kilka do 142,5	bliskie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gągol (1976, 1981); Gradziński i in. (1979); Mader (1985); Gradziński (1986, 1992); Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); Szyperko-Teller, Moryc (1988); Mader (1992); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Gągol i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006d, 2007d); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); Kiersnowski i in. (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Gradziński, Uchman (1994); Ptaszyński (2000b); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2002, 2004b, 2006); Sadlok, Bujok (2008); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Kuleta i in. (1995)	otwór Goleniawy IG 1, głęb. 197,1–314,8 i 324,0–348,8 m	Wzgórza Tumlińskie	dominują czerwone średnioziarniste piaskowce wydmowe, warstwowane wielkoskalowo przekątnie; stromy kąt nachylenia lamin w górnej części zestawów zmienia się na łagodny w dolnej ich części; w formie przewarstwień występują piaskowce drobnoziarniste, miejscami przechodzące w mułowce oraz piaskowce różnoziarniste i zlepieńcowate, stanowiące osad międzywydmowy
Formacja z Goleniaw	76–>200	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980b); Kuleta (1976, 1984, 1985,1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Jurkiewicz (1980b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Kuleta i in. (1995); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in., (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Złonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Kiersnowski (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Fijałkowska (1994a, 2006a); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader, Rdzanek (1985); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Ciechy IG 1 na głęb. 197,1–273,5 m	rejon Zagnańska	podstawowa litofacja to różowoszare piaskowce drobnoziarniste z różną zawartością ooidów i bioklastów, przewarstwione osadami piaskowcowo-mułowcowymi typu heterolitów oraz szarymi wapieniami ooidowo-bioklastycznymi; piaskowce laminowane poziomo, smużyście, a także przekątnie w dużej i małej skali, wykazują ponadto uziarnienie frakcjonalne, a ich spągowe granice są na ogół erozyjne

Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
małżoraczki, muszloraczki, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców i tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Nawrocki i in., 2003)	poziom palinologiczny miosporowy *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* (Fijałkowska, 1994a, b); poziom muszloraczkowy *Eustheria gutta* (por. Schneider i in., 2020)	zony Tbn1 i Tbr1 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy przejściowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), mułowce z Dołów Opacich (Barczuk, 1979), kompleks A1 (Kuleta, 1993, 1996); jest korelowana z wyższą częścią formacji z Opoczna w Górach Świętokrzyskich oraz dolną częścią formacji bałtyckiej na Niżu Polskim
ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr1 (Nawrocki, 1997)	w starszej literaturze określana jako: dolny kompleks mułowcowy (Rubinowski, 1974), dolne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks A (Kuleta 1987, 1990); stanowi facjalny odpowiednik formacji z Jaworznej
muszloraczki, ichnofauna: tropy kręgowców	trias dolny; ind, griesbach–diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn1, Tbr1, Tbn2, Tbr2, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2000; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Zagnańska (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), piaskowce „gałęzickie", środkowy kompleks piaskowcowo-zlepieńcowy (Rubinowski, 1974), górne warstwy strawczyńskie (Pawłowska, 1978), kompleks B (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996); odpowiednikiem wyższej część formacji z Zagnańska w NE obrzeżeniu są warstwy ze Stryczowic (Mader, Barczuk, 1985); formacja z Zagnańska jest korelowana z formacją piaskowcową na Niżu Polskim
muszloraczki	trias dolny; ind, griesbach–diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zona Tbr3 (Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Czerwonej Góry (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), zlepieńce z Czerwonej Góry i piaskowce ze Stryczowic (Barczuk, 1979)
ichnofauna: ślady kręgowców	trias dolny; ind, diener (Nawrocki i in., 2003)	–	zony Tbn3, Tbr3 (Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy z Tumlina i warstwy ze Stryczewic (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), piaskowce ze Stryczewic (Barczuk, 1979), kompleks C i C2 (Kuleta, 1987, 1990, 1993, 1996)
małże, małżoraczki, szczątki ryb, kości kręgowców, fragmenty makroflory, mio- i megaspory, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; ind–olenek, diener–smit (Kuleta, Zbroja, 2006)	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, z podpoziomami *Densoisporites nejburgii*–akritarchy i *Densoisporitesnejburgii* (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4, Tbn5 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako: warstwy łopuszniańskie, warstwy murchisonowo-labiryntodontowe (Pawłowska, 1978), warstwy z *Gervilleia murchisoni*, warstwy labiryntodontowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), iłowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), kompleks D (Kuleta, 1990, 1993, 1996); jest korelowana z dolna częścią formacji z Wiór i dolną częścią formacji z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z niższą częścią formacji pomorskiej na Niżu Polskim

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia
Formacja z Wiór	40–84	bliskie NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986); Rdzanek (1992); Kuleta (1996); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Becker i in. (2007); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz i in. (1981, 1990); Ptaszyński (1996); Rdzanek (1999); Ptaszyński (2000a); Niedźwiedzki, Ptaszyński (2006); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2004b, 2006); Ptaszyński (2015); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Mader, Rdzanek (1985); Mader i in. (1986)	nieistniejące odsłonięcie na terenie obecnego zbiornika Wióry	rejon Wiór	czerwone piaskowce średnio- i drobnoziarniste, partiami zlepieńcowate i zlepieńce piaszczyste, które tworzą proste cykle sedymentacyjne o miąższości do kilku metrów, ze zlepieńcami polimiktycznymi, zawierającymi klasty ilaste i mułowcowe, oraz piaskowcami zlepieńcowatymi w spągu; górną część zestawów budują heterolity piaskowcowo-mułowcowe lub mułowce i iłowce lokalnie z gruzłami węglanowymi
Formacja ze Stachury	40–>160	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a); Marcinkiewicz (1976); Pawłowska (1978); Barczuk (1979); Mader (1985, 1992); Kuleta i in. (2000); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Szulc i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2024); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Pawłowska (1978); Jurkiewicz (1988); Fijałkowska (1994a, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2013); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2024)	otwór Stachura IG 1 na głęb. 67,2–107,4 m	Pasmo Oblęgorskie	brunatno-szare heterolity piaskowcowo-mułowcowo-iłowcowe, przedzielane heterolitami mułowcowo-iłowcowo-wapiennymi, powstałymi częściowo w wyniku lityfikacji mat glonowych; w przewarstwieniach o różnej miąższości występują laminowane mułowce, iłowce margliste lub margle ilaste, a także kilkucentymetrowe pakiety wapieni ooidowo-bioklastycznych, lub piaskowców z ooidami i bioklastami; grubość warstewek poszczególnych odmian litologicznych w heterolitach jest zmienna. Jaśniejsze (beżowe, jasnoszare), grubsze, miąższości 1–2 cm, utworzone z piaskowców i wapieni oraz ciemniejsze (brunatne, ciemnoszare), miąższości kilku milimetrów, zbudowane z mułowców i iłowców, wspólnie tworzą warstwowanie poziome, faliste i falisto-smużysto-soczewkowe
Formacja z Samsonowa	kilkanaście do 420	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1974a, b, c, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Kuleta (1976, 1985, 1987, 1990, 1993, 1996, 2006a, b, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Rdzanek (1980, 1981b, 1984); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Kuleta i in. (1995); Romanek (1995); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta i in. (2000); Nawrocki i in. (2003); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006b); Malec i in. (2006); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2010, 2019, 2023, 2024); Szulc i in. (2015a); Kuleta (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973, 1980); Marcinkiewicz (1976, 1992a); Rdzanek (1981a, b, 1984); Fijałkowska (1994a, 2006a, b); Kuleta, Fijałkowska (1994); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Żyła i in. (2013); Fijałkowska-Mader (2018b); Fijałkowska-Mader, Wawrzyniak (2019); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1995); Kuleta i in., (1995); Morawska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2019, 2023, 2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 23,8–197,0 m; na odcinku 67,5–118,5 m tego profilu występuje pakiet osadów formacji ze Stachury, która zazębia się w tym rejonie z niższą częścią opisywanej formacji	rejon Samsonowa	brunatne i pstre (brunatno-szaro-zielone) mułowce i iłowce z gruzłami kalcytowymi, przewarstwione czerwonymi piaskowcami drobnoziarnistymi i mułowcami; rzadko występują zlepieńce intraformacyjne typu „pseudooolitu"; w dalekim obrzeżeniu w środkowej i górnej części profilu występują mułowce i iłowce z gruzłami siarczanowymi; mułowce i iłowce najczęściej są masywne i wykazują bryłowo-skorupową oddzielność, tylko lokalnie jest zachowana szczątkowa, pierwotna laminacja pozioma lub smużysta; w obrębie mułowców i iłowców występują owalne i groniaste gruzły, smugi i inne nieregularne koncentracje węglanu wapnia o średnicy 0,5–3,0 cm; miejscami skała przyjmuje postać wapienia gruzłowego; w profilach bliskiego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich udział gruzłów sięga często 30% masy skały, podczas gdy w profilach dalekiego obrzeżenia gruzły mogą być pojedyncze, przemieszane ponadto z nodulami siarczanowymi; brak struktur sedymentacyjnych w osadzie oraz obecność gruzłów węglanowych można tłumaczyć homogenizacją osadu w trakcie rozwoju procesów pedogenicznych, o czym świadczą także ślady po korzeniach roślin zachowane w niektórych przewarstwieniach piaskowców oraz struktury cętkowe
Ogniwo piaskowców z Cierchów	10–15	NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993, 1996); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006); Złonkiewicz (2024)	otwór Cierchy IG 1 na głęb. 182,4–197,0 m	Pasmo Oblęgorskie	czerwone piaskowce średnio- i różnoziarniste, rzadziej gruboziarniste i zlepieńcowate przechodzące ku górze profilu w piaskowce drobnoziarniste i mułowce
Formacja z Piekoszowa	50–>147	bliskie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Kuleta (1987, 1990, 1993); Romanek (1998); Studencki (1998); Złonkiewicz (1998, 2023, 2024); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta, Zbroja (2006)	otwór Piekoszów IG 1 na głęb. 249,0–322,4 m	rejon Piekoszowa	brunatno-czerwone mułowce z gruzłami kalcytowymi, lokalnie wapienie gruzłowe, w niższej i środkowej części formacji występują przewarstwienia heterolitów piaskowcowo-mułowcowych, miejscami węglanowych z bioklastami, a w części środkowej – szarych i brunatno-szarych mułowców i iłowców, laminowanych poziomo i faliście; w spągu formacji są obecne piaskowce drobno- i różnoziarniste, a w stropie – zlepieńce polimiktyczne

Górny pstry piaskowiec jest wykształcony zasadniczo w postaci dwóch domen facjalnych (fig. 9). Jedna z nich obejmuje południową, SW i zachodnią Polskę i jest to domena tzw. „formacji" retu. Druga obejmuje NW, NE i wschodnią Polskę. W tej domenie wyróżniono dwie jednostki formalne: formację barwicką i formację elbląską, oraz nieformalną tzw. „formację" węglanowo-klastyczną (tab. 1). „Formacja" retu jest dość jednolicie wykształcona na obszarze swojego występowania. Budują ją osady ilasto-węglanowe z dwoma epizodami „ewaporatowymi", zaznaczającymi się w postaci przewarstwień dolomitów, gipsów/anhydrytów lub nawet soli kamiennej. W drugiej domenie wszystkie formacje charakteryzują się bardzo zmiennym składem litologicznym, ale zwykle w znacznym stopniu są zbudowane z piaskowców, którym towarzyszą iłowce, węglany i w niewielkim stopniu gipsy/anhydryty.

Litostratygrafię górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich opracowały Senkowiczowa (1961, 1966a, 1970) oraz Kuleta (*w*: Kuleta, Zbroja, 2006; fig. 10). Sukcesję rozpoczynają terygeniczne osady formacji z Baranowa. Na wschodzie są one reprezentowane głównie przez piaskowce (tzw. piaskowce baranowskie, suchedniowskie, wąchockie; fig. 11G). Stają się coraz bardziej ilaste ku zachodowi, gdzie w starszej literaturze nazywano je warstwami z Radoszyc (Senkowiczowa,1961, 1966a, 1970). W większości profili na granicy formacji z Samsonowa i formacji z Baranowa zaznacza się luka stratygraficzna. W młodszych osadach górnego pstrego piaskowca jest widoczna wyraźna dwudzielność. W obrzeżeniu zachodnim i południowym, dalekim NW i w niecce miechowskiej występują osady węglanowe z ewaporatami (warstwy gipsowe dolne, warstwy międzygipsowe, warstwy gipsowe górne i warstwy z Wilczkowic; fig. 16A). Bliżej trzonu paleozoicznego nad formacją z Baranowa występują utwory węglanowo-terygeniczne (warstwy z Młodzaw, Łyżew i Dalejowa *sensu* Senkowiczowa, 1970). Najnowszą propozycję ich szczegółowej litostratygrafii przedstawił Złonkiewicz (*w*: Jewuła i in., 2023: fig. 6; 2024). W bliskim i wschodnim obrzeżeniu są one zastępowane przez osady klastyczne formacji z Baranowa, z Dalejowa i warstw z Krynek (tab. 6; fig. 10, 12–13, 16B, C).

Obszar górnośląski zasadniczo należy do domeny „formacji" retu. W jego północnej i centralnej części (w przybliżeniu tzw. rejon opolski) sukcesja ta jest wykształcona kompletnie i zawiera osady facji salinarnej, podczas gdy w części SE (w przybliżeniu tzw. rejon

TAB. 2 cd.

Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwagi
muszloraczki, kości kręgowców, szczątki makroflory; ichnofauna: tropy kręgowców (płazów i gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; ind–olenek, diener–spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr3, Tbn4, Tbr4 (Kuleta, Nawrocki, 2000, 2002; Nawrocki i in., 2003)	w starszej literaturze określana jako warstwy labiryntodontowe i warstwy hieroglifowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962), iłowce z Pokrzywnicy (Barczuk, 1979), piaskowce z Wiór (Rdzanek, 1992, 1999); jest korelowana z formacją z Goleniaw, dolną częścią formacji ze Stachury oraz z formacją z Piekoszowa w Górach Świętokrzyskich, a także z górną częścią formacji pomorskiej i dolną częścią formacji połczyńskiej na Niżu Polskim
małże, muszloraczki, kości kręgowców, szczątki flory, spory, ziarna pyłku, glony, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, podpoziom *Cycloverrutriletes presselensis* (Fijałkowska, 1994a)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy hieroglifowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962); warstwy pseudooolitowo-hieroglifowe (Pawłowska, 1978); piaskowce z Rzepina (Barczuk, 1979); kompleks E (Kuleta, 1987, 1990, 1996); jest korelowana z formacją z Piekoszowa oraz górną częścią formacji z Wiór; w bliskim i dalszym obrzeżeniu formacja ze Stachury obocznie zazębia się z formacją z Samsonowa, która ją też przykrywa; w dalekim obrzeżeniu formacja ze Stachury graniczy w spągu z formacją z Goleniaw, a w stropie z formacją z Samsonowa; formacja ze Stachury jest korelowana z górną częścią formacji pomorskiej na Niżu Polskim
małże, ślimaki, muszloraczki, kości kręgowców (ryb, płazów i gadów); makroflora, mio- i megaspory, ziarna pyłku, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Densoisporites nejburgii*, podpoziom *Cycloverrutriletes presselensis* (Fijałkowska, 1994a) i poziomy megasporowe: *Tarchirella daciae* (Marcinkiewicz, 1976, 1992a) i *Trileites polonicus–Pusulosporites populosus* (Fuglewicz, 1980); korelowany z poziomami *Trileites polonicus* i *Tarchirella daciae* (Marcinkiewicz i in., 2014) oraz zespoły megasporowe *Pusulosporites populosus–Echitriletes echinatus* i *Echitriletes echinatus–Trileites validus* (Rdzanek, 1981b, 1984)	zony Tbr5, Tbn6 (Nawrocki i in., 2003; Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określana jako warstwy pseudooolitowe (Senkowiczowa, Ślączka, 1962); warstwy pseudooolitowo-labiryntodontowe (Pawłowska, 1978); iłowce z Michałowa (Barczuk, 1979); kompleks F (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); w bliskim i dalszym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich dolna część formacji z Samsonowa obocznie zazębia się z formacją ze Stachury, ponadto dolna część formacji z Samsonowa jest korelowana z górną częścią formacji z Wiór, natomiast górna część formacji z Samsonowa odpowiada górnej części formacji z Piekoszowa; formacja z Samsonowa jest także korelowana z formacją połczyńską na Niżu Polskim
–	trias dolny; olenek, spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zona Tbr5 (Kuleta, Zbroja, 2006)	w starszej literaturze określane jako kompleks F1 (Kuleta, 1987, 1990, 1996; Kuleta i in., 1995); występuje w najniższej części formacji z Samsonowa
muszloraczki, kości kręgowców, detrytus makroflory	trias dolny; ind–olenek, diener–spat (Kuleta, Zbroja, 2006)	–	zony Tbr4-Tbn6 (Kuleta, Zbroja, 2006)	formacja z Piekoszowa obocznie zazębia się z formacjami z Goleniaw, ze Stachury i z Samsonowa

śląsko-krakowski) wykształcenie jest niepełne i charakterystyczny jest brak facji salinarnej (Senkowiczowa, 1965, 1998; Wyczółkowski, 1978). Z tego względu w SE części obszaru dość często spotyka się podział górnego pstrego piaskowca na dolomity retu (inaczej warstwy z *Beneckeia tenuis* lub warstwy z *Myophoria costata* i *Beneckeia tenuis*) oraz wapienie retu (inaczej warstwy z *Lingula tenuissima* lub warstwy z *Myophoria vulgaris*) za Assmannem (1944) i Siedleckim (1952; por. Szyperko-Śliwczyńska, 1980).

Utwory węglanowe górnego pstrego piaskowca tworzą w synklinorium północnosudeckim dolną część formacji z Raciborowic (tab. 3, 4; fig. 14). Piaskowcowa formacja z Radłówki oraz najniższa część formacji z Raciborowic występują na prawie całym obszarze tego synklinorium z wyjątkiem jego skrajnie południowych fragmentów (południowa część rowu Wlenia, rów Świerzawy; fig. 8). Z południowej części tego obszaru, a także z otworów wiertniczych zlokalizowanych w synklinie Grodźca k. Bolesławca, znane są nieme paleontologicznie piaskowce, które z dużym prawdopodobieństwem należy zaliczyć do najniższej części formacji z Raciborowic (Chrząstek, 2002; Durkowski i in., 2017). Przechodzą one ku górze w osady margliste z soczewkami gipsów i anhydrytów (Leśniak, 1978a).

1.1.2. Wapień muszlowy

Litostratygrafia wapienia muszlowego w znacznej części mezozoicznego basenu Niżu Polskiego opiera się na podziale na podgrupy wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego. Wiąże się to z faktem rozpoznania jednostki głównie otworami wiertniczymi, często przewiercającymi ją bezrdzeniowo. Niekiedy wprowadza się bardziej szczegółowy podział na nieformalne jednostki warstw marglistych, falistych i piankowych w dolnej podgrupie oraz warstw glaukonitowych i ceratytowych w górnej podgrupie (Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7) w profilach zachodniej Polski. Często jednak – zwłaszcza w północnej Polsce – nie udaje się rozdzielić środkowego i górnego wapienia muszlowego (np. Gajewska i in., 1997a). W skrajnie NE części basenu wapień muszlowy przechodzi w klastyczną formację fromborską (Strzelecki, 1980; Gajewska i in., 1997a; Becker i in., 2008; tab. 7).

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

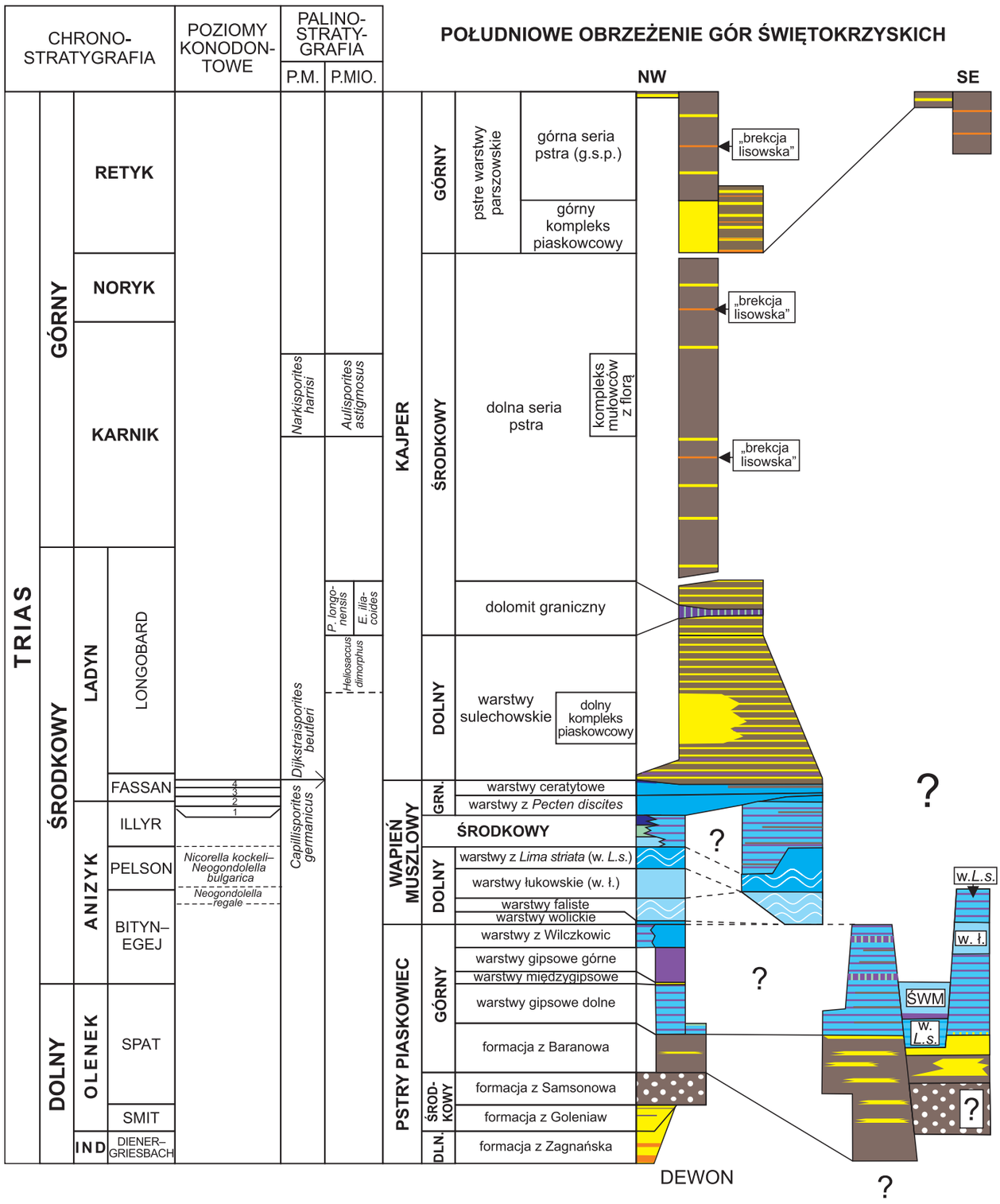
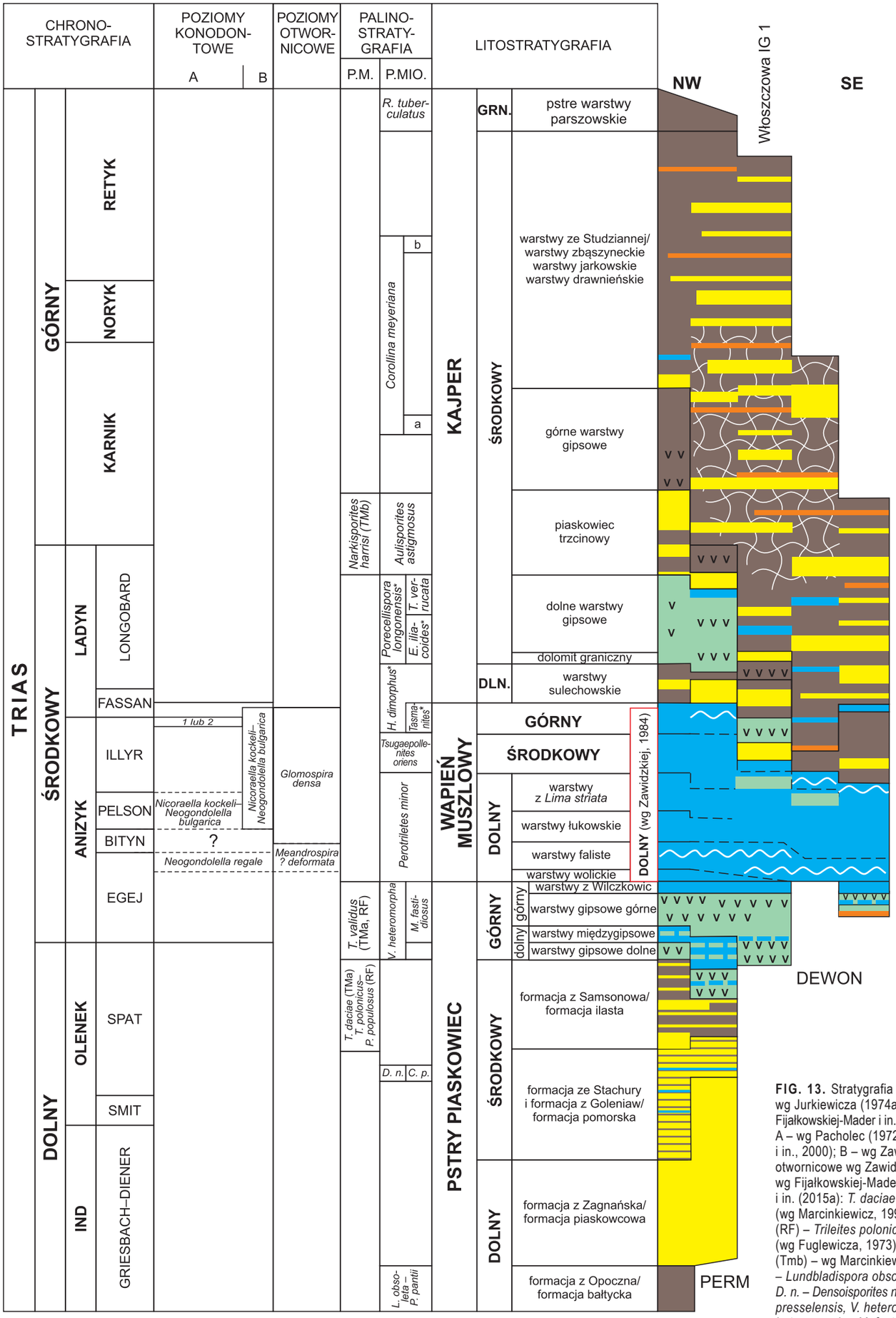


FIG. 12. Stratygrafia triasu południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Trammera (1975); Pawłowskiej (1979); Czapowskiego, Romanka (1986); Szulca (2000); poziomy konodontowe wg Trammera (1975); palinostratygrafia – poziomy miosporowe wg Orłowskiej-Zwolińskiej (*w:* Pawłowska, 1979), poziomy megasporowe wg Fuglewicza (*w:* Romanek, 1982): P.M. – poziomy megasporowe, P.MIO.– poziomy miosporowe, *Ch. – Chirodella, E. – Echinitosporites, N. – Neogondolella, P. – Porcellispora,*



1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

FIG. 13. Stratygrafia triasu niecki miechowskiej wg Jurkiewicza (1974a), Kulety i in. (2000), Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a); poziomy konodontowe: A – wg Pacholec (1972), Romanek (*w:* Kuleta i in., 2000); B – wg Zawidzkiej (1984); poziomy otwornicowe wg Zawidzkiej (1984); palinostratygrafia wg Fijałkowskiej-Mader (2013); Fijałkowskiej-Mader i in. (2015a): *T. daciae* (Tma) – *Tarchirella daciae* (wg Marcinkiewicz, 1992a), *T. polonicus–P. populosus* (RF) – *Trileites polonicus–Pusulosporites populosus* (wg Fuglewicza, 1973), *T. validus* – *Trileites validus*, (Tmb) – wg Marcinkiewicz, 1978; *L. obsoleta–P. pantii* – *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, *D. n.* – *Densoisporites nejburgii*, *C. p.* – *Cycloverrutriletes presselensis*, *V. heteromorpha* – *Voltziaceaesporites heteromorpha*, *M. fastidiosus* – *Microcachryidites fastidiosus*, *H. dimorphus* – *Heliosaccus dimorphus*, *R. tuberculatus* – *Ricciisporites truberculatus*;
* wg Orłowskiej-Zwolińskiej, 1972; pozostałe objaśnienia jak na figurze 12

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 3. Jednostki litostratygraficzne triasu synklinorium północnosudeckiego z uwzględnieniem prac od 1973 r.

		Milewicz, Wójcik (1973)	Leśniak (1978a, b)	Senkowiczowa (1979a)	Milewicz (1985)	Szulc (1991)	Chrząstek (2002)	Kędzierski (2002)	Śliwiński i in. (2003)	Chrząstek, Wojewoda (2011)	Wydzielenia zastosowane w tej pracy
Kajper	środkowy				formacja M fm. K \ fm. L formacja wągrowiecka						górne warstwy gipsowe piaskowiec trzcinowy dolne warstwy gipsowe
	dolny				formacja lubuska						dolomit graniczny
Wapień muszlowy	górny			formacja G og. w. gl.	formacja G						warstwy sulechowskie warstwy ceratytowe warstwy glaukonitowe
	środkowy		XIV								środkowy wapień muszl.
	dolny	warstwy wapieni piankowych	XIII	formacja C	formacja C	D	warstwy E	w. terebratulowe	formacja z Raciborowic	formacja z Raciborowic: warstwy E	formacja z Raciborowic: warstwy E
			XII			C	warstwy D	w. górażdżańskie		warstwy D	warstwy D
		górne warstwy faliste	X–XI	formacja B (gogolińska)	formacja gogolińska	B	warstwy C	warstwy górne gogolińskie		warstwy C	warstwy C
		dolne warstwy faliste	VIII–IX					dolne ?		warstwy B	
		warstwy myoforiowe	VII	formacja A	formacja z Raciborowic	A ?	warstwy B warstwy A			górny pstry piaskowiec – ret	formacja z Raciborowic: warstwy B warstwy A ?
Pstry piaskowiec	górny (ret)	ret	IV–VI I–III				górny ret dolny ret				
	dolny–środkowy	poziom lwówecki (γ)			**og. z Lwówka**						**piaskowiec kaolinitowy**
		poziom z Radłówki (β)			formacja z Radłówki				formacja z Radłówki	formacja z Radłówki	formacja z Radłówki
		poziom kaczawski (α)									

fm. – formacja, og. – ogniwo, w. – warstwy, og. w. gl. – ogniwo wapieni glaukonitowych

TAB. 4. Litostratygrafia triasu synklinorium północnosudeckiego

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Formacja z Radłówki	kilkanaście do 700	synklinorium północnosudeckie	badania litostratygraficzne: Milewicz (1985); Mader (1992); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); badania petrograficzno- sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Raczyński i in. (1998); Śliwiński i in. (2003); Durkowski, Sokalski (2016); Kowalski (2020); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Chrząstek, Wojewoda (2011); Kowalski (2020)	stratotyp – brak, hipostratotyp – łom w Nielestnie (Milewicz, 1985)	centralna część niecki północnosudeckiej
Piaskowiec kaolinitowy	kilkadziesiąt centymetrów do 4 m	synklinorium północnosudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski, Sokalski (2016); Durkowski i in. (2017); Durkowski (2022); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski, Mader (1985); Durkowski i in. (2017)	kamieniołom w zachodniej części Lwówka Śląskiego	rejon Lwówka Śląskiego
Formacja z Raciborowic	174–272	synklinorium północnosudeckie	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Leśniak (1978a, b); Milewicz (1985); Chrząstek (1995b, 2002); Kędzierski (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania cyklostratygraficzne i stratygrafii sekwencji: Kędzierski (2002); badania petrograficzno-facjalno-sedymentologiczne: Błazińska, Bossowski (1979); Szulc (1991); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2013); Kędzierski (2002); Śliwiński i in. (2003); Chrząstek i in. (2004); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski (2022); Durkowski i in. (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Styk (1990); Szulc (1991); Senkowiczowa (1992); Chrząstek (1995a, b, 2002, 2004a, b, 2007, 2008a, b, 2013); Kędzierski, Szulc (1996); Chrząstek, Niedźwiedzki (1998); Salamon i in. (2003); Kędzierski (2004); Głuchowski, Salamon (2005); Chrząstek, Wojewoda (2011); Durkowski i in. (2024); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Styk (1990); Chrząstek (2002, 2013); Kędzierski (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011)	kamieniołom w północnej części Raciborowic Górnych	rejon Raciborowic Górnych
Środkowy wapień muszlowy	27–60	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Leśniak (1978a, b); Chrząstek (2002); Chrząstek, Wojewoda (2011); badania petrograficzno- sedymentologiczne: Leśniak (1978a, b); Milewicz i in. (1977)	–	–
Warstwy glaukonitowe	3,3	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985); badania petrograficzne: Milewicz i in. (1977)	–	monoklina przedsudecka
Warstwy ceratytowe	21	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Warstwy sulechowskie	32	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	rdzeń otworu Sulechów IG 1	zachodnia Polska
Dolomit graniczny	2	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Dolne warstwy gipsowe	122	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Piaskowiec trzcinowy	69	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska
Górne warstwy gipsowe	50	NW część synklinorium północnosudeckiego	badania litostratygraficzne: Senkowiczowa (1979a); Milewicz (1985)	–	zachodnia Polska

Litostratygrafię wapienia muszlowego obszaru świętokrzyskiego opracowała Senkowiczowa (1956, 1957, 1961, 1970). W dolnym wapieniu muszlowym wyróżniła ona warstwy wolickie, faliste, łukowskie (fig. 16D) i warstwy z *Lima striata* (fig. 16D, E), w środkowym – warstwy poddolomitowe, dolomitowe i naddolomitowe (fig. 16F), a w górnym – warstwy z *Pecten discites* (fig. 16G) i ceratytowe (tab. 8; fig. 12, 17). Najbardziej dyskusyjny okazał się podział wapienia muszlowego w niecce miechowskiej. Jurkiewicz (1974a) i Kuleta (*w*: Kuleta i in., 2000; Fijałkowska-Mader i in., 2015a) zakładali obecność dolnego, środkowego i górnego wapienia muszlowego, natomiast Zawidzka (1984) – prawie wyłącznie dolnego wapienia muszlowego (fig. 13).

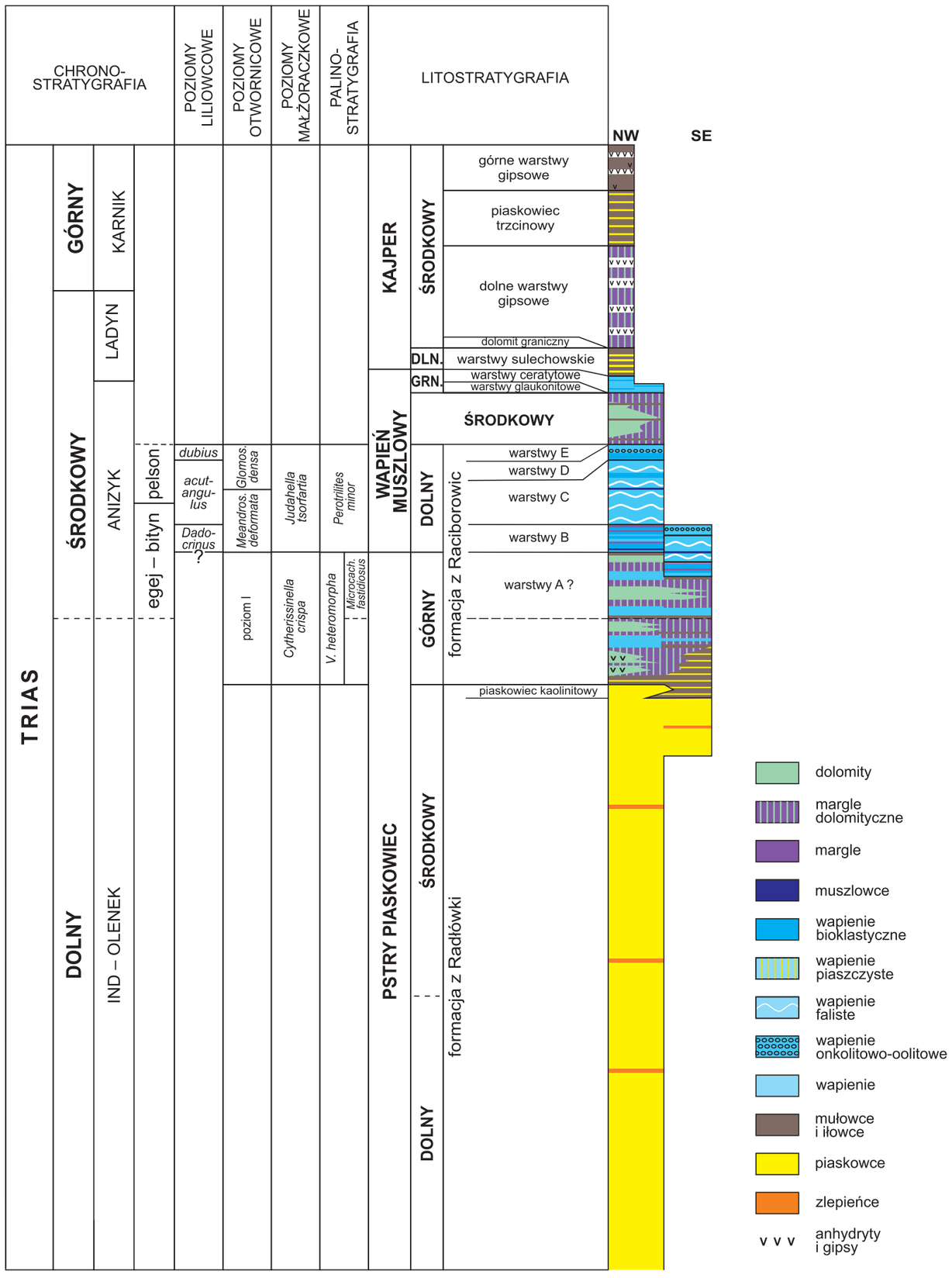
W ostatnich latach najwięcej prac dotyczyło litostratygrafii wapienia muszlowego z obszaru górnośląskiego (fig. 18). Sformalizowane zostały – dobrze udokumentowane odsłonięciami – wydzielenia dolnego wapienia muszlowego: formacja gogolińska (Kowal-Linka, 2008; fig. 19A, B), formacja góraždžańska (fig. 19C), formacja dziewkowicka (Niedźwiedzki, 2000; fig. 19D) i formacja karchowicka (Bodzioch, 1997; fig. 19E, F), odpowiadające wcześniej wydzielanym tam warstwom o zbliżonych nazwach (Assmann, 1944; Gajewska i in., 1997a; tab. 7). We wschodniej części monokliny śląsko-krakowskiej rozdzielenie formacji góraždžańskiej, dziewkowickiej i karchowickiej nastręcza wiele trudności, co doprowadziło do wydzielenia ich odpowiednika – warstw olkuskich (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014). Warstwy olkuskie są po części zdolomityzowane i okruszcowane, tworzą zasadniczą część tzw. dolomitów kruszconośnych (Śliwiński, 1961; Wyczółkowski, 1978; Matysik, 2014; fig. 18; tab. 7).

W wyższej części wapienia muszlowego tego obszaru stosuje się dwa podziały litostratygraficzne: Assmanna (1944) oraz Kotlickiego (1974). W starszym schemacie, bardziej rozpowszechnionym, wydzielono warstwy diploporowe i warstwy tarnowickie, odpowiadające w przybliżeniu podgrupie środkowego wapienia muszlowego, oraz warstwy wilkowickie i boruszowickie, odpowiadające górnemu wapieniowi muszlowemu (Gajewska i in., 1997a; Szulc, 2000; fig. 18). W schemacie Kotlickiego (1974) najniższym wydzieleniem środkowego wapienia muszlowego są warstwy jemielnickie, odpowiadające dolomitom diploporowym, a najniższym wydzieleniem górnego wapienia muszlowego są warstwy z Rybnej, odpowiadające najwyższej części warstw tarnowickich oraz warstwom wilkowickim (tab. 7). Należy podkreślić, że doskonała dokumentacja odsłonięciami oraz szerokie, przemysłowe wykorzystanie wapienia muszlowego regionu śląsko-krakowskiego i opolskiego pobudzało zainteresowanie badawcze i skutkowało częstymi modyfikacjami schematów litostratygraficznych opracowywanych profili. W literaturze można zatem znaleźć bardzo różne odmiany nazw tych samych jednostek,

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
piaskowce kruche, rozsypliwe, kwarcowe lub arkozowe, różnoziarniste, różnobarwne: od czerwonych przez różowe, lokalnie żółte i kremowe, do białych, masywne lub warstwowane poziomo, przekątnie albo krzyżowo, obecne pojedyncze otoczaki kwarcu, kwarcytu lub łupków krzemionkowych a także intraklasty mułowcowe o średnicy od kilkunastu mm do 7 cm, lokalnie przewarstwienia zlepieńców oraz pojedyncze, cienkie przewarstwienia iłowców i mułowców; w wyższej części wyraźna cykliczność sedymentacji, cykle rozpoczyna drobnoziarnisty zlepieniec, który przechodzi w piaskowiec grubo-, a następnie średnio- i drobnoziarnisty	skamieniałości śladowe	trias dolny; ind–olenek (?)	–	formacja z Radłówki jest korelowana z formacją piaskowcową na monoklinie przedsudeckiej (Szyperko-Teller i in., 1997); w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) dzielona na poziom kaczawski, poziom z Radłówki i poziom lwówecki, nawiązujące do piaskowca kaczawskiego, warstw z Radłówki i lwóweckiego piaskowca budowalnego wyróżnionych przez Scupina (1933a, b)
piaskowiec kaolinitowy utworzony z szarych, szarokremowych i jasnoróżowych piaskowców głównie drobno- i średnioziarnistych, masywnych, warstwowanych poziomo, rzadziej przekątnie, zawierających dużą ilość kaolinitu, przewarstwionych oliwkowozielonymi i oliwkowoszarymi mułowcami i iłowcami	–	trias dolny; olenek (?)	–	piaskowiec kaolinitowy został wyróżniony przez Mroczkowskiego (1972; Mazij, Mroczkowski, 1972)
w spągu szare i beżowe piaskowce, mułowce i iłowce przechodzące w szare, lokalnie czerwone margle, margle dolomityczne, lokalnie ilaste z przewarstwieniami szarozielonkawych iłowców i przewarstwieniami wapieni, które ku górze profilu przechodzą w szare, cienkopłytowe margle ilaste i wapienie margliste; w NW części niecki dolomity oraz przewarstwienia i soczewki gipsów i anhydrytów w dolnej części profilu; w dolnych częściach profili brzeżnych partii niecki przewarstwienia piaskowców; wyższa część formacji, korelowana z dolnym wapieniem muszlowym, jest zbudowana z wapieni różnego typu: pelitycznych, organodetrytycznych, onkolitowo-oolitowych, gruzłowych, falistych, muszlowców i margli	ramienionogi, małże, ślimaki, głowonogi, łódkonogi, szkarłupnie – liliowce, wężowidła i jeżowce, konodonty, zęby i łuski ryb, kości płazów i gadów, otwornice, miospory, glony, akritarchy, ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias dolny–środkowy; olenek–anizyk	poziomy liliowcowe: *Dadocrinus, acutangulus* i *dubius,* poziomy otwornicowe: *Meandrospira deformata* i *Glomospira densa,* poziomy małżoraczkowe *Cytherissinella crispa* i *Judahella tsorfatia (tuberculifera)*; palinostratygrafia: poziomy miosporowe: *Voltziaceaesporites hetermomorpha,* podpoziom *Microcahryidites fastidiosus* i *Perotrilites minor*	formację z Raciborowic wyróżnił Milewicz (1985), obejmowała ona osady retu i warstwy myoforiowe dolnego wapienia muszlowego; Śliwiński i in. (2003) poszerzyli zasięg formacji i objęli nią osady retu i dolnego wapienia muszlowego, Chrząstek i Wojewoda (2011) w formacji z Raciborowic opisali wydzielone wcześniej przez Chrząstek (2002) warstwy B–E, a w niniejszej pracy wlicza się do niej również warstwy A o niejasnej pozycji stratygraficznej
jasnoszaro-kremowe, jasnoszaro-żółte i szare cienkoławicowe dolomity, dolomity margliste, margle i mułowce dolomityczne, wapienie dolomityczne, w stropie przewarstwienia szarych, drobnoziarnistych piaskowców	małże, ramienionogi	trias środkowy	–	środkowy wapień muszlowy jest korelowany z kompleksem XIV Leśniaka (1978a, b)
szare piaskowce kwarcowe średnio- i gruboziarniste z glaukonitem przeławicone szarym dolomitem marglistym	–	trias środkowy; anizyk	–	wydzielenie opisane na podstawie rdzenia otworu Gozdnica IG 2 (Milewicz i in., 1977)
szare, naprzemianlegle wapienie, wapienie dolomityczne i margle	ramienionogi	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare lub pstre iły i iłowce przewarstwione jasnoszarymi piaskowcami warstwowanymi poziomo i przekątnie w małej skali	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
margle dolomityczne	–	trias środkowy	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare i jasnoszare anhydryty, ciemnoszare margle dolomityczne, żyłki białego gipsu	–	trias środkowy–górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szare, miejscami pstre mułowce i iłowce przeławicone szarozielonkawymi piaskowcami średnioziarnistymi, warstwowanymi poziomo lub przekątne	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)
szarozielone i czerwonobrunatne mułowce i iłowce z przewarstwieniami i gniazdami biało-różowego gipsu	–	trias górny	–	wydzielenie opisane na podstawie karty otworu Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970)

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)



Glomos. — Glomospira
Meandros.— Meandrospira
Microcach. — Microcahryidites
V. — Voltziaceaesporites

FIG. 14. Stratygrafia i litologia utworów triasu synklinorium północnosudeckiego; poziomy liliowcowe wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993); Chrząstek (2002); Głuchowskiego, Salamona (2005); otwornicowe wg Styk (1990), Chrząstek (2002); małżoraczkowe wg Styk (1990); palinostratygrafia wg Durkowskiego i in. (2024); litostratygrafia wg Mroczkowskiego (1972); Milewicza (1985); Głuchowskiego, Salamona (2005); litologia wg Milewicza, Wójcika (1973); Milewicza (1985); Chrząstek (2002); Chrząstek, Wojewody (2011)

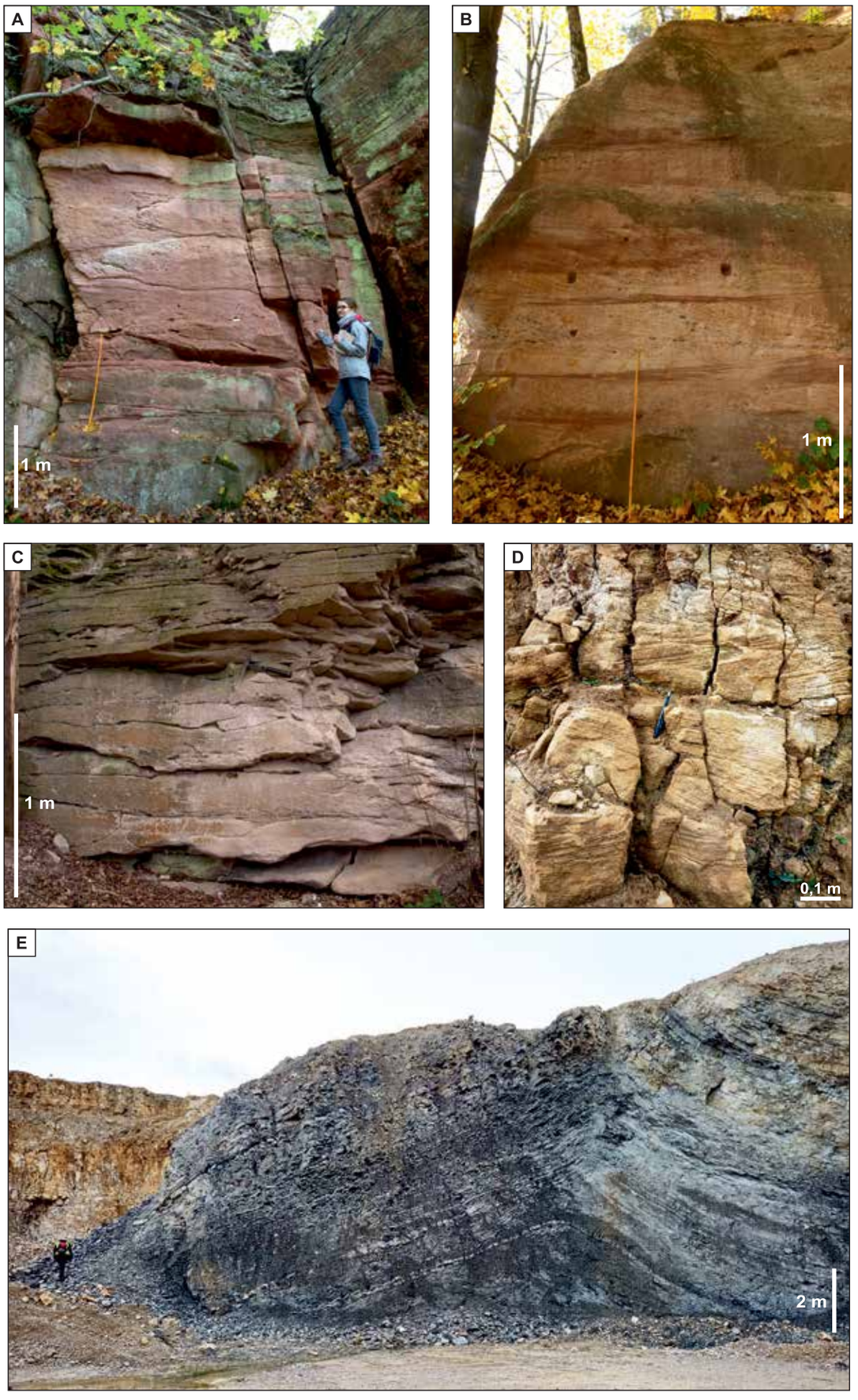


FIG. 15. Utwory triasu regionu sudeckiego: **A** – odsłonięcie piaskowców arkozowych formacji z Radłówki w Nielestnie, synklinorium północnosudeckie; **B** – odsłonięcie warstwowanych piaskowców arkozowych formacji z Bohdašina w Łącznej, synklinorium śródsudeckie; **C** – odsłonięcie piaskowców kaolinowych w Jawiszowie, synklinorium śródsudeckie; **D, E** – kamieniołom w Raciborowicach Górnych (synklinorium północnosudeckie; D – formacja z Raciborowic, warstwy C; E – formacja z Raciborowic, warstwy E). Fot. A. Kowalski

TAB. 5. Litostratygrafia triasu synklinorium śródsudeckiego

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar	Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Uwagi
Formacja z Bohdašina	kilka-dziesiąt	synklinorium śródsudeckie	badania litostratygraficzne: Lorenc, Mroczkowski (1978); Kowalski (2017); badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Lorenc, Mroczkowski (1978); Mroczkowski, Mader (1985); Mader (1992); Kowalski (2020)	Bohdašin, Czechy	synklinorium śródsudeckie	czerwone i różowe różnoziarniste piaskowe arkozowe ze zróżnicowanymi petrograficznie otoczakami kwarcytów, kwarcu żyłowego, agatów, granitów, gnejsów, porfirów, piaskowców i in., wielkości od kilku do 15 cm, na ogół rozmieszczonych nieregularnie; piaskowce warstwowane przekątnie w małej i dużej skali, rzadziej równolegle	–	trias dolny	w starszej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami czerwonymi (α) i ogniwem D (Lorenc, Mroczkowski, 1978); nazwę formacji z Bohdašina wprowadzili do literatury Tásler i in. (1979); Mader (1992) w dolnej części formacji z Bohdašina wyróżnił dolne polimiktyczne piaskowce i zlepieńce, a w środkowej – środkowe piaskowce skaleniowe
Piaskowiec kaolinitowy z Devět Křížů	10 do ok. 20	synklinorium śródsudeckie	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Mroczkowski (1977); Don i in. (1981); Kowalski (2017, 2020); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mroczkowski (1977); Kowalski (2020)	kamieniołom Devět Křížů, Czechy	rejon Červeného Kostelce	kruche, białawe i jasnoszare, gruboławicowe piaskowce gruboziarniste o spoiwie kaolinitowym i zlepieńce, zawierające otoczaki skał metamorficznych (gnejsów i kwarcytów) i magmowych (granitów, granodiorytów, rzadziej riolitów); warstwowane przekątnie w dużej i średniej skali; w górnej części profilu piaskowce grubo- i średnioziarniste warstwowane przekątnie w dużej skali, o wyraźnej oddzielności płytowej	skamieniałości śladowe	trias dolny	piaskowiec z Devět Křížů stanowi nieformalną nazwę ogniwa z Barchovin (Holub, 1972); w starszej, polskiej literaturze (Milewicz, Wójcik, 1973) nazwane piaskowcami białymi (β)

czy też modyfikacje znaczenia jednostek o tych samych nazwach. W tej publikacji ograniczono się do przedstawienia jednostek formalnych oraz najbardziej rozpowszechnionych jednostek nieformalnych (patrz tab. 7). Jednostkami nieformalnymi posługiwano się dla tych części profilu, dla których nie dokonano formalizacji litostratygraficznej.

Od czasu pracy Assmanna (1933) dolną granicę dolnego wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim przyjęto w miejscu pojawienia się pierwszej ławicy liliowcowej, utworzonej z członów liliowców z rodzaju *Dadocrinus* (Senkowiczowa, 1979a). Granica ta – rozdzielająca pstry piaskowiec i wapień muszlowy – przebiega na ogół w obrębie jednolitej serii marglisto-wapiennej i przy braku skamieniałości trudno ją wskazać. W regionie wydziela się formację z Raciborowic obejmującą pierwotnie górny pstry piaskowiec i najniższą część dolnego wapienia muszlowego (Milewicz, 1985), a następnie rozszerzoną na cały dolny wapień muszlowy regionu (Milewicz, 1997; Śliwiński i in., 2003; Chrząstek i Wojewoda, 2011; tab. 3, 4; fig. 14). W profilach rdzeni wiertniczych często całą sukcesję wapienno-marglistą, leżącą pomiędzy utworami górnego pstrego piaskowca a dolomitami środkowego wapienia muszlowego lub, częściej, utworami kredy górnej, określa się jako dolny wapień muszlowy (por. Chrząstek, 2002; Durkowski i in., 2024). W odsłonięciach, zwłaszcza w kamieniołomach w Raciborowicach Górnych i Jerzmanicach-Zdroju, można wydzielić mniejsze jednostki w obrębie formacji z Raciborowic – określane jako warstwy od A do E (Chrząstek, 2002; Chrząstek, Wojewoda, 2011; fig. 14, 16D, E). Warstwy te dobrze korelują się z warstwami gogolińskimi, góraždžańskimi i terebratulowymi obszaru górnośląskiego (Chrząstek, 2002; Kędzierski, 2002; tab. 3).

Osady środkowego wapienia muszlowego, wykształcone głównie jako dolomity i margle dolomityczne, podrzędnie ewaporaty, a także warstwy ceratytowe i warstwy glaukonitowe górnego wapienia muszlowego, stwierdzono jedynie w kilku otworach wiertniczych w NW części synklinorium (np. otwory Przewóz 1 i Gozdnica IG 2; Milewicz i in., 1977; Leśniak, 1978a; Senkowiczowa, 1979a; Chrząstek, 2002; fig. 8).

1.1.3. Kajper

Do końca XX w. kajper dzielono jedynie na część dolną i górną, stosując równocześnie pojęcie retyku jako jednostki litostratygraficznej, obejmującej utwory najwyższego triasu, leżące nad kajprem (fig. 20). Dopiero podczas opracowywania tabeli stratygraficznej Polski na początku XXI w. zrezygnowano ze stosowania pojęcia retyku w sensie litostratygraficznym, ze względu na stosowanie jednostki o identycznej nazwie w podziale chronostratygraficznym triasu. Rozszerzono zasięg grupy kajpru na cały najwyższy interwał triasu, a dotychczasowe wydzielenia uznawane za kajper górny włączono do kajpru środkowego (fig. 20). Do podgrupy tej zaliczono również najniższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk niższy). Najwyższe wydzielenia dawnego retyku (tzw. retyk wyższy) zaliczono do kajpru górnego (patrz Becker i in., 2008). Dla większości obszaru Polski stosuje się w kajprze jednostki nieformalne, często nawiązujące do wydzieleń utworzonych w niemieckiej części basenu (fig. 20). Jednostką kajpru dolnego, o największym rozprzestrzenieniu na Niżu Polskim, są warstwy sulechowskie (Gajewska, 1978; Gajewska i in., 1997b; Becker i in., 2008). W kajprze środkowym wyróżnia się w zasadniczej części obszaru Polski warstwy gipsowe dolne, piaskowiec trzcinowy, warstwy gipsowe górne, warstwy jarkowskie oraz warstwy zbąszyneckie (fig. 20; tab. 9). Dwa ostatnie wydzielenia są często trudne do rozdzielenia, zwłaszcza w nierdzeniowanych otworach wiertniczych (por. Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997). Z wydzielania warstw drawieńskich poniżej warstw jarkowskich zrezygnowano w ogóle (Deczkowski, 1977; Becker i in., 2008). W NE Polsce kajper środkowy jest reprezentowany przez warstwy nidzickie, uważane za odpowiednik warstw jarkowskich i zbąszyneckich (fig. 20; tab. 9).

Kajper górny budują, w zasadniczej części Niżu Polskiego, warstwy wielichowskie, a w NE Polsce odpowiadające im warstwy bartoszyckie (Deczkowski i in., 1997; fig. 20; tab. 9). W północnej i NW Polsce stosuje się pojęcie warstw z *Trileites*, określając nim tę część warstw wielichowskich (lub ich całość), która charakteryzuje się bardziej piaskowcowym wykształceniem (Dadlez, Franczyk, 1979; Franczyk, 1983, 1987; Iwanow, Becker, 2007; Becker i in., 2008).

Dla obszaru świętokrzyskiego Jurkiewicz (1974a, 1988) podał – opartą na wydzieleniach z Niżu Polskiego – litostratygrafię terygenicznych osadów kajpru dolnego (warstwy sulechowskie), utworów węglanowo-ewaporatowych dolnej części kajpru środkowego (dolomit graniczny i dolne warstwy gipsowe, znane tylko z wierceń), terygenicznych i terygeniczno-ewaporatowych utworów środkowej części kajpru środkowego (piaskowiec trzcinowy i górne warstwy gipsowe, znane tylko z wierceń) północnego i zachodniego obrzeżenia (fig. 21) oraz niecki miechowskiej (fig. 13). Podział wyższej części kajpru środkowego zaproponowała Fijałkowska-Mader (2018a) – wyróżniła warstwy ze Studziannej (fig. 22), które (w obrębie dominujących, brunatnych mułowców i iłowców) zawierają przewarstwienia piaskowców oraz poziomy tzw. brekcji lisowskiej, zbudowanej z gruzłów węglanowych, kalkretów oraz zlepieńców wapiennych (por. Szulc, 2005; Szulc i in., 2015a; tab. 10; fig. 13). Warstwy ze Studziannej są odpowiednikiem warstw jarkowskich i zbąszyneckich na Niżu Polskim. Kajper górny natomiast skorelowała z ilasto-mułowcowymi pstrymi warstwami parszowskimi (fig. 12, 13, 21), będącymi odpowiednikiem warstw wielichowskich na Niżu Polskim. Autorami podziału stosunkowo najsłabiej poznanego triasu górnego w południowym obrzeżeniu są Pawłowska (1979) oraz Czapowski i Romanek (1986). Na podstawie profili wiertniczych wyróżnili oni kajper dolny, dolomit graniczny, dolną serię pstrą, z kompleksem mułowców z florą, stanowiącym odpowiednik piaskowca trzcinowego oraz górny kompleks piaskowcowy i górną serię pstrą, które można zaliczyć do pstrych warstw parszowskich (fig. 12).

Na obszarze górnośląskim wykreowano kilka schematów litostratygraficznych w obrębie grupy kajpru (fig. 23). Zasadniczo kajper dolny jest wydzielany na poziomie podgrupy lub reprezentują go warstwy miedarskie (Kotlicki, 1974). W zachodniej części regionu powyżej warstw miedarskich są wyróżniane warstwy z Opola oraz warstwy z Potempy (Kotlicki, Włodek, 1976; tab. 9) a także, odpowiadająca im stratygraficznie we wschodniej części regionu,

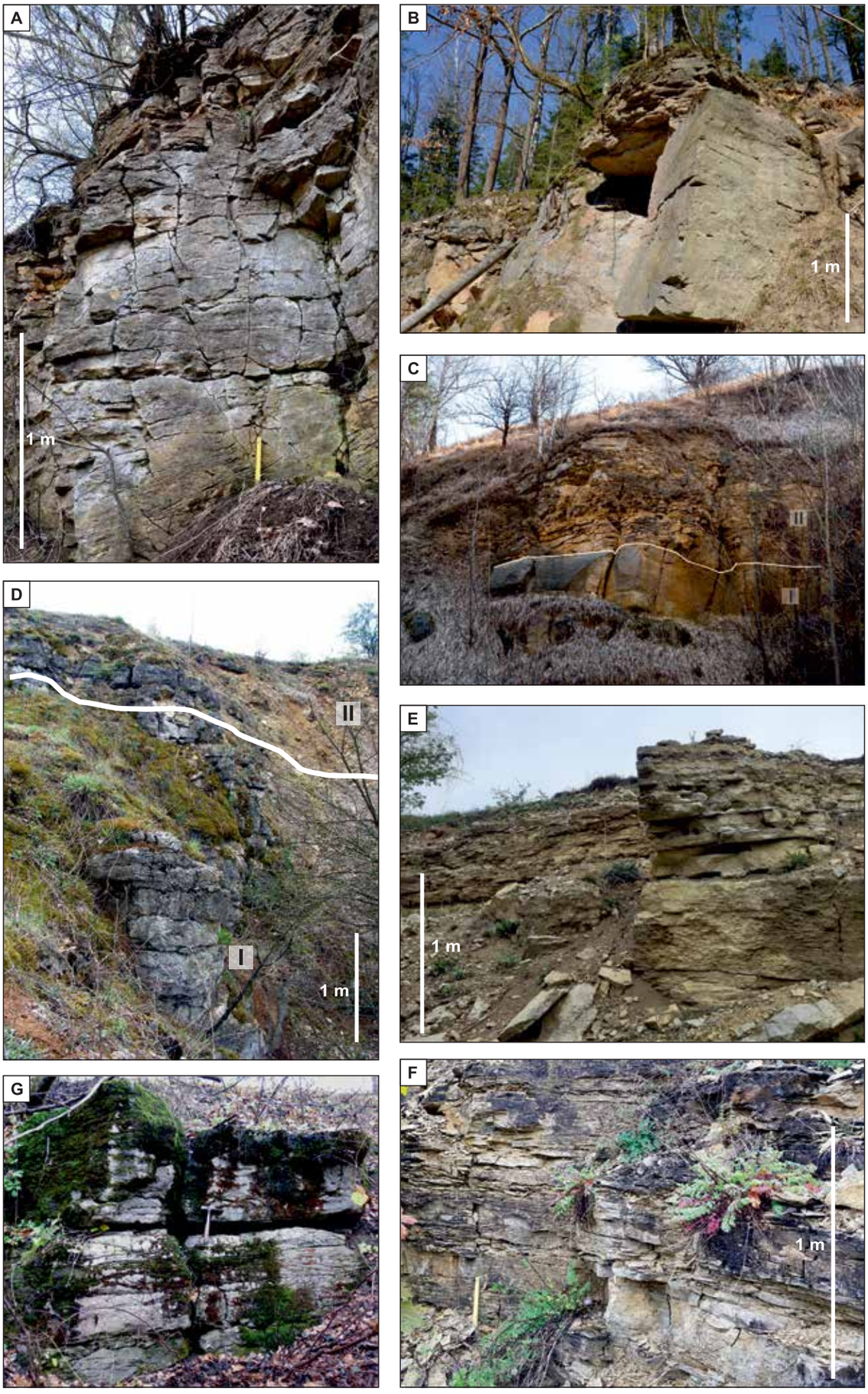


FIG. 16. Osady górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich: **A** – wapienie warstw międzygipsowych retu w kamieniołomie w Piekoszowie; **B** – piaskowce warstw z Krynek w kamieniołomie Gęsbury („Oczy Ziemi") koło Suchedniowa; **C** – piaskowce warstw z Krynek (I) i osady węglanowe wapienia muszlowego (II) w kamieniołomie Witulin w Dołach Biskupich; **D** – wapienie warstw łukowskich (I) i warstw z *Lima striata* (II) dolnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Wolicy; **E** – wapienie warstw z *Lima striata* w kamieniołomie w Wolicy; **F** – wapienie środkowego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Promniku; **G** – wapienie warstw z *Pecten discites* górnego wapienia muszlowego w kamieniołomie w Bliżynie-Gostkowie. Fot. A, D, F – W. Trela; fot. B, C – A. Fijałkowska-Mader; fot. E – M. Poros; fot. G – Z. Złonkiewicz

TAB. 6. Litostratygrafia górnego pstrego piaskowca obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.), w tym **kreator**	Typowy profil	Typowy obszar
Formacja z Baranowa	40–200	bliskie i dalekie północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Gągol (1974); Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Mader (1985, 1992); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993, 1998); Romanek (1993, 1995); Romanek (1994); **Kuleta, Nawrocki (2000**, 2002); Kuleta (2004); Malec i in. (2006); Kuleta, Zbroja (2006); Kuleta i in. (2006a, c, 2007b); Złonkiewicz (2010, 2019, 2024); Szulc i in. (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1982); Kuleta i in. (2001, 2005a, b, 2006b, d, 2007e); Kuleta (2004); Ptaszyński, Niedźwiedzki (2006); Bujok i in. (2008); Żyła i in. (2013); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Kuleta, Fijałkowska (1994, 1995); Fijałkowska, Kuleta (1994); Kuleta i in. (1995); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Złonkiewicz (2019, 2024)	kopalnia Baranów w Suchedniowie	rejon Suchedniowa
Warstwy z Radoszyc	20–80	dalekie zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Jurkiewicz (1993); Romanek (1995, 2006a, b); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Dybova-Jachowicz, Laszko (1978); Marcinkiewicz (1978); Malec (1981); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Fijałkowska (2006a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1985, 1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3, głęb. 350–400 m	rejon Radoszyce–Mniów
Warstwy gipsowe dolne	20–40	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a, 1988, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1995); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy między-gipsowe	20–30	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1973, 1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Szulc (2000); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); Jewuła i in. (2023); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Pawłowska (1978); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Liszkowski (1993); Fijałkowska (2006a); Fijałkowska-Mader (2013, 2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Fijałkowska-Mader (2013); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy gipsowe górne	kilka–27	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1991b, 1993, 1994, 1995, 1996); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Kuleta, Romanek (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Fuglewicz (1973); Romanek (1976); Fijałkowska-Mader (2015, 2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy z Wilczkowic	25–85	bliskie i dalekie zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980a,b, 1988, 1990, 1993, 1994, 1995); Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1995); Pawłowska (1978); Fuglewicz (1980); Malec (1981); Głuchowski, Salamon (2005); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Morawska (1996); Złonkiewicz (2024)	otwór Radoszyce 3	rejon Wilczkowice–Radoszyce
Warstwy z Dalejowa	2–50	bliskie i dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Gągol (1974); Filonowicz (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek (1994); Romanek (1995); Romanek, Kuleta (2018); Złonkiewicz (2019); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976); Senkowiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Złonkiewicz (2019)	–	rejon Mniów–Suchedniów
Ogniwo wapieni marglistych z Jarug	kilkadziesiąt cm do1 m	bliskie NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich.	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Romanek (1994)	odsłonięcie w brzegu rzeczki Kamionki w Jarugach	wschodnia część północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich
Warstwy z Krynek	10–40	bliskie północne i NE oraz dalekie NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Barczuk (1979); Filonowicz (1979); Ptaszyński (1981b); Studencki (1993); Romanek (1993, 1995, 2006a, c); Romanek (1994); Kuleta i in. (2005b); Trela i in. (2007); Trela, Wojtyna (2009); Złonkiewicz (2019); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Karaszewski (1976); Romanek (1976, 2006b); Senkowiczowa (1982); Kuleta i in. (2005b); Fijałkowska (2006b); Niedźwiedzki i in. (2007); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Mader (1992); Trela (1998)	–	rejon Wąchock–Krynki

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwag
czerwone, rzadziej różowe i białe (odbarwione) piaskowce średnio- i drobnoziarniste, często przekątnie warstwowane, czerwone mułowce i iłowce, lokalnie z plamistymi białymi i seledynowymi odbarwieniami wokół śladów po korzeniach roślin, tworzące proste cykle sedymentacyjne o miąższości od kilku do kilkunastu metrów; grube, do 4 m, warstwy piaskowca, tworzące dolną część cykli, z intraklastami iłowców i otoczakami hematytu; w górnych iłowcowych członach cykli inicjalne gleby kopalne; cechą charakterystyczną są „polewy" i laminy wzbogacone w hematyt na górnych i dolnych powierzchniach ławic piaskowców	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kręgowców: ryb, płazów i gadów, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias dolny–środkowy; olenek–anizyk, spat–bityn?	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha* (Żyła i in., 2013)	formacja obejmuje utwory określane w starszej literaturze jako: poziom podrudny (Kleczkowski, 1953), warstwy z Radoszyc, warstwy z Wąchocka, warstwy z Młodzaw i warstwy z Łyżew (Senkowiczowa, 1966a, b) i kompleks podwęglanowy (Gągol, 1974); obocznie zazębia się z dolnymi warstwami gipsowymi warstwami międzygipsowymi i górnymi warstwami gipsowymi wyróżnianymi w dalekim zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich
drobnoziarniste piaskowce ciemnoczerwone (wiśniowe); rzadziej różowe, z ziarnami kaolinu, z przewarstwieniami piaskowców gruboziarnistych i mułowców ciemnoczerwonych (wiśniowych) czasem nieco piaszczystych; spoiwo stanowi kalcyt, uwodnione tlenki żelaza, czasem krzemionka lub dolomit	małże, ślimaki, małżoraczki, stawonogi w tym owady, kości kręgowców (ryb, płazów i gadów); szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk	poziom palinologiczny megasporowy *Trileites validus* (Fuglewicz, 1973).	niejasna relacja do formacji z Baranowa
szare dolomity, margle i iłowce z przewarstwieniami gipsów, piaskowców i wapieni glaukonitowych	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, kości kręgowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias dolny; olenek, spat	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha* (Fijałkowska, Trzepierczyńska ,1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe I korelowane z górną częścią warstw z Wąchocka (Senkowiczowa, 1966a)
szare wapienie margliste, margle dolomityczne, mułowce i iłowce z przewarstwieniami piaskowców	ramienionogi, małże, ślimaki, kości kręgowców, zęby ryb, konodonty, otwornice, szczątki makroflory, miospory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Fijałkowska, Trzepierczyńska, 1990; Fijałkowska, 2006a; Fijałkowska-Mader, 2018b)	korelowane z warstwami z Młodzaw (Senkowiczowa, 1966a, b)
szare wapienie margliste, margle dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców, gipsu i anhydrytu; zielonkawo-wiśniowe i szare margle dolomityczne, beżowe dolomity i iłowce z przewarstwieniami piaskowców	małże, muszloraczki, kości kręgowców, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Fijałkowska-Mader, 2018b)	oryginalna nazwa jednostki to warstwy gipsowe II korelowane z warstwami z Łyżew (Senkowiczowa, 1966a, b)
szare wapienie organogeniczne z podrzędnymi przewarstwieniami dolomitów, margli oraz wiśniowych mułowców i pstrych iłowców, a także z lokalnymi przewarstwieniami gipsu i anhydrytu; w dalekim zachodnim obrzeżeniu w wykształceniu warstw z Wilczkowic zaznacza się wyraźna trójdzielność: dolną część budują czerwone iłowce i takież wapienie, środkową – wapienie szare zbite, lokalnie bitumiczne, z małżami, górną – wapienie z przewarstwieniami wiśniowych mułowców	ramienionogi, małże, ślimaki, liliowce, małżoraczki, muszloraczki, kości kręgowców, otwornice, szczątki makroflory	trias środkowy; anizyk, bityn	poziom liliowcowy *Dadocrinus* (Głuchowski, Salamon, 2005); poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006) i megasporowy *Trileites validus* (Fuglewicz, 1980)	korelowane z warstwami z Dalejowa i warstwami z Krynek (Senkowiczowa, 1966a,b) oraz wapieniami marglistymi z Jarug (Barczuk, 1979)
dwa typy osadów: marglisto-dolomityczne, w których podrzędnie występują piaskowce i iły, oraz ilasto-piaskowcowe, w których margli brak lub występują podrzędnie; osady pierwszego typu budują naprzemianlegle margle dolomityczne i dolomity płytkowe żółtoszare, piaskowce drobnoziarniste, jasnoszare, iły i łupki margliste; występuje w nich poziom syderytów ilastych, szarokremowych lub ciemnoszarych, wietrzejących na kolor rdzawy; osady typu drugiego to iły pstre, wiśniowe, żółte oraz plamiste, z cienkimi przewarstwieniami piaskowców kwarcytowych drobnoziarnistych, zlewnych, piaskowców z drobnym żwirkiem, niekiedy limonitycznych, oraz, rzadko, margli dolomitycznych i dolomitów marglistych, z przewarstwieniami limonitów i limonitów piaszczystych	ramienionogi, małże, ślimaki, małżoraczki, kości płazów, zęby rekinów, otwornice, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006)	–
szare, twarde wapienie margliste i dolomity	–	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	–	w schemacie Kulety i Zbroi (2006) ogniwo z Jarug zostało włączone do warstw z Dalejowa
szarożółte, rzadziej różowawe i czerwone piaskowce różnoziarniste z otoczakami kwarcu do 1 cm średnicy z cienkimi przewarstwieniami wiśniowych, zielonkawych, żółtych i fioletowych iłowców, których ilość i miąższość wzrasta we wschodniej części obrzeżenia, lokalnie spotyka się przewarstwienia margli i dolomitów piaszczystych	małże, małżoraczki, szczątki makroflory, miospory, ichnofauna: tropy kręgowców (gadów); ślady bezkręgowców, ślady po korzeniach roślin	trias środkowy; anizyk, egej–bityn	poziom palinologiczny miosporowy *Voltziaceaesporites heteromorpha,* podpoziom *Microcachryidites fastidiosus* (Kuleta, Zbroja, 2006); w otworze Ostałów PIG 2 Fijałkowska-Mader (2006b) stwierdziła poziom *Perotrilites minor*, co wskazuje na diachronizm jednostki	Barczuk (1979) wprowadził nazwę piaskowce z Bukowia dla warstw z Krynek we wschodniej części NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

TAB. 7. Litostratygrafia wapienia muszlowego Niżu Polskiego (występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego, 2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja gogolińska	40–80, maks. do ponad 90	monoklina przedsudecka, synklinorium północnosudeckie	badania wapienia muszlowego Wyżyny Śląsko-Krakowskiej były prowadzone od połowy XIX w.; formacja gogolińska odpowiada wyróżnionym przez Assmanna (1944) warstwom gogolińskim; litostratygrafia Assmanna (1944), przetłumaczona przez Siedleckiego (1949) stała się podstawą do formalizacji jednostki przez **Kowal-Linkę (2008)**; wcześniejsze próby formalizacji przez Senkowiczową (1980) nie zostały sfinalizowane; interpretację wieku formacji przedstawiła Zawidzka (1975a) na podstawie badań litologicznych i biostratygraficznych (konodonty), a dodatkową dyskusję na podstawie magnetostratygrafii przeprowadzili Nawrocki i Szulc (2000); bardzo liczne prace poświęcono zespołowi skamieniałości formacji, z których do najnowszych należą m.in. prace Hagdorna i Głuchowskiego (1993), Senkowiczowej (1998), czy Niedźwiedzkiego (2002); formacja gogolińska była również rozważana w szerszym kontekście sedymentologicznym i genetycznym m.in. w pracach Szulca (2000), Kędzierskiego (2002) i Matysika (2016, 2019). Kowal-Linka (2009) przeprowadziła dalsze badania litostratygraficzne	stratotyp złożony, składający się ze stratotypów podrzędnych jednostek (ogniw i poziomów)	Wyżyna Śląsko-Krakowska
Warstwy margliste	do ok. 30	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy faliste	ok. 30–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1964, 1971)** i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy piankowe	ok. 40–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)** i nieco zmodyfikowana przez Senkowiczową (1973b), stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Formacja górażdżańska	6–27, przeważnie 15–20	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom górażdżańskim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994); **Niedźwiedzki (2000)**; Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom Górażdże; hipostratotyp – kamieniołom Strzelce Opolskie	Śląsk Opolski
Formacja dziewkowicka	7–19, przeważnie 11–15	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom terebratulowym, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994); **Niedźwiedzki (2000)**; Szulc (2000); Matysik (2016)	kamieniołom w Dziewkowicach; hipostratotyp – kamieniołom I na Górze Św. Anny („Amfiteatr")	Śląsk Opolski
Formacja karchowicka	10–17	SE monoklina przedsudecka	formacja odpowiada w przybliżeniu warstwom karchowickim, które dzięki swym odsłonięciom na Śląsku były intensywnie badane od połowy XIX w. do dziś pod kątem litologicznym i biostratygraficznym, a później również sedymentologicznym i genetycznym; najbardziej znaczące prace opublikowali m.in.: Assmann (1913, 1944); Siedlecki (1949, 1952); Kotlicki, Kubicz (1974); Senkowiczowa (1980); Zawidzka (1975a, b); Hagdorn, Głuchowski (1993); Kotański (1994), **Bodzioch (1997)**; Szulc (2000); Matysik (2010, 2016)	holostratotyp – kamieniołom Zakładów Przemysłu Wapienniczego w Tarnowie Opolskim; hipostratotyp – kamieniołom cementowni „Strzelce Opolskie" w Strzelcach Opolskich	zachodnia część Górnego Śląska (Śląsk Opolski), od Rogowa Opolskiego po południk przechodzący przez Tarnowskie Góry
Warstwy glaukonitowe	od kilku do ok. 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Warstwy ceratytowe	zwykle kilkanaście do ponad 20	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1971)**, stosowana w szczegółowych podziałach wapienia muszlowego Niżu Polskiego, zwłaszcza zachodniej Polski (np. Gajewska i in., 1997; Becker i in., 2008; Feldman-Olszewska, 2014c)	–	Niż Polski (głównie część zachodnia)
Formacja fromborska	zwykle ok. 30, miejscami dochodzi do 50, a nawet 70	monoklina mazursko-podlaska (północna część)	jednostka wprowadzona przez **Strzeleckiego (1980)** podczas opracowywania osadów triasu NE Polski pod kątem ich potencjału złożowego rud uranu; stosowana głównie w pracach stratygraficznych i kartograficznych (m.in. Gajewska, 1988; Becker i in., 2008; Podhalańska, 2012; Franz i in., 2021)	–	NE część Niżu Polskiego
Warstwy diploporowe	z reguły od kilku do ok. 50	monoklina śląsko-krakowska	liczne prace litologiczno-litostratygraficzne (m.in.: **Lehmann, Füchsel, 1780 *w:* Assmann, 1944**; Kłapciński, 1959; Wyczółkowski, 1978; Śliwiński, 1978), sedymentologiczne i sedymentologiczno-stratygraficzne (m.in.. Szulc, 2000; Matysik, 2014, 2016); mineralogiczno-złożowe (m.in. Śliwiński, 1978; Gałkiewicz, Śliwiński, 1985; Pieczonka, 2011; Mikulski i in., 2013, 2017)	–	Wyżyna Śląska i Wyżyna Krakowsko-Częstochowska

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
zbudowana z: kremowych, szarych i różowawych, grubo-, średnio- i cienkoławicowych wapieni organodetrytycznych; kremowych i szarych, średnio- i cienkoławicowych wapieni pelitowych, często o strukturze falistej lub falisto-gruzłowej; żółtawych i pomarańczowych dedolomitów (wapienie margliste); szarych wapieni piaszczystych; zlepieńców śródformacyjnych; szarych i brązowych margli, zazwyczaj złupkowanych. Jednostki podrzędne (od spągu do stropu): 1) ogniwo wapienia krynoidowego z Zakrzowa, 2) ogniwo margla ze Skały, 3) ogniwo wapienia komórkowego z Emilówki, 4) poziom wapienia marglistego z Odrowąża, 5) poziom wapienia z Malni, 6) ogniwo wapienia falistego z Ligockiej Góry; w obrębie 1): warstwa wapienia pelitowego z Krapkowic, warstwa wapienia organodetrytycznego z Dąbrówki, warstwa wapienia organodetrytycznego z Podboru; w obrębie 2): warstwa zlepieńca śródformacyjnego z Kociny; w obrębie 3): warstwa wapienia organodetrytycznego z Karłubca, warstwa wapienia marglistego z Otmętu	zróżnicowane gatunkowo małże, ślimaki i ramienionogi, liliowce z rodzajów *Dadocrinus* i *Holocrinus*, zróżnicowane skamieniałości śladowe, rzadziej: małżoraczki, wężowidła, jeżowce, łódkonogi, głowonogi oraz elementy szkieletowe ryb, płazów i gadów	trias środkowy; anizyk; być może również najwyższy trias dolny; najwyższy olenek	głównie konodontowa; podpoziom *Neospathodus germanicus* oraz najniższa część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy najniższą część dolnego wapienia muszlowego
margle szare, przeławicone wapieniami marglistymi szarymi z liczną fauną; nagromadzenia skorup nadają skale miejscami teksturę gruzłową	w przeławiceniach wapiennych liczna fauna głównie *Myophoria vulgaris* Schloth; pojedyncze liliowce	trias dolny/środkowy	poziom miosporowy *Perotrilites minor*	najniższa część dolnego wapienia muszlowego; wcześniej określane jako „warstwy myoforiowe" (Gajewska, 1964, 1971) i włączane do najwyższego pstrego piaskowca (retu); różne przesłanki co do przynależności chronostratygraficznej (trias dolny lub środkowy)
wapienie margliste szare, nieregularne przeławicenia iłowców i margli ciemnoszarych; pojedyncze przewarstwienia wapieni drobnokrystalicznych jasnoszarych i szarobeżowych ze szczątkami przekrystalizowanej fauny	przekrystalizowana w nielicznych przewarstwieniach wapieni drobnokrystalicznych (małże)	trias środkowy; anizyk	poziom miosporowy *Perotrilites minor;* poziom małżoraczkowy *Judahella teorfatia III*	środkowa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego *Wellenkalk*; Gajewska (1964, 1971) stosowała pojęcie serii wapieni falistych
jasnobeżowe wapienie, miejscami oolitowe, mniej lub bardziej porowate; przewarstwienia wapieni falistych oraz szarych wapieni drobnokrystalicznych z liczną przekrystalizowaną fauną muszlową i liliowcami	w niektórych przewarstwieniach liczna fauna (małże, ramienionogi, liliowce)	trias środkowy; anizyk	poziom konodontowy *kockeli*; poziom miosporowy *Perotrilites minor*; poziom małżoraczkowy *Judahella teorfatia III*	najwyższa część dolnego wapienia muszlowego; nazwa wywodzi się od niemieckiego *Schaumkalk*; Gajewska (1971) stosowała pojęcie serii wapieni piankowych
trzy kompleksy średnio- i gruboławicowych wapieni ziarnistych z onkoidami i bioklastami, rozdzielone dwoma kompleksami wapieni mikrytowych (pelitowych lub kostkowych); jednostki podrzędne: ogniwo mikrytu z Kamiennej, ogniwo mikrytu z Wysokiej, ogniwo ziarnitu z Choruli, ogniwo ziarnitu z Ligoty, ogniwo ziarnitu z Rogowa	w wapieniach ziarnistych występuje bardzo bogaty ilościowo i jakościowo zespół skamieniałości; z ramienionogów najliczniejsze są *Coenothyris vulgaris* i *Tetractinella trigonella*, a małży – *Entolium discites*, pospolite są ślimaki, zwłaszcza *Neritaria* i *Worthenia* oraz liliowce *Encrinus*, wśród otwornic przeważa *Glomospira densa*; w wapieniach mikrytowych występują skamieniałości śladowe *Balanoglossites* i *Palaeophycus*	trias środkowy; anizyk, pelson niższy	głównie konodontowa; dolna część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy środkową część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
cienkoławicowe margle i wapienie margliste (w części dolnej) oraz wapienie faliste i gruzłowe z ławicami muszlowców terebratulowych (w części górnej); między nimi leżą ławice wapieni liliowcowych; jednostki podrzędne: ogniwo enkrynitu z Góry Św. Anny, ogniwo margla z Kamionka, ogniwo muszlowca z Chełma	zespół skamieniałości jest liczny, ale słabo zróżnicowany taksonomicznie; w zależności od litologii dominuje ramienionóg *Coenothyris vulgaris*, małże *Enantiostreon difformae*, *Gervillia* i *Plagiostoma*, liliowce *Eckicrinus* i *Holocrinus*; najczęstsze skamieniałości śladowe to: *Balanoglossites*, *Palaeophycus* oraz *Thalassinoides*	trias środkowy; anizyk, pelson wyższy	głównie konodontowa; górna część poziomu *Neospathodus kockeli*	formacja tworzy wyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
cienko-, średnio- i gruboławicowe, lokalnie silnie kawerniste i zawierające krzemienie wapienie szkarłupniowo-muszlowe i pelityczne (te ostatnie zwykle zbioturbowane) o barwie beżowej; w wapieniach występują biohermy gąbkowe, koralowcowe oraz gąbkowo-liliowcowo-koralowcowe; w wapieniach szkarłupniowo-muszlowych powszechne są warstwowania przekątne w dużej i małej skali, riplemarki falowe, uziarnienia frakcjonalne i rynny erozyjne; jednostki podrzędne: ogniwo wapienia ze Strzelec Opolskich (w tym warstwa wapienia gąbkowego z Szymiszowa i warstwa wapienia krynoidowego ze Szczepanka), ogniwo wapienia z Kamienia Śląskiego, ogniwo wapienia z Tarnowa Opolskiego (w tym warstwa wapienia biohermalnego z Rajsówki i warstwa wapienia riplemarkowego z Kosorowic)	bardzo bogaty zespół skamieniałości, najbardziej charakterystyczne są: gąbki krzemionkowe, koralowce, ramienionogi (szczególnie *Mentzelia mentzeli* i *Punctospirella*), jeżowce oraz liliowce (szczególnie *Silesiacrinus silesiacus*), najbardziej typowe skamieniałości śladowe to *Thalassinoides* i *Balanoglossites*	trias środkowy; anizyk: pogranicze pelsonu i illyru	głównie konodontowa; pogranicze poziomów *Neospathodus kockeli* i *Godolella excelsa*	formacja tworzy najwyższą część dolnego wapienia muszlowego na Śląsku Opolskim
wapienie drobnokrystaliczne, w dolnej części z laminami ilastymi podkreślającymi ślady rozmyć; miejscami dość liczne skupienia glaukonitu	dość liczna fauna małży i ramienionogów	trias środkowy; anizyk/ladyn	poziom małżoraczkowy *Gemanella schweyeri* V; poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus–Tasmanistes*	niższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
głównie utwory ilasto-margliste z miąższymi przewarstwieniami wapieni marglistych, szarych lub drobnokrystalicznych oraz zlepów muszlowych; miejscami w części przystropowej występuje spiaszczenie osadu lub wprysnięcia anhydrytu	stosunkowo liczna fauna małży i ceratytów	trias środkowy; ladyn	poziom małżoraczkowy *Gemanella schweyeri* V; poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus–Tasmanistes*; poziom megasporowy *Capillisporites germanicus*	wyższa część górnego wapienia muszlowego zachodniej Polski
głównie szare osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych oraz skał węglanowych (węglany najczęściej w spągu wydzielenia)	w przewarstwieniach wapieni źle zachowane: małże, skorupiaki, ramienionogi, łuski ryb	trias środkowy	zespoły miosporowe: *Tsugaepollenites oriens* oraz *Perotrilites minor*	formacja (bez pracy formalizującej) w obrębie grupy wapienia muszlowego, oboczna facjalnie w stosunku do klasycznych węglanowych osadów tej grupy
przeważają dolomity drobnokrystaliczne żółte, szarożółte, jasnożółte do białych, niekiedy z domieszką ooidów, głównie gruboławicowe; spotyka się konkrecje krzemieni brunatnych lub szarych; ku NW obszaru występowania pojawiają się wapienie (jasnoszare, słabo ilaste), stanowiące miejscami znaczną część profilu jednostki; okruszcowanie związkami cynku i ołowiu głównie w dolomitach	różnorodne, źle zachowane: liliowce, ramienionogi, małże, ślimaki, korale, glony	trias środkowy; anizyk	wyższy poziom konodontowy *excelsa*; poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtIV	wydzielenie włączane do środkowego wapienia muszlowego; odpowiednik dolomitów diploporowych; paralelizowane z warstwami jemielnickimi

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Warstwy tarnowickie	ok. 10	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Assmann, 1944**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy wilkowickie	do ok. 20	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: Assmann, 1944; **Kłapciński, 1959**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy boruszowickie	ok. 8–12, maks. do 50	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in: **Assmann, 1944**; Kotlicki, 1974; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997; Szulc, 2000; Matysik, 2016)	–	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska, Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy jemielnickie	ok. 30	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Kotlicki, 1974**; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy z Rybnej	ok. 15	monoklina śląsko-krakowska, SE część monokliny przedsudeckiej	stosowane głównie w pracach dotyczących litologii, stratygrafii i sedymentologii wapienia muszlowego SE monokliny przedsudeckiej (m.in.: **Kotlicki, 1974**; Kubicz i in., 1974; Gajewska i in., 1997)	–	Wyżyna Śląska i Śląsk Opolski
Warstwy olkuskie	ok. 40	wschodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne (m.in.: **Śliwiński, 1961**; Kotlicki, 1974; Matysik, 2014, 2016)	–	wschodnia część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

formacja chrzanowska (Bilan, 1976). Jednostki te są korelowane z warstwami gipsowymi dolnymi, do których włączany jest tutaj poziom tzw. dolomitu granicznego (Deczkowski, 1977; Deczkowski i in., 1997; Becker i in., 2008). Utwory odpowiadające piaskowcowi trzcinowemu są włączane do formacji bolesławskiej, a ich piaskowcowe facje wydziela się też jako warstwy (piaskowce) z Piotrowiny (Bilan, 1976; Kotlicki, 1974; Kotlicki, Włodek, 1976; Kotlicki, 1995 *w:* Szulc, Racki, 2015) wykreowane odpowiednio dla wschodniej i zachodniej części obszaru. Powyżej utworów paralelizowanych z piaskowcem trzcinowym Szulc i Racki (2015) wprowadzili szczegółowo zdefiniowaną formację pstrych mułowców i węglanów z Grabowej (formacja z Grabowej), obejmującą zespół urozmaiconych litologicznie utworów wyższego kajpru śląsko-krakowskiego (fig. 19G, H, 23; tab. 9). W wyższej części formacji wyróżniono ogniwo wapienia woźnickiego, a wydzielane wcześniej w regionie brekcje lisowskie uznano za powtarzające się w profilu formacji horyzonty przemytych gleb kopalnych typu kalcisoli (Szulc, Racki, 2015). Formacja z Grabowej *sensu* Szulc i Racki (2015) rozszerzyła wcześniej zdefiniowaną przez Bilana (1976) formację grabowską o wydzielane poniżej iłowce z Kluczy i warstwy (margiel) z Lublińca oraz wydzielaną powyżej formację wojsławicką (Bilan, 1976; Kotlicki, 1995 *w:* Szulc, Racki, 2015; Szulc, Racki, 2015). W podziale stosowanym dla pozostałej części Niżu Polskiego formacja z Grabowej odpowiada warstwom gipsowym górnym, jarkowskim i zbąszyneckim (Szulc, Racki, 2015; fig. 20, 23). Szulc i Racki (2015) skorelowali utwory formacji połomskiej, przykrywające formację z Grabowej, z warstwami wielichowskimi.

Utwory kajpru w synklinorium północnosudeckim opisano tylko z jednego otworu – Przewóz 1 (Dyjaczyński, 1970; fig. 8). Obejmują one warstwy sulechowskie, dolomit graniczny, dolne warstwy gipsowe, piaskowiec trzcinowy i górne warstwy gipsowe (tab. 3; fig. 14), które są wykształcone tak samo jak na monoklinie przedsudeckiej (por. Milewicz, 1985).

1.2. STRATYGRAFIA SEKWENCJI

Anna Becker

Stratygrafia sekwencji triasu mezozoicznego basenu Niżu Polskiego jest najlepiej opracowana dla górnego pstrego piaskowca (głównie „formacji" retu) oraz wapienia muszlowego i niższego kajpru. Jest to sukcesja rozwinięta w środowisku płytkiego morza epikontynentalnego, dla której interpretacja ciągów systemów depozycyjnych, w kontekście zmian względnego poziomu morza, ma w pełni logiczne uzasadnienie. Sukcesja ta jest również dobrze odsłonięta na obszarze śląsko-krakowskim, co umożliwia szczegółowe interpretacje środowiskowe. Zastosowanie klasycznej stratygrafii sekwencji dla niższego pstrego piaskowca i wyższego kajpru jest postrzegane w literaturze jako trudne i dyskusyjne. Trudność (oprócz jednoznacznego wskazania eustatyki jako głównego elementu warunkującego depozycję) dotyczy bowiem nie tylko dyskusyjnych zasadniczych założeń paleogeograficznych, zwłaszcza dla wczesnego triasu, lecz także braku jednoczasowych horyzontów odniesienia do interpretacji sekwencyjnych, ze względu na ubogi zasób danych biostratygraficznych. Tym niemniej pierwszą, wstępną koncepcję podziału na sekwencje depozycyjne triasowej sukcesji Niżu Polskiego zaproponowali Szulc (1995) oraz Beutler i Szulc (1999). Koncepcja ta została dość szczegółowo rozwinięta dla sukcesji obejmującej górny pstry piaskowiec, wapień muszlowy oraz niższy kajper (Szulc, 2000; Kędzierski, 2002; Matysik, 2014). Dla niższej części pstrego piaskowca zaproponowano regionalny schemat sekwencyjny, opierający się na metodologii cykli poziomu bazowego (Becker, 2005), omówiony w końcowej części rozdziału, oraz bardziej lokalne interpretacje klasycznych sekwencji depozycyjnych, obejmujące również wyższą część kajpru (np. Iwanow, 2012; Feldman-Olszewska, 2014a, b). Dla utworów najwyższego triasu (ogólnie wyższy środkowy i górny kajper) brak jest regionalnych interpretacji sekwencyjnych, mimo próby podjętej przez Krzywca (2000).

W górnym pstrym piaskowcu Szulc (2000, 2014) wydzielił dwie sekwencje depozycyjne S1 i S2 (fig. 5, 24). Dolne granice obu sekwencji są związane z lukami stratygraficznymi, przy czym spąg sekwencji S2 jest podkreślony poziomami wietrzeniowymi i paleoglebami. Obie sekwencje mają podobną budowę: ciąg LST budują osady równi mułowej lub sebhy, ciąg TST to węglany z powierzchnią (strefą) maksymalnego zalewu zaznaczającą się występowaniem szczególnie licznej fauny. W sekwencji S1 na Górnym Śląsku występują w tej pozycji wśród fauny również liczne głowonogi. Ciąg HST to głównie osady restrykcyjnego szelfu węglanowego, sebhy oraz równi mułowej i piaszczystej. Na Górnym Śląsku sekwencje te można odnieść w przybliżeniu odpowiednio do dolomitów i wapieni retu. Na Niżu Polskim, w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1, sekwencja S1 obejmuje dolny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe I), kompleks międzyewaporatowy (warstwy międzygipsowe), górny kompleks ewaporatowy (warstwy gipsowe II) oraz najniższą część kompleksu nadewaporatowego (warstwy z Wilczkowic; Szulc, 2014). Sekwencja S2 obejmuje zasadniczą część kompleksu nadewaporatowego (warstw z Wilczkowic; Szulc, 2014).

W dolnym i środkowym wapieniu muszlowym wyinterpretowano (Szulc, 2000, 2014, z uzupełnieniami Matysika, 2014, 2016) cztery sekwencje wieku anizyjskiego (An1–An4 lub A1–A4; fig. 5, 18).

TAB. 7 cd.

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
dolomity pelitowe, często płytkowe, margliste, cienko warstwowane, z domieszką minerałów ilastych, łyszczyków i kwarcu; podrzędnie z przewarstwieniami czystych dolomitów i wapieni (w tym dolomitycznych) oraz margli dolomitycznych z gipsem, rzadziej anhydrytem	nieliczna fauna i flora, miejscami częstsza	trias środkowy; anizyk	poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtlV	pierwotnie przez Assmanna (1944) zdefiniowane warstwy tarnowickie (z Tarnowic) składały się z części dolnej i górnej i włączane były do górnego wapienia muszlowego; Kotlicki (1974), zaliczył do warstw tarnowickich tylko dolną część pierwotnego wydzielenia; obecnie zalicza się je do środkowego wapienia muszlowego
zlepieniec zbudowany z otoczaków wapieni, często organodetrytycznych, dolomitów i margli, spojonych ciemnoszarym marglem, przechodzący ku górze w wapienie margliste żółte i dolomity; w stropie przewarstwienia oolitowe	obfita fauna: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; ladyn	poziom konodontowy 2–3 i najniższy 4; poziom otwornicowy *Glomospira densa*; poziomy amonitowe (od dołu): ?*pulcher*, *robustus*, *compressus*, *evolutus*, *spinosus*; zespół sporowo-pyłkowy ZtlV	niższa część górnego wapienia muszlowego; pierwotnie wydzielano konglomerat z Wilkowic (warstwy z Wilkowic) oraz warstwy z Wilkowic (warstwy z kolonii Wilkowice, niem. *Georgendorfer Schichten*), połączone później w jedno wydzielenie warstw z Wilkowic; wg podziału Kotlickiego (1974) wraz z górnymi warstwami z Tarnowic tworzą warstwy z Rybnej
iłowce dolomityczne, margliste i margle, ciemnoszare, łupkowate z cienkimi przewarstwieniami dolomitów, dolomitów mułowcowych, wapieni, mułowców i piaskowców	liczne głowonogi, małże, małżoraczki, łuski ryb i fragmenty kości, tworzące miejscami ławice brekcji kostnej; flora: skrzypy	trias środkowy; ladyn	poziom konodontowy 4; poziom amonitowy *enodis*; zespół sporowo-pyłkowy ZtV (część najwyższa)	najwyższa część górnego wapienia muszlowego
charakterystyczna jest znaczna regionalna zmienność litologiczna: różnego typu dolomity (w tym diploporowe, gruzłowate i zlepieńcowate) oraz wapienie (m.in. gruzłowate i zlepieńcowate)	nieliczne, źle zachowane	trias środkowy; anizyk	prawdopodobnie jak dla warstw diploporowych	włączane do środkowego wapienia muszlowego wykreowane jako synonim dolomitów diploporowych dla obszaru Górnego Śląska; stosunkowo rzadko stosowane w literaturze
wapienie miejscami detrytyczne, miejscami zlepieńcowate z obfitą fauną; podrzędnie dolomity i margle	liczne: małże, ramienionogi, głowonogi, łuski ryb	trias środkowy; ladyn	poziomy konodontowe 1–3 i najniższy 4; wyższy poziom otwornicowy *Glomospira densa*; zespół sporowo-pyłkowy ZtV	najniższa część górnego wapienia muszlowego; odpowiada wydzielanym pierwotnie przez Assmanna (1944) górnym warstwom z Tarnowic oraz warstwom wilkowickim; rzadko stosowane w literaturze
w dolnej części dominują wapienie sparytowe, oolitowe, miejscami porowate (typu wapieni piankowych); w wyższej części dominują wapienie drobnokrystaliczne i mikrytowe z falistymi przewarstwieniami ilastymi (typ wapieni falistych); często zdolomityzowane i okruszczowane	fauna nieliczna	trias środkowy; anizyk	–	warstwy olkuskie wydzielono jako litostratygraficzny odpowiednik warstw górażdżańskich, terebratulowych i karchowickich (obecnie formacje: górażdżańska, dziewkowicka i karchowicka), które ku wschodowi są niemożliwe do rozdzielenia; zdolomityzowane i okruszczowane warstwy olkuskie tworzą tzw. dolomit kruszconośny

Spąg sekwencji An1 wyznaczają zdiagenezowane meteorycznie, halitonośne, kawerniste węglany (wapienie komórkowe), które przechodzą w bioklastyczne wapienie ciągu transgresywnego najniższej formacji gogolińskiej. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza horyzont twardego dna inkrustowany małżami *Plagiostoma* w sukcesji cienkoławicowych wapieni głębokomorskich. Granica sekwencji An2 leży w spągu drugiego poziomu poewaporatowych węglanów kawernistych. Ciąg TST budują wapienie głębokomorskie z tempestytami wyższej formacji gogolińskiej czy też warstw falistych. Strefę maksymalnego zalewu wyznacza, uboga w cienkie przewarstwienia dystalnych tempestytów, stropowa partia formacji gogolińskiej, a na Niżu Polskim – pojawienie się konodontów *Nicoraella kockeli* (Tatge) w stropowej części warstw falistych (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Ciąg HST reprezentują wapienie bioklastyczne, ooidowe i onkolitowe formacji górażdżańskiej oraz niższa część warstw piankowych na Niżu Polskim (Szulc, 2000, 2014; Narkiewicz, Szulc, 2004; Matysik, 2014, 2016). Dolną granicę sekwencji An3, podkreśloną powierzchnią ferrikretową (Matysik, 2016), tworzą przeobrażone w wyniku meteorycznej diagenezy osady płycizn ooidowo-onkolitowych w stropowej części formacji górażdżańskiej i warstw piankowych. Ciąg TST jest reprezentowany przez drobnolaminowane, głębokomorskie wapienie z ubogą gatunkowo fauną (głównie ramienionogi *Coenothyris vulgaris*) i nielicznymi skamieniałościami śladowymi, deponowanymi w restrykcyjnych warunkach środowiskowych, typowych dla szybko postępującej transgresji. Strefa maksymalnego zalewu sekwencji An3 jest uważana za maksimum transgresji anizyjskiej w całym basenie środkowej Europy (Szulc, 2000, 2007a; Matysik, 2016). Wyznaczają ją osady wyższej formacji dziewkowickiej oraz poziom rozmytego, spoistego dna (*firmground*) w najwyższej części warstw piankowych. Ciąg HST reprezentują wapienie z bogatym zespołem skamieniałości śladowych, świadczącym o dobrym natlenieniu zbiornika oraz wysokoenergetyczne kalkarenity i budowle gąbkowo-koralowcowe formacji karchowickiej. Najwyższą część sekwencji An3 tworzą debryty onkolitowe i algowe oraz płytkomorskie wały ooidowe warstw diploporowych. Dolna granica sekwencji An4 jest podkreślona poziomami paleogleb, strukturami krasowymi oraz osadami plai zarówno w warstwach tarnowickich na Śląsku, jak i w najniższej części środkowego wapienia muszlowego Niżu Polskiego. Stromatolity gąbkowo-mikrobialne oraz pozbawione skamieniałości dolomity reprezentują ciąg LST. Dolomity i ubogie w faunę wapienie wyznaczają strefę maksymalnego zalewu, a dolomity i wapienie ze strukturami emersyjnymi i wpryśnięciami czy laminami siarczanów reprezentują ciąg HST. Sekwencja An4, zdaniem Szulca (2000, 2007a, 2014), obejmuje zasadniczą część warstw tarnowickich na Śląsku oraz środkowego wapienia muszlowego na Niżu Polskim. Kolejne sekwencje depozycyjne, wieku zasadniczo ladyńskiego, są oznaczane symbolami La1–La3 (lub L1–L3; Szulc, 2000, 2007a, 2014). Spąg sekwencji La1 wyznacza horyzont ze strukturami krasowymi i paleoglebami na pograniczu warstw tarnowickich i wilkowickich na Śląsku oraz warstwą stromatolitu w spągu warstw glaukonitowych otworu Gorzów Wielkopolski IG 1. Spąg ten jest stosunkowo słabo rozpoznany w polskiej części basenu. Osady ciągu LST są reprezentowane przez wapienie dolomityczne, a ciąg transgresywny budują skondensowane wapienie warstw wilkowickich. Maksimum zalewu wyznacza w profilu otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 horyzont z bogatym zespołem fauny, w tym z liliowcami, w warstwach glaukonitowych. Charakterystyczne dla tego maksimum jest występowanie ramienionoga *Coenothyris cycloides*. Ciąg HST reprezentują margle i morskie osady drobnoklastyczne warstw boruszowickich na Śląsku oraz warstw ceratytowych Niżu Polskiego. Matysik (2016, 2019) połączył osady sekwencji An4 i La1 w jedną, czwartą sekwencję w obrębie wapienia muszlowego (fig. 18).

Sekwencja La2 jest zapisana w sukcesji triasowej Śląska jedynie szczątkowo, w postaci wciętych dolin rzecznych najniższego dolnego kajpru, ze względu na marginalne położenie tego obszaru i jego emersję na tym etapie historii basenu (fig. 23; Szulc, 2007a, b). W otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 istnieje rozbieżność między interpretacjami Szulca (2014) i Feldman-Olszewskiej (2014b), dotyczącymi granic sekwencji w strefie przejściowej między wapieniem muszlowym a kajprem. Szulc (2014) uznał, że sekwencje depozycyjne wapienia muszlowego (dokładnie sekwencję L1) kończy erozyjna granica spągowa dolnego kajpru. Feldman-Olszewska (2014b) natomiast zinterpretowała niższe warstwy sulechowskie (niższy dolny kajper) jako osad ciągu HST najwyższej sekwencji wapienia muszlowego (sekwencja T2 wg Feldman-Olszewskiej, 2014b).

Kolejna sekwencja depozycyjna, oznaczona na Śląsku jako La3, a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-1, obejmuje osady najwyższego dolnego kajpru oraz najniższego kajpru środkowego (fig. 23). Jej dolną granicę wyznacza w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 spąg osadów fluwialnych, reprezentujących ciąg LST, zalegających na osadach płytkomorskich. Na Śląsku granica ta jest słabo czytelna, a sukcesję sekwencji La3 rozpoczynają transgresywne, płytkomorskie osady drobnoklastyczne z przewarstwieniami dolomitów. Maksimum zalewu wyznaczają tu warstwy z Opola (tzw. dolomit graniczny), a w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 – spąg sukcesji bogatej w przewarstwienia anhydrytowe w najniższej części warstw gipsowych dolnych (Feldman-Olszewska, 2014b). Ciąg HST reprezentują osady sebhy, plai i równi mułowej dolnych warstw gipsowych (warstwy z Potempy i formacja chrzanowska na Śląsku).

TAB. 8. Litostratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecce miechowskiej

Nazwa	Miąż-szość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Warstwy wolickie	3–6	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Trammer (1975); Romanek (1976, 1995, 2006a); Kostecka (1978); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982, 1989); Liszkowski (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	odsłonięcia w miejscowości Wolica	rejon Wolicy
Warstwy faliste	4–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c, 1976a, 1980, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a, 2018); Kostecka (1979); Pawłowska (1978, 1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975); Gaździcki i in. (1975); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1995, 2006a, 2018); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy łukowskie	10–30	zachodnia część południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i ich bliskie zachodnie obrzeżenie, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Rubinowski (1974); Jurkiewicz (1974a,b,c,1976a, 1993, 1995); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978); Kostecka (1979); Romanek (1982); Złonkiewicz (1998, 2024); Szulc (2015a); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981b, 1995, 2006a); Trammer, Mizerski (1976); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy z *Lima striata*	10–22	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich z wyjątkiem NE części, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974a,b,c, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Kostecka (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Filonowicz, Lindner (1987); Nawrocki, Szulc (2000); Szulc (2015a, b); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1956); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1977, 1981a, b, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1978, 1979); Kostecka (1979); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Liszkowski (1981, 1993); Senkowiczowa (1982, 1989); Bodzioch (1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kostecka (1979); Senkowiczowa (1982); Szulc (2000)	kamieniołom w Wolicy	rejon Wolicy
Warstwy poddolomitowe	4–12	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Pawłowska (1978, 1979); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Pawłowska (1978, 1979); Jurkiewicz (1980a, b)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy dolomitowe	6–19	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygrafia: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1993, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Kuleta (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a); Dybova-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); Jurkiewicz (1980a, b, 1988); Romanek (2006b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy naddolomitowe	3–25	południowe, zachodnie i NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1980a, b, 1988, 1995); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1995, 2006a); Filonowicz (1979); Rup, Kuleta (1980); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek (2006a, c); Romanek, Kuleta (2018); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Romanek (1976, 1981a, 2006b); Jurkiewicz (1980a, b, 1988, 1993); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Romanek, Kuleta (2018)	otwór Wola Morawicka 1	rejon Woli Morawickiej–Brudzowa
Warstwy z *Pecten discites*	1–9	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1976a, 1993, 1995); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Romanek (1976, 1981a, d, 1995, 2006a, c); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Filonowicz, Lindner (1987); Romanek (1982, 1994); Nawrocki, Szulc (2000); Romanek, Kuleta (2018); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2006b, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1989, 1991); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Romanek, Kuleta (2018)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc
Warstwy ceratytowe	5–10	południowe, zachodnie, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich i zachodnia część ich NE obrzeżenia	badania petrograficzno-sedymentologiczne i magnetostratygraficzne: Jurkiewicz (1972, 1974, 1976a, 1980a, b, 1993); Hakenberg (1974); Rubinowski (1974); Gaździcki i in. (1975); Romanek (1976, 1981a, d, 1995); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek (1982, 1994, 1998); Studencki (1998); Nawrocki, Szulc (2000); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972); Styk (1965); Trammer (1971, 1972, 1975, 1976); Romanek (1976, 1977, 1981a, d, 1995, 2018); Trammer, Zawidzka (1976); Pawłowska (1979); Ptaszyński (1981a); Rdzanek (1981a); Bodzioch (1984); Senkowiczowa (1982, 1989, 1991); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1993); Liszkowski (1993); Fijałkowska-Mader (2006b, 2018b); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Trammer (1975); Bodzioch (1984)	otwór Radoszyce 3	rejon Radoszyc

Litologia	Skamieniałości:	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Magnetostratygrafia	Uwag
wapienie drobnokrystaliczne, organogeniczne, jasnoszare z przewarstwieniami zlepieńców śródformacyjnych	małże, ślimaki, szkarłupnie, fragmenty kości, łuski i zęby ryb; ichnofauna: ślady bezkręgowców; detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, egej	poziom małżoraczkowy *Judahella pulchra,* poziom otwornicowy *Meandrospira deformata*	–	–
wapienie pelityczne z przewarstwieniami wapieni falistych, gruzłowych i liliowcowych	małże, małżoraczki, szkarłupnie, strzykwy (skleryty); gąbki (igły); zęby i kości ryb, konodonty, skolekodonty, otwornice; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, egej	poziom konodontowy *Neogondolella regale,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziom otwornicowy *Meandrospira deformata*	–	–
wapienie pelityczne, wapienie margliste, wapienie liliowcowe, konkrecje krzemienne	małże, ślimaki, szkarłupnie, skleryty strzykw, igły gąbek, małżoraczki, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty, glony; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy, anizyk, bityn–pelson	poziomy konodontowe: *Neogondolella regale, Nicoraella kockeli–Neogondolella bulgarica,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziomy otwornicowe: *Meandrospira deformata* i *Glomospira densa*	–	–
wapienie pelityczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie gruzłowate, szare i oliwkowe łupki ilaste i margliste	gąbki, koralowce, małże, ślimaki, głowonogi, szkarłupnie, ramienionogi, kości płazów, małżoraczki, skleryty strzykw, zęby ryb, otwornice, konodonty, skolekodonty; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; anizyk, pelson–illyr	poziom konodontowy *Nicoraella kockeli–Neogondolella bulgarica,* poziom małżoraczkowy *Judahella tsorfatia,* poziom otwornicowy *Glomospira densa*	zona HC1r i dolna część zony HC1n	po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej *Lima striata* Schlotheim za synonim *Plagiostoma striatum* (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991, M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z *Plagiostoma striatum*
margle i wapienie	małże, ślimaki, kości płazów, zęby, łuski i kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	górna część zony HC1n i dolna część zony HC2r	–
dolomity, margle dolomityczne, wapienie dolomityczne, iłowce, gipsy, anhydryty	małże, ślimaki, małżoraczki, zęby ryb, miospory, detrytus makroflory	trias środkowy; anizyk, illyr	poziom miosporowy *Tsugaepollenites oriens*	zona HC2r	–
wapienie z przewarstwieniami margli i iłów, piaskowce wapniste	małże, ślimaki, kości ryb	trias środkowy; anizyk, illyr	–	zona HC2r	–
wapienie drobnokrystaliczne, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, żółtawe lub jasnoszare z przewarstwieniami szarych iłów, iłowców i margli, lokalnie nagromadzenia skorup małży *Entolium discites* o charakterze muszlowca	małże, ślimaki, ramienionogi, głowonogi, szkarłupnie, konodonty, kości i zęby ryb, kości gadów, mega- i miospory	trias środkowy; anizyk–ladyn, illyr–fassan	poziom amonitowy *pulcher*?, poziom konodontowy 1 *Neogondolella mombergensis – Chirodella dinodoides* i dolna część poziomu 2 *Neogondolella mombergensis,* podpoziom *Tasmanites* poziomu miosporowego *Heliosaccus dimorphus*	górna część zony HC2n, zona HC3r i dolna część zony HC3n	warstwy nazywane warstwami pektenowymi (Rubinowski, 1974); po uznaniu przez Senkowiczową (1979b) nazwy gatunkowej *Pecten discites* Schlotheim za synonim *Entolium discites* (Schlotheim), niektórzy autorzy (np. Senkowiczowa, 1982, 1991; M. Romanek od 1981 r.) zaczęli stosować nazwę warstwy z *Entolium discites*
wapienie, wapienie organodetrytyczne, wapienie piaszczyste, mułowce, iłowce, piaskowce	małże, ślimaki, głowonogi, ramienionogi, konodonty, otwornice, kości, zęby i łuski ryb, kości gadów, mega- i miospory; ichnofauna: ślady bezkręgowców	trias środkowy; ladyn, fassan	poziomy amonitowe: *robustus, compressus, evolutus, spinosus, postspinosus, enodis,* poziomy konodontowe: górna część poziomu 2 *Neogondolella mombergensis,* poziom 3 *Neogondolella media*, poziom 4 *Neogondolella haslachensis,* podpoziom *Tasmanites* poziomu miosporowego *Heliosaccus dimorphus*, poziom megasporowy *Capillisporites germanicus*	górna część zony HC3n i zona HC4r	–

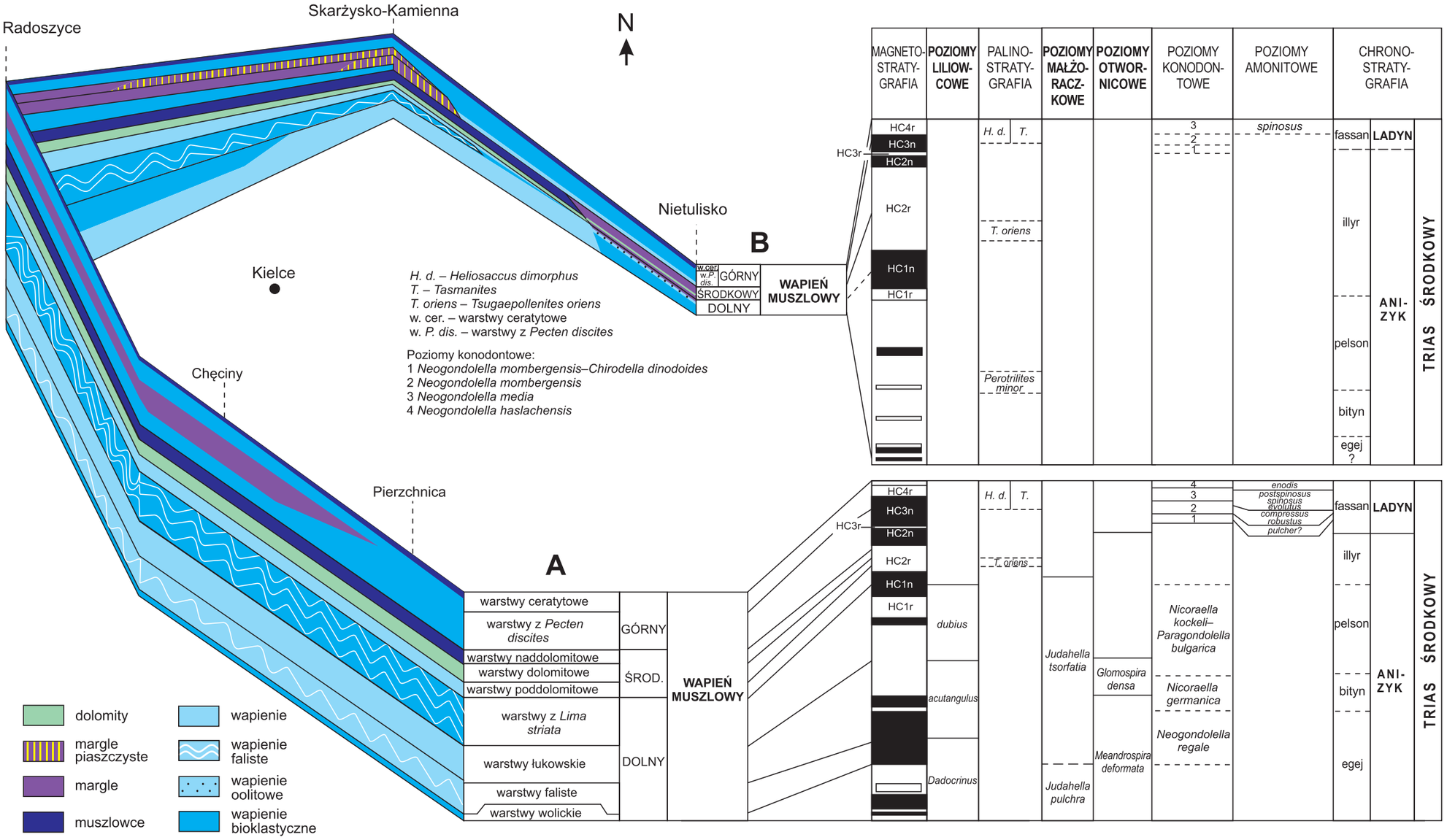


FIG. 17. Stratygrafia wapienia muszlowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich wg Senkowiczowej (1979a, 1989), Ptaszyńskiego (1981a, b); magnetostratygrafia wg Nawrockiego, Szulca (2000a, b); poziomy liliowcowe wg Głuchowskiego, Salamona (2005); palinostratygrafia: A – wg Dybowej-Jachowicz, Laszko (1978, 1980); B – wg Fijałkowskiej (2006a, b), Fijałkowska-Mader (2018b); poziomy małżoraczkowe wg Styk (1982); poziomy otwornicowe wg Gaździckiego i in. (1975); poziomy konodontowe: A – wg Trammera (1971, 1972, 1975); Romanek (1977); Nawrockiego, Szulca (2000a, b), B – wg Romanek (1977, 1981a, b); Ptaszyńskiego (1981a); poziomy amonitowe wg Senkowiczowej (1991)

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

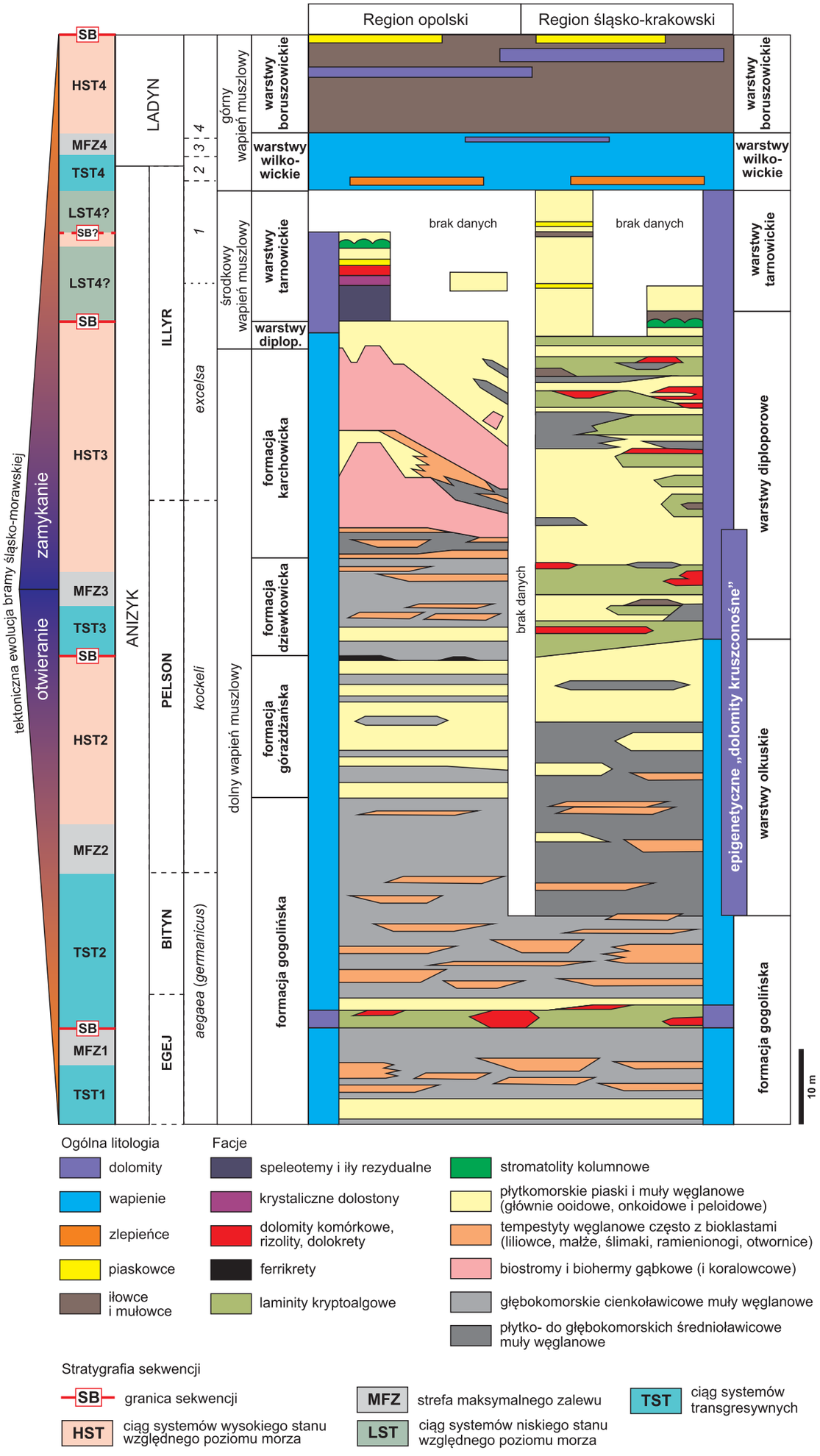


FIG. 18. Stratygrafia wapienia muszlowego regionu opolskiego i śląsko-krakowskiego wraz ze schematycznym rozkładem litologiczno-facjalnym wg Matysika (2016, zmieniono) oraz literatury tam cytowanej; litologia górnego wapienia muszlowego na podstawie Szulca (2000); orientacyjne położenie poziomów konodontowych na podstawie Zawidzkiej (1975a)

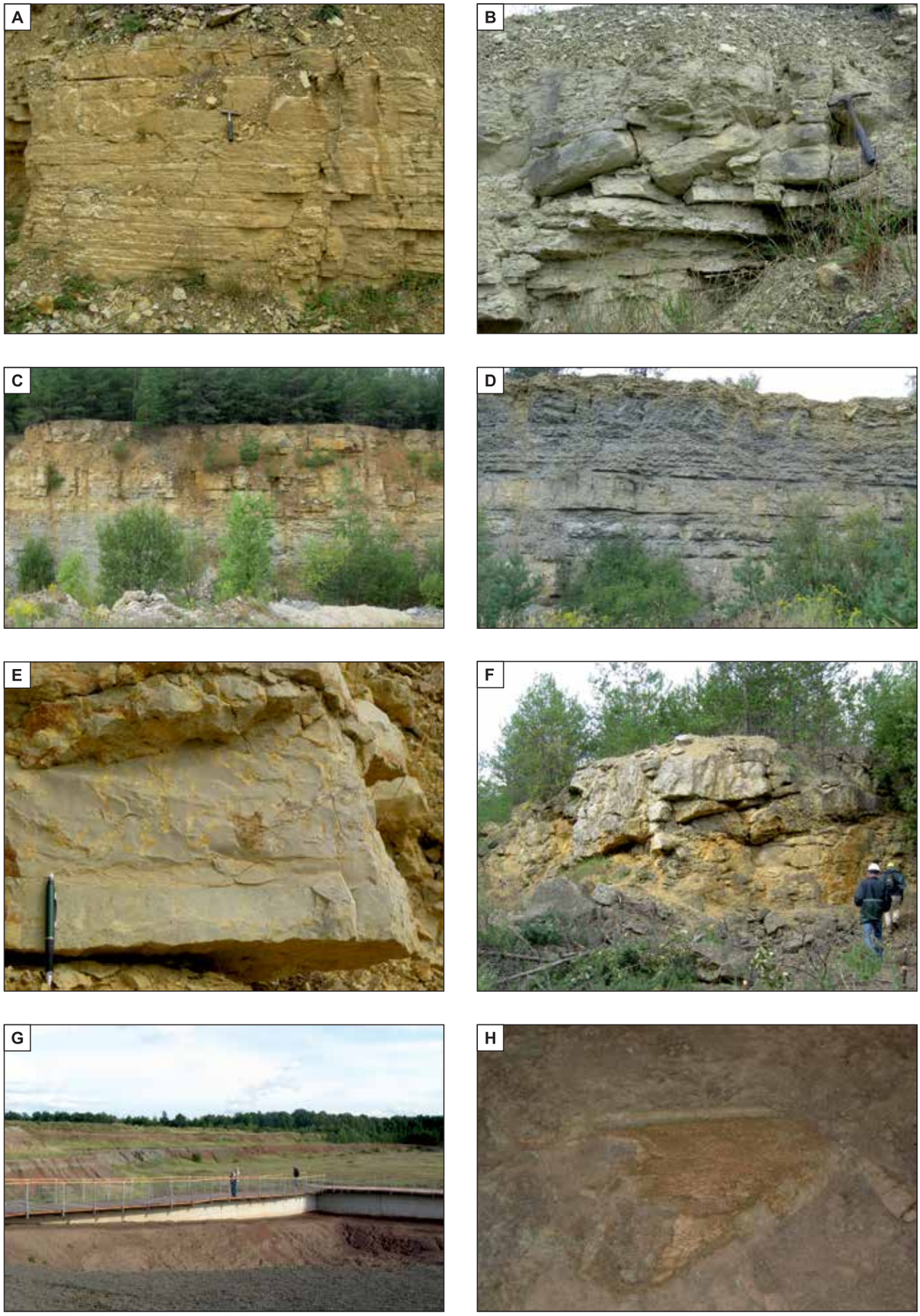


FIG. 19. Wapień muszlowy i kajper Śląska: **A** – warstwowane przekątnie wapienie bioklastyczne niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; **B** – spływy rumoszowe wywołane wstrząsem sejsmicznym w niższej formacji gogolińskiej, Gogolin; **C** – przejście formacji gogolińskiej w formację górażdżańską w Strzelcach Opolskich; **D** – drobnowarstwowane wapienie i margle formacji dziewkowickiej z wyraźnym przewarstwieniem ogniwa enkrynitu z Góry Św. Anny (dawniej: głównej ławicy krynoidowej, Hauptcrinoidenbank); **E** – bioturbacje w spoistym dnie w wapieniach najniższej formacji karchowickiej, Tarnów Opolski; **F** – rafa gąbkowo-koralowcowa, formacja karchowicka, Tarnów Opolski; **G** – odsłonięcie mułowców formacji z Grabowej w Krasiejowie; **H** – czaszka kręgowca z poziomu kościonośnego z formacji z Grabowej, Krasiejów. Fot. A. Becker

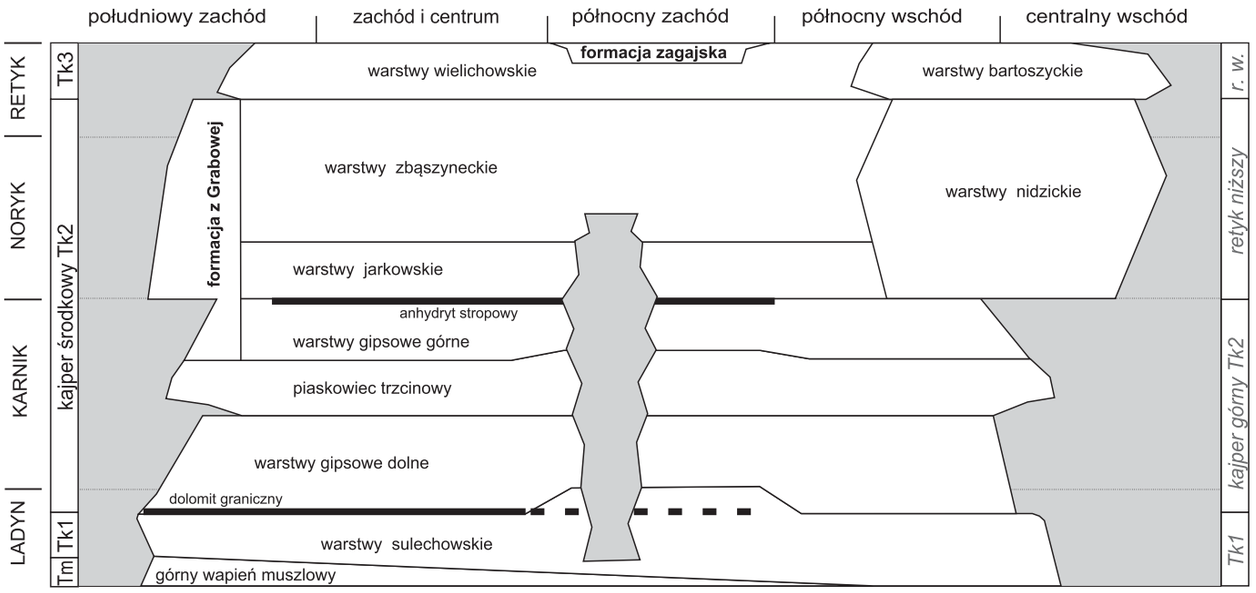


FIG. 20. Schemat litostratygrafii kajpru Niżu Polskiego (bez obszaru sudeckiego i świętokrzyskiego) na podstawie Franza i in. (2021, zmieniono); po prawej stronie schematu pokazano starszy, nieaktualny obecnie, nadrzędny podział litostratygraficzny na kajper i retyk

Dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej wyznacza spąg piaskowca trzcinowego (warstwy z Piotrowiny na Śląsku). Sekwencja ta została oznaczona w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1 jako T3-2, a w nomenklaturze wprowadzonej przez Szulca (2000) – jako Ca1 (pierwsza sekwencja wieku karnickiego; Franz i in., 2021). Fluwialne osady piaskowca trzcinowego tworzą ciąg LST (Feldman-Olszewska, 2014b; Franz i in., 2021; fig. 23). Ciąg TST wg Feldman-Olszewskiej (2014b) tworzą warstwy gipsowe górne łącznie z dwiema warstwami anhydrytu (tzw. anhydryt stropowy), interpretowane jako osad sebhy przybrzeżnej i laguny. Powierzchnię maksymalnego zalewu autorka ta wyznaczyła w stropie tzw. anhydrytu stropowego. Cienki pakiet warstw gipsowych górnych, przykrywających anhydryt stropowy, reprezentuje ciąg HST. Spąg leżących wyżej fluwialnych warstw jarkowskich tworzy dolną granicę kolejnej sekwencji depozycyjnej (T3-3; Feldman-Olszewska, 2014b). Na Śląsku sukcesja wyższej części kajpru jest interpretowana jako rezultat depozycji w środowisku plai, fluwialnej równi mułowej oraz koryt rzecznych i nie była interpretowana w kontekście szeroko pojętej stratygrafii sekwencji.

Cykle poziomu bazowego są jednostkami stratygraficznymi, rejestrującymi retrogradacyjne i progradacyjne następstwa środowisk, interpretowane jako wynik zmian stosunku rozwoju przestrzeni akomodacyjnej do intensywności dostawy materiału w basenie (np. Shanley, McCabe, 1994; Cross, Lessenger, 1998; Nystuen, 1998). Rosnący stosunek tych dwóch parametrów odpowiada wzniosowi poziomu bazowego i zapisuje się retrogradacyjnym następstwem, a jego zmniejszanie się – spadkowi tego poziomu i zapisuje się progradacją. Pełny cykl składa się z dwóch semicykli: wzniosu i spadku poziomu bazowego. Granice cykli mogą stanowić nieciągłości, ale z reguły są to stopniowe przejścia trendów pro- i retrogradacyjnych w siebie nawzajem. Becker (2005) wyróżniła cykle poziomu bazowego dużej skali w dolnym pstrym piaskowcu oraz małej i średniej skali w środkowym pstrym piaskowcu (fig. 25, 26). Formacja bałtycka reprezentuje jeden cykl poziomu bazowego dużej skali, w którym przejście z trendu wzniosu do spadku jest zarejestrowane nieco powyżej środkowej części formacji w osadach odbrzeża. W formacji pomorskiej autorka wyróżniła trzy do czterech cykli bazowych średniej skali, które mają regionalny potencjał korelacyjny (Becker, 2005: fig. 23, 24). Niskie położenie poziomu bazowego było związane z depozycją w obrębie strefy brzegowej lub łach ooidowo-piaszczystych, natomiast wysokie położenie poziomu bazowego odzwierciedlało się w depozycji w centrum zbiornika w warunkach otwartych (fig. 26). Szczególnie charakterystyczne są maksima wzniosu poziomu bazowego pierwszego i trzeciego cyklu średniej skali. Pierwsze z nich reprezentuje sukcesja szaro-zielonych heterolitów drobnoziarnistych z liczebnym, dwugatunkowym zespołem akritarch (Orłowska-Zwolińska, 1977,

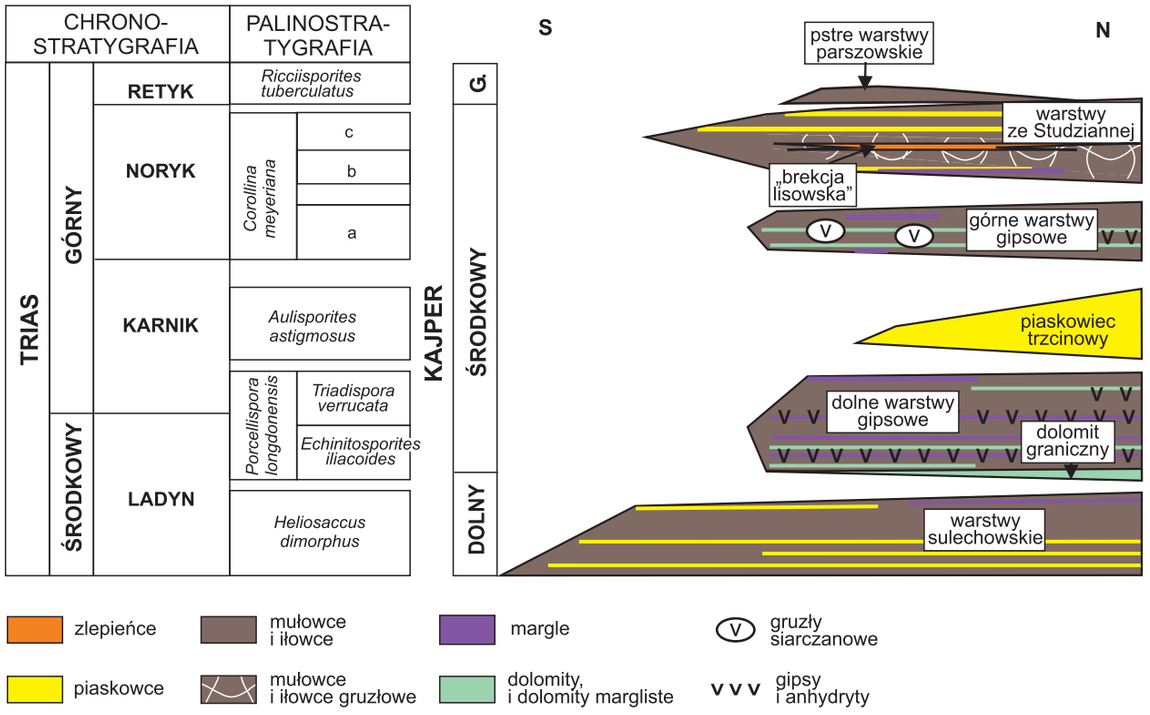


FIG. 21. Stratygrafia kajpru w zachodnim i północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (wg Jurkiewicza, 1980b, 1988; Fijałkowskiej-Mader, 2018a; palinostratygrafia wg Fijałkowskiej, 1992a)

TAB. 9. Litostratygrafia kajpru Niżu Polskiego. Występowanie w obrębie tektonicznych struktur mezozoicznych wg podziału Aleksandrowskiego (2017)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Warstwy sulechowskie	70–100, maks. 160	północna część monokliny przedsudeckiej, północna i centralna część synklinorium szczecińsko-miechowskiego, antyklinorium środkowopolskiego i synklinorium koszalińsko-zamojskiego	jednostka wprowadzona przez **Gajewską (1978)**; badania litostratygraficzne: m.in. Deczkowski (1977); Gajewska (1987); Becker i in. (2008); Franz i in. (2021); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000); Feldman-Olszewska (2014b); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Styk (1982); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	brak, opisane m.in. na podstawie rdzenia z otworu Sulechów IG 1	Niż Polski, głównie część centralna i zachodnia
Warstwy miedarskie	ok. 20, miejscami do ponad 50	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. **Kotlicki (1974)**; Kotlicki, Włodek (1976); Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania biostratygraficzne i paleontologiczne: Kotlicki, Siewniak-Madej (1982); Laszko (1982); Sulej i in. (2011); Czepiński i in. (2023); Rytel i in. (2024)	brak, opisane po raz pierwszy w Miedarach	Wyżyna Śląska
Warstwy gipsowe dolne	zwykle ok. 80 do ponad 200	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b; Feldman-Olszewska (2008, 2014b); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, za typowy profil można uznać otwór Wągrowiec IG 1	Niż Polski
Piaskowiec trzcinowy	zwykle ok. 50–80	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Gajewska (1973, 1978, 1988); Deczkowski (1977); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in., (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014), badania paleoklimatyczne: Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania petrofizyczne: np. Feldman-Olszewska i in. (2012); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski
Warstwy gipsowe górne	zwykle 50–150, lokalnie może przekraczać 300	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania badania litostratygraficzne: m.in. **Szyperko-Śliwczyńska (1960)**; Deczkowski (1977); Gajewska (1978, 1988); Gajewska i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2008, 2014c); Iwanow (2012); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania paleomagnetyczne: Nawrocki i in. (2015)	–	Niż Polski
Warstwy jarkowskie	ok. 50–120	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc, (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021); badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy zbąszyneckie	ok. 50–300	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Feldman-Olszewska (2014c); Franz i in. (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania mineralogiczno-geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pieńkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy wielichowskie	ok. 20–150	monoklina przedsudecka, synklinorium szczecińsko-miechowskie, antyklinorium środkowopolskie, część synklinorium koszalińsko-miechowskiego	badania litostratygraficzne: m.in. **Dadlez, Kopik (1963)**; Deczkowski (1977); Deczkowski i in. (1997); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); Pieńkowski (2004); Franz i in. (2021), badania biostratygraficzne: m.in. Marcinkiewicz (1971, 1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz i in. (2014); badania multidyscyplinarne stratygraficzne: np. Pieńkowski i in. (2012); badania mineralogiczno--geochemiczne i paleoklimatyczne: m.in. Brański (2014); Pieńkowski i in. (2014); badania geochemiczno-złożowe: m.in. Brański, Mikulski (2016); Mikulski i in. (2022)	brak, zdefiniowane w znacznym stopniu na podstawie rdzeni z otworu Książ Wielkopolski IG 1	Niż Polski
Warstwy nidzickie	zwykle 40–100, maks. do ok. 200	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedymentologiczne: m.in. **Dadlez (1968)**; Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Szulc (2018); Becker (2019); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, nazwane od najpełniejszego ich profilu uzyskanego w otworze Nidzica IG 1	NE i wschodnia Polska
Warstwy bartoszyckie	zwykle ok. 15–70, maks. do ok. 100	monoklina mazursko-podlaska	badania litostratygraficzne, petrograficzne i sedymentologiczne: m.in. **Dadlez (1968,** 1974); Maliszewska (1974); Deczkowski i in. (1997); Becker (2015c); Szulc (2018); Franz i in. (2021); badania palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1971); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	–	NE i wschodnia Polska
Warstwy z Piotrowiny	zwykle ok. 45	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	stosowana głównie w badaniach litostratygraficznych i kartograficznych: np. **Kotlicki, Włodek (1976)**; Gajewska i in. (1997)	–	Wyżyna Śląska
Warstwy z Opola	zwykle poniżej 10	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); **Kotlicki, Włodek (1976)**; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu Opole	Wyżyna Śląska
Warstwy z Potempy	ok. 50–60	zachodnia część monokliny śląsko-krakowskiej	badania litostratygraficzne: m.in. Kotlicki (1974); **Kotlicki, Włodek (1976)**; Grodzicka-Szymanko (1978); badania sedymentologiczne i sekwencyjne: Szulc (2000, 2007b); badania badania biostratygraficzne: Grodzicka-Szymanko, Orłowska-Zwolińska (1972); Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985)	brak, wydzielone na podstawie rdzenia z otworu 21 w Potempie	Wyżyna Śląska
Formacja chrzanowska	10–90	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne: **Bilan (1976)**; Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Marcinkiewicz (1978); Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Fijałkowska-Mader i in., (2015b); badania sedymentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewuła i in. (2019)	brak, najpełniejsze profile znane z rejonu Chrzanowa (m.in. otwór nr 75 = N-215 k. Ciężkowic)	południowa część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
utwory mułowcowe i iłowcowe, w dolnej części głównie szare, ku górze coraz bardziej pstre; przewarstwienia piaskowców głównie szarych koncentrują się głównie w najniższej i najwyższej części wydzielenia, ale zwykle nie stanowią więcej niż 40% sumarycznej miąższości jednostki; pojedyncze przewarstwienia wapieni, dolomitów, margli, głównie w środkowej części; detrytus zwęglonej flory, nieliczne skorupki małży, ziarna glaukonitu, w najwyższej części sporadyczne wpryśnięcia anhydrytu	słabo zachowane, nieliczne małże, zwęglona flora	trias środkowy; ladyn	poziom miosporowy *Heliosaccus dimorphus*; poziom megasporowy *Dijkstraisporites beutleri*; poziomy małżoraczkowe *Spelunella alata*, *Gemmanella schweyeri*	jednostka rangi formacji w podgrupie kajpru dolnego, często utożsamiana z kajprem dolnym; w propozycjach formalizacji wydzieleń litostratygraficznych triasu jednostkę tę ujmowano w formację lubuską
szaroczarne, rzadziej pstre, iłowce iłowce piaszczyste laminowane horyzontalnie lub faliście i piaskowce ze szczątkami zwęglonej flory; miejscami w iłowcach przewarstwienia żółtawego wapienia lub zlepieńca wapiennego, miejscami dolomitów; w piaskowcach glaukonit	szczątki ryb, płazów, gadów; szczątki flory	trias środkowy; ladyn	–	jednostka rzadko używana; częściej spotyka się terminy kajper iłowęglowy, iłowęgle lub kajper dolny; ostatnio bardziej popularna dzięki licznym znaleziskom paleontologicznym
szare, ciemnoszare i szarozielonkawe iłowce z licznymi przewarstwieniami, smugami i gniazdami anhydrytu, podrzędnie (głównie w najniższej części) dolomitu; sporadycznie miejscami przewarstwienia wapieni lub piaskowców; w rejonie Donatowo–Strzelno-Krośniewice kilkudziesięcio- do kilkusetmetrowy pakiet soli kamiennej w środkowej części; w najwyższej części barwa iłowców staje się szaroczerwona; najniższą część tworzy tzw. pakiet iłowców z dolomitem granicznym	miejscami szczątki ryb i małżów oraz muszloraczki (esterie), miejscami liczne; skamieniałości te występują głównie w niższej części wydzielenia	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *unterer Gipskeuper*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); najniższe wydzielenie podgrupy kajpru środkowego
w dolnej części zmienna: piaskowce drobno- i średnioziarniste jasnoszare z licznym pyłem kaolinowym, przechodzące obocznie w mułowce szare, piaszczyste; w górnej części osady mułowcowo-piaszczyste szare i pstre z cienkimi przewarstwieniami margli, dolomitów i zlepieńców węglanowych, wpryśnięcia gipsów	skorupki małży (w najniższej części); szczątki zwęglonych lub spirytyzowanych roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Aulisporites astigmosus*; poziom megasporowy *Narkisporites harrisi*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *Schilfsandstein*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960); szczegółowy opis wydzielenia z zasadniczej części Niżu Polskiego podała Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego, powyżej dolnych warstw gipsowych; w Niemczech wydzielenie Schilfsandstein zostało sformalizowane jako formacja ze Stuttgartu (fm. sztutgarcka) – niektórzy autorzy stosują nazwę tej formacji również na terenie Polski
iłowce czerwone z wpryśnięciami lub przewarstwieniami anhydrytu lub gipsu; sporadycznie cienkie przewarstwienia piaskowcowe; w najwyższej części występuje charakterystyczny pakiet ciemnoszarych iłowców z kilkumetrową warstwą lub cieńszymi przewarstwieniami szarego anhydrytu stropowego (głównie na monoklinie przedsudeckiej i w niecce łódzkiej)	–	trias górny; karnik–noryk	w najwyższej części poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	nazwa wydzielenia pochodzi od niemieckiego *oberer Gipskeuper*; do polskiego nazewnictwa i stratygrafii wprowadziła je Szyperko-Śliwczyńska (1960), używając pojęcia serii; ostateczną nazwę i zasięg stratygraficzny ustaliła Gajewska (1978); wydzielenie podgrupy kajpru środkowego powyżej piaskowca trzcinowego
iłowce pstre, często dolomityczne ze smugami lub przewarstwieniami dolomitów (w tym oolitowych), rzadziej piaskowców; w iłowcach częste drobne konkrecje węglanowe lub redeponowane poziomy takich konkrecji	zwęglona flora, zęby ryb i gadów, małżoraczki, niekiedy nieoznaczalne szczątki małżów	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	wydzielenie wyższej części kajpru środkowego (powyżej warstw gipsowych górnych); wcześniej zaliczane do tzw. retyku niższego; poniżej warstw jarkowskich wydzielano warstwy drawnieńskie, które obecnie wlicza się do warstw jarkowskich
iłowce, rzadziej iłowce mułowcowe i iłowce piaszczyste pstre, często o strukturze gruzłowej, rzadziej warstwowane, zlepieńce iłowcowe; w iłowcach drobne konkrecje wapienne lub dolomitowe, przewarstwienia zlepieńców zbudowanych z otoczaków dolomitów, wapieni, iłowców, niekiedy przewarstwienia piaskowców; miejscami piryt lub syderyt	szczątki zwęglonej flory, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	najwyższe wydzielenie kajpru środkowego, często trudne do oddzielenia od leżących poniżej warstw jarkowskich; wcześniej wyższa część tzw. retyku niższego
skały ilasto-mułowcowo-piaszczyste, głównie szare, podrzędnie brązowe ze zmiennym udziałem piaskowców jasnoszarych; częste występowanie sferolitów syderytowych lub żelazistych, smug węglistych i węgli, miejscami piryt; miejscami dolomityzacje, syderytyzacje lub smugi syderytu; rizoidy	szczątki zwęglonej flory	trias górny; retyk	poziom miosorowy *Ricciisporites tuberculatus*; poziom megasporowy *Trileites pinguis*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego (wcześniej tzw. retyk wyższy); facje z większym udziałem piaskowców na pograniczu pomorskiego segmentu antyklinorium środkowopolskiego i niecki koszalińskiej nazywane są warstwami z *Trileites*
osady pstre, często zlepieńcowate, o zmiennej litologii; najczęściej iłowce, iłowce gruzłowate, zlepieńce iłowe; różny udział przewarstwień piaskowców, mułowców, margli, dolomitów i różnorodnych zlepieńców (w tym z otoczaków skał węglanowych); w iłowcach drobne konkrecje wapienne i dolomityczne	szczątki ryb, małżoraczki	trias górny; noryk	poziom miosporowy *Corollina meyeriana*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru środkowego, korelowane z warstwami jarkowskimi i zbąszyneckimi; uznawane wcześniej za tzw. retyk niższy
iłowce i mułowce szare, miejscam dolomityczne lub węgliste, podrzędne przewarstwienia piaskowców szarych lub brązowych; sporadycznie laminy węgla, konkrecje syderytyczno-ilaste, ilasto-żelaziste, pirytowe, sferolity syderytowe, syderytyzacje, limonityzacje, sieczka roślinna; udział piaskowców wzrasta ku NE	sieczka roślinna, okruchy drewna, odciski roślin	trias górny; retyk	poziom miosporowy *Ricciisporites tuberculatus*; poziom megasporowy *Trileites pinguis*	wydzielenie w randze formacji w podgrupie kajpru górnego, korelowane z warstwami wielichowskimi; wcześniej uznawane za tzw. retyk wyższy
piaskowce i mułowce z detrytusem flory; piaskowce typu szarogłazowego w postaci grubych ławic, cieńszych przewarstwień lub laminacji; w dolnej części szare, ku górze przechodzące w żółtawe lub brunatnoczerwone; w dolnej części niekiedy laminy węgla; dość częste poziomy gleby stigmariowej	detrytus zwęglonych szczątków roślin	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Aulisporites astigmosus*; poziom megasporowy *Narkisporites harrisi*	jednostka rzadko używana, częściej stosuje się pojęcie piaskowca trzcinowego, jednostki w obrębie kajpru środkowego
dolomity pelityczne beżowoszare, margle dolomityczne oraz zlepieńce ilasto-węglanowe	małże	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis,* podpoziom *Echinitosporites iliacoides*	częściej stosowana nazwa to dolomit graniczny
ciemnoszare margle i iłowce dolomityczne lub wapniste z przewarstwieniami dolomitów i margli dolomitycznych, często gruzłowych oraz cienkimi przewarstwieniami piaskowców; żyłki lub wtrącenia anhydrytów i gipsów	–	trias górny; karnik	poziom miosporowy *Porcelispora longdonensis,* podpoziom *Triadispora verrucata*	odpowiadają warstwom gipsowym dolnym
dominują iłowce, mułowce, margle dolomityczne (szare, czasem z odcieniem żółtawym lub zielonkawym, głównie masywne) oraz dolomity (głównie mikryty i mikrosparyty), tworzące liczne przewarstwienia; rzadko występują przeławicenia piaskowców dolomitycznych oraz zlepieńców śródformacyjnych złożonych z okrągławych fragmentów dolomikrytów (dolocrete); charakterystyczne są lokalnie występujące przewarstwienia gipsu; miejscami liczne przewarstwienia, żyły, gniazda gipsu włóknistego	ubogie: liścionogi (muszloraczki) i małżoraczki	trias górny; karnik	poziom palinostratygraficzny *Longdonensis verrucata*	niepewny status formalny jednostki; odpowiednik warstw gipsowych dolnych zaliczanych do kajpru środkowego

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań, w tym **kreator**	Stratotyp	Typowy obszar
Formacja bolesławska	10–35	wschodnie obrzeżenie wyniesienia górnośląskiego; monoklina śląsko-krakowska	badania litologiczne, litostratygraficzne i sedymentologiczne: **Bilan (1976)**; Szulc i in. (2015b); badania biostratygraficzne, głównie palinostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983, 1985); Marcinkiewicz (1978); Fijałkowska-Mader i in. (2015b); badania sedymentologiczne i geochemiczne: m.in. Środoń i in. (2014); Jewuła i in. (2019)	brak, typowy profil przedstawia otwór nr 70 = BPH-141 z okolic Bolesławia	S część Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej
Formacja pstrych mułowców i węglanów z Grabowej	od kilku do 175, maks. ok. 400	SE monoklina przedsudecka; NE obrzeżenie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego	jednostka pierwotnie opisana przez Bilana (1976) jako formacja grabowska, ale w węższym znaczeniu; badania litostratygraficzne: Deczkowski (1977); Grodzickicka-Szymanko (1978); Kotlicki (1995); Deczkowski i in. (1997); **Szulc, Racki (2015)**; Szulc i in. (2015b); badania sedymentologiczno-facjalne: Pieńkowski (1988); Szulc i in. (2006); Gruszka, Zieliński (2008); Bodzioch, Kowal-Linka (2012); Jewuła i in. (2019) Dzik i in. (2000); Dzik, Sulej (2007); Sulej i in. (2012); Niedźwiedzki i in. (2014); Pacyna (2014); badania chronostratygraficzne (oparte głównie na palinostratygrafii): Orłowska-Zwolińska (1984, 1985); Fijałkowska i in. (2015b), badania klimatostratygraficzne i chemostratygraficzne: Pieńkowski i in. (2014); Brański (2014); Środoń i in. (2014); Szulc i in. (2015b, c); badania magnetostratygraficzne: Nawrocki i in. (2015)	zespół stratotypów: otwór Woźniki K1 (stratotyp dolnej granicy, głęb. 68,8 m), otwór Patoka 1 (stratotyp górnej granicy), otwór Kozieglowy WB-3, odsłonięcia: Woźniki, Lipie Śląskie, Patoka	rejon między Olkuszem a Lublińcem



FIG. 22. Iłowce górnej części warstw ze Studziannej (środkowy kajper) w kopalni iłów w Wyszynie Machorowskiej. Fot. A. Fijałkowska-Mader

1984; głęb. 2208,0–2209,8 m w otworze Gorzów Wielkopolski IG 1; fig. 24). Drugie wyinterpretowano w obrębie wapieni stromatolitowych i ziarnistych z glaukonitem na głębokości 2112,0 m. Najniższe położenie poziomu bazowego było związane z depozycją piaskowców w strefie litoralnej w spągu formacji oraz z depozycją czerwonawych wapieni oolitowych strefy przybrzeżnej (głęb. 2130,2–2136,2 m; fig. 25). Korelacja regionalna cykli poziomu bazowego wykazała dwie luki stratygraficzne w profilu środkowego pstrego piaskowca: na granicy dolnej i górnej formacji pomorskiej oraz na granicy formacji pomorskiej i warstw podewaporatowych/formacji połczyńskiej(?), co pokrywa się z wcześniejszymi wnioskami lito- i magnetostratygraficznymi (Szyperko-Śliwczyńska, 1973; Gajewska, Szyperko-Śliwczyńska, 1979; Nawrocki, 1997). W obrębie formacji połczyńskiej Becker (2005) wyróżniła trzy pełne cykle poziomu bazowego średniej skali oraz jeden cykl niepełny (tylko semicykl wzniosu; fig. 26). W tej formacji maksima wzniosu wiążą się z dominacją w basenie osadów plai, a spadek poziomu bazowego manifestował się progradacją terminalnych stożków aluwialnych oraz piaszczystych koryt fluwialnych ku centrum basenu. Feldman-Olszewska (2014a) przedstawiła interpretację sekwencji depozycyjnych dla sukcesji dolnego i środkowego pstrego piaskowca otworu Gorzów Wielkopolski IG 1 (fig. 25). Pierwszą sekwencję triasową, ograniczoną dwiema powierzchniami transgresji, tworzy formacja bałtycka. Ciąg transgresywny tworzą osady sebhy i laguny. W środkowej części osadów lagunowych wyznaczono powierzchnię maksymalnego zalewu. Ciąg HST tworzą osady laguny i ponownie sebhy. Druga sekwencja triasu obejmuje formację pomorską. Jej dolna granica jest powierzchnią transgresji osadów płytkiego szelfu terygeniczno-węglanowego na osady sebhy przybrzeżnej. Najbardziej ilasty interwał osadów szelfu wyznacza powierzchnię maksymalnego zalewu. Wyższa część osadów szelfu przechodząca w piaszczysto-oolitowe osady bariery i węglanowe osady laguny tworzą ciąg HST. Szczątkowo zachowane fluwialne osady formacji połczyńskiej (?, dawniej warstwy podewaporatowe formacji retu) tworzą ciąg LST trzeciej sekwencji triasu, ograniczonej od dołu powierzchnią regresji, w nomenklaturze Szulca (2000) nazywanej sekwencją S1. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) dobrze korespondują z cyklami poziomu bazowego dużej skali wg Becker (2005) oraz Becker i Nawrockiego (2007). Podstawową różnicą w obu interpretacjach jest podejście do problemu istnienia połączenia z otwartym oceanem podczas depozycji najniższego triasu obszaru Niżu Polskiego. Becker (2005, 2014b) rozważała istnienie czasowych połączeń, głównie podczas depozycji formacji pomorskiej. Feldman-Olszewska (2014a) zinterpretowała całą sukcesję w kontekście środowiska morskiego. Sekwencje depozycyjne Feldman-Olszewskiej (2014a) potwierdzają ogólny schemat sekwencyjny dolnego i środkowego pstrego piaskowca zaproponowany przez Szulca (1995) oraz Beutlera i Szulca (1999).

Sekwencje depozycyjne opisane przez Feldman-Olszewską (2014a) dla niższego triasu oraz Szulca (2000) dla niższego i środkowego triasu są interpretowane jako sekwencje 3. rzędu. Becker (2005) skorelowała cykle bazowe średniej skali wyznaczone dla środkowego pstrego piaskowca z sekwencjami 4. rzędu.

Stratygrafię sekwencji wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich opracował Szulc (2000). Nazewnictwo sekwencji jest zbieżne z tym stosowanym dla obszaru śląsko-krakowskiego i Niżu Polskiego. Sekwencje S1 i S2 obejmują odpowiednio formację baranowską i warstwy gipsowe dolne oraz interwał od najwyższych warstw gipsowych dolnych po niższe warstwy gipsowe górne. W wapieniu muszlowym wyróżniono sekwencje An(1), An(2) i La(1), których powierzchnie maksymalnego zalewu odpowiadają takim powierzchniom sekwencji An2, An3 i La1 opisanym ze Śląska (Szulc, 2000). Sekwencja An(1) obejmuje interwał od najwyższych warstw gipsowych górnych po najwyższe warstwy łukowskie, sekwencja An(2) obejmuje głównie warstwy z *Lima striata* i niższy wapień muszlowy środkowy, a sekwencja La(1) obejmuje sukcesję od wyższego środkowego wapienia muszlowego po warstwy ceratytowe (Szulc, 2000).

TAB. 9 cd.

Litologia/facje i dalszy podział	Występowanie skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
budowa dwudzielna: niższą część tworzy ogniwo iłowców z Błędowa, a wyższą – ogniwo iłowców z Kluczy; iłowce z Błędowa charakteryzują się dużym zróżnicowaniem litologicznym (zlepieńce, piaskowce, mułowce, iłowce i iły, wapienie, margle i dolomity) skał o zróżnicowanym zabarwieniu i pstre; w iłowcach z Kluczy dominują pstre iłowce, wśród których występują przewarstwienia mułowców i wapieni	w wapieniach występują skorupki małżoraczków, liścionogów (muszloraczków), małżów i ślimaków	trias górny; karnik	poziom palinologiczny *astigmosus*	niejasny status formalny jednostki; odpowiednik piaskowca trzcinowego zaliczanego do środkowego kajpru (iłowce z Błędowa); iłowce z Kluczy włączone do sformalizowanej w 2015 r. formacji z Grabowej
kompleks pstrych osadów mułowcowo-iłowcowych, na ogół marglistych, z licznymi przewarstwieniami jasnych wapieni (w wyższej części sukcesji) oraz piaskowców i skał grubookruchowych; charakterystyczne podrzędne składniki to rezydualne żwirowce węglanowe („brekcja lisowska") oraz ciemne poziomy wzbogacone w materiał roślinny, rzadziej z akumulacjami kostnymi i sporadycznymi przewarstwieniami muszlowcowymi; formacja dzieli się w pełni na trzy ogniwa: ogniwo mułowcowo-ewaporatowe z Ozimka, ogniwo marglistych mułowców i piaskowców z Patoki oraz ogniwo wapienia woźnickiego	skamieniałości występują w lokalnych nagromadzeniach o urozmaiconym składzie; występują szczątki kręgowców, zwęglona flora, małże, muszloraczki, małżoraczki	trias górny; noryk, w spągu prawdopodobnie również najwyższy karnik	palinostratygrafia; poziom *Corollina meyeriana*	podstawowa jednostka środkowego kajpru Górnego Śląska, zawierająca unikatowe biocenozy kręgowców

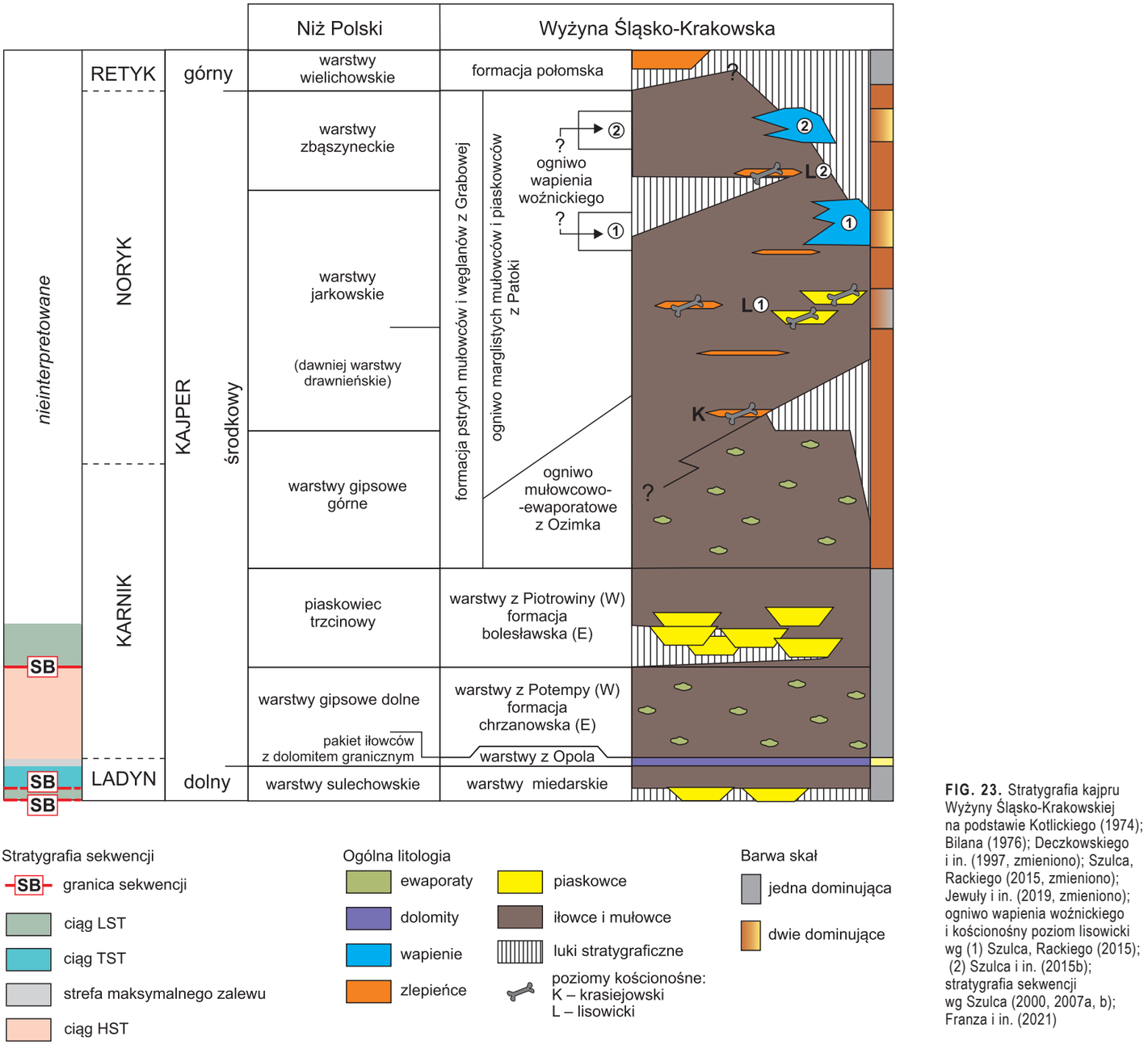


FIG. 23. Stratygrafia kajpru Wyżyny Śląsko-Krakowskiej na podstawie Kotlickiego (1974); Bilana (1976); Deczkowskiego i in. (1997, zmieniono); Szulca, Rackiego (2015, zmieniono); Jewuły i in. (2019, zmieniono); ogniwo wapienia woźnickiego i kościonośny poziom lisowicki wg (1) Szulca, Rackiego (2015); (2) Szulca i in. (2015b); stratygrafia sekwencji wg Szulca (2000, 2007a, b); Franza i in. (2021)

TAB. 10. Litostratygrafia kajpru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

Nazwa	Miąższość [m]	Występowanie	Historia badań (po 1973 r.)	Typowy profil	Typowy obszar
Warstwy sulechowskie	30–120	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1974a,b,c, 1980a,b, 1988, 1993); Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Hakenberg (1974); Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982, 1994); Studencki (1993); Romanek M. (1998); Złonkiewicz (1998, 2024); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Rdzanek (1981a); Styk (1982); Fijałkowska (1989, 1992a); Fijałkowska, Trzepierczyńska (1990); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska (2006a, 2006b); Krupnik (2010); Krupnik i in. (2011, 2014); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Fijałkowska-Mader (1999, 2015); Kuleta, Iwanow (2006b)	rdzeń otworu Sulechów IG 1, głęb. 642,5–723,0 m	NW Polska
Dolomit graniczny	kilka do 36	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Jurkiewicz (1980a,b, 1988, 1993, 1995); Czapowski, Romanek (1986); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b)	–	NW Polska
Dolne warstwy gipsowe	50–160	północne i zachodnie obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna i centrala część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Pawłowska (1979); Rup, Kuleta (1980); Romanek A. (1982); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973); Orłowska-Zwolińska (1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992a, 2006b); Jurkiewicz (1993, 1995); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	NW Polska
Piaskowiec trzcinowy	kilka do 64	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1993, 1995); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); Złonkiewicz (2024); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972, 1981, 1983); Fijałkowska (1992); Jurkiewicz (1993); Fijałkowska-Mader i in. (2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015); Fijałkowska-Mader i in. (2015a)	–	Niż Polski
Górne warstwy gipsowe	70–220	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Jurkiewicz (1965, 1972, 1980a,b, 1988, 1993, 1995); Rup, Kuleta (1980); Kuleta, Iwanow (2006b); Kuleta i in. (2018); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1966b, 1973a,b); Orłowska-Zwolińska (1968, 1972); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Hakenberg, Świdrowska (1996); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Fijałkowska-Mader (2015)	–	Niż Polski
Warstwy ze Studziannej	110–600	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1988, 1993, 1995); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a, b); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); Fijałkowska (1992a); Fijałkowska-Mader i in. (2015a); Fijałkowska-Mader (2018b, 2021); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Kuleta, Iwanow (2006b); Fijałkowska-Mader (2015)	rdzeń otworu Studzianna IG 2, głęb. 1093–1215 m	północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
„Brekcja lisowska"	kilka cm do 2,5 m	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, niecka miechowska	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz, Lindner (1987); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta, Iwanow (2006a,b); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); Kuleta, Fijałkowska-Mader (2021)	–	Wyżyna Śląsko-Krakowska
Dolna seria pstra	150–173	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Pawłowska (1979); Romanek A. (1982); Czapowski, Romanek (1986); badania biostratygraficzne: Orłowska-Zwolińska (1983); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Czapowski, Romanek (1986)	otwór Krauzów IG 1	południowe obrzeżenie Gór Świętokrzyskich
Pstre warstwy parszowskie	kilka do 57	obrzeżenie Gór Świętokrzyskich, północna część niecki miechowskiej	badania petrograficzno-sedymentologiczne: Filonowicz (1979); Pawłowska (1979); Czapowski, Romanek (1986); Filonowicz, Lindner (1987); Jurkiewicz (1993); Studencki (1993); Romanek A. (1994); Kuleta i in. (2018); Złonkiewicz (2019, 2024); Hakenberg, Złonkiewicz (2021); badania paleontologiczne i biostratygraficzne: Senkowiczowa (1982); badania paleogeograficzne i paleośrodowiskowe: Pieńkowski i in. (2014)	–	rejon Parszowa k. Skarżyska-Kamiennej

Litologia	Skamieniałości	Chronostratygrafia	Biostratygrafia	Uwagi
dolna część profilu – osady piaszczysto-mułowcowo-ilaste barwy szarej i szaro-zielonej, z detrytusem roślinnym i licznymi ziarnami glaukonitu; środkowa część – ciemnoszare i czarne mułowce ze zwęglonym detrytusem roślinnym i przeławiceniami piaskowca, miejscami brunatno-czerwony margiel dolomityczny; górna część – utwory piaskowcowo-ilaste, pstre, z konkrecjami żelazistymi oraz śladowymi ilościami anhydrytu	ramienionogi, małże, ślimaki, liścionogi, małżoraczki, otwornice, zęby i łuski ryb, mega- i mikrospory, lęgnie ramienic (chary); szczątki makroflory	środkowy ladyn	poziom palinologiczny miosporowy *Heliosaccus dimorphus*	nazwa jednostki wprowadzona przez Gajewską (1978) dla utworów opisywanych we wcześniejszej literaturze na obszarze Polski jako kajper dolny lub iłowęgle
dolomity, iłowce z przewarstwieniami dolomitów, margle dolomityczne barwy szarej i ciemnoszarej; w profilach z dalekiego północnego i południowego obrzeżenia w spągu osadów węglanowo-iłowcowych występują piaskowce (piaskowiec spągowy wg Kulety, Iwanowa, 2006b)	małże, ramienionogi, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory, akritarchy, glony	górny ladyn; longobard	podpoziom palinologiczny miosporowy *Echinitosporites iliacoides* poziomu *Porcelispora longdonensis*	nazwa jednostki wprowadzona przez Szyperko-Śliwczyńską (1960) dla profili z Niżu Polskiego
iłowce margliste i mułowce dolomityczne, szare, szarozielone lub brunatnowiśniowe z przeławiceniami margli dolomitycznych i wapieni, lokalnie w dolnej części profilu iłowce i mułowce dolomityczne z przewarstwieniami piaskowców oraz piaskowce	małże, liścionogi, kości kręgowców, łuski ryb, detrytus makroflory, miospory	ladyn/karnik; longobard/jul	podpoziomy palinologiczne miosporowe *Echinitosporites iliacoides* i *Triadispora verrucata* poziomu *Porcelispora longdonensis*	jednostka opisana po raz pierwszy pod nazwą seria gipsowa dolna przez Szyperko-Śliwczyńską (1960); nazwę dolne warstwy gipsowe wprowadzili Dadlez i Kopik (1963)
piaskowce drobno- i średnioziarniste, szarozielone, iłowce i mułowce wiśniowo-brunatne i szarozielone z przewarstwieniami piaskowców szarozielonych, w strefie dystalnej zbiornika w dolnej części występują mułowce wiśniowo-brunatne z przeławiceniami zlepieńców i piaskowców szarozielonych i wiśniowo-brunatnych, w górnej części piaskowce drobno- i średnioziarniste, szarozielone	szczątki makroflory, miospory	karnik	poziom palinologiczny *Aulisporites astigmosus*	na podstawie zmiany nazewnictwa tej jednostki w Niemczech, dla osadów piaskowca trzcinowego stosuje się niekiedy nazwę „formacja sztutgarcka”
iłowce i mułowce dolomityczne, wiśniowo-brunatne, szare i zielonoszare, margle dolomityczne szare, lokalnie warstewki i skupienia gipsu i anhydrytu	miospory, chary	górny karnik–dolny noryk; górny tuwal–dolny lak	podpoziom „a” poziomu palinologicznego *Corollina meyeriana*	–
w obrębie wydzielenia wyraźna trójdzielność: w części dolnej profilu występują mułowce wiśniowo-brunatne i szarozielone o teksturze bryłowej z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych zielonoszarych, w części środkowej w mułowcach widoczne plamiste, zielonkawe odbarwienia po korzeniach roślin oraz gruzełki węglanowe, tworzące nagromadzenia, tzw. pseudooolity lub poziomy brekcji lisowskiej, występują przeławicenia piaskowców drobnoziarnistych szarych i szarozielonych, laminowanych poziomo lub przekątnie w małej skali, w części górnej – mułowce wiśniowo-brunatne, plamiste z przewarstwieniami piaskowców różnoziarnistych i zlepieńców śródformacyjnych	małże, małżoraczki, łuski ryb, szczątki flory, miospory,	noryk–retyk	poziomy małżowe *Unionites posterus* w dolnej części warstw i *Rhaetavicula contorta* – w części górnej oraz podpoziomy palinologiczne „b” i „c” poziomu *Corollina meyeriana* i poziom *Ricciisporites tuberculatus*	jednostka zaproponowana przez Fijałkowską-Mader (2018a) dla utworów określanych we wcześniejszej literaturze jako retyk lub retyk *sensu polonico*
skała złożona z nieobtoczonych lub słabo obtoczonych fragmentów wapieni, gruzłów węglanowych i kalkretów, zespolonych spoiwem ilasto-węglanowym lub węglanowym, lokalnie o charakterze zlepieńca lub pseudooolitu	małże, glony	noryk	poziom palinologiczny miosporowy *Corolina meyeriana,* podpoziom „b”	poziomy „brekcji lisowskiej” koncentrują się w środkowej części warstw ze Studziannej
iłowce i mułowce brunatne, czerwone, zielonkawe, pstre, laminowane poziomo lub przekątnie w małej skali lub bezstrukturalne, gruzłowe z przewarstwieniami piaskowców, drobno- i różnoziarnistych, laminowanych poziomo i przekątnie w małej skali, zlepieńców i poziomami z brekcji lisowskiej; w środkowej części serii znajduje się kompleks mułowców ciemnoszarych i czarnych z detrytusem flory	detrytus makroflory, miospory	karnik–noryk	poziom palinologiczny miosporowy *Aulisporites astigmosus* i poziom megasporowy *Narkisporites harrisi* w obrębie poziomu mułowcowego z florą	serię można korelować z dolnymi i górnymi warstwami gipsowymi oraz warstwami ze Studziannej w zachodnim i NW obrzeżeniu oraz niecce miechowskiej, natomiast kompleks mułowcowy z florą to odpowiednik piaskowca trzcinowego
iłowce i mułowce wiśniowe, brunatne, żółte, białe, lokalnie iłowce kaolinowe, z konkrecjami syderytowi i sferosyderytami; w południowym obrzeżeniu warstwy wyraźnie dwudzielne: część dolna to tzw. górny kompleks piaskowcowy, utworzony z jasnych, drobnoziarnistych piaskowców, laminowanych przekątnie w małej skali, lokalnie z klastami kaolinowymi, z przewarstwieniami zlepieńców kwarcowo-kwarcytowych, część górna to natomiast tzw. górna seria pstra zbudowana z białych, czerwonych, żółtych, seledynowych mułowców i iłowców kaolinowych	megaspory	retyk	poziom palinologiczny megasporowy *Trileites pingius*	–

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

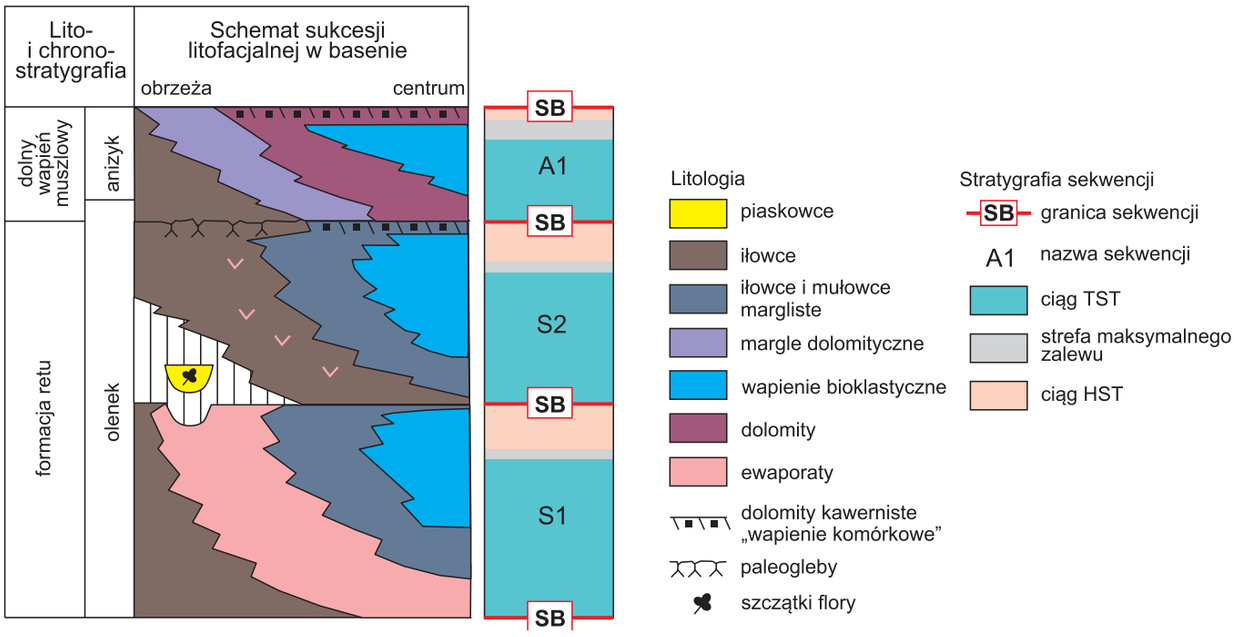


FIG. 24. Sekwencje depozycyjne 3. rzędu w górnym pstrym piaskowcu (wg Narkiewicz, Szulca, 2004; Franza i in., 2021; zmieniono)

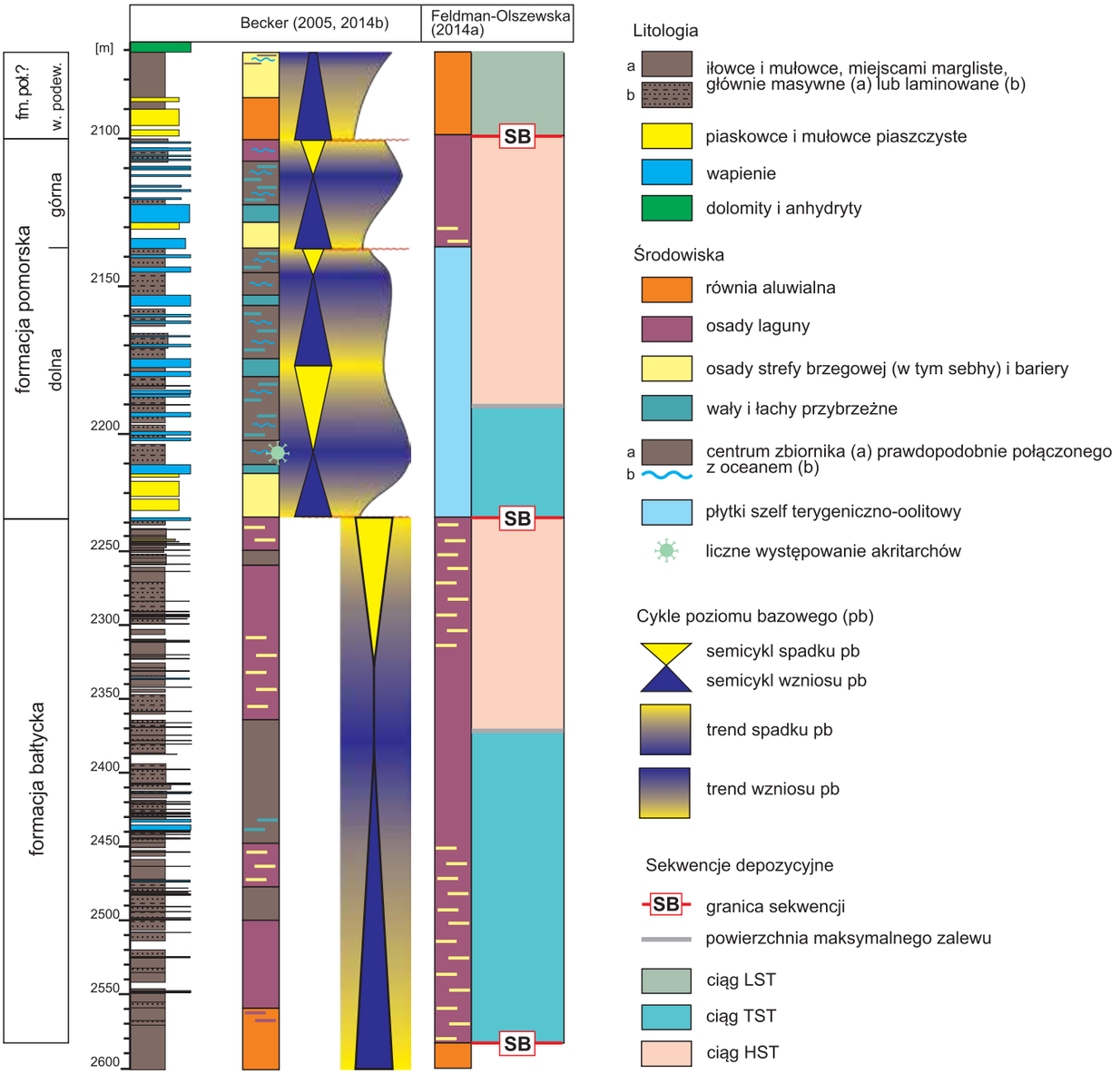
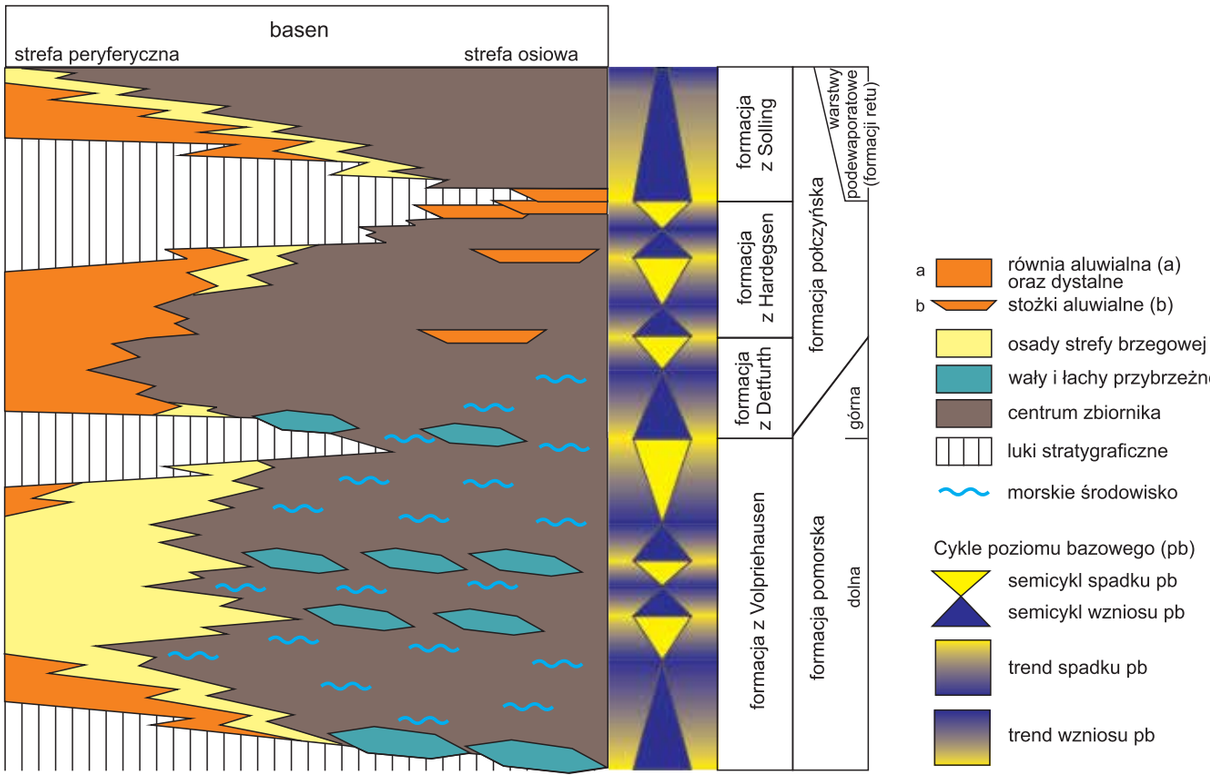


FIG. 25. Cykle poziomu bazowego i sekwencje depozycyjne w dolnym i środkowym pstrym piaskowcu – otwór Gorzów Wielkopolski IG 1: fm. poł. – formacja połczyńska, w. podew. – warstwy podewaporatowe



1 Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

FIG. 26. Schematyczny rozkład facji środkowego pstrego piaskowca we wschodniej części basenu centralnej Europy (Niemcy, Polska) w kontekście rozwoju cykli bazowych średniej skali (na podstawie Roman, 2004; Becker, 2005)

1.3. CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

Szulc (2000) przeprowadził badania izotopów trwałych węgla i tlenu dla sukcesji od najwyższego triasu dolnego po najniższy trias górny Górnego Śląska oraz fragmentów tej sukcesji z rejonu Gór Świętokrzyskich, Dolnego Śląska (niecki północnosudeckiej) oraz zachodniej Polski (monoklina przedsudecka). Badania te posłużyły przede wszystkim do interpretacji paleośrodowiskowych, ale autor wskazał stosunkowo dobrą korelację wyników uzyskanych z izotopów węgla między badanymi regionami. Przedstawił on również korelację trendów izotopowych z elementami wyznaczonych przez siebie na Górnym Śląsku sekwencji depozycyjnych w obrębie wapienia muszlowego (fig. 27). Wzrost wartości $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ koreluje się dobrze z ciągami transgresywnymi, a spadek wartości jest szczególnie charakterystyczny dla meteorycznie zmienionych osadów na granicach sekwencji. Maksymalne wartości dla $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ wiążą się z najintensywniejszym maksimum transgresji przypadającym w obrębie formacji dziewkowickiej (dawniej warstwy terebratulowe; sekwencja An3 na fig. 27), minimalne natomiast przypadają na pogranicze warstw diploporowych i tarnowickich, gdzie interpretowana jest najbardziej znacząca regresja morska wapienia muszlowego i granica sekwencji An4.

Środoń i in. (2014) zastosowali współczynniki Cr/Ti oraz Cr/Nb do korelacji chemostratygraficznej ilastych utworów górnośląskiego kajpru. Współczynniki te zmniejszają się systematycznie w górę profili, odzwierciedlając przejście materiału detrytycznego pochodzącego ze źródeł bardziej zasadowych w materiał pochodzący ze źródeł bardziej kwaśnych. W badanej sukcesji udało się wyróżnić cztery strefy o różnym poziomie obu współczynników, które można wykorzystać do regionalnych korelacji.

Badania dotyczące datowań izotopowych skał triasu Polski są bardzo nieliczne ze względu na brak w ich sukcesji, szczególnie wiarygodnych w tej metodzie, skał magmowych. Kowal-Linka i in. (2019) wydatowali wiek najmłodszego cyrkonu detrytycznego uzyskanego z kościonośnego poziomu lisowickiego formacji z Grabowej na 211 ±3 mln lat, co wskazuje na jego środkowo-późnonorycki wiek. Tym samym skały osadowe, z których uzyskano taki wynik, są interpretowane jako nie starsze niż środkowy–górny noryk.

Czapowski i Gąsiewicz (1995) oraz Gąsiewicz i Czapowski (1997) przeprowadzili szczegółowe badania chemostratygraficzne (na podstawie analiz chemicznych pierwiastków głównych i śladowych, zawartości całkowitego węgla organicznego oraz analiz izotopów trwałych węgla i tlenu) w celu wyznaczenia granicy permu i triasu. Wydzielili oni cztery kompleksy geochemiczne w obrębie tzw. warstw przejściowych, obejmujących po części stropowe wydzielenia cechsztynu oraz spągowe fragmenty dolnego pstrego piaskowca, wykształcone jako iłowce i mułowce. Autorzy ci

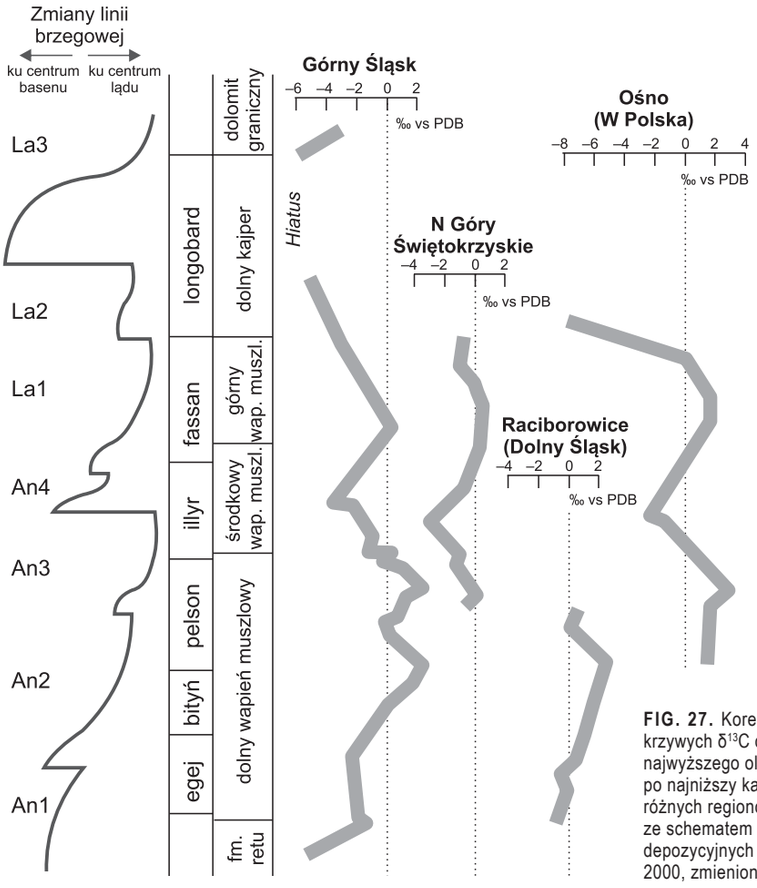


FIG. 27. Korelacja krzywych $\delta^{13}C$ dla najwyższego oleneku po najniższy karnik różnych regionów Polski ze schematem sekwencji depozycyjnych (Szulc, 2000, zmieniono)

stwierdzili brak wyraźnej korelacji między kompleksami geochemicznymi i wyznaczonymi wcześniej (Czapowski i in., 1995) trzema kompleksami litologicznymi. Anomalia geochemiczna, interpretowana jako potencjalny wskaźnik granicy systemów, jest umiejscowiona w profilu pionowym badanych otworów wiertniczych najczęściej poniżej wyinterpretowanej wcześniej granicy sedymentologicznej, co według autorów świadczy o większej czułości zmian geochemicznych na zmiany środowiskowe pogranicza permu i triasu niż zapis litologiczny.

1.4. BIOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Charakterystyczne dla triasu dolnego i górnego Polski oraz całego systemu basenów środkowoeuropejskich są ubóstwo faunistyczne i brak gatunków wskaźnikowych. Bogaty zespół fauny charakteryzuje jedynie morskie osady formacji retu i wapienia muszlowego, głównie środkowotriasowe (np. Senkowiczowa, 1985, 1991; fig. 28). Mimo to gatunki istotne stratygraficznie są stosunkowo nieliczne również w tej sukcesji. Na wcześniejszym etapie badań nad triasem, zwłaszcza świętokrzyskim, wiek osadów określano na podstawie charakterystycznych gatunków małży. Były to: *Bakevellia (Gervilleia) murchisoni* (Geinitz) w środkowym pstrym piaskowcu, *Costatoria costata* (Zenker) w górnym pstrym piaskowcu (fig. 28A), *Plagiostoma (Lima) striatum* (Schlotheim) i *Entolium discites* (Schlotheim) w górnym wapieniu muszlowym. *Unionites posterus* (Deffner et Fraas) charakteryzował najwyższy środkowy kajper, a *Rhaetavicula contorta* (Portlock) – górny kajper. Dla stratygrafii górnego wapienia muszlowego istotne były także amonity z rzędu Ceratitida. Później najlepsze rezultaty biostratygraficzne dla całego systemu przyniosły badania palinologiczne miospor (Orłowska-Zwolińska, 1985). Prowadzono również badania megaspor, ale zonacja megasporowa jest mniej rozdzielcza i mniej precyzyjna chronostratygraficznie, tym niemniej obejmuje cały trias (Marcinkiewicz i in., 2014). Dla całego systemu stworzono również zonację małżoraczkową, ale jedynie w celu korelacji poszczególnych jednostek litostratygraficznych w Polsce (Styk, 1982). Dla triasu środkowego szczególne znaczenie ma zonacja konodontowa, wyróżniająca się największą rozdzielczością (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a, b; Narkiewicz, 1999, 2014). Pozostałe podziały biostratygraficzne mają mniejsze znaczenie ze względu na swoją zbyt małą rozdzielczość (w tym wspomniana wcześniej stratygrafia oparta na małżach), zasięg przestrzenny czy stratygraficzny lub wątpliwości metodologiczne.

Najważniejszą zonację miosporową stworzyła Orłowska-Zwolińska (1977, 1983, 1984, 1985; patrz fig. 29–31). Zonacja ta jest uznawana za standardową również w najnowszej literaturze (np. Kürschner, Herngreen, 2010; Fijałkowska-Mader, 2013; Marcinkiewicz i in., 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015b; Nowak i in., 2018). W pstrym piaskowcu wyznaczono trzy zespołowe poziomy miosporowe: *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii*, *Densoisporites nejburgii* (obejmujący trzy podpoziomy: *Densoisporites nejburgii*–akritarchy, *Densoisporites nejburgii* i *Densoisporites nejburgii*–*Cycloverrutriletes presselensis*) oraz *Voltziaceaesporites heteromorpha* z podpoziomem *Microcachryidites fastidiosus* w górnej części poziomu. Poziom *Lundbladispora obsoleta–Protohaploxypinus pantii* występuje w najniższym pstrym piaskowcu i jest zaliczany do dolnego indu (Orłowska-Zwolińska, 1985; Fijałkowska, 1994a, b; Marcinkiewicz i in., 2014). Poziom *Densoisporites nejburgii* jest charakterystyczny dla wszystkich formacji środkowego pstrego piaskowca, a jego wiek jest trudny do zinterpretowania. Przyjmuje się, że należy on do górnego indu i oleneku (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014). Wiek poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha*, charakterystycznego dla utworów górnego pstrego piaskowca, jest najbardziej dyskusyjny (Orłowska-Zwolińska, 1985; Kürschner, Herngreen, 2010; Marcinkiewicz i in., 2014; Nowak i in., 2018). Orłowska-Zwolińska (1985) zasugerowała korelację spągu anizyku z pojawieniem się w obrębie tego poziomu miospor *Microcachryidites*. Fijałkowska-Mader (*w*: Bieńko i in., 2023; Jewuła i in., 2024) wyróżniła w wyższej części środkowego pstrego piaskowca poziom *Densoisporites nejburgii–Voltziaceaesporites heteromorpha* i wyznaczyła dolną granicę poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha* w obrębie górnej części formacji z Samsonowa, korelowanej z górnym spatem. Wydzieliła także dwa podpoziomy: *Angustisulcites gorpii* i *Striatoabietites balmei* z dolnej części tego poziomu. Zbliżony schemat palinostratygraficzny dla basenu germańskiego, skorelowany z alpejskimi poziomami konodontowymi, zaproponował Kozur (1999).

Kürschner i Herngreen (2010) oraz Nowak i in. (2018) w swoich ponadregionalnych podsumowaniach badań palinostratygraficznych triasu odrzucili stosowanie poziomu *Voltziaceaesporites heteromorpha* i wyznaczonego wyżej, już w wapieniu muszlowym, poziomu *Perotrilites minor*–akritarchy (Orłowska-Zwolińska, 1985) jako standardowych dla basenu centralnej Europy, zastępując je poziomami *Triadispora crassa*–*Verrucosisporites* i *Stellapolenites thiergartii*, korelowanymi odpowiednio z najwyższym olenekiem i najniższym anizykiem (Kürschner, Herngreen, 2010; Nowak i in., 2018). W Polsce poziomy te jak do tej pory nie znalazły szerszego zastosowania.

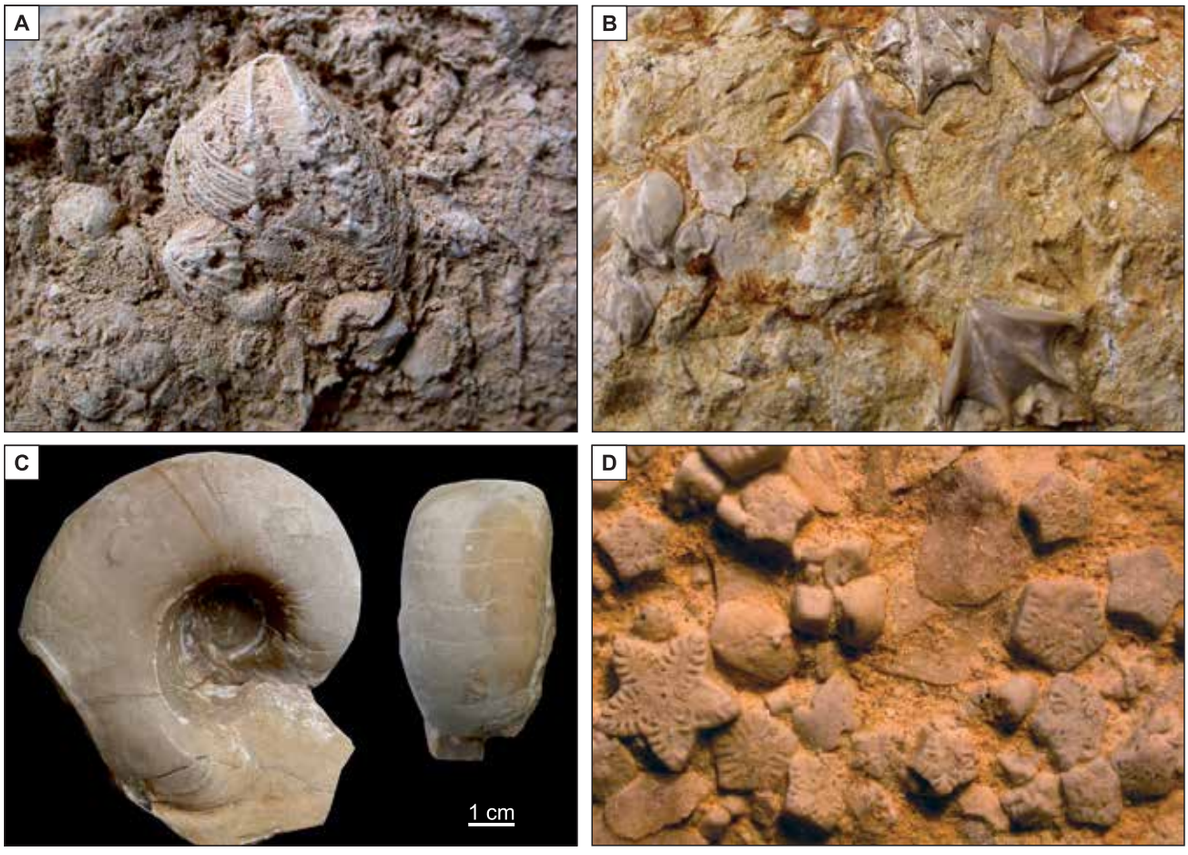


FIG. 28. Przykładowa fauna najwyższego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Górnego Śląska: **A** – *Costatoria costata* i *Myophoria vulgaris*, formacja retu, Gogolin (długość największej muszli ok. 1,5 cm); **B** – *Tetractinella trigonella*, *Silesiathyris angusta*, formacja dziewkowicka, Strzelce Opolskie (szerokość muszli w dolnej części zdjęcia ok. 1 cm); **C** – *Germanonautilus salinarius*, wyższa formacja gogolińska, Wojkowice; **D** – kolumnalia *Holocrinus acutangulus*, wyższa część formacji gogolińskiej, Wojkowice Komorne (poszczególne okazy wielkości ok. 1–3 mm). Wszystkie okazy pochodzą z Muschelkalkmuseum Ingelfingen. Fot. H. Hagdorn (B, D por. Hagdorn, 2007)

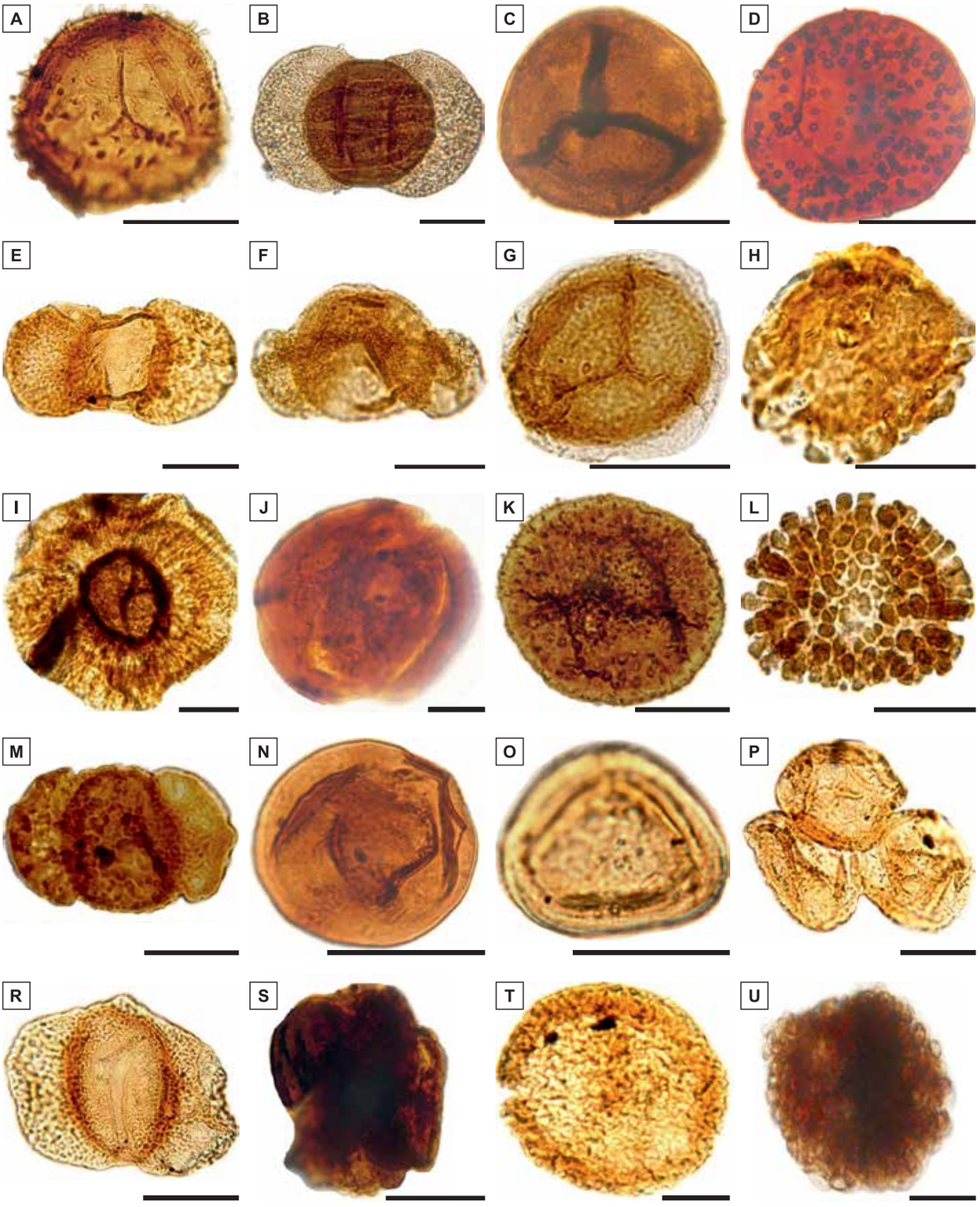


FIG. 29. Palinomorfy przewodnie i charakterystyczne dla poziomów i podpoziomów palinologicznych triasu Polski pozakarpackiej: **A** – *Lundbladispora obsoleta* Balme, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; **B** – *Protohaploxypinus pantii* (Jansonius) Orłowska-Zwolińska, otwór Tumlin-Podgrodzie IG 1, głęb. 204,4 m, formacja z Jaworznej, dolny pstry piaskowiec; **C** – *Densoisporites nejburgii* (Schulz) Balme, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; **D** – *Cycloverrutriletes presselensis* Schulz, odsłonięcie w Pałęgach, formacja z Samsonowa, środkowy pstry piaskowiec; **E** – *Voltziaceaesporites heteromorpha* Klaus, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu; **F** – *Microcahryidites fastidiosus* (Jansonius) Klaus *al. Protodiploxypinus fastidiosus* (Jansonius) Dunay et Fisher, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1204,3 m, warstwy międzygipsowe, formacja retu **G** – *Perotrilites minor* (Mädler) Antonescu et Taugordeau-Lanz, **H** – *Tsugaepollenites oriens* Klaus, Ostałów PIG 2, głęb. 1623,0 m, środkowy wapień muszlowy; **I** – *Heliosaccus dimorphus* Mädler, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten* discites, górny wapień muszlowy; **J** – *Tasmanites* sp., otwór Nieświń PIG 1, głęb. 1065,6 m, warstwy z *Pecten* discites, górny wapień muszlowy; **K** – *Porcellispora longdonensis* (Clarke) Scheuring, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **L** – *Echinitosporites iliacoides* Schulz et Krutzsch, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 866,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **M** – *Triadispora verrucata,* otwór Nieświń PIG 1, głęb. 800,5 m, dolne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **N** – *Aulisporites astigmosus* (Leschik) Klaus, otwór Mniszków IG 1, głęb. 2320,0 m, piaskowiec trzcinowy, środkowy kajper; **O** – *Classopollis meyeriana* (Klaus) de Jersey *al. Corollina meyeriana* (Klaus) Venkatachala et Góczán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **P** – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala et Góczán, otwór Nieświń PIG 1, głęb. 605,5 m, górne warstwy gipsowe, środkowy kajper; **R** – *Labiisporites triassicus* Orłowska-Zwolińska, otwór Opoczno PIG 2, głęb. 578,8 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **S** – *Rhaetipollis germanicus* Schulz, otwór Gomunice 13, głęb. 1333,5 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **T** – *Enzonalasporites manifestus* Leschik, otwór Zamoście 1, głęb. 1231,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper; **U** – *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad, otwór Włoszczowa IG 1, głęb. 1800,0 m, warstwy ze Studziannej, środkowy kajper. Skala liniowa 30 µm. Fot. A. Fijałkowska-Mader

1

Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

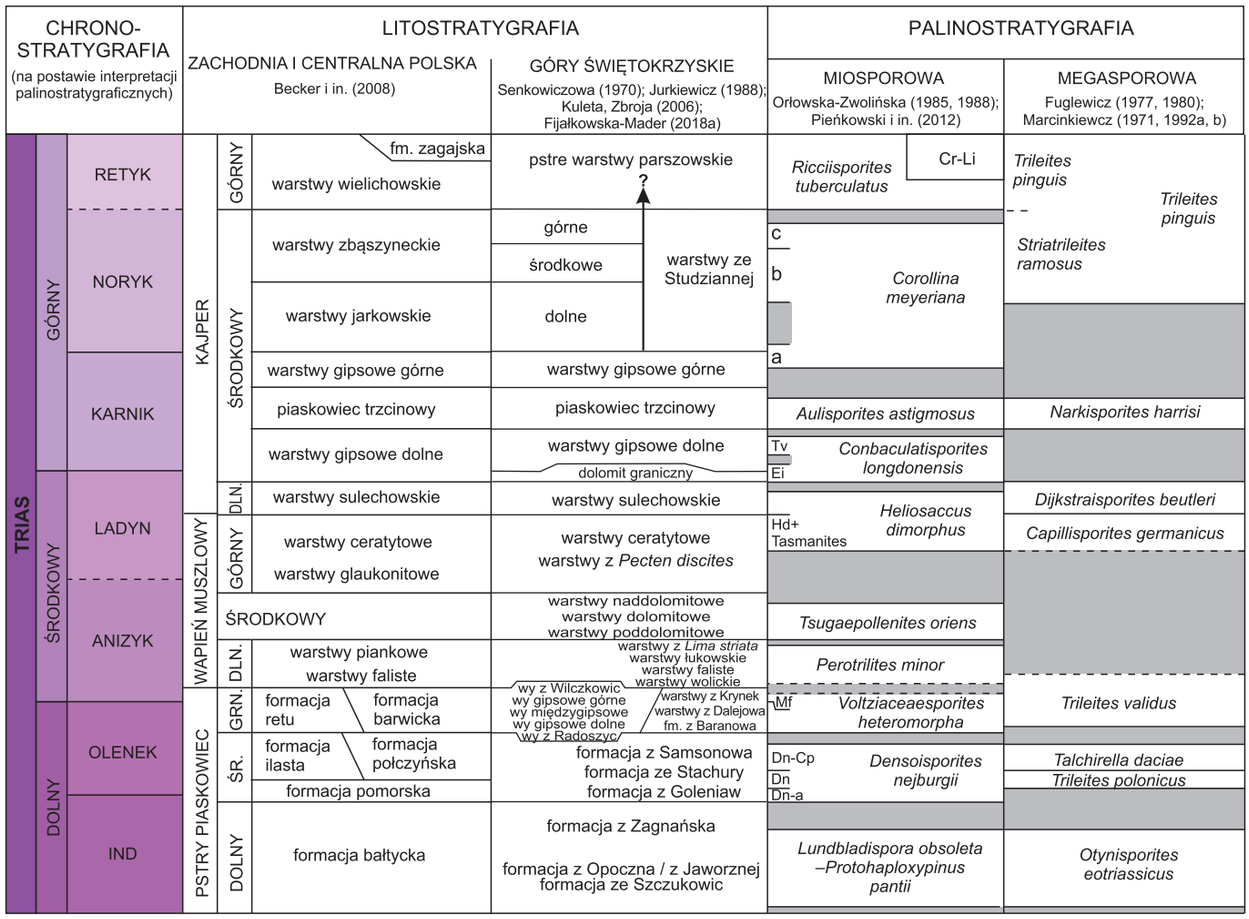


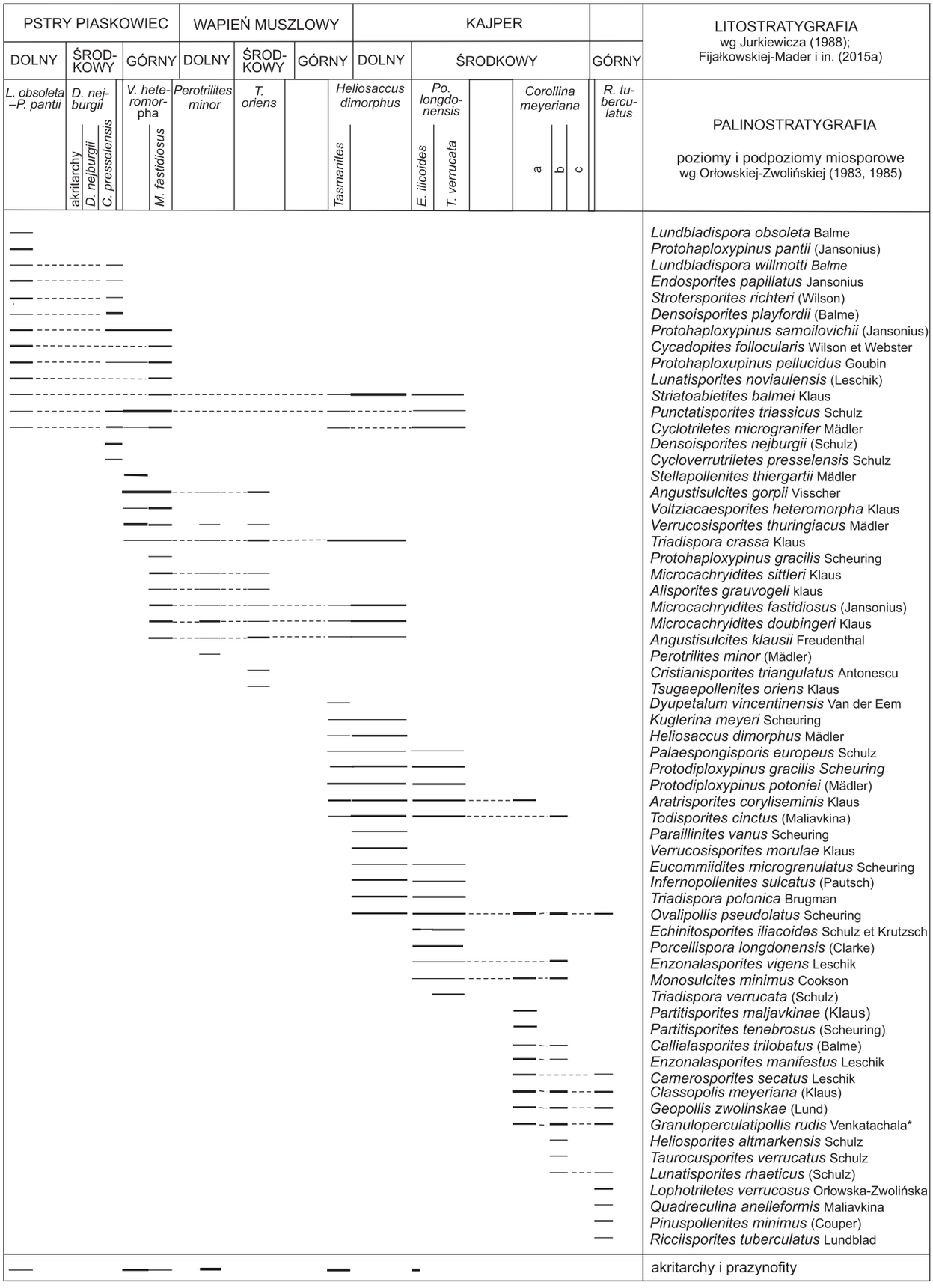
FIG. 30. Korelacja poziomów miosporowych i megasporowych triasu Polski (na podstawie Marcinkiewicz i in., 2014, zmieniono)

W dolnym wapieniu muszlowym, a lokalnie także w najwyższym górnym pstrym piaskowcu (głównie najwyższa formacja retu), zdefiniowano poziom zespołowy *Perotrilites minor* z charakterystycznym masowym występowaniem akritarch (np. Fijałkowska, Trzepierczyńska, 1990). Kolejny poziom tworzy zespół *Tsugaepollenites oriens*, stwierdzony w osadach środkowego wapienia muszlowego, którego jedną z charakterystycznych cech jest brak obecności akritarch i innych form glonowych (np. prazynofitów). Wiek obu poziomów jest bezsprzecznie anizyjski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Niższy górny wapień muszlowy jest niemy palinologicznie. Wyraźnie odmiennym zespołem palinomorf charakteryzuje się natomiast poziom *Heliosaccus dimorphus*, rozpoznany w wyższej części górnego wapienia muszlowego oraz w dolnym kajprze. W dolnej części tego poziomu, występującej w najwyższym górnym wapieniu muszlowym, wyróżnia się podpoziom *Tasmanites*, którego zespoły palinomorf zawierają liczne pazynofity i akritarchy. Poziomowi *Heliosaccus dimorphus* jest przypisywany wiek ladyński. Kolejnym, w sukcesji mikroflorystycznej triasu Polski, jest poziom *Porcellispora longdonensis* (oryginalna nazwa *Conbaculatisporites longdonensis,* patrz Orłowska-Zwolińska, 1983, 1988; Nowak i in., 2018). Wyróżniony został on w osadach dolnych warstw gipsowych, obejmujących również dolomit graniczny. Poziom dzieli się na dwa podpoziomy: *Echinitosporites iliacoides* (niższy) i *Triadispora verrucata* (wyższy), rozdzielone przez niemą palinologicznie środkową część warstw gipsowych dolnych. Wiek niższego podpoziomu jest dyskusyjny, gdyż występują w nim elementy zarówno ladyńskie, jak i karnickie. Wyższy podpoziom jest bezdyskusyjnie karnicki (Orłowska-Zwolińska, 1985). W niższej części piaskowca trzcinowego wyznaczono poziom *Aulisporites astigmosus*, którego wiek udało się dość precyzyjnie zinterpretować na środkowy karnik. Dolna część górnych warstw gipsowych jest niema palinologicznie. Z szarych przewarstwień najwyższej części tej jednostki i z leżących wyżej warstw jarkowskich i zbąszyneckich (i z odpowiadających im – w regionie świętokrzyskim – warstw ze Studziannej) opisano zespół miospor tworzący poziom *Corollina meyeriana*, rozdzielany na podpoziomy a, b i c (Orłowska-Zwolińska, 1983, 1985; Fijałkowska, 2006b; Fijałkowska-Mader, 2018a). Ostatni poziom miosporowy triasu, opisany z warstw wielichowskich oraz z pstrych warstw parszowskich, to poziom *Ricciisporites tuberculatus*. Poziom *Corollina meyeriana* koreluje się z noryckim zespołem opisanym z Alp, który przechodzi do retyku, w którym stopniowo pojawia się zespół odpowiadający poziomowi *Ricciisporites tuberculatus*. Dyskusje wokół położenia granicy obu pięter w różnych regionach na świecie utrudniają interpretację wiekową obu poziomów miosporowych najwyższego triasu Polski (Orłowska-Zwolińska, 1985). Pieńkowski i in. (2012) wyróżnili w osadach najwyższego triasu NW Polski poziom palinologiczny *Cingulizonathes rhaeticus–Limbosporites lundblandi*, którego wiek jest interpretowany na środkowy–późny retyk, a z jego stropem można korelować granicę triasu i jury.

Z podziałem na poziomy miosporowe ściśle wiąże się podział na poziomy megasporowe (Marcinkiewicz, 1971, 1976, 1978, 1992a, b; Fuglewicz, 1973, 1977, 1979a, b, 1980; Marcinkiewicz i in., 2014), nieco mniej od nich precyzyjny w triasie dolnym (patrz Becker, Nawrocki, 2014). Interpretacje wiekowe poziomów megasporowych opierają się często na ich korelacji z poziomami miosporowymi (patrz Marcinkiewicz i in., 2014), przedstawionej na figurze 30. Biostratygrafia megasporowa jest dużo mniej precyzyjna dla triasu środkowego i górnego niż miosporowa (Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Uważana jest ona również przez niektórych badaczy za zależną od wykształcenia facjalnego osadów, a zatem o mniejszym potencjale stratygraficznym (np. Szulc, 2007a). W rejonie świętokrzyskim ma znaczenie przyczynkowe, aczkolwiek zidentyfikowanie megaspor podpoziomu *Trileites pinguis* z poziomu *Trileites pinguis* w utworach pstrych warstw parszowskich potwierdziło ich retycki wiek (por. Kopik, 1970).

Styk (1982) zaproponowała podział biostratygraficzny całej sukcesji triasowej na podstawie małżoraczków, ale jedynie w kontekście międzyregionalnych korelacji jednostek litostratygraficznych. Dziesięć wyznaczonych poziomów małżoraczkowych (tab. 11) charakteryzuje się dosyć niską rozdzielczością i nie znalazło szerszego wykorzystania w praktyce stratygraficznej, również ze względu na brak interpretacji chronostratygraficznych.

Drugim istotnym działem biostratygrafii, ograniczonym jednak tylko do triasu środkowego, jest stratygrafia konodontowa. Zonację konodontową dla południowego i zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (patrz fig. 12, 17) przedstawili Trammer (1971, 1972, 1975) oraz Romanek (1976), a dla północnego obrzeżenia (patrz fig. 17) – Romanek (1981a, b, 1993) i Ptaszyński (1981a). Szczegółowe opracowanie dla Górnego Śląska przedstawiła Zawidzka (1975a, b, patrz fig. 18). Najważniejszą pracą dotyczącą wapienia muszlowego centralnej Polski jest praca Narkiewicz (1999, patrz fig. 32). Ze względu na niepewności taksonomiczne, w niniejszym opracowaniu zdecydowano się przytaczać nazwy rodzajowe, gatunkowe i podgatunkowe zgodnie z pracami źródłowymi. Również nazwy poziomów konodontowych są przytaczane



* et Góczán

D. – Densoisporites
L. – Lundbladispora
P. – Protohaploxypinus
Po. – Porcellispora
R – Ricciisporites
T. – Tsugaepollenites
V. – Voltziaceaesporites

Frekwencja palinomorf:

— pojedyncze (<1%)

— powszechne (1–10%)

— liczne (>10%)

FIG. 31. Stratygraficzne rozmieszczenie wybranych palinomorf w utworach triasu Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej

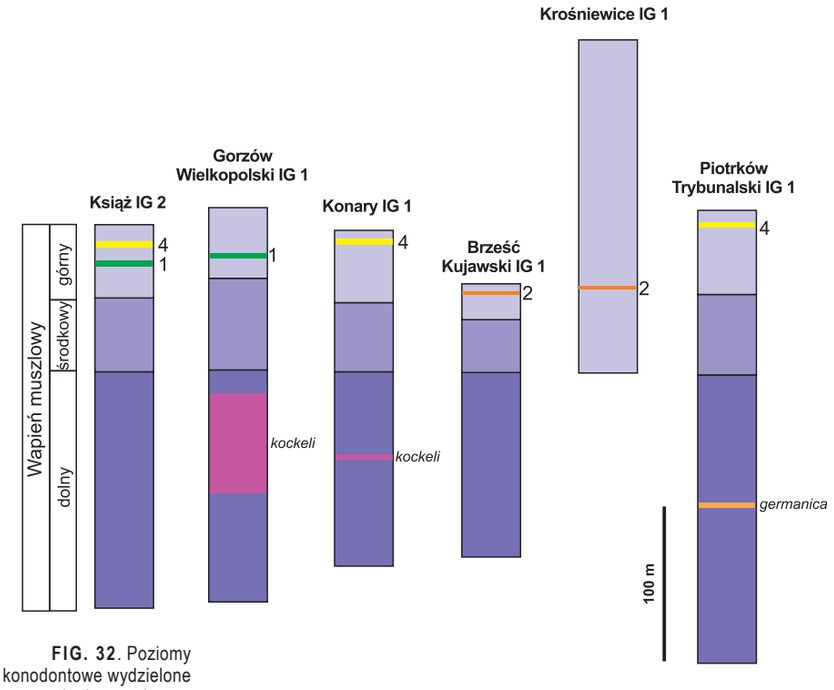


FIG. 32. Poziomy konodontowe wydzielone w wapieniu muszlowym wybranych otworów Niżu Polskiego (wg Narkiewicz, 1999, 2014)

zgodnie ze źródłem. Zrezygnowano z próby ujednolicenia nazewnictwa, podając jedynie sugestie korelacyjne poszczególnych poziomów. Problematykę tę przedstawiła Narkiewicz (2014).

Badania Zawidzkiej (1975a) pozwoliły na wyróżnienie siedmiu poziomów konodontowych w sukcesji wapienia muszlowego Górnego Śląska (patrz fig. 18), opartych głównie na podziale stworzonym w niemieckiej części basenu centralnej Europy (m.in. Kozur, 1974). Najniższy z nich – poziom *Gondolella aegaea* – został stwierdzony w górnych, ale nie najwyższych, warstwach gogolińskich (obecnie formacja gogolińska). Rozpoznano tu m.in. gatunek *Neospathodus germanicus*, wskaźnikowy dla górnego podpodziomu w obrębie poziomu *Gondolella aegaea*. Kolejny poziom, *Neospathodus kockeli*, pojawia się od górnych warstw gogolińskich po niższą część warstw karchowickich (obecnie: wyższa część formacji gogolińskiej, formacje górażdżańska i dziewkowicka oraz niższa formacja karchowicka). Spąg tego poziomu wyznacza spąg pelsonu, a strop poziomu *Nicroraella kockeli* jest korelowany z granicą chronostratygraficzną pelson/illyr. Wyżej w profilu, w warstwach karchowickich (fm. karchowicka), warstwach diploporowych oraz w niższych warstwach tarnowickich, Zawidzka (1975a) zaobserwowała występowanie zespołu konodontów charakterystycznego dla alpejskiego poziomu *Gondolella excelsa*, w tym indeksowego gatunku *G. excelsa* oraz towarzyszącej mu *G. navicula*. W wyższych warstwach tarnowickich oraz w warstwach wilkowickich występują konodonty poziomu „1", który w niemieckiej części basenu graniczy z poziomem *Nicroraella kockeli*. Wskaźnikowe dla poziomu „1" jest występowanie gatunku *Gondolella mombergensis mombergensis*, któremu na Śląsku Opolskim towarzyszą formy alpejskie. Ich zanik wyznacza granicę poziomów „1" i „2". Poziom „2", dla którego wskaźnikowym gatunkiem również jest *G. mombergensis mombergensis*, kończy pojawienie się gatunku *G. mombergensis media*. Zawidzka (1975a) przyjęła, że pojawienie się *G. excentrica* w poziomie „2" wyznacza granicę anizyku i ladynu (tym samym granicę illyr/fassan), korelowaną w Bułgarii z granicą poziomów konodontowych *Gondolella cornuta* i *Gondolella excentrica*. Na Śląsku Opolskim granica ta wg badań konodontowych występuje w obrębie warstw wilkowickich (Zawidzka, 1975a). Poziom „3", stwierdzony w wyższej części warstw wilkowickich, charakteryzuje występowanie gatunku *G. mombergensis media*, a jego strop wyznacza pojawienie się *G. haslachensis*, wskaźnikowej dla kolejnego poziomu „4", występującego od najwyższych warstw wilkowickich po warstwy boruszowickie. Strop poziomu „4" wyznacza zanik gatunku wskaźnikowego oraz pojawienie się *Gondolella (Celsigondolella) watznaueri praecursor*. Interpretacja wiekowa tego poziomu jest dobrze udokumentowana i wskazuje na późny fassan i najwcześniejszy longobard. Zawidzka (1975a), wspierając się stratygrafią megasporową, zasugerowała występowanie granicy fassanu i longobardu w obrębie warstw boruszowickich.

Badania biostratygraficzne tej grupy skamieniałości w regionie świętokrzyskim przyniosły podobne rezultaty. Stwierdzono występowanie dwóch poziomów konodontowych (*Gondolella aegaea* i *Neospathodus kockeli*) w dolnym wapieniu muszlowym i cztery poziomy („1"–„4") w górnym wapieniu muszlowym (tab. 8). Zgodnie ze schematem zonacji konodontowej, znowelizowanym przez Kozura (1999), są to poziomy: *Nicoraella germanica, Nicroraella kockeli–Paragondolella bulgarica,* 1. *Neogondolella mombergensis–Chirodella dinodoides,* 2. *Neogondolella mombergensis,* 3. *Neogondolella media* i 4. *Neogondolella haslachensis.*

W niemieckiej części basenu centralnej Europy w górnym wapieniu muszlowym wyznaczono, oprócz pierwszych czterech poziomów znanych z Polski, poziomy konodontowe „5"–„7", których nie stwierdzono ani na Śląsku Opolskim, ani w regionie świętokrzyskim, ze względu na zanik typowych morskich facji wapienia muszlowego na rzecz przejściowych i lądowych facji kajpru (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a). Badaniami konodontowymi udokumentowano zatem diachronizm granicy wapienia muszlowego i kajpru między polską i niemiecką częścią basenu (Trammer, 1975; Zawidzka, 1975a).

Dyskusyjne są wyniki badań biostratygraficznych oparte na konodontach uzyskane z rejonu niecki miechowskiej. Pacholec (1972) stwierdziła występowanie poziomów konodontowych charakterystycznych dla górnego wapienia muszlowego, co zostało zakwestionowane przez Zawidzką (1984) na podstawie analizy konodontów, otwornic i skolekodontów. Zawidzka (1984) prawie całą sukcesję zaliczyła do dolnego wapienia muszlowego (patrz fig. 13), co potwierdzałoby znaczną redukcję miąższości górnego wapienia muszlowego postulowaną wcześniej przez Jurkiewicza (1974a).

Narkiewicz (1999, 2014), na podstawie badań konodontów z otworów wiertniczych centralnej Polski, wyróżniła pięć poziomów opierając się na podziale Kozura (1968, 1972, 1980, 1999), stworzonym dla niemieckiej części basenu centralnej Europy (fig. 32). Najniższy stwierdzony przez nią poziom to poziom *germanica*, skorelowany w obrębie polskiej części basenu dzięki występowaniu formy *Neogondolella regale* Mosher. Narkiewicz (1999) zinterpretowała wiek tego poziomu jako późny wczesny anizyk. Poziom *kockeli*, odpowiadający analogicznemu poziomowi rozpoznanemu na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich, stwierdzono na podstawie występowania wskaźnikowej formy *Nickoraella kockeli* w najwyższej części dolnego wapienia muszlowego, a jego wiek został zinterpretowany jako pelson. Spośród siedmiu poziomów konodontowych, rozpoznanych w górnym wapieniu muszlowym Niemiec, w centralnej Polsce rozpoznano jedynie poziomy „1", „2" i „4", co potwierdziło wniosek o wcześniejszym rozwoju facji kajpru we wschodniej części basenu centralnej Europy. Szczególne znaczenie stratygraficzne miało rozpoznanie w poziomie „4" jego gatunku wskaźnikowego *Neogondolella haslachensis* (Tatge) (wcześniej zaliczanego do rodzaju *Gondolella*), charakterystycznego dla ladynu (Narkiewicz, 1999).

Badania konodontów z osadów dolnego wapienia muszlowego synklinorium północnosudeckiego, przeprowadzone przez Kędzierskiego i Szulca (1996) oraz Kędzierskiego (2004), nie pozwoliły na identyfikację poziomów z powodu braku gatunków przewodnich. Wyróż-

TAB. 11. Poziomy małżoraczkowe triasu Polski

Litostratygrafia (Becker i in., 2008)			Poziomy małżoraczkowe (Styk, 1982)
Kajper	górny	formacja zagajska / warstwy wielichowskie	X *Rhombocythere nodosa*
	środkowy	warstwy zbąszyneckie	
		warstwy jarkowskie	
		warstwy gipsowe górne	IX pojedyncze okazy *Darwinula liassica*
		piaskowiec trzcinowy	VIII *Lutkevichinella brotzenorum alpina*
		warstwy gipsowe dolne	VII pojedyncze okazy *Darwinula liassica*
	dolny	warstwy sulechowskie	VI *Speluncella alata*
Wapień muszlowy	górny	warstwy ceratytowe warstwy glaukonitowe	V *Gemmanella schweyeri*
	środkowy		IV pojedyncze okazy *Paracypris pusilla*
	dolny	warstwy piankowe warstwy faliste	III *Judahella tsorfatia*
Pstry piaskowiec	górny	formacja retu / formacja barwicka	II *Cytherissinella crispa*
	środkowy	formacja ilasta / formacja połczyńska	I *Lutkevichinella masurensis*
		formacja pomorska	
	dolny	formacja bałtycka	

niono jedynie dwa zespoły konodontowe: jeden w obrębie środkowej formacji z Raciborowic (warstwy C, odpowiednik górnych warstw gogolińskich) i drugi w najwyższej formacji z Raciborowic (warstwy D i E, odpowiednik warstw górażdżańskich i terebratulowych). Granicę miedzy tymi zespołami, przypadająca na granicę między warstwami C i D, przyjęto za granicę między bitynem a pelsonem (Kędzierski, 2002, 2004). Nie pokrywa się ona z granicą bityn/pelson wyznaczoną na podstawie innych grup faunistycznych (fig. 15).

Należy w tym miejscu zaznaczyć, że zonacja konodontowa triasu środkowego basenu centralnej Europy – jak i innych basenów na świecie – podlegała licznym modyfikacjom w okresie ostatniego półwiecza (np. patrz podsumowania *w*: Kozur, 1999, 2003; Ogg i in., 2020), czyli od czasu powstania standardowych prac polskich. Zmieniała się taksonomia, zespoły wskaźnikowe i zasięgi poziomów, a także ich interpretacje wiekowe. Na przykład wg Ogga i in. (2020) poziom *Nicoraella kockeli* wskazuje bardziej na bityn, a nie jak wcześniej uważano – zdecydowanie na pelson. Weryfikacja biostratygrafii konodontowej w Polsce wymagałaby prawdopodobnie powtórnego przeprowadzenia kompleksowych badań mikropaleontologiczno-stratygraficznych we wszystkich dotychczas uważanych za opracowane regionach, a z pewnością w regionie świętokrzyskim i na Górnym Śląsku.

Liliowce, należące do fauny bentosowej (fig. 28D), są zależne od warunków środowiskowych takich jak zasolenie, typ podłoża, niskie tempo sedymentacji czy prądy dostarczające pożywienie. Z tego względu ich stratygraficzna wartość jest niższa niż fauny nektonicznej, w tym konodontów (Hagdorn, Głuchowski, 1993). Tym niemniej Hagdorn i Głuchowski (1993) stworzyli stratygrafię liliowcową dla niższego wapienia muszlowego Górnego Śląska, implementowaną przez nich po części na obszar Dolnego Śląska i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, a opracowaną w tych regionach później przez Chrząstek (2002), Salamona i in. (2003) oraz Głuchowskiego i Salamona (2005). W dolnym wapieniu muszlowym i w przyspągowej części środkowego wapienia muszlowego Hagdorn i Głuchowski (1993) wyróżnili cztery poziomy liliowcowe (od najniższego do najwyższego): *Dadocrinus*, *acutangulus*, *dubius* i *silesiacus* (krótka charakterystyka – patrz tab. 12). Ich zasięg w poszczególnych regionach przedstawiono w tabeli 13.

Hipersalinarne warunki depozycji środkowego wapienia muszlowego doprowadziły do zaniku szkarłupni w basenie centralnej Europy.

Warunki depozycji górnego wapienia muszlowego pozwoliły na rozprzestrzenienie się pełnomorskiej fauny z SW na północ i wschód basenu centralnej Europy. Szczególnie charakterystyczną formą stał się *Encrinus liliiformis*, wskaźnikowy dla poziomu *liliiformis*, definiowanego w zachodniej części basenu. W górnym wapieniu muszlowym Górnego Śląska brak jest skamieniałości liliowców i innych szkarłupni mimo występowania innych form fauny pełnomorskiej (Hagdorn, Głuchowski, 1993). Gatunek *E. liliiformis* został znaleziony jedynie w górnym wapieniu muszlowym NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez Senkowiczową i Kotańskiego (1979, patrz Hagdorn, Głuchowski, 1993). Niedźwiedzki (2002) zwrócił uwagę na opisy licznych znalezisk *E. liliiformis* z dolnego wapienia muszlowego Górnego i Dolnego Śląska, które są najczęściej słabo udokumentowane. W świetle opracowania Hagdorna i Głuchowskiego (1993) należy przypuszczać, że rozpoznanie skamieniałości w tych przypadkach wymaga weryfikacji (Niedźwiedzki, 2002).

Do opracowań biostratygraficznych wapienia muszlowego wykorzystywano również charofity (Bilan, 1988), diplopory (Kotański, 1994, 2013), otwornice (Styk, 1965, 1975, 1990; Gaździcki i in., 1975; Chrząstek, 2002) oraz małżoraczki (Styk, 1965, 1982, 1990). Powstałe podziały mają dużo mniejsze znaczenie niż opisane wyżej ze względu na ich mniejszą rozdzielczość i zależność występowania fauny wskaźnikowej od wykształcenia osadu. Istotne natomiast okazało się stwierdzenie, że zespoły otwornicowe, występujące w osadach górnego wapienia muszlowego w południowym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich wykazują duże podobieństwo do asocjacji alpejskich, natomiast zespoły z utworów dolnego kajpru – do asocjacji z Turyngii (Styk, 1965). Fakt ten wskazuje na zmianę kierunku ich migracji, związaną z zamknięciem połączenia świętokrzyskiej części zbiornika z Oceanem Tetydy.

Wiele kontrowersji (Nawrocki i in., 2005; Becker, 2014a) wzbudziło oparcie stratygrafii najniższego triasu na muszloraczkach, co zaproponowali Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004a, 2005) dla rejonu świętokrzyskiego. Zgodnie z tą koncepcją większość profilu formacji z Jaworznej w kamieniołomie Zachełmie należałaby jeszcze do

TAB. 12. Charakterystyka poziomów liliowcowych niższego wapienia muszlowego południowej Polski wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993)

Poziomy liliowcowe	Dolna granica	Górna granica	Wiek
silesiacus	pierwsze wystąpienie *Silesiacrinus silesiacus*	zanik *Silesiacrinus silesiacus*	przełom pelsonu i illyru
dubius	pierwsze wystąpienie *Holocrinus dubius*	pierwsze wystąpienie *Silesiacrinus silesiacus*	pelson
acutangulus	zanik form z rodzaju *Dadocrinus*	pierwsze wystąpienie *Holocrinus dubius*	wczesny anizyk–wczesny pelson
Dadocrinus	pojawienie się rodzaju *Dadocrinus*	zanik form z rodzaju *Dadocrinus*	wczesny anizyk (+ późny olenek?)

TAB. 13. Występowanie poziomów liliowcowych w obrębie jednostek litostratygraficznych poszczególnych regionów południowej Polski wg Głuchowskiego, Salamona (2005, zaznaczone na szaro); dla synklinorium północnosudeckiego przedstawiono również pierwotną interpretację Chrząstek (2002); występowanie poziomów liliowcowych na Górnym Śląsku wg Hagdorna, Głuchowskiego (1993); Głuchowskiego, Salamona (2005)

<table>
<tr><th>Poziomy liliowcowe</th><th colspan="2">Synklinorium północnosudeckie</th><th>Górny Śląsk</th><th>Góry Świętokrzyskie (SW obrzeżenie)</th></tr>
<tr><td>*silesiacus*</td><td colspan="2">–</td><td>warstwy diploporowe (dolne)
formacja karchowicka</td><td>–</td></tr>
<tr><td rowspan="2">*dubius*</td><td>warstwy E</td><td>warstwy E</td><td>formacja dziewkowicka</td><td rowspan="2">warstwy z *Plagiostoma striatum*</td></tr>
<tr><td rowspan="2">warstwy D</td><td>warstwy D</td><td rowspan="2">formacja góraždžańska</td></tr>
<tr><td rowspan="2">*acutangulus*</td><td rowspan="3">warstwy C</td><td rowspan="3">warstwy C</td><td rowspan="4">formacja gogolińska</td><td rowspan="2">warstwy łukowskie</td></tr>
<tr><td rowspan="3">*Dadocrinus*</td><td rowspan="2">warstwy faliste</td></tr>
<tr><td rowspan="2">warstwy B</td><td rowspan="2">warstwy B</td><td>warstwy wolickie</td></tr>
<tr><td>warstwy A ?</td><td>warstwy błotnickie</td><td>warstwy z Wilczkowic (górne)</td></tr>
</table>

górnego permu, o czym miała świadczyć obecność muszloraczaków *Falsisca postera* Kozur et Seidel. Do triasu dolnego należałaby jedynie najwyższa część formacji z Jaworznej, w której występuje gatunek *Falsisca* cf. *verchojanica* Molin. W wyniku późniejszej rewizji taksonomicznej muszloraczków z pogranicza permu i triasu autorstwa Schneidera i Scholze (2016) oraz Scholze i in. (2016, 2017), okazało się, że gatunek *Falsisca postera* Kozur et Seidel jest tożsamy z gatunkiem *Palaeolimnadiopsis vilujensis* Varentsov, a *Falsisca verchojanica* Molin – z *Euestheria gutta* (Lutkevich). Zespół *Palaeolimnadiopsis vilujensis–Euestheria gutta* występuje w górnej części formacji z Fulda, której wiek jest określany na wczesny trias (ind), zatem cała formacja z Jaworznej również jest tego wieku. W efekcie problemy taksonomiczne związane z muszloraczkami ograniczyły zaufanie do tej grupy skamieniałości jako narzędzia biostratygraficznego (Becker, 2014a, 2015a; Szulc i in., 2015c). Równie mało wiarygodnym narzędziem są tropy kręgowców, na podstawie których Ptaszyński i Niedźwiedzki (2004b, 2006) piaskowcom ogniwa z Tumlina przypisali wiek górnopermski (patrz np. Racki, 2005).

Mniej kontrowersyjne badania muszloraczków triasu górnego (Olempska, 2004) nie pozwoliły ostatecznie na rozwiązanie problemów chronostratygrafii wyższego kajpru Górnego Śląska, wzbudzającego duże zainteresowanie ze względu na bogate w skamieniałości poziomy kościonośne (np. Dzik i in., 2000; Dzik, Sulej, 2007; Bodzioch, Kowal-Linka, 2012; Szulc i in., 2015a, b; Racki, 2019).

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.5. MAGNETOSTRATYGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader

Badania magnetostratygraficzne były prowadzone w obrębie wszystkich trzech oddziałów triasu, przy czym najwięcej prac dotyczyło triasu dolnego (Nawrocki, 1997; Kuleta, Nawrocki, 2002; Nawrocki i in., 2003; Nawrocki, 2004; Becker, Nawrocki, 2014; Becker i in., 2020a; Nawrocki, Becker, 2020). Zapis magnetostratygraficzny triasu środkowego opracowali Nawrocki i Szulc (2000a, b), a magnetostratygrafię niektórych odcinków triasu górnego – Nawrocki i in. (2015) oraz Wójcik i in. (2017). W brunatnych i czerwonych osadach, tzw. „red beds", zapis paleomagnetyczny jest oparty na hematycie, podczas gdy w węglanach i szarych silikoklastykach (głównie trias środkowy) – na magnetycie (Nawrocki, 1997; Nawrocki, Szulc, 2000a, b; Szurlies i in., 2003; Nawrocki i in., 2015; Zhang i in., 2020).

Nawrocki (1997), opierając się na danych z głębokich otworów wiertniczych, wyznaczył w dolnym triasie Niżu Polskiego 14 magnetozon: siedem o polarności normalnej i siedem o polarności odwrotnej. Dla najniższego triasu szczególnie jest charakterystyczna magnetozona normalna Tbn1, której spąg znajduje się w pobliżu chronostratygraficznej granicy permu i triasu (Nawrocki, 1997, 2004; fig. 34). Dla wyższej części dolnego i niższej części środkowego pstrego piaskowca charakterystyczna jest odwrotna polarność (Nawrocki, 1997; Becker i in., 2020a). Dwie krótkie magnetozony normalnej polarności (Tbn4 i Tbn5) stwierdzone w obrębie formacji pomorskiej mogą służyć jako dobre narzędzia korelacyjne (Nawrocki, 1997; Becker, Nawrocki, 2014; fig. 33). Dla wyższej części środkowego i niższej, znacznej części górnego pstrego piaskowca charakterystyczna jest polarność normalna, którą przerywa jedynie krótka magnetozona odwrotna Tbr6, zlokalizowana w pobliżu granicy środkowego i górnego pstrego piaskowca (Nawrocki, 1997). Korelacje z magnetostratygraficznymi skalami globalnymi oraz kalibracja danymi palinologicznymi wykazały, że

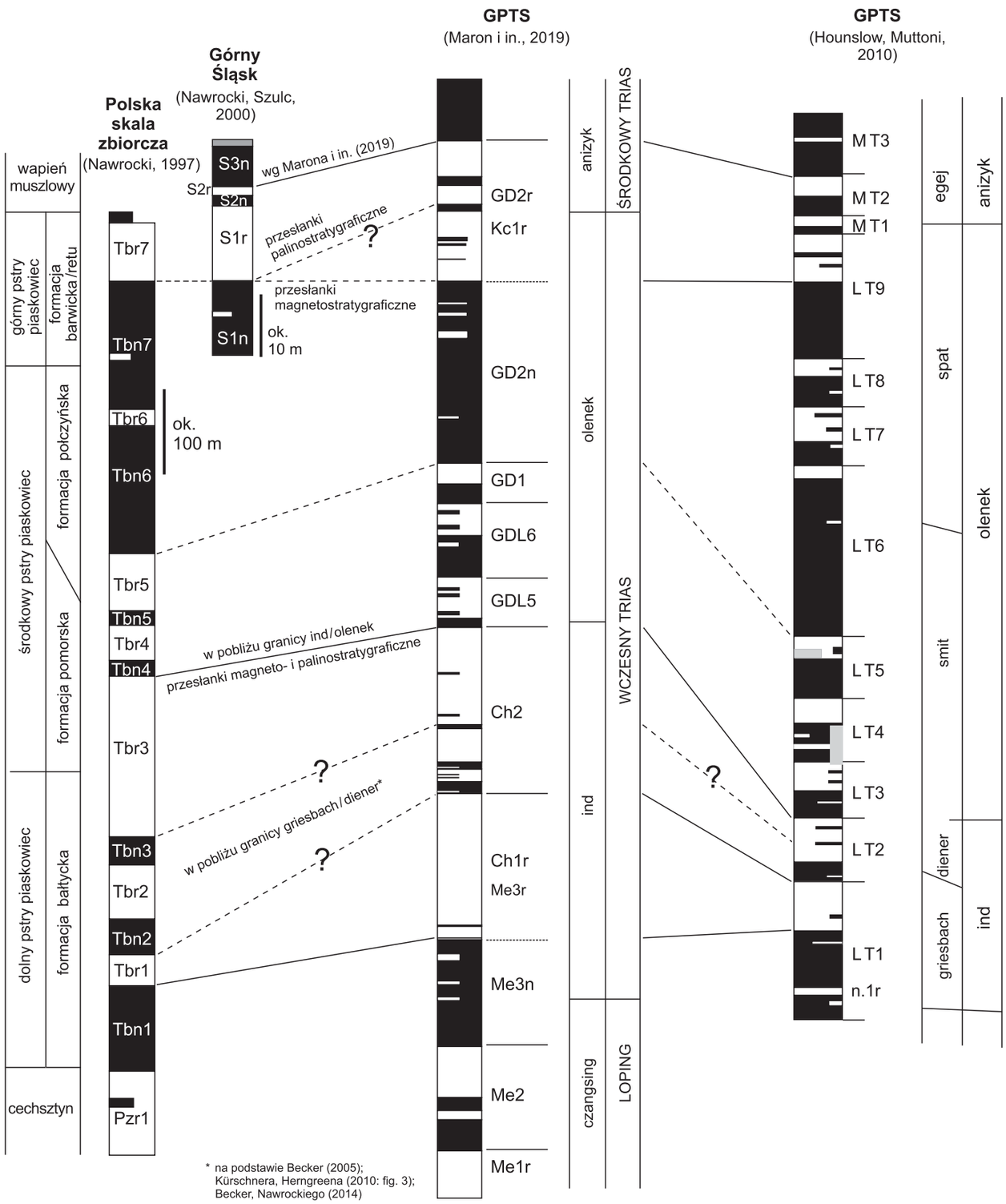


FIG. 33. Korelacja zbiorczej skali magnetostratygraficznej pstrego piaskowca Polski (głównie trias dolny) oraz pogranicza pstrego piaskowca i wapienia muszlowego Górnego Śląska z globalnymi geomagnetycznymi skalami polarności (GPTS) Hounslowa, Muttoniego (2010); Marona i in. (2019): linie ciągłe wskazują korelacje najbardziej prawdopodobne; na podstawie Nawrockiego, Becker (2020), zmieniono

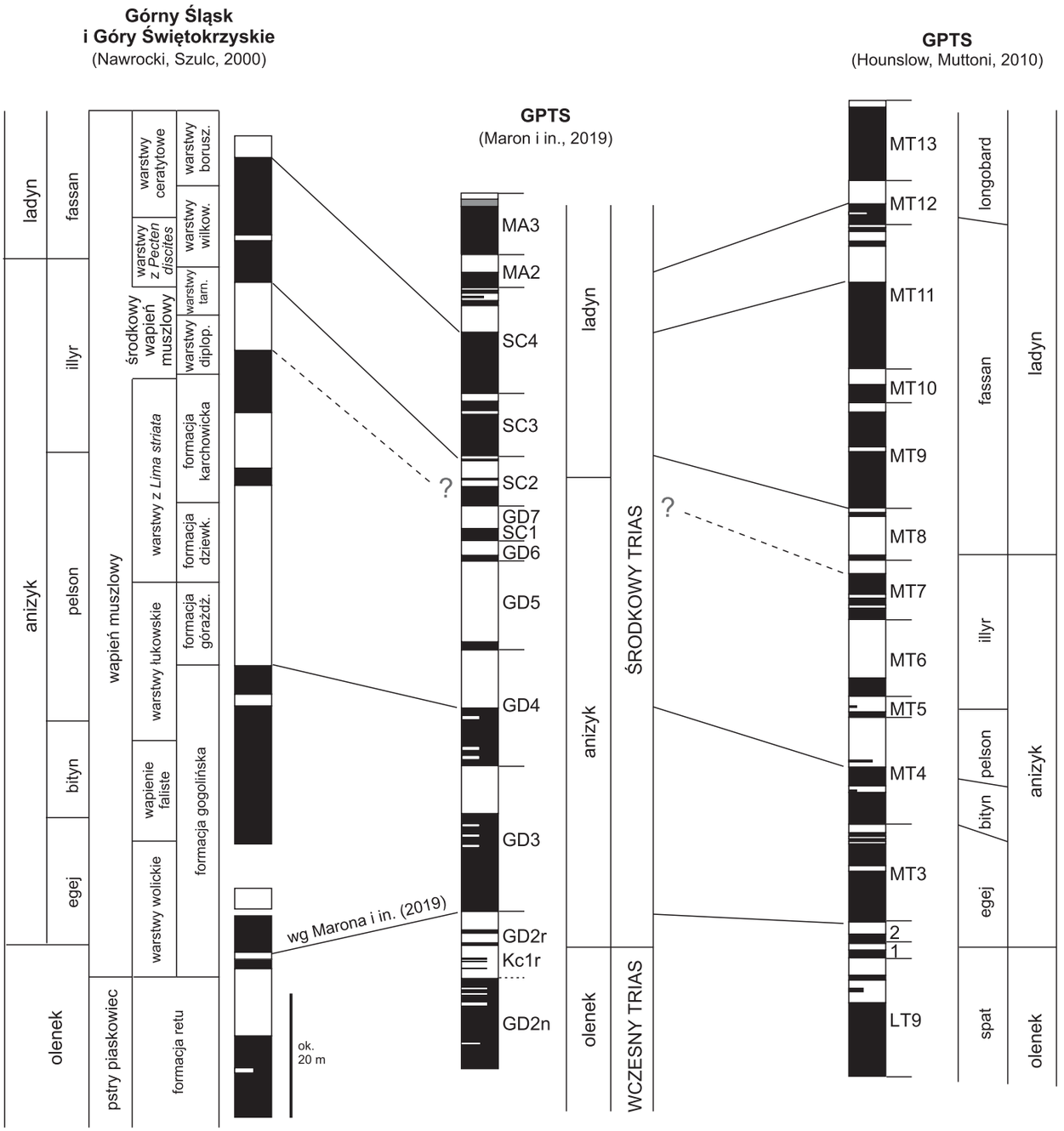


FIG. 34. Zbiorcza skala magnetostratygraficzna górnego pstrego piaskowca i wapienia muszlowego polskiej części basenu centralnej Europy oraz jej korelacja z globalnymi geomagnetycznymi skalami polarności (GPTS) Hounslowa, Muttoniego (2010); Marona i in. (2019); na podstawie Nawrockiego, Szulca (2000a, b), zmieniono

sukcesja zawierająca magnetozony Tbn2–Tbn3 obejmuje prawdopodobnie granicę podpięter griesbachu i dieneru, spąg magnetozony Tbn4 przybliża granicę pięter indu i oleneku, a granica oleneku i anizyku znajduje się prawdopodobnie w wyższej części górnego pstrego piaskowca (Nawrocki, Becker, 2020 oraz literatura tam cytowana; fig. 33).

Nawrocki i Szulc (2000a, b) na podstawie badań paleomagnetycznych przeprowadzonych na próbkach z odsłonięć na Górnym Śląsku i w Górach Świętokrzyskich wyznaczyli w przebadanym odcinku najwyższego triasu dolnego oraz triasu środkowego (litostratygraficznie: górny pstry piaskowiec i wapień muszlowy) dziewięć zon polarności normalnej oraz dziewięć zon polarności odwrotnej (fig. 34). Uzyskany obraz magnetostratygraficzny formacji retu (górny pstry piaskowiec) odpowiada schematowi przedstawionemu wcześniej z Niżu Polskiego, gdzie w niższej części wydzielenia dominowała polarność normalna, a w wyższej – polarność odwrotna (fig. 33, 34). Niższa część dolnego wapienia muszlowego, korelowana biostratygraficznie z niższym anizykiem, wykazuje polarność normalną. W wyższej części tej podgrupy oraz w środkowym wapieniu muszlowym (środkowy i górny anizyk) dominuje polarność odwrotna. W górnym wapieniu muszlowym, zasadniczo wieku wczesnoladyńskiego, ponownie dominuje polarność normalna (fig. 34). Obraz ten bardzo dobrze koreluje się z anizyjsko–wczesnoladyńskim odcinkiem globalnych geomagnetycznych skal polarności (np. Hounslow, Muttoni, 2010; Maron i in., 2019; fig. 34). Granica oleneku i anizyku jest położona w pobliżu litostratygraficznej granicy pstrego piaskowca i wapienia muszlowego. Nawrocki i Szulc (2000a, b) plasowali granicę tych pięter nieco powyżej granicy litostratygraficznej, podczas gdy Maron i in. (2019) oraz Nawrocki i Becker (2020) postawili ją nieco poniżej granicy obu grup, co jest spójne z interpretacjami biostratygraficznymi (np. Trammer, 1975; Orłowska-Zwolińska, 1985). Nawrocki i in. (2015) skorelowali obraz paleomagnetyczny uzyskany dla dolnego kajpru z odcinkiem skali globalnej z pogranicza fassanu i longobardu (patrz fig. 34, 35).

Magnetostratygrafia triasu górnego Polski jest rozpoznana dosyć słabo, głównie ze względu na brak odmian litologicznych korzystnych do badań paleomagnetycznych w sukcesjach tego oddziału oraz na ubogi zasób innych wskaźników stratygraficznych. Nawrocki i in. (2015) podczas opracowania profili z odsłonięć i wierceń z Górnego Śląska oraz z Wielkopolski (północna część monokliny przedsudeckiej), rozpoznali 22 lokalne magnetozony, co odpowiada ok. 25% liczby zon późnotriasowych wyznaczanych w skalach globalnych (patrz fig. 35). Luki w informacji paleomagnetycznej nie pozwoliły na skonstruowanie skali zbiorczej triasu górnego Polski. Korelacje ze skalami globalnymi są punktowe i przypuszczalne (fig. 35). Tym niemniej, obraz zmian polarności w obrębie piaskowca trzcinowego dobrze koreluje się z fragmentem skali globalnej dla wczesnego karniku, co potwierdzili Zhang i in. (2020) w niemieckiej części basenu, a zmianę polarności z odwrotnej na normalną,

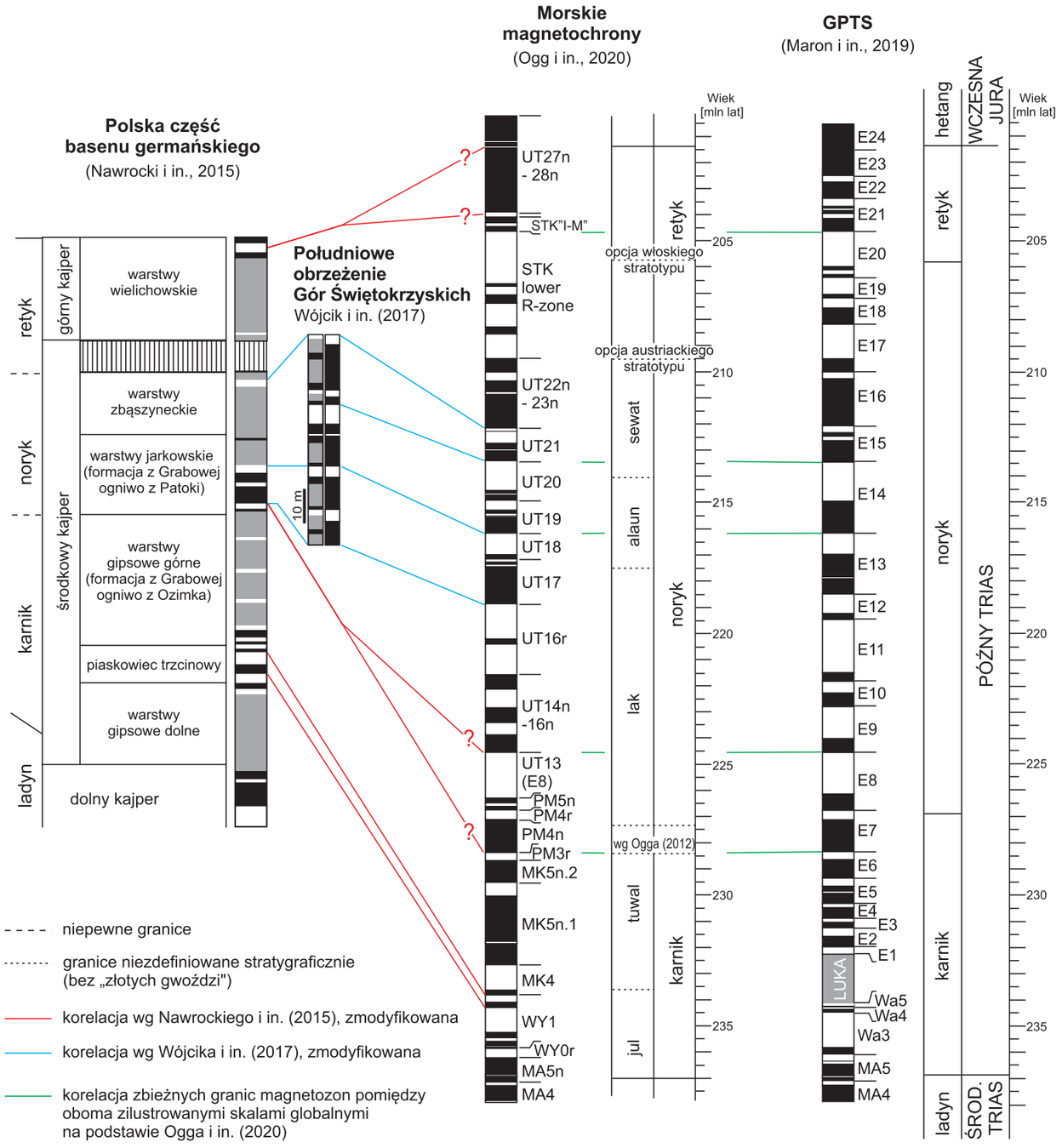


FIG. 35. Korelacja schematu zmian polarności uzyskanego dla osadów kajpru Polski ze zbiorczą globalną skalą polarności Ogga i in. (2020) oraz z globalną geomagnetyczną skalą polarności (GPTS) Marona i in. (2019)

uchwyconą w ogniwie z Patoki formacji z Grabowej oraz w warstwach jarkowskich, można skorelować z jedną z takich zmian we wczesnym noryku (Nawrocki i in., 2015; fig. 35). Charakterystyczna zona odwrotnej polarności, uchwycona w najwyższym kajprze, została skorelowana z jedną z krótkich zon odwrotnej polarności późnego retyku lub pogranicza retyku i hetangu (Nawrocki i in., 2015). Wójcik i in. (2017), na podstawie badań paleomagnetycznych kajpru z odsłonięć południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, zaproponowali modyfikację interpretacji chronostratygraficznej Nawrockiego i in. (2015), korelując ekwiwalenty ogniwa z Patoki formacji z Grabowej ze środkowym, a nawet wyższym norykiem (fig. 35). Potencjał korelacji magnetostratygraficznych w dużym stopniu obniża fakt, że globalne skale magnetostratygraficzne wykazują dla późnego triasu bardzo liczne zmiany polarności przy równocześnie ubogim zasobie innych wskaźników chronostratygraficznych, zwłaszcza w facjach lądowych i przejściowych. Należy tu również podkreślić, że dopływ nowych danych powoduje modyfikacje globalnych skal magnetostratygraficznych, czego przykładem jest drastyczna różnica w obrazie magnetostratygraficznym retyku (tzw. wersja „długiego retyku") między skalą przedstawianą przez Ogga (2012) oraz Ogga i in. (2020). W starszej wersji interpretowano retyk jako wiek zdominowany przez polarność normalną, podczas gdy w nowszej przyjęto dominację polarności odwrotnej. W nowszej wersji skali „odmłodzono" o ok. 1 mln lat granicę karniku i noryku, co powoduje, że pierwotna korelacja magnetostratygraficzna Nawrockiego i in. (2015) mogłaby wskazywać na karnicki wiek najniższej części ogniwa z Patoki (fig. 35). Brak formalnie ustalonych chronostratygraficznych granic noryku i retyku dodatkowo utrudnia dalszą korelację.

Zapis magnetostratygraficzny pstrego piaskowca dobrze koreluje się pomiędzy polską a niemiecką częścią basenu środkowej Europy (inaczej basenu germańskiego; fig. 36). Podobnie zbieżne rezultaty uzyskano dla obu części basenu dla piaskowca trzcinowego (w Niemczech: *Stuttgart Formation*), gdzie pośród zapisu odwrotnej polarności magnetycznej zidentyfikowano dwie magnetozony o polarności normalnej (fig. 37). Zasadniczą część triasu środkowego (wapień muszlowy) szczegółowo przebadano jak do tej pory tylko w Polsce.

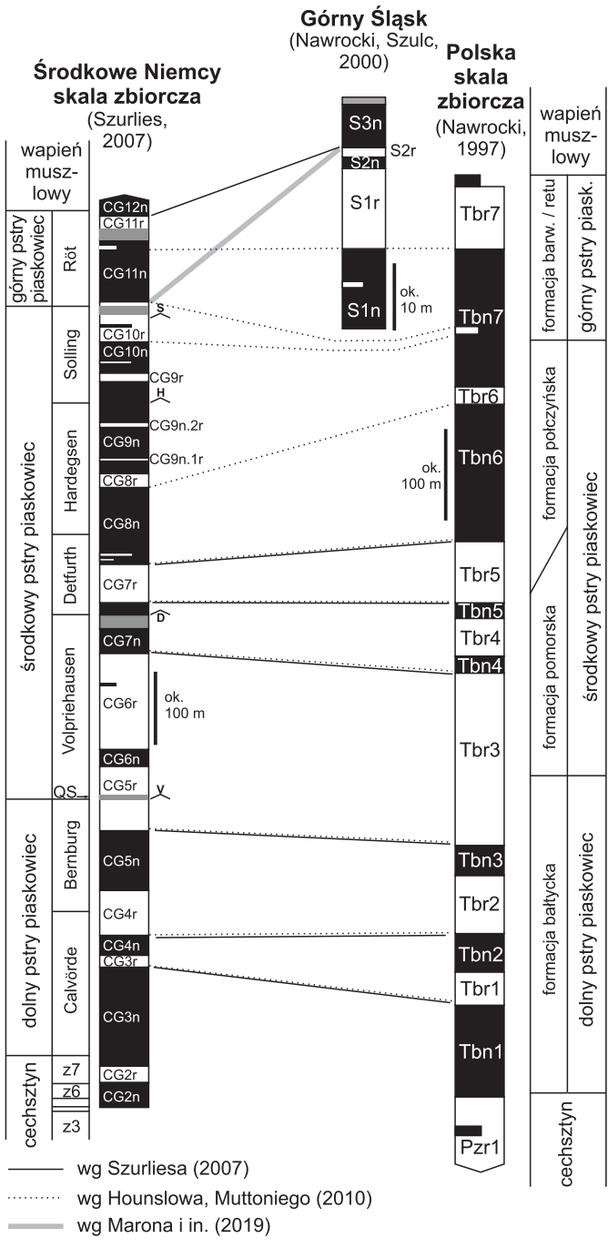


FIG. 36. Korelacja schematu zmian polarności w pstrym piaskowcu niemieckiej i polskiej części basenu środkowej Europy (basenu germańskiego): QS – piaskowiec z Quickborn

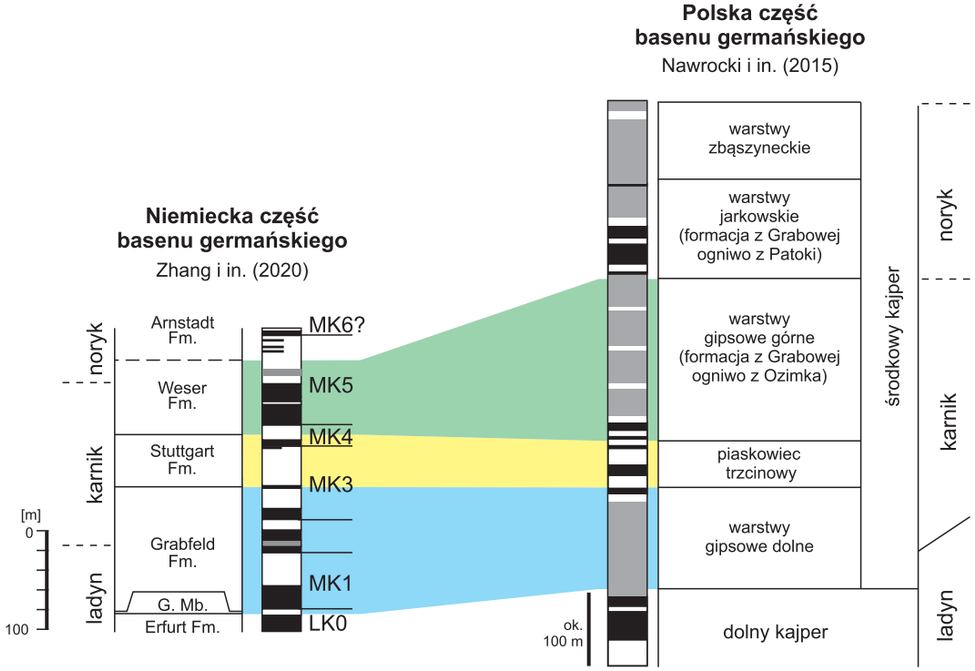


FIG. 37. Zmiany polarności kajpru uzyskane w niemieckiej i polskiej części basenu germańskiego (środkowej Europy) wraz z klasyczną w obrębie basenu korelacją jednostek litostratygraficznych; magnetostratygrafia wg Zhang i in. (2020) uproszczona: linie przerywane oznaczają niepewne granice; G. Mb. – ogniwo dolomitu granicznego

1
Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

1.6. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFIA

Anna Becker, Anna Fijałkowska-Mader, Aleksander Kowalski, Zbigniew Złonkiewicz

Depozycja osadów triasowych w basenie Niżu Polskiego rozpoczęła się dzięki odnowieniu zamierającego basenu cechsztyńskiego. Osady permanentnie wysychających równi mułowych z licznymi konkrecjami ewaporatowymi oraz piaszczystych aluwiów przechodzą w sposób ciągły w laminowane osady płytkich zbiorników wodnych, prawie pozbawione konkrecji ewaporatowych, ale urozmaicone cienkimi przewarstwieniami wapieni oolitowych (fm. bałtycka, fm. z Opoczna). Zmiana warunków depozycji była prawdopodobnie spowodowana podniesieniem poziomu oceanu światowego, datowanego na początek griesbachu (Pieńkowski, 1991; Kuleta, Zbroja, 2006; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). Centrum basenu tworzył wówczas system równi mułowych typu sebhy, równi pływowych oraz ekstremalnie płytkich lagun lub jezior terminalnych. Dyskusyjne jest występowanie co najmniej okresowych połączeń z oceanem światowym. Ingresje morskie mogły prawdopodobnie następować od NW z morza borealnego (Fuglewicz, 1980; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005, 2024; Szulc, 2019). Fuglewicz (1980) postulował również możliwość połączenia z oceanem, które na NE otwierało się wzdłuż południowej krawędzi lądu fennoskańskiego ku północy. Becker (2024) nie wykluczyła funkcjonowania na południu epizodycznych, lokalnych połączeń z Tetydą (fig. 38). Południowe obrzeżenia basenu Niżu Polskiego były zdominowane przez środowiska fluwialne i aluwialne, a być może również deltowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2015b). Przykładem jest tu formacja z Zagnańska, zbudowana z osadów korytowych piaszczystych rzek roztokowych, rozwijających się na rozległych obrzeżach podnoszącego się lądu świętokrzyskiego (Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Złonkiewicz, Becker, 2015) w warunkach klimatu monsunowego z okresowymi intensywnymi opadami (Jewuła i in., 2021). Skład ziarnowy piaskowców i zlepieńców tej formacji w niecce miechowskiej, w tym obecność wulkanitów, wskazuje, że obszarem alimentacyjnym dla systemu koryt rozwijających się generalnie z południa na północ, mógł być rejon sudecko-małopolski, a także wschodnia część trzonu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich (Kuleta i in., 2000). Osuszanie się klimatu w dienerze (por. Paul, Puff, 2010) doprowadziło do powstawania pól piasków eolicznych (ogniwo z Tumlina; Gągol, 1976; Gradziński i in., 1979; Gradziński, 1986; Mader, 1992; Kuleta, Zbroja, 2006; Kiersnowski, 2023). Koryta rzek roztokowych rozległej równiny aluwialnej, rozwijającej się na obrzeżach lądu windelicko-czeskiego, miały szerokość kilku metrów i nie przekraczały prawdopodobnie 1 m głębokości, a brak stabilizacji ich brzegów przez roślinność w klimacie półsuchym umożliwiał swobodną lateralną migrację (Mroczkowski, 1969, 1972, 1977; Mroczkowski, Mader, 1985; Kowalski, 2020). Wyraźnie morskie środowisko lagunowo-pływowe zapanowało na przełomie indu i oleneku, podczas depozycji niższej części środkowego pstrego piaskowca (fm. pomorska i ekwiwalenty; Orłowska-Zwolińska, 1983; Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2005; Szulc, 2019; Becker i in., 2020b; fig. 38). Na obrzeża basenu ingresje morskie docierały jedynie okresowo, a w strefie brzegowej rozwijały się równie z rzekami efemerycznymi, zalewami powierzchniowymi, eolicznymi pokrywami piaszczystymi oraz płytkowodnymi jeziorami typu palustrinowego (fm. z Goleniaw; Mader, 1992; Fijałkowska-Mader i in., 2015a; Jewuła i in., 2023). Tworzyły się także typowe równie fluwialne z systemami rzek roztokowych i meandrujących (fm. z Piekoszowa, fm. z Wiór; Mader, Rdzanek, 1985; Becker, 2005; Kuleta, Zbroja, 2006). Na początku oleneku basen został zdominowany przez osady aluwialne i fluwialne (fm. połczyńska i ekwiwalenty). System megastożków aluwialnych zasilał, położone w centralnym obniżeniu, okresowo wysychające jeziorzysko bezodpływowe (Szyperko-Teller i in., 1997; Becker, 2019). Na równiach zalewowych systemów fluwialnych dochodziło do rozwoju paleogleb typu kalcisoli i wertisoli (Jewuła i in., 2023). Depocentrum basenu przebiegało z NW na SE i pokrywało się z położeniem walnej strefy tektonicznej styku dwóch platform (strefa Teisseyre'a-Tornquista; TTZ). Niewykluczone, że centralne jeziorzysko w późnym oleneku uzyskało czasowo słabe połączenie z Tetydą poprzez bramę wschodniokarpacką, o czym może świadczyć obecność glonów podobnych do alpejskich Dasycladaceae w osadach formacji ze Stachury oraz rozkład miąższości ogniw pstrego piaskowca na przedgórzu Karpat (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szulc, 2000; Kuleta, Zbroja, 2006; Moryc, 2014; Fijałkowska-Mader i in., 2015a). W znacznej części obrzeży basenu, ale głównie ku NE i SW od depocentrum, dominowała erozja nad depozycją (Szyperko-Teller i in., 1997; Nawrocki, 1997; Nawrocki i in., 2003). Zróżnicowany rozkład miąższości środkowego pstrego piaskowca świadczy o zróżnicowaniu subsydencji podczas jego depozycji, związanym z aktywnością tektoniczną – ruchami blokowymi lub wczesną halokinezą cechsztyńskich ewaporatów. Poniżej przytoczoną historię depozycji w basenie Niżu Polskiego od najpóźniejszego oleneku po retyk zaczerpnięto z prac Szulca (2007a, b). Aktywność tektoniczna w rejonie śląsko-morawskiego obrzeżenia basenu doprowadziła do połączenia polskiej części środkowoeuropejskiego basenu triasowego z Oceanem Tetydy w późnym oleneku. Basen przybrał formę półzamkniętego zbiornika morskiego, w którym warunki normalnomorskie panowały w bezpośrednim sąsiedztwie połączeń z oceanem, czyli na południu Polski (Śląsk i Góry Świętokrzyskie), a dalej na północ i zachód warunki stawały się coraz bardziej restrykcyjne. Głównym źródłem dopływu klastyków stał się ląd fennoskandzki. Początkowo basen miał charakter typowego, półzamkniętego basenu ewaporacyjnego, w którym utworzyły się trzy niepełne cykle salinarne (Leśniak, 1978a, b), a na początku anizyku stał się płytkim morzem epikontynentalnym (fig. 39). Struktury deformacyjne, występujące w osadach górnego pstrego piaskowca w synklinorium północnosudeckim oraz w osadach wapienia muszlowego na Wyżynie Śląsko-Krakowskiej, dokumentują aktywność tektoniczną tych obszarów na przełomie oleneku i anizyku (Matysik, Szulc, 2019; Durkowski, 2022). Kolejne przemodelowanie basenu nastąpiło we wczesnym ladynie, kiedy to znaczący wznios skorupy we wschodniej części basenu środkowoeuropejskiego doprowadził najpierw do intensyfikacji dostawy klastyków, a następnie do wynurzenia. W polskiej części basenu luka obejmująca późny ladyn jest dobrze udokumentowana biostratygraficznie brakiem najmłodszych poziomów konodontowych. Sedymentacja warstw sulechowskich zachodziła w środowiskach jezior i bagien w warunkach ciepłego,

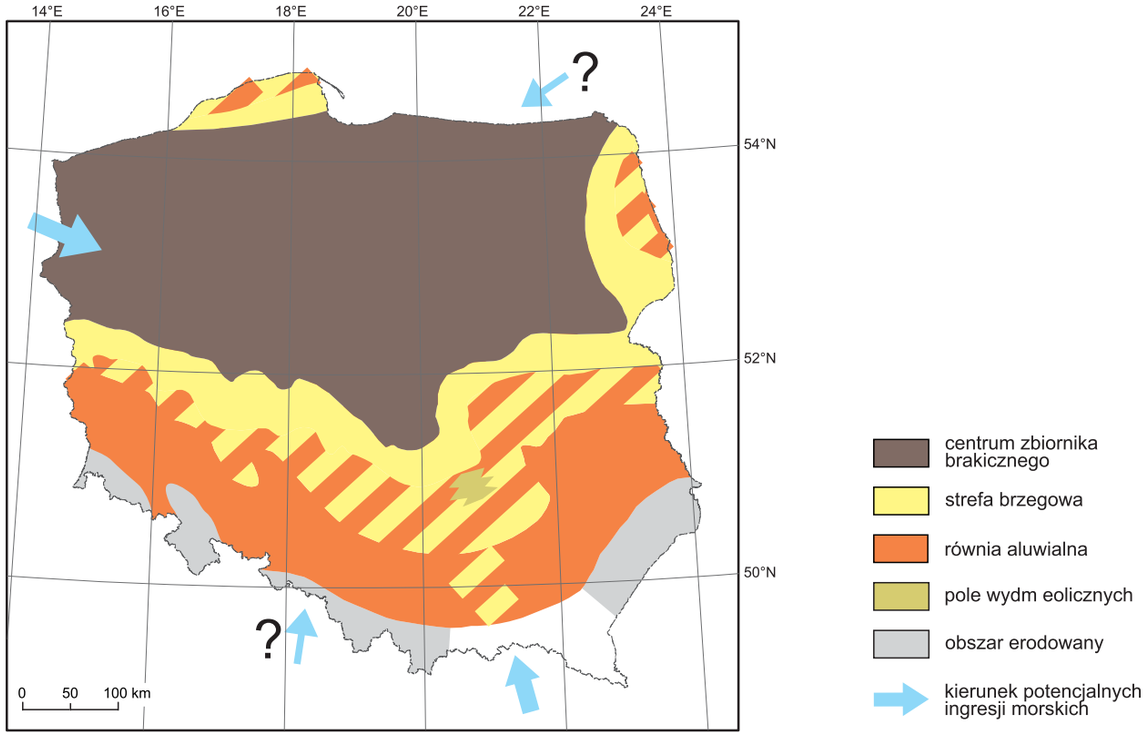


FIG. 38. Paleogeografia obszaru Polski we wczesnym triasie (przełom indu i oleneku) na podstawie Iwanowa, Kiersnowskiego (1998, zmieniono)

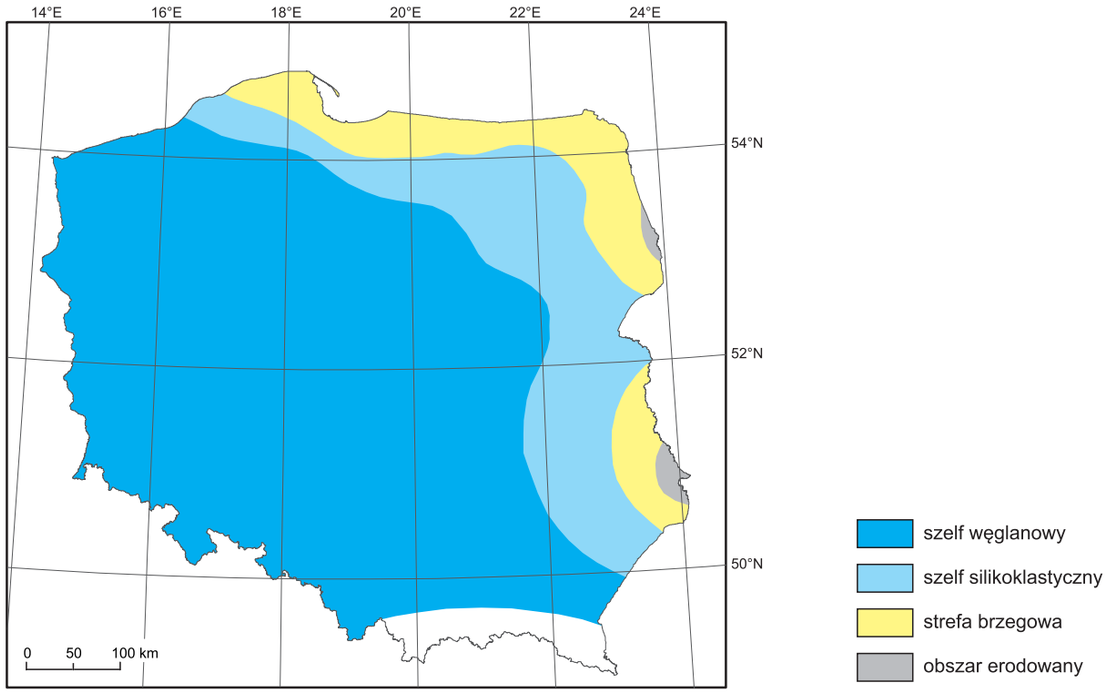


FIG. 39. Paleogeografia obszaru Polski w środkowym triasie (anizyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

1 Trias pozakarpacki (mezozoiczny basen Niżu Polskiego)

wilgotnego klimatu. Ponowna ingresja morska, postępująca od południa poprzez bramę śląską, nastąpiła na przełomie ladynu i karniku. Sięgnęła ona w głąb basenu równie daleko jak w anizyku, ale doprowadziła do powstania jedynie bardzo płytkiego, krótkotrwałego zbiornika. Wynikiem tej ingresji są osady tzw. dolomitu granicznego, włączanego obecnie do najniższych warstw gipsowych dolnych. Konfiguracja polskiej części basenu w późnym triasie powtórzyła tę znaną z wcześniejszych epok. Jego depocentrum tworzyła bruzda środkowopolska rozwinięta ponad TTZ. Pomniejsze centra subsydencji były warunkowane przez lokalne uskoki, w tym związane z rozwijającymi się strukturami halotektonicznymi. W centrum basenu dominowała depozycja drobnoklastyczna, a na obrzeżach powstawały osady piaszczyste, dostarczane z otaczających masywów lądowych. Zapis depozycji karnickiej odzwierciedla zmienność klimatyczną i wynikające z niej następowanie po sobie okresów suchszych i wilgotniejszych. W okresach suchych powstały dolne i górne warstwy gipsowe z licznymi konkrecjami ewaporatowymi, a nawet z przewarstwieniami gipsów i soli kamiennej. W wilgotniejszym klimacie tzw. karnickiego zdarzenia pluwialnego (Fijałkowska-Mader i in., 2015b, 2021) powstał rozdzielający je fluwialny piaskowiec trzcinowy. Tektonicznie wywołane odmłodzenie topografii basenu oraz intensywna erozja fluwialna spowodowały, że osady piaskowca trzcinowego często leżą niezgodnie na różnych młodszych ogniwach triasu lub na skałach starszych. W noryku panowały warunki suchego klimatu z epizodem bardziej wilgotnym w jego środkowej części (tzw. środkowonoryckie zdarzenie tektoniczno-pluwialne; Szulc i in., 2015c), kiedy to powstał poziom lisowskiej brekcji kostnej (Szulc i in., 2015b, c), złożonej z kości kręgowców. Najlepiej jest on wykształcony w obrębie formacji z Grabowej na Górnym Śląsku (Dzik i in., 2000; Szulc i in., 2015b, c). Dominującą w basenie stała się efemeryczna lub permanentna depozycja fluwialna (fig. 40). Koryta nierzadko były wypełnione osadami drobnoklastycznymi, podobnie jak strefy międzykorytowe, a równie zalewowe miały pagórkowatą morfologię typu gilgai (Gruszka, Zieliński, 2008; Jewuła i in., 2019). Na równiach tych tworzyły się poziomy glebowe typu kalcisoli, które ulegały często erozji i redepozycji (Szulc i in., 2015b). Począwszy od późnego noryku przez retyk wilgotnienie klimatu postępowało w sposób ciągły (Fijałkowska-Mader, 2015) w związku z przemieszczaniem się bloku europejskiego ku wyższym szerokościom geograficznym. Doprowadziło to w retyku do rozwoju stabilnych systemów fluwialnych z wyraźnym podziałem na permanentne koryta wypełnione dobrze wysortowanymi piaskowcami oraz równie zalewowe pokryte bujną szatą roślinną, której pozostałości pozwoliły na utworzenie się cienkich przewarstwień węglistych (Szulc, 2007b; fig. 40).

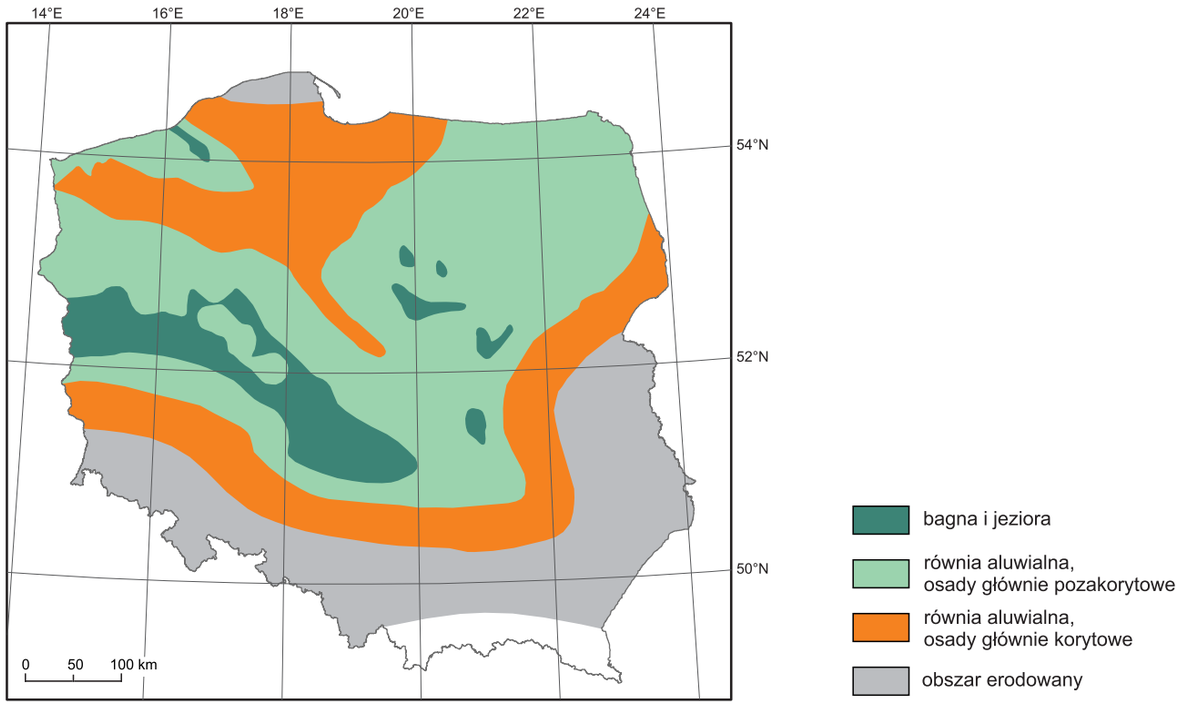


FIG. 40. Paleogeografia obszaru Polski w późnym triasie (retyk) na podstawie Iwanowa (1998, zmieniono)

2 Trias karpacki (basen Tatr)

2.1. PODSTAWOWY PODZIAŁ I WSTĘPNE UWAGI O STANIE STRATYGRAFII

Ryszard Zabielski

Utwory skalne zaliczane do triasu występują w Tatrach w obrębie trzech głównych jednostek tektonicznych (płaszczowin), tworzących obecnie pokrywę osadową trzonu krystalicznego. Są to: jednostka wierchowa (zawierająca elementy: autochtoniczny/paraautochtoniczny oraz allochtoniczny), jednostka reglowa dolna (križniańska) i jednostka reglowa górna (choczańska, gdzie brak jest triasu dolnego). Klastyczne i węglanowe skały triasowe tworzą znaczącą część profili tych jednostek. Ich wykształcenie litologiczne w poszczególnych jednostkach jest podobne, ale zróżnicowane facjalnie, gdyż powstawały one w różnych obszarach paleośrodowiskowych Oceanu Tetydy, wyodrębnionych jako domeny paleogeograficzno-facjalne: tatrikum, fatrikum i hronikum (w polskiej części Tatr). Domeny te przekładają się na wspomniane jednostki tektoniczne.

Trias w Tatrach jest wykształcony niemal kompletnie, jednak w jego podziale stratygraficznym brak jest lokalnych jednostek (fig. 41). Schemat stratygraficzny został zaczerpnięty i nawiązywał (i nadal w wielu wypadkach nawiązuje) do podziału alpejskiego, który z czasem się zdezaktualizował, a w Tatrach nie miał solidnych podstaw (Szulczewski, 2010). Stosowane podziały miały na celu przedstawienie zróżnicowania pionowego utworów skalnych, co jednak nie dało podstaw do korelowania ich z piętrami chronostratygraficznymi. Mamy tu do czynienia z kompleksami skalnymi, które zostały ujęte w jednostki nieformalne, często zaczerpnięte z innych regionów (np. kajper karpacki, dolomit główny), a także z jednostkami nawiązującymi do formalnych zasad litostratygrafii (np. formacja z Lużnej, formacja fatrzańska).

Dla znacznej części utworów skalnych systemu triasowego w Tatrach brak jest skamieniałości, które umożliwiłyby jego dokładny podział biostratygraficzny. Wyjątek stanowi najwyższy trias – retyk domen tatrikum i fatrikum – oraz trias środkowy i górny domeny hronikum.

2.2. LITOSTRATYGRAFIA I INTERPRETACJE CHRONOSTRATYGRAFICZNE

Ryszard Zabielski

2.2.1. Trias dolny

Pod względem litologicznym trias dolny (ind–olenek) na obszarze polskiej części Tatr jest wykształcony podobnie w domenie tatrikum i fatrikum, brak go natomiast w domenie hronikum. Utwory skalne tego oddziału, związane z domeną hronikum, pozostały poniżej powierzchni odkłucia płaszczowiny choczańskiej.

Tatrikum i fatrikum (sukcesja wierchowa i reglowa dolna). Trias dolny tworzą trzy główne kompleksy litostratygraficzne. Występują one bezpośrednio na trzonie krystalicznym lub w spągowych partiach jednostek płaszczowinowych. Są to kolejno:
- I: piaskowce kwarcowe (miejscami kwarcytyczne), lokalnie arkozowe, z podrzędnym udziałem zlepieńców oraz przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych
- II: piaskowce kwarcowe z przewarstwieniami mułowców łupkowatych i wapnistych
- III: dolomity, wapienie oraz mułowce i iłowce łupkowate z podrzędnym udziałem brekcji śródformacyjnych.

Pozycja stratygraficzna tych kompleksów była różnie interpretowana przez różnych badaczy (tab. 14).

Wcześniej dwa pierwsze kompleksy były klasyfikowane jako permotrias (Passendorfer, 1957). Uhlig (1890 *fide* Limanowski, 1901) piaskowce kwarcytowe (I kompleks) uznawał za permskie, a dwa wyższe kompleksy za trias dolny – odpowiednik tzw. werfenu w Alpach – jednostki o niesprecyzowanej randze chronostratygraficznej. Następnie Matějka i Andrusov (1931), a także Sokołowski (1948), dwa starsze kompleksy uznali za odpowiadające werfenowi; a górny kompleks korelowali z triasem środkowym. Natomiast Kotański (1956a) najwyższy kompleks skorelował z kampilem (rozumianym jako górna część werfenu), a tym samym dwa niższe

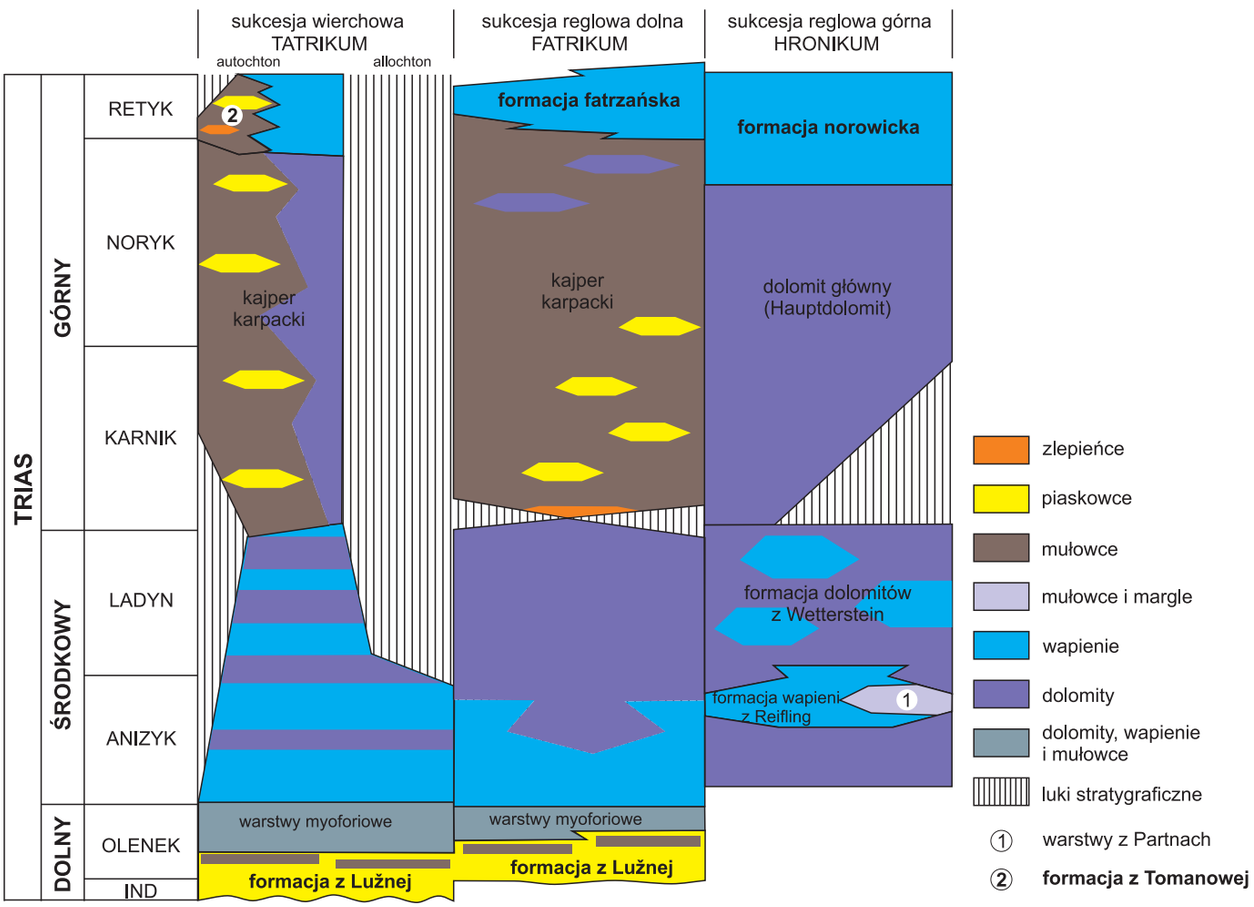


FIG. 41. Schemat wykształcenia litologicznego i stratygrafii triasu Tatr na podstawie Wagnera (2008); Uchmana (2014)

TAB. 14. Koncepcje podziału stratygraficznego triasu dolnego Tatr (na podstawie zestawienia Szulczewskiego, 2010, nieco zmieniono i uzupełniono)

<table>
<tr><th>Kompleks litostraty-graficzny</th><th>Miąższość [m]</th><th colspan="2">Matějka, Andrusov (1931); Sokołowski (1948)</th><th colspan="3">Kotański (1956a)</th><th colspan="3">Kotański (1973c, 1979)</th><th>Roniewicz (1997a,b); Gaździcki, Lefeld (1997); Uchman (2004); Wagner (2008)</th><th>Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000 Piotrowska (2015)</th><th>Jach i in. (2014)</th></tr>
<tr><td>III</td><td>ok. 50</td><td colspan="2">trias środkowy (najniższa część)</td><td rowspan="3">werfen</td><td>kampil</td><td>górny</td><td rowspan="3">werfen = scytyk</td><td colspan="2">kampil</td><td>kampil</td><td>olenek</td><td>górny olenek</td></tr>
<tr><td>II</td><td rowspan="2">ok. 160</td><td rowspan="2">werfen</td><td>górny</td><td colspan="2" rowspan="2">seis</td><td>dolny</td><td>seis górny</td><td>warstwy werfeńskie</td><td rowspan="2">werfen</td><td>?</td><td rowspan="2">(?) ind–dolny olenek</td></tr>
<tr><td>I</td><td>dolny</td><td colspan="2">seis dolny</td><td>formacja z Lużnej (ind)</td></tr>
</table>

kompleksy, z piętrem seis. W późniejszych pracach (Kotański, 1973c, 1979) traktował on całość (seis + kampil) jako tzw. scytyk – jednostkę stratygraficzną również o niesprecyzowanej randze, odpowiadającą werfenowi. Scytyku nie wyróżniali Roniewicz (1997a, b), a także Gaździcki i Lefeld (1997) oraz Uchman (2004), którzy stosowali podział triasu dolnego na werfen i kampil. Zastosowane w niniejszym opracowaniu przyporządkowanie wymienionych kompleksów litologicznych do klasycznych pięter – ind i olenek – nie rozwiązuje problemu podziału triasu dolnego w Tatrach, z uwagi na brak wystarczających przesłanek biostratygraficznych.

Utwory klastyczne triasu dolnego (kompleksy I i II) występują w Tatrach płatowo, nie tworząc ciągłej pokrywy. Na terenie Słowacji dolna piaskowcowa część sukcesji, odpowiadająca prawdopodobnie kompleksowi I, tworzy formację z Lużnej (Fejdiová, 1980; tab. 15). Na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) wyróżniono tę formację również w polskiej części Tatr. W wyższej części omawianych sukcesji pojawiają się mułowce i iłowce łupkowate (głównie kompleks II).

Utwory najwyższej części triasu dolnego (kompleks III, dawniej kampil; fig. 42A, B) są wykształcone jako dolomity, wapienie margliste, mułowce pstre i tzw. dolomity komórkowe oraz wyżej leżące tzw. warstwy myoforiowe. Występują one w jednostce wierchowej, zarówno w jej części autochtonicznej, jak i allochtonicznej, oraz w jednostce reglowej dolnej.

Utwory klastyczne najniższego triasu zaliczono do (?)indu–oleneku dolnego (Fuglewicz, 1979a; Leszczyński, Pszonka, 2014; Rychliński, 2014). Oprócz opisanego przez Fuglewicza (1979a) występowania wczesnotriasowych megaspor, Fijałkowska i Uchman (1993) stwierdzili

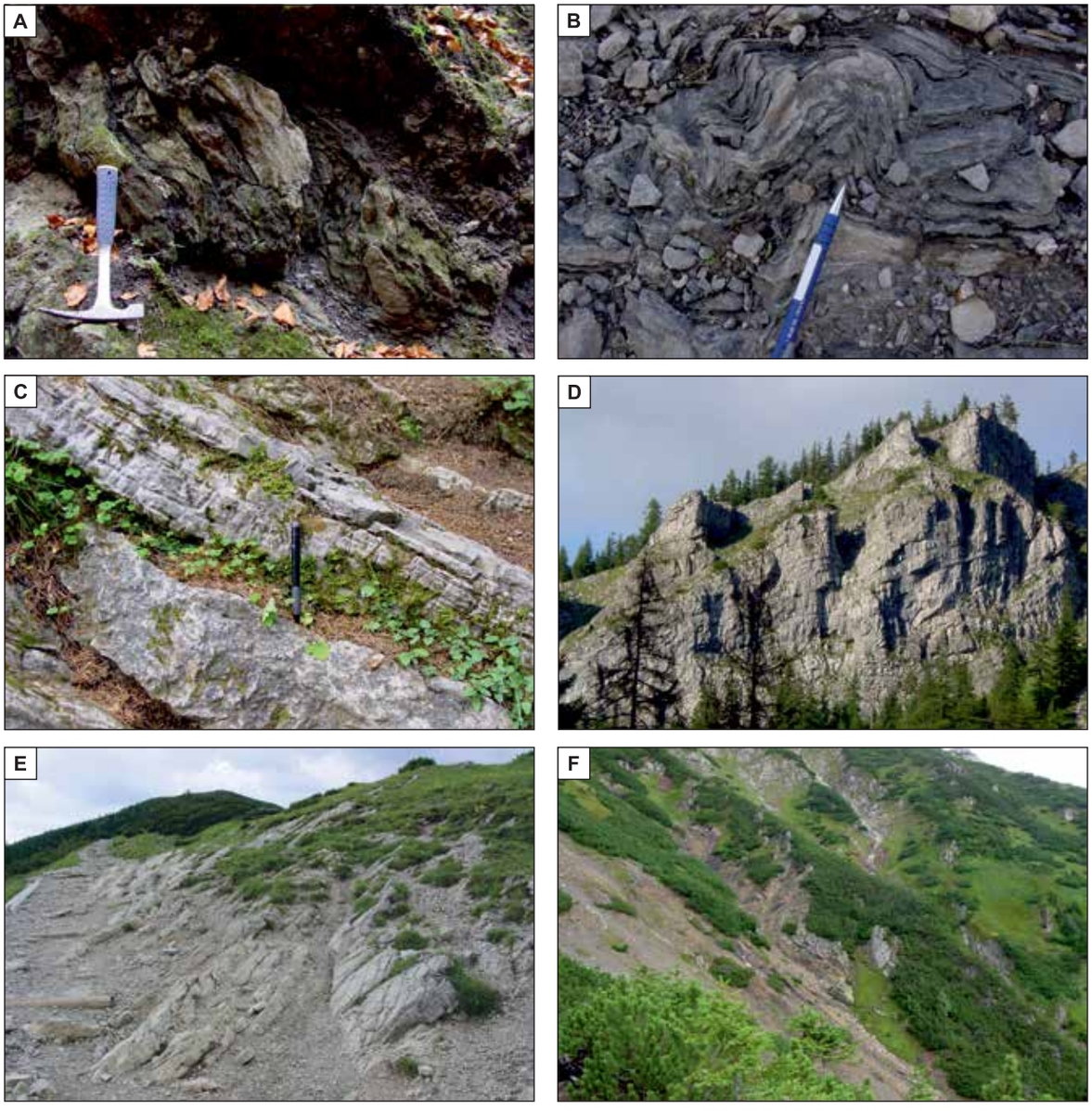


FIG. 42. Skały systemu triasowego w Tatrach: **A** – mułowce piaszczyste cienkoławicowe, laminowane z przewarstwieniami piaskowców drobnoziarnistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja reglowa dolna); Dolina Strążyska, podrzędny boczny żleb na wschodnim zboczu doliny, poniżej Sarniej Skały; **B** – drobne struktury deformacyjne w obrębie łupków ilastych i marglistych (wyższy trias dolny – kampil; sukcesja reglowa dolna); Siodłowa Perć (żółty szlak: Kuźnice–Dolina Jaworzynki–Przełęcz między Kopami); **C** – przewarstwienia ciemnoszarych wapieni z żyłkami kalcytowymi w obrębie dolomitów ławicowych (anizyk; sukcesja reglowa dolna); zielony szlak na Wielki Kopieniec; **D** – dolomity i wapienie ławicowe (anizyk; sukcesja reglowa dolna); SW zbocze Nosala; **E** – dolomity ławicowe (ladyn; sukcesja reglowa dolna); Skupniów Upłaz; **F** – łupki i piaskowce kwarcowe (formacja z Tomanowej), dalej łupki i piaskowce (kajper karpacki) oraz dolomity i wapienie (anizyk–ladyn) – sukcesja wierchowa; Czerwone Żlebki – widok w kierunku południowym. Fot. R. Zabielski

TAB. 15. Formacja z Lużnej – podział litologiczny i podstawowe cechy (Fejdiová, 1980, zmieniono)

Nazwa/**kreator**	Synonim/ historia badań	Definicja	Stratotyp / Hipostratotyp	Granica		Litologia i dalszy podział	Miąższość [m]	Typowy obszar	Chronostratygrafia
				dolna	górna				
Lúžňanské súrvrstvie/ **Fejdiová (1980)**	formacja z Lużnej; Liptovská Lúžňa Sequence / Stur (1860, 1868); Stache (1865); Zoubek (1930); Koutek (1930); Fejdiová (1980)	różnorodne osady klastyczne: różnoziarniste piaskowce, mułowce i iłowce, uławicone lub masywne, barwy czerwonej, kremowej i zielonkawej	przekop przy drodze nr 59 między miejscowościami Korytnica a Donovaly	kontakt tektoniczny z krystalicznym podłożem (autochton)	niewidoczna, przykryta piargiem	mułowce i iłowce łupkowate fioletowe oraz piaskowce drobnoziarniste ze śladami żerowania organizmów, lokalnie występują litoklasty; warstwowanie przekątne lub laminacja	10–30	Żółty Potok, grań Zadniego Upłazu, Dolina Jaworzynki (na terenie Polski; domeny tatrikum, fatrikum)	trias dolny
						łupki zielone (w pakietach miąższości do 5 cm, częstotliwość występowania pakietów rośnie ku stropowi) oraz średnio- i gruboziarniste piaskowce kwarcowe, piaskowce arkozowe, szarogłazy o warstwowaniu przekątnym i laminacji	20–25		
						kwarcyty średnio- i gruboziarniste, piaskowce kwarcowe i arkozowe, szarogłazy, piaskowce lityczne, podrzędnie żwiry; w górnej części ogniwa drobnoziarniste piaskowce arkozowe o warstwowaniu przekątnym, bladoróżowe	10–20		

w tych utworach palinostratygraficzny podpoziom *Densoisporites nejburgii*, datowany na Niżu Polskim na wczesny olenek (Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014; fig. 30). Ponadto ich stratygrafia jest udokumentowana pośrednio – utwory te zalegają poniżej węglanów (kompleks III), zawierających faunę *Costatoria costata* (Zenker) i *Gervilleia* sp. (Jach i in., 2014).

Do oleneku górnego jednostki reglowej dolnej zalicza się występujące lokalnie brekcje zbudowane m.in. z okruchów piaskowców kwarcytowych niższej części triasu dolnego, będące prawdopodobnie efektem ich erozji (Jaczynowski, Jaczynowska, 1963).

2.2.2. Trias środkowy

W triasie środkowym obszary depozycyjne domen tatrikum i fatrikum stanowiły dwie sąsiadujące ze sobą rampy węglanowe w obrębie tego samego basenu sedymentacyjnego. Stąd utwory powstałe w tym czasie są podobne do siebie pod względem litologicznym – różnice litofacjalne zaznaczają się głównie w proporcjach między dominującymi tu dolomitami i wapieniami. Budowa geologiczna w obrębie domeny hronikum jest nieco bardziej skomplikowana ze względu na większą różnorodność litofacjalną oraz tektonikę.

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Utwory skalne triasu środkowego domeny tatrikum (tab. 16) to przede wszystkim dość miąższy kompleks (nawet do 600 m) zbudowany z naprzemianległych warstw szarych wapieni (typowe są tzw. wapienie robaczkowe) i dolomitów, wietrzejących na żółto, a w najwyższej części również przeławiceń mułowców dolomitycznych (fig. 41). Utwory te występują we wszystkich głównych jednostkach tektonicznych omawianej domeny. Występująca stosunkowo nielicznie fauna pozwala datować jedynie dolną część tego kompleksu na anizyk (Rabowski, 1931; Lefeld, 1958; Bac, Grochocka, 1965; Piotrowski, 1965; Kotański, 1967, 1979; Bełka, Gaździcki, 1976; Gaździcki, Lipiec, 1995; Niedźwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński i in., 2013). Jego wyższa część (ladyn?) nie jest udokumentowana biostratygraficznie. Najpełniejszy profil jest w części autochtonicznej sukcesji (fig. 43), podczas gdy w jednostkach płaszczowinowych jest on zredukowany – brakuje wyższego ladynu lub nawet całego ladynu i wyższego anizyku (Kotański, 1961, 1979).

Fatrikum (sukcesja reglowa dolna). Skały triasu środkowego w domenie fatrikum to w przeważającej części szare i ciemnoszare dolomity z udziałem wapieni (fig. 42C), miejscami wietrzejące na żółto. Wapienie występują głównie w dolnej części profilu – w anizyku (?) (fig. 41, 42D). W wyższej części dominują dolomity (fig. 42E). Oba typy litologiczne stanowią ponad połowę masy budującej płaszczowinę reglową dolną (križniańską) i są głównym typem litologicznym łusek, które tworzą w obrębie płaszczowiny układ pasowy o przebiegu mniej więcej równoleżnikowym.

Dokładne określenie wieku dolomitów i wapieni jest problematyczne, co dodatkowo komplikuje złożona tektonika, dlatego też cały kompleks jest traktowany łącznie jako utwory triasu środkowego. Jedynie dolomity zawierające szczątki diplopor (*Diplopora annulata, Macroporella* sp., *Teutoporella* sp.) – tzw. dolomity diploporowe (Kotański, 1963, 1967) stanowią stosunkowo dobry horyzont korelacyjny z dolnym ladynem (fassanem). Rychliński i Szulc (2005) na obszarze Tatr Bielskich w domenie fatrikum wydzielili cztery sekwencje sedymentacyjne w obrębie triasu środkowego na podstawie badań mikrofacjalnych i sedymentologicznych (tab. 17). Korelacja tych sekwencji z wydzieleniami litologicznymi zastosowanymi na Szczegółowej Mapie Geologicznej Tatr (SMGT) w skali 1:10 000 (Piotrowska, 2015) jest próbą przyporządkowania ich do odpowiednich pięter, a te nie mają dostatecznego biostratygraficznego umocowania, podobnie jak w triasie dolnym.

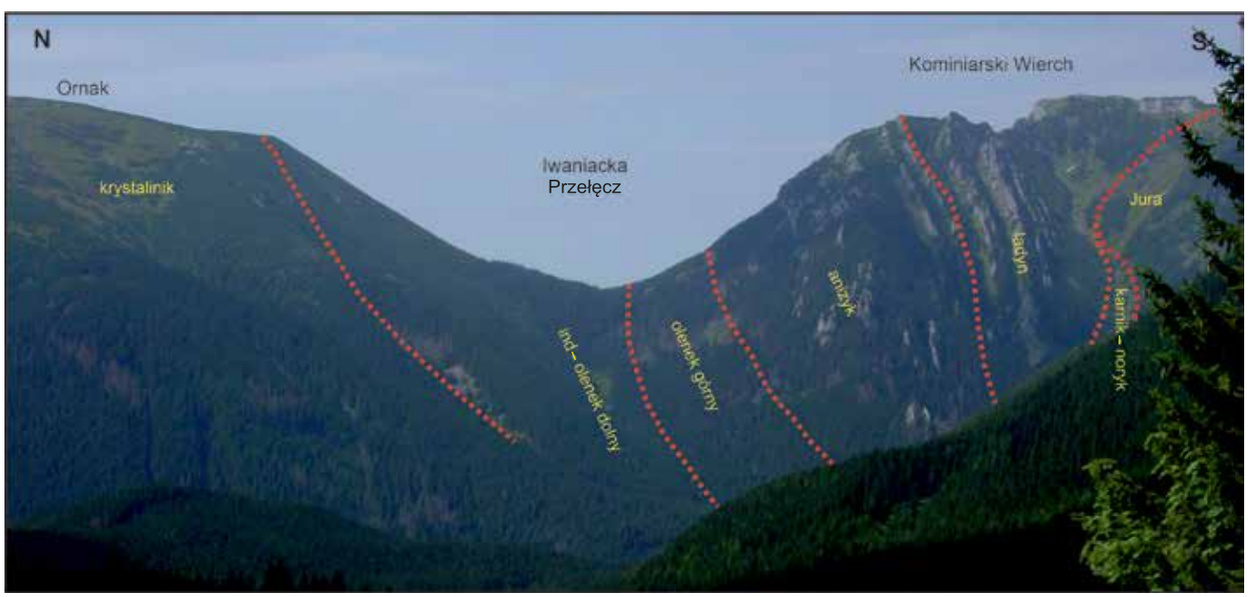


FIG. 43. Iwaniacka Przełęcz i Kominiarski Wierch – schematyczny przebieg jednostek chronostratygraficznych

TAB. 16. Podział stratygraficzny i litologiczny triasu środkowego domeny tatrikum w części autochtonicznej (wg Piotrowskiego,1965; Jaglarza, Szulca, 2003; nieco zmieniono)

Chronostratygrafia		Litologia	Jednostki genetyczne (Jaglarz, Szulc, 2003)	Sekwencje depozycyjne 3. rzędu z Alp Wschodnich (Rüffer, Bechstädt, 1999)	Maksymalna miąższość [m]	Jednostki litostratygraficzne (Piotrowski, 1965)	Geneza	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Piotrowski, 1965; Jaglarz, Szulc, 2003)
Ladyn	longobard	wapienie ławicowe, miejscami z bioturbacjami z przewarstwieniami dolomitów ławicowych wietrzejących na żółto	9	L2	135	**F**: wapienie pasiaste, często robaczkowe, przeławicone wietrzejącymi na żółto dolomitami płytowymi	płytkomorska sedymentacja na platformie węglanowej – następujące po sobie cykle sedymentacyjne 3. rzędu spłycające się w górę profilu, lokalne wynurzenia i sedymentacja ewaporatów	Kominiarski Wierch i jego południowe zbocza	–
		dolomity z synsedymentacyjnymi szczelinami w części stropowej	8	L1	75				
		wapienie gruboziarniste ławicowe							
	fassan	wapienie ławicowe							
		wapienie ławicowe (głównie kalcisiltyty i kalcilutyty) laminowane poziomo przechodzące ku stropowi w wapienie z bioturbacjami i dolomity z pseudomorfozami po siarczanach	7	A5	75				
Anizyk	illyr	wapienie z bioturbacjami (głównie kalcilutyty) przechodzące w wapienie ławicowe (głównie kalcisiltyty z oolitami) o warstwowaniu przekątnym, z diploporami i otwornicami oraz dolomity z żyłami neptunicznymi	6	A4	100				diplopory: *Physoporella pauciforata*, *Ph. prealpina*, *Diplopora annulatissima*, *Macroporella* sp., *Griphoporella* sp.
	pelson	tempestyty oraz wapienie oolitowe z bioklastami (ślimaki, liliowce, małże), strop sekwencji jest skrasowiały	5	A3	170	**E**: wapienie cukrowate			*Planilites* isp.; detrytus ślimaków, liliowców, igły gąbek
		wapienie średnioławicowe (głównie kacylutyty) z pseudomorfozami po celestynie oraz wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe)							
	bityn	wapienie mikrytowe i wapienie z pokruszoną fauną ślimaków, liliowców i igłami gąbek oraz z kortoidami i peloidami				**D**: wapienie robaczkowe z nielicznymi przewarstwieniami dolomitów płytowych			
		wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) z przewarstwieniami dolomitów (głównie dololutyty) i wapieni laminowanych średnioławicowych przechodzących ku stropowi w gruboławicowe (głównie dolosiltyty), miejscami zbrekcjowane, pseudomorfozy po siarczanach	4	A2	70	**C**: dolomity płytowe wietrzejące na żółto z przewarstwieniami wapieni robaczkowych			*Dadocrinus*
						B: wapienie robaczkowe z przewarstwieniami dolomitów wietrzejących na żółto			*Omphaloptycha stotteri* (Klippst), *Omphaloptycha*
	egej	dolomity i brekcje śródwarstwowe oraz wapienie (kalcisiltyty i kalkarenity) z przewarstwieniami dolomitów wietrzejących na żółto, warstwowane poziomo lub przekątnie niskokątowo, o średnicy ziaren wzrastającej ku stropowi, z intraklastami w części stropowej, z liliowcami (*Dadocrinus gracilis* – dolny anizyk), ślimakami i małżami, w stropowej części występują struktury deformacyjne i struktury typu tipi (górna granica sekwencji)	3	A1	65	**A**: brekcja podstawowa i dolomity drobnocukrowate			*Dadocrinus gracilis*

Hronikum (sukcesja reglowa górna). Skały triasu środkowego w domenie hronikum w polskiej części Tatr są bardziej zróżnicowane litologicznie w stosunku do tych, jakie występują w dwóch pozostałych domenach (fig. 41). Wyróżnia się tu kilka jednostek litostratygraficznych o odmiennych cechach petrograficznych, sedymentologicznych i faunistycznych (tab. 18):

- dolomity (również określane jako „dolomity z Ramsau") – masywne, bryłowe oraz brekcje dolomityczne i dolosparyty ławicowe, jasnoszare i szare, pozbawione fauny – na obszarze polskiej części Tatr zostały wyróżnione na arkuszu SMGT 1:10 000 Kiry (Gaździcka i in., 2007) w dolnej części sekwencji reglowej górnej, poniżej formacji wapieni z Reifling; w dolomitach ławicowych występują glony z rodziny Dasycladaceae (m.in. *Physoporella dissita*), pozwalające określić ich wiek na górny anizyk (pelson, illyr; Bystricky, 1967; Mello i in., 1993);
- formacja wapieni z Reifling – wapienie bulaste, mikrytowe, w dolnej części miejscami zsylifikowane, szarozielonkawe, zawierające biodetrytus złożony z otwornic, igieł gąbek, małży, diplopor, trochitów liliowców i fragmentów stromatolitów, a także cienkie przewarstwienia tufitów; w wapieniach stwierdzono konodonty (np. *Gladigondolella techydis, Paragondolella excelsa, Ozarkodina tortilis, Neohindeodella triassica*) oraz strzykwy i palinomorfy pozwalające skorelować formację z anizykiem górnym (illyrem)–dolnym ladynem (fassanem) (Zawidzka, 1972; Mello i in., 1993);
- warstwy z Partnach – margle i mułowce z przewarstwieniami wapieni, wietrzejące na żółto – występują w obrębie wapieni z Reifling

TAB. 17. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny fatrikum (wg Rychlińskiego, Szulca, 2005; Piotrowskiej, 2015)

Chronostratygrafia			Litologia/litostratygrafia: Kompleksy (cykle) sedymentacyjne wg Rychlińskiego i Szulca (2005) (Tatry Bielskie)		Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedymentacji (Rychliński, Szulc, 2005)		SMGT 1:10 000 (Piotrowska, 2015, zmieniono)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Kotański, 1963, 1965, 1967, 1973b; Niedźwiedzki, Salamon, 2006; Rychliński, Uchman, 2010)
Trias środkowy	ladyn	górny	dolomity gruboławicowe przechodzące w cienkoławicowe oraz łupki dolomityczne ze strukturami typu tipi oraz brekcje dolomityczne ze zsylifikowanymi pseudomorfozami po siarczanach, w stropie struktury krasowe	kompleks tipi	70	platforma węglanowa	powtarzająca się cykliczna sedymentacja w spłycającym się zbiorniku morskim, finalne wynurzenie zapisane w postaci krasu	dolomity ławicowe	Bobrowiec, Dolina Małej Łąki, Dolina Strążyska, Dolina Białego, szczyty tzw. regli zakopiańskich (Sarnia Skała, Suchy Wierch, Krokiew, Nosal), Dolina Suchej Wody, Filipczański Wierch, Gęsia Szyja	*Diplopora annulata* var. *dolomitica*, *Diplopora universalis*, *Physoporella dinarica*, *Teutloporella* sp., *Macroporella* sp.
		dolny	cienko- i średnioławicowe jasne dolomity (dololutyty) oraz ciemne dolomity z pseudomorfozami i bioklastami (tempestyty) przechodzące w cienkoławicowe dolomity i łupki dolomityczne z koloniami gąbek oraz średnioławicowe dolomity z pojedynczymi otwornicami	kompleks mikrobialitowy	90		stopniowa transgresja i pogłębianie zbiornika sedymentacyjnego, okresowe sztormy i wynurzenia	dolomity bryłowe z diploporami oraz wapienie mikrytowe i dolomity skrzemionkowane		
	anizyk	górny	dolomity ławicowe (przewarstwiające się szare doloarenity i ciemnoszare dololutyty), miejscami warstwowane przekątnie z intraklastami, z deformacjami i powierzchniami erozyjnymi (tempestyty) oraz doloarenity ze szczelinami synsedymentacyjnymi oraz dololutyty z pseudomorfozami po siarczanach	kompleks tempestytowy	140		płytkie, stopniowo spłycające się morze	dolomity ławicowe z przewarstwieniami wapieni, w części stropowej skrzemionkowane		*Dadocrinus* sp., *Rhynchonella decurtata*, *Physoporella* cf. *pauciforata*, *Physoporella pauciforata*, *Physoporella* cf. *prealpina*, *Physoporella* cf. *dissita*, *Silesiacrinus* cf. *silesiacus*; skamieniałości śladowe: *Planolites* isp., *Thalassinoides* isp., *Balanoglossites* isp.
		dolny	brekcja śródwarstwowa, dolomity ławicowe (głównie dololutyty), wapienie ławicowe (głównie kalakarenity) ze szczątkami muszli ślimaków i małży, liliowców (*Dadocrinus*) oraz szare wapienie z bioturbacjami (tzw. wapienie robaczkowe) oraz dolomity z pseudomorfozami po siarczanach; deformacje synsedymentacyjne	kompleks wapienny	80	rampa węglanowa	płytkie morze (szelf) o normalnym zasoleniu, epizody sztormowe, w okresach stagnacji dolomityzacja	dolomity bryłowe oraz dolomity mikrytowe i wapienie robaczkowe		

TAB. 18. Litologia i stratygrafia triasu środkowego domeny hronikum polskiej części Tatr

Chronostratygrafia		Litologia		Litostratygrafia		Maksymalna miąższość [m]	Geneza i środowisko sedymentacji (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcki, 2014)	Główne miejsca występowania	Wybrane skamieniałości (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973a, b, 1996; Gaździcki, Zawidzka, 1973; Bystrický, 1975; Mello i in., 1993; Fijałkowska, Uchman, 1993; Mariańska, Szyszkin 1996; Szulc i in., 2004b)
Trias górny	karnik	–		dolomit główny		–	–	–	–
Trias środkowy	ladyn	dolomity i wapienie masywne o cechach rafowych i biohermalnych (dolobiosparyty, dolointrasparyty, dolobiopelsparyty); w części spągowej występują szczątki gąbek, korali, małży i ślimaków, a także liliowce, amonity i struktury stromatolitowe; w części stropowej dominują diplopory		formacja dolomitów z Wetterstein		600	płytkie morze, dobrze natlenione, skolonizowane przez diplopory i sinice	Małe i Wielkie Koryciska, Siwiańskie Turnie	*Diplopora annulata*, *Teutloporella herculea*, *Teutloporella tenuis*, *Macroporella* sp., *Acicularia* sp.
	anizyk	wapienie mikrytowe miejscami bulaste, szare, w dolnej części zsylifikowane z konkrecjami krzemionkowymi, ze szczątkami gąbek, diplopor, liliowców oraz cienkoskorupowych małży	mułowce i margle z przewarstwieniami wapieni, z licznymi makro- i mikroskamieniałościami otwornic, małży, liliowców, jeżowców, a także diplopory, krasnorosty i megaspory	formacja wapieni z Reifling	warstwy z Partnach	50	zróżnicowane batymetrycznie środowisko morskie od głębokiego (wapienie z Reifling) do płytkiego, a nawet przybrzeżnego i lądowego (warstwy z Partnach) – rozpad platformy węglanowej, powstanie ryftowych obniżeń i wyniesionych bloków	Żleb Drwala, Wielkie Koryciska	formacja z Reifling: konodonty (*Gladigondolella tethydis*, *Paragondolella excelsa*, *Ozarkodinia tortilis*, *Neohindeodella triassica*, *Neospathodus tatricus*, *Parachirognathus* sp., *Cornudina neospathodides*, *Cornudina* sp.) warstwy z Partnach: głowonogi (*Semiornites lennanus*, *Dinarites* cf. *hoerichi*, *Arcestes* cf. *bramantei*, *Ptychites* cf. *opulentus*, *Ptychites* sp., *Flexoptychites* sp., *Nautilus tintoretti*, *Nautilus* cf. *salinarus*), małże (*Daonella lommeli*, *Daonella* cf. *taramelli*), jeżowce (*Cidaris dorsanta*, *Miocidaris* sp.), otwornice (*Trochammina almtalensis*, *Hemigordius chialinghiangensis*, *Turritella mesotriassica*, *Glomospirella shengi*, *Nodosaria ordinata*, *Pachyploides klebelsbergi*); pyłki roślin (*Ovallipolis*, *Lunatisporites*, *Tsugaepollenites*, *Stellapollenites thiergartii*); szczątki kostne płaza tarczogłowego *Tatrasuchus kulczyckii*
		dolomity masywne oraz bryłowe i ławicowe, szare i jasnoszare, ze szczątkami małżoraczków i glonów *Physoporella pauciforata* (Dasycladaceae)		formacja dolomitów z Ramsau		ok. 190	platforma węglanowa	Kryta Czuba, Tyrałowa Czuba	glony z rodziny Dasycladaceae (*Physoporella dissita*)
Trias dolny		–							

i zastępują je obocznie; znaleziona fauna – m.in. głowonogi, otwornice, a także palinomorfy m.in *Ovallipolis, Lunatisporites, Tsugaepollenites* oraz *Stellapollenites thiergartii*, pozwoliła skorelować je w polskiej części Tatr z anizykiem górnym (Gaździcki, Zawidzka, 1973; Fijałkowska, Uchman, 1993; Szulc i in., 2004b), podczas gdy ich odpowiedniki na Słowacji i w Alpach są datowane na ladyn (Donorfio i in., 1980; Mello i in., 1993; Gaździcka, Gaździcki, 2008);

– formacja dolomitów z Wetterstein – dolomity i wapienie masywne, nieuławicone, o cechach utworów rafowych, o jasnych barwach; powstały w płytkim morzu, a dolomityzacja nastąpiła na wczesnym etapie diagenezy (Germann, 1969; Kotański, 1985); dolomitom towarzyszą brekcje dolomityczne synsedymentacyjne. Na podstawie taksonów m.in. *Teutloporella herculata, T. tenuis, Macroporella sp., Acicularia sp.* (Kotański, 1967, 1973a) oraz palinomorf *Kuglerina meieri*, a także badań biostratygraficznych opartych na konodontach i amonitach (Zawidzka, 1972; Kotański, 1973b) określono pozycję stratygraficzną dolomitów z Wetterstein na ladyn.

2.2.3. Trias górny

Trias górny w Tatrach nie ma jednolitego wykształcenia litologicznego w poszczególnych sukcesjach – występuje tu szereg litofacji zarówno w profilu pionowym, jak i w następstwie obocznym. Ogólnie można je zgrupować w trzy domeny litofacjalne: silikoklastyczną, dolomitową i wapienną, z których ostatnia dominuje w retyku (fig. 41).

Tatrikum (sukcesja wierchowa). Trias górny w domenie tatrikum występuje jedynie w niektórych profilach autochtonicznej części sukcesji (Jaglarz, 2014).

Utwory skalne tzw. kajpru karpackiego, zaliczone do karniku i noryku, są reprezentowane przez różne facje w zależności od miejsca występowania. Ogólnie można wyróżnić trzy ich zespoły:

– mułowce i piaskowce – przeważnie czerwone i zielone mułowce z przewarstwieniami piaskowców, tworzących litosomy o soczew-

kowatym pokroju (Kotański, 1956b, 1959a, b; Jaglarz, 2014); odsłaniają się m.in. w Czerwonych Żlebkach pod Ciemniakiem (fig. 42F) oraz na południowych zboczach Bobrowca;
– dolomity z przewarstwieniami mułowców dolomitycznych – głównie szare dololutyty z przewarstwieniami zielonych i czarnych mułowców dolomitycznych, podrzędnie dolomity pochodzenia mikrobialnego i regolity (Jaglarz, 2014); występują m.in. w Rzędach pod Ciemniakiem;
– mieszany – współwystępowanie obu wyżej wymienionych zespołów litofacjalnych, z dominacją klastyków w dolnej i węglanów w górnej części profilu (Jaglarz, 2010); występuje m.in. w dolinie Smytniej.

Ponad utworami kajpru karpackiego występują osady zaliczone do najwyższego triasu, czyli do retyku, który jest reprezentowany przez dwa typy litofacjalne:
– silikoklastyczne utwory formacji z Tomanowej (znane również jako warstwy tomanowskie) – czarne łupkowate mułowce węgliste (fig. 42F) z przewarstwieniami piaskowców i zlepieńców o soczewkowatym pokroju i miąższości do 5 m (Michalík i in., 1988; Jaglarz, 2007), których wiek retycki jest udokumentowany przez oznaczenia makro- i mikroflory (Raciborski, 1891; Michalík i in., 1976, 1988; Fijałkowska, Uchman, 1993);
– wapienie organogeniczne i organodetrytyczne brunatnoszare z ooidami i onkoidami oraz z przewarstwieniami mułowców ciemnoszarych i piaskowców wapnistych (Gorek, 1958; Kotański, 1959a, b; Wójcik, 1959; Radwański, 1968); odsłaniają się na Wielkim Kopieńcu (Kopieniec Staroroboci ański – Radwański, 1968) w rejonie Doliny Chochołowskiej oraz w słowackiej części Tatr.

Fatrikum (sukcesja reglowa dolna). Trias górny w domenie fatrikum jest reprezentowany przez kajper karpacki, obejmujący dolną i środkową część tego oddziału, oraz formację fatrzańską, obejmującą jego część najwyższą.

Kajper karpacki to głównie mułowce pstre, łupkowate oraz podrzędnie piaskowce; w części spągowej, lokalnie, występują zlepieńce. W wyższej części jego profilu pojawiają się przewarstwienia dolomitów marglistych i dolomitów z czertami oraz pseudomorfozami po ewaporatach. Występują też nieliczne mikroskamieniałości. Rychliński (2008) na postawie badań mikrofacjalnych i sedymentologicznych wydzielił w obrębie utworów zaliczanych do kajpru karpackiego pięć kompleksów litofacjalnych, jednak bez określenia ich rangi litostratygraficznej (tab. 19). W osadach tych, na podstawie próbek z Czerwonej Przełęczy, oznaczono pyłki roślin iglastych z rodzajów *Ovalipolis* i *Corollina* oraz spory widłaków (*Aratrisporites*) i paproci (*Todisporites i Leschikisporis*) i stwierdzono występowanie poziomu palinostratygraficznego *Corollina meyeriana* (Fijałkowska, Uchman, 1993), datowanego na Niżu Polskim na najpóźniejszy karnik i noryk (fig. 30; Orłowska-Zwolińska, 1985; Marcinkiewicz i in., 2014). Zespół ten wykazuje wyraźne podobieństwa z mikroflorą znaną z Niżu Polskiego, jednak nie ma odpowiednika na obszarze alpejskim (Fijałkowska, Uchman, 1993).

Formacja fatrzańska to głównie wapienie organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapienie organodetrytyczne stalowoszare z przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych barwy ciemnoszarej. W obrębie formacji wydzielono pięć nieformalnych ogniw (tab. 20). Skały tej formacji są łatwo rozpoznawalne, tworzą charakterystyczny poziom przydatny do kartowania geologicznego i korelacji. Formacja na podstawie otwornic jest datowana na noryk–retyk (Gaździcki, 1983).

Na kontakcie triasu środkowego z górnym występują lokalnie zlepieńce, składające się przede wszystkim z okruchów dolomitów ladyńskich, powstałe z niszczenia skał podłoża po lokalnych wynurzeniach na przełomie ladynu i karniku (Kotański, 1963; Iwanow, 1965; Rychliński, 2008; Piotrowska, 2015).

Hronikum (sukcesja reglowa górna). W obrębie triasu górnego w domenie hronikum, w polskiej części Tatr, występują dwie główne jednostki litostratygraficzne: dolomit główny i formacja norowicka. Ponadto w profilu triasu górnego domeny hronikum, ale już tylko w słowackiej części Tatr, wydzielane są tzw. warstwy z Lunz (piaskowce i łupki), które oddzielają dolomit główny od dolomitu z Wetterstein.

Skały dolomitu głównego (Hauptdolomit zgodnie z nomenklaturą alpejską) to dolomity średnio- i gruboławicowe, wietrzejące na żółto, z przewarstwieniami mułowców i iłowców łupkowatych. Szczątki biotyczne są rzadkie, jednak wiekowo facje te korelują się z wyższym karnikiem i norykiem.

Najwyższą cześć triasu górnego stanowi **formacja norowicka** z bogatym inwentarzem fauny, datowana na najwyższy noryk i retyk (Michalík, 1978; Gaździcki, 1978a, b; Gaździcki, Michalík, 1980; Gaździcka, Gaździcki, 2008). Jest ona utworzona przez jasnoszare wapienie mikrytowe i organodetrytyczne, w obrębie których można wydzielić trzy ogniwa (tab. 21): wapienie dolne, ogniwo wapieni z Siwej Wody i ogniwo wapieni mojtińskich. Formacja spoczywa na utworach dolomitu głównego i jest przykryta wapieniami liliowcowymi jury dolnej. Lokalnie jest niekompletna – brak jej ciągłości z młodszymi utworami (Uchman, 1994). Górna granica formacji ma często charakter tektoniczny lub erozyjny (Gaździcka i in., 2009).

2.3. STRATYGRAFIA SEKWENCJI I CHEMOSTRATYGRAFIA

Anna Becker

W sukcesji wierchowej Tatr (tatrikum) w profilu Kominiarskiego Wierchu Jaglarz i Szulc (2003) wyznaczyli sekwencje depozycyjne oraz przeprowadzili wstępne badania stabilnych izotopów węgla i tlenu. Sekwencje depozycyjne: S1, S2, A1–A5, L1 i L2, skorelowano z analogicznymi sekwencjami z Północnych Alp Wapiennych (tab. 16). Sekwencje S1 i S2 obejmują dolnotriasową część sukcesji, a granicę między nimi stanowi brekcja powstała w wyniku meteorycznego rozpuszczania przewarstwień ewaporatowych w dolomitach. Sekwencje anizyjskie A1–A5 są zdefiniowane również tylko przez wskazanie ich granic, które tworzą odpowiednio: brekcje z rozpuszczania ewaporatów (spąg A1), horyzont ze strukturami tipi (spąg A2), strop zdolomityzowanego pakietu z pseudomorfozami po

TAB. 19. Podział litofacjalny kajpru karpackiego w domenie fatrikum (Rychliński, 2008)

Jednostka stratygraficzna	Kompleks litofacjalny	Litologia	Geneza i środowisko sedymentacji	Główne miejsca występowania
Formacja fatrzańska	warstwy podstawowe	dolomity i wapienie organodetrytyczne z przewarstwieniami łupków, ciemnoszare i czarne	–	–
Kajper karpacki	E – dolomity gruboławicowe z czertami	dolomity gruboławicowe jasnoszare wietrzejące na żółto z przewarstwieniami łupków oraz z czertami barwy czerwonej lub szarej	ingresje morskie – płytkie morze (strefa litoralna i sublitoralna) na pograniczu ze środowiskiem sebhy	Dolina Lejowa, Przełęcz w Grzybowcu, Czerwona Przełęcz, szlak z Kuźnic na Boczań
	D – łupki pstre i dolomity	łupki pstre z przewarstwieniami dolomitów szarych wietrzejących na żółto (dololutyty do 1 m miąższości) z żyłami kalcytu i pseudomorfozami po ewaporatach		
	C – piaskowce gruboławicowe i zlepieńce	piaskowce i zlepieńce polimiktyczne (z dominacją kwarcu) gruboławicowe, laminowane (substancja organiczna)	sedymentacja klastyków głównie przez rzeki meandrujące i okresowe powodzie	
	B – łupki pstre z piaskowcami	łupki czerwone i pstre z okruchami dolomitów i z przewarstwieniami piaskowców		
	A – zlepieńce dolomitowe	zlepieńce barwy czerwonej z ziarnami dolomitów, czertów i kwarcu, lokalnie o warstwowaniu przekątnym, nadbudowane czerwonymi łupkami	wynurzenie i erozja platformy węglanowej, powstanie zlepieńców	
Ladyn	–	dolomity ławicowe i dolomity z rogowcami	–	–

TAB. 20. Formacja fatrzańska: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki i in., 1979; Gaździcki, 2014)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia		Miąższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia
				dolna	górna						
Fatranské súrvrstvie / Michalík (1976); Michalík i in. (1978); Gaździcki i in., (1979)	formacja fatrzańska / Stur (1860, 1868); Stache (1868); Goetel (1916, 1917); Gaździcki (1974); Bystrický (1975)	różnorodne wapienie organogeniczne z koralami, ramienionogami i małżami oraz wapienie organodetrytyczne (greinston-wakston-pakston bioklastyczny)	Dedošova Dolina (Wielka Fatra, Słowacja) / Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	dolomit górny (grupa kajper karpacki)	ogniwo klastyki podstawowe (formacja z Kopieńca)	warstwy przejściowe	wapienie organodetrytyczne (pakston liliowcowo-małżowy) wapienie oolitowe (greinston ooidowy) ze sferulami oraz wapienie piaszczyste z ziarnami detrytycznego kwarcu	20–115	Wielka Fatra, Wielka Furkaska (Tatry Zachodnie)	glony: *Acicularia*, *Girvanella*, *Halicoryne;* otwornice: *Glomospira, Glomospirella, Involutina, Nodosaria;* małże: *Placunopsis alpina, Modiolus minutus*	retyk
						biostroma górna	wapienie organogeniczne i organodetrytyczne ciemnoszare (podobne do biostromy dolnej) oraz wapienie organodetrytyczne (wakston-pakston) ze szczątkami liliowców			glony: *Halicoryne carpatica;* otwornice: *Aulotortus friedli*, *Triasina hantkeni*; ramienionogi: *Rhaetina*, *Zugmayerella*, *Austrirhynchia;* korale: *Rhaetiophylia paraclathrata*	
						interwał jałowy	dolomity i wapienie dolomityczne z przeławiceniami wapieni organodetrytycznych (wakston glonowo-otwornicowy)			glony: *Codiaceae, Acicularia placklesia, Selenopora;* otwornice: *Glomospira , Glomospirella, Involutina, Nodosaria*	
						biostroma dolna	wapienie organogeniczne i organodetrytyczne (greinston-pakston koralowcowo-małżowo-ramienionogowy) ciemnoszare			koralowce: *Rhaetiophylia clathrata;* ramienionogi: *Rhaetina gregaria;* małże: *Conchodon infraliassicus, Rhaetimogalodon, Chlamys*; otwornice z rodzaju *Glomospira*	
						warstwy podstawowe	dolomity jasnoszare oraz wapienie organodetrytyczne (wakston-pakston otwornicowo-małżoraczkowy) ciemnoszare z przewarstwieniami łupków ciemnoszarych			otwornice: *Glomospirella friedli, G. parallela, Involutina communis, I. gaschei, I.* sp., *Trocholina* sp., *Agathammina austroalpina;* małże: *Placunpolis alpina, Rhaetavicula contorta;* spory roślin	

TAB. 21. Formacja norowicka: podział litologiczny i podstawowe cechy (wg: Gaździcki, Michalík, 1980; Wagner, 2008; Gaździcki, 2014, zmieniono)

Nazwa / kreator	Synonim / historia badań	Definicja	Stratotyp / hipostratotyp	Granica		Dalszy podział – litologia		Miąższość [m]	Typowy obszar	Wybrane skamieniałości	Chrono-stratygrafia
				dolna	górna						
Norovica súrvrstvie (formacja norowicka) / Gaździcki, Michalík, (1980)	retyckie szare wapienie/ Mahel (1964); szare wapienie hronikum / Michalík (1977)	wapienie mikrytowe jasnoszare oraz wapienie organodetrytyczne (greinston-pakston bioklastyczny)	północny stok góry Noravia (Góry Strażowskie, Słowacja) / Siwiańskie Turnie w Dolinie Chochołowskiej (hipostratotyp)	dolomit główny (Hauptdolomit w Alpach) – karnik–noryk	wapienie krynoidowe – hetang	ogniwo wapieni mojtińskich	greinstony-pakstony liliowcowo-ramienionogowo-koralowcowe z otwornicami, ooidami i intraklastami	10–60	Góra Norovica (Góry Strażowskie), Dolina Chochołowska (Tatry Zachodnie)	otwornice: Involutinidae *(Triasina hantkeni, Aulotortus communis, A. sinuosus, A. tenuis, A. tumidus, Auloconus permodiscoides);* korale: *Phacelostyllophylum robustum, Chondrocoenia schafhautli, Retiophylia paraclathrata;* ramienionogi: *Rhaetina gregaria,* małże: *Rhaetavicula contorta, Pacunopsis alpina, Atreta intusstriata*	retyk
						ogniwo wapieni z Siwej Wody	wakstony z detrytusem liliowcowym i otwornicami			otwornice: *Glomospira, Glomospirella, Trochammina, Agathammina, Nodosaria*; glony: *Acuculella*; konodont: *Misikella posthernsteini*	
						wapienie dolne	madstony-wakstony bioklastyczne z pojedyńczymi otwornicami oraz nielicznymi pokruszonymi szczątkami małży i ślimaków			otwornice: *Glomospira,* pokruszone szczątki małży, ślimaków i małżoraczków	górny noryk (sewat)

siarczanach (spąg A3 i A5) oraz horyzont ze strukturami krasowymi (spąg A4). Sukcesję tworzą różnorodnie wykształcone wapienie i dolomity. Sekwencje ladyńskie L1 i L2 są wykształcone podobnie jak sekwencja A5 – laminowane wapienie przechodzą w wapienie gruboziarniste i ostatecznie w dolomity z synsedymentacyjnymi szczelinami, których strop tworzy granicę sekwencji. Szczególnie wyraźny sygnał izotopowy jest związany z krasem wykształconym w spągu sekwencji A4. Obserwuje się tutaj spadek zarówno $\delta^{13}C$, jak i $\delta^{18}O$. Podobną tendencję, chociaż nie tak wyraźną, Jaglarz i Szulc (2003) zaobserwowali również na pograniczu sekwencji S2 i A1. Wnioski ze wstępnych badań izotopowych z profilu Kominiarskiego Wierchu pokrywają się z wynikami podobnych badań przeprowadzonych przez Szulca (2000) na Dolnym Śląsku (patrz fig. 27).

2.4. HISTORIA SEDYMENTACJI I PALEOGEOGRAFII

Ryszard Zabielski

2.4.1. Trias dolny

Tatrikum i fatrikum. Kompleksy litologiczne I i II wykształcone jako piaskowce i zlepieńce były deponowane w rzekach roztokowych rozwiniętych na obszarze pedypleny (np. Mišik, Jablonský, 2000). Wcześniej, Roniewicz (1959) uważał, że sedymentacja klastycznych osadów dolnego werfenu (seisu) w Tatrach odbywała się w zbiorniku wodnym najprawdopodobniej typu płytkiego morza. Wyższa część sukcesji, z udziałem mułowców i iłowców łupkowatych (głównie kompleks litologiczny II), wskazuje na środowisko równi aluwialnej przechodzącej w laguny i estuaria (Dżułyński, Gradziński, 1960), w strefie o klimacie suchym i gorącym. Struktury sedymentacyjne oraz rozciągłość przestrzenna litofacji (np. zanik piaskowców, ku południowi; Vozárová, 2005) pozwalają przypuszczać, że dostawa materiału zachodziła z północy, z masywu windelicko-czeskiego (Andrusov, 1959; Dżułyński, Gradziński, 1960; Roniewicz, 1966, 1997a). Utwory węglanowe kompleksu III powstawały w środowisku morskim hipersalinarnym (Kotański, 1979; Kasiński, 1981), gdzie dochodziło do wytrącania się ewaporatów, które później, w trakcie procesów diagenetycznych, ulegały rozpuszczeniu, czego efektem było powstanie drobnych pustek w skale (stąd nazwa „dolomity komórkowe"). Spore zróżnicowanie środowiskowe charakteryzowało depozycję osadów warstw myoforiowych. Częste wynurzenia (czego wynikiem jest obecność struktur typu tipi) szybko lityfikowanych osadów prowadziło do ich krasowienia i powstawania brekcji kolapsyjnych, a także do szybkiej dedolomityzacji (Rychliński, Szulc, 2005; Jaglarz, 2012). Zróżnicowanie facjalne osadów wyższego oleneku domeny fatrikum wskazuje prawdopodobnie na urozmaiconą powierzchnię dna zbiornika sedymentacyjnego, wyraźnie zaznaczającą się w jurze i we wczesnej kredzie (Lefeld, 1999; Piotrowska, 2015).

2.4.2. Trias środkowy

Tatrikum. Utwory triasu środkowego tworzyły się jako rampa węglanowa, która była położona w północnej części karpackiego segmentu zachodniej Tetydy (Michalík, 1993, 1994). Wymiana wód z otwartym morzem była ograniczona (Jaglarz, Uchman, 2010;

Rychliński, Jaglarz, 2010). Dominowała spokojna sedymentacja niskoenergetyczna, umożliwiająca intensywną bioturbację, z okresowymi (incydentalnymi) epizodami sztormów subtropikalnych (Jaglarz, Szulc, 2003). Warunki takie sprzyjały rozwojowi dolomityzacji i tworzeniu się ewaporatów oraz ograniczały stopniowo rozwój organizmów. Powtarzające się wynurzenia w marginalnej części rampy prowadziły do powstawania brekcji kolapsyjnych, struktur typu tipi i krasowienia. Naprzemianległość osadów płytszego i głębszego środowiska morskiego jest efektem cyklicznej sedymentacji, związanej z eustatycznymi zmianami poziomu morza (Jaglarz, Szulc 2003; Jaglarz, 2007). Pod koniec ladynu nastąpiło wynurzenie rampy węglanowej, co wiązało się ze wzrostem akumulacji osadów silikoklastycznych.

Fatrikum. Osady tej części sukcesji reglowej dolnej powstały na rampie węglanowej (Szulc i in., 2004a; Rychliński, Szulc, 2005), usytuowanej na południe od rampy węglanowej domeny tatrikum. W płytkich strefach częste wynurzenia prowadziły do rozwoju procesów krasowych oraz struktur tipi i brekcji, a nawet gleb. Pierwotnie deponowane wapienie ziarniste ulegały dolomityzacji – miejscami w badaniach mikroskopowych widoczne są pierwotne składniki, takie jak: peloidy, ooidy, onkoidy, intraklasty i bioklasty. Ciemnoszare, a nawet czarne, wapienie stanowią osady głębszej strefy deponowane poniżej podstawy falowania. Zawierają one nieliczne skamieniałości śladowe (*Planolites, Thalassinoides, Rhizocorallium, Balanoglossites*; Rychliński, Uchman, 2010) oraz szczątki fauny – głównie w ławicach tempestytowych.

Hronikum. Współwystępowanie osadów głębszego morza, reprezentowanych przez formację wapieni z Reifling i warstwy z Partnach oraz płytkomorskich facji, reprezentowanych przez formację dolomitów z Wetterstein, wskazuje na zróżnicowaną topografię dna basenu. Obszar domeny hronikum pierwotnie był platformą węglanową, która w anizyku uległa tektonicznemu rozpadowi na szereg niewielkich bloków (Szulc i in., 2004b; Szulc, Gaździcki, 2014), co wpłynęło na zróżnicowanie sedymentacji w ladynie zarówno na powierzchni tych bloków, jak i między nimi. Ruchom tektonicznym towarzyszył wulkanizm, czego dowodzą występujące przewarstwienia zielonych tufitów, nazywanych w Alpach *pietra verde* (Koszowska i in., 2001). Należy nadmienić, że niektórzy badacze postulowali przynależność formacji dolomitów z Wetterstein do trzeciej (najwyższej) płaszczowiny reglowej (płaszczowiny strażowskiej; m.in. Kotański, 1974, 1985; Iwanow, Wieczorek, 1987). Koncepcja ta spotkała się z krytyką (Michalík, Gaździcki, 1980; Gaździcki, Michalík, 1985; Mahel, 1986) i ostatecznie w literaturze przeważyła interpretacja przyjmująca pochodzenie wymienionych wyżej jednostek litofacjalnych ze zróżnicowanego batymetrycznie obszaru hronikum (Nemčok, 1993; Nemčok i in., 1994).

2.4.3. Trias górny

Tatrikum. Facje klastyczne kajpru karpackiego były deponowane w systemie fluwialnym, podczas gdy facje węglanowe powstawały w środowisku płytkiego morza i w przybrzeżnych mokradłach. Pseudomorfozy po ewaporatach oraz brak skamieniałości wskazują na podwyższone zasolenie i wczesnodiagenetyczną dolomityzację (Jaglarz, 2010, 2014).

Do takiej zmienności litofacjalnej przyczyniała się również tektonika i zmiany klimatyczne. Utwory kajpru karpackiego osadzały się w obniżeniach morfologicznych o założeniach tektonicznych. Występowanie oboczne facji płytkomorskich i lądowych prawdopodobnie wynikało z blokowych ruchów tektonicznych w dnie zbiornika sedymentacyjnego, będących efektem pękania skorupy ziemskiej i tworzenia się strefy ryftowej na północ od domeny tatrikum (Michalík, 1993, 1994; Jaglarz, 2010). Osady węglanowe powstawały w klimacie stosunkowo wilgotnym, natomiast czerwonej barwy klastyki – w klimacie suchym lub półsuchym.

Utwory formacji z Tomanowej, wcześniej uważane za płytkomorskie (Radwański, 1968), obecnie uznawane są za osady rzeczne deponowane w czasie powodzi w okresach wilgotnych (Michalík i in., 1976, 1988). Piaskowce powstały w korytach rzek, a mułowce na równi zalewowej. Nie wykluczone są okresowe oddziaływania pływów morskich (Jaglarz, Warchoł, 2009). Obecność konkrecji żelazistych (pierwotnie syderytowych) świadczy o warunkach redukcyjnych, wysokim zakwaszeniu i obecności materii organicznej (Nejbert, Jurewicz, 2004; Lintnerová i in., 2011), co prawdopodobnie ma związek z procesem powstawania gleb (Mader, 1992).

Utwory formacji z Tomanowej powstawały w śródlądowych depresjach morfologicznych o założeniach tektonicznych (powstawanie strefy ryftowej penninikum; Michalík, 1993, 1994; Feist-Burkhardt i in., 2008), stanowiących lokalne, wilgotniejsze obszary w strefie klimatu ciepłego i półsuchego (Michalík i in., 1976; Michalík, 1978, 1980), do których okresowo mogło docierać morze (Jaglarz, Warchoł, 2009).

Utwory węglanowe, nadbudowujące formację z Tomanowej, powstały w płytkim morzu na kontakcie ze strefą brzegową, skąd był dostarczany materiał terygeniczny (Jaglarz i in., 2014).

Fatrikum. Utwory kajpru karpackiego są interpretowane jako osady rzeczne: korytowe i pozakorytowe (Borza, 1959; Rychliński, 2008, 2014). Natomiast utwory formacji fatrzańskiej powstawały na platformie węglanowej w okresowo izolowanym basenie domeny fatrikum, w środowisku morskim o normalnym zasoleniu (Michalík, Gaździcki, 1983; Michalík i in., 2007, 2013; Gaździcki, 2014). Dokumentują one globalny kryzys biotyczny u schyłku triasu, przede wszystkim w ekosystemie morskim. Jego przyczyny prawdopodobnie wiązały się z dużymi zmianami klimatycznymi, wahaniami poziomu mórz, aktywnością wulkaniczną lub upadkiem ciała kosmicznego (Gaździcki, 2014).

Hronikum. Dość jednolita facjalnie depozycja dolomitu głównego odbywała się w płytkomorskim, lagunowym środowisku, w warunkach sukcesywnie obniżającego się poziomu wód oceanu światowego (Gaździcka, Gaździcki, 2008). Utwory formacji norowickiej powstawały na platformie węglanowej w strefach międzypływowej i niżejpływowej i są zbliżone facjalnie do równowiekowych wapieni z Dachstein w Północnych Alpach Wapiennych (Gaździcki, 2014).

Podziękowania. *Autorzy składają podziękowania Pani dr Alinie Chrząstek z Instytutu Nauk Geologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego za pomoc i konsultacje dotyczące utworów wapienia muszlowego w synklinorium północnosudeckim. Autorzy dziękują również Panu prof. dr. hab. Jerzemu Nawrockiemu (PIG-PIB) za konsultacje dotyczące magnetostratygrafii triasu.*

Literatura

Aleksandrowski P., 2017. Struktury mezozoiczne (staroalpejskie). *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 42. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Andrusov D., 1959. Geológia československých Karpát. Teil 2. Vydavateľstvo SAV, Bratislava.

Assmann P., 1913. Beitrag zur Kenntnis der Stratigraphie des oberschlesischen Muschelkalks. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 34: 658–671.

Assmann P., 1933. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias. Teil 1: Der Buntsandstein. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 53: 731–757.

Assmann P., 1944. Die Stratigraphie der oberschlesischen Trias, Teil 2: Der Muschelkalk. Abhandlungen des Reichsamts für Bodenforschung, 208: 1–125.

Bac M., Grochcka K., 1965. Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 331–354.

Bachmann G.H., Kozur H.W., 2004. The Germanic Triassic: correlations with the international chronostratigraphic scale, numerical ages and Milankovitch cyclicity. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B26: 17–62.

Bachmann G.H., Geluk M.C., Warrington G., Becker-Roman A., Beutler G., Hagdorn H., Hounslow M.W., Nitsch E., Röhling H.-G., Simon T., Szulc A., 2010. Triassic. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 149–173. EAGE Publications b.v., Houten.

Backhaus E., Hagdorn H., Heunisch C., Schulz E., 2013. Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 151–164.

Barczuk A., 1979. Studium petrograficzne utworów pstrego piaskowca w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Archiwum Mineralogiczne, 35: 88–146.

Becker A., 2005. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 21.

Literatura

Becker A., 2014a. Muszloraczkowa stratygrafia pogranicza permu i triasu – rzeczywistość czy mit. Przegląd Geologiczny, 62: 184–189.

Becker A., 2014b. Facje i cykliczność sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 155–164.

Becker A., 2015a. Ambiguities in conchostracan biostratigraphy: a case study of the Permian–Triassic boundary. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 697–701.

Becker A., 2015b. Trias. Stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 146: 93–95.

Becker A., 2015c. Trias. Stratygrafia, wykształcenie litologiczne i zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytut Geologicznego, 145: 106–108.

Becker A., 2019. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji pstrego piaskowca. Wykształcenie litologiczne, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji kajpru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 157: 139–140, 142.

Becker A., 2021. Litologia i stratygrafia pstrego piaskowca i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 161: 116–121.

Becker A., 2023. Litologia, stratygrafia i zarys przebiegu sedymentacji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 154–160.

Becker A., 2024. Cyclicity of the Lower Buntsandstein in the eastern part of the Central European Basin: implications for Early Triassic palaeogeography and for geochronological calibration. Journal of Palaeogeography, 13: 252–292.

Becker A., Nawrocki J., 2007. Buntsandstein. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 7–16.

Becker A., Nawrocki J., 2014. Magnetostratigraphy of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Gorzów Wielkopolski IG 1 borehole, eastern German Basin in Poland: evidence of substantial diachronism of palynostratigraphic macrospore zones. Geological Quarterly, 58: 369–378.

Becker A., Szulc J., 2017. Trias 1:5 000 000. *W*: Atlas geologiczny Polski (red. J. Nawrocki, A. Becker): 70–71. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Becker A., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., 2007. STOP. V. 3. Wióry – road cut. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77–81.

Becker A., Kuleta M., Narkiewicz K., Pieńkowski G., Szulc J., 2008. Trias. *W*: Tabela stratygraficzna Polski (red. R. Wagner). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Becker A., Fijałkowska-Mader A., Nawrocki J., Sobień K., 2020a. Integrated palynostratigraphy and magnetostratigraphy of the Middle and Upper Buntsandstein in NE Poland – an approach to correlating Lower Triassic regional isochronous horizons. Geological Quarterly, 64: 460–479.

Becker A., Fijałkowska-Mader A., Jasionowski M., 2020b. Marine *vs*. terrestrial environments during Early Triassic deposition on the north-eastern margin of the Central European Basin – a multidisciplinary study on the Middle Buntsandstein of the Bartoszyce IG 1 borehole, NE Poland. Geological Quarterly, 64: 1023–1047.

Bełka Z., Gaździcki A., 1976. Anisian foraminifers from the High-Tatric Series of the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 26: 429–437.

Beutler G., Szulc J., 1999. Die paläogeographische Entwicklung des Germanischen Beckens in der Trias und die Verbindung zur Tethys. *W*: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde): 71–80. Pfeil, München.

Bieńko K., Mader A., Trela W., 2023. Carbon isotope record and palynostratigraphy of the Lower/Middle Triassic boundary in the Holy Cross Mountains (Poland, southern Germanic Basin). *W*: 36 IAS Meeting of Sedimentologists.

Bilan W., 1976. Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Zeszyty Naukowe AGH, Geologia, 2: 4–73.

Bilan W., 1988. The epicontinental Triassic charophytes of Poland. Acta Palaeobotanica, 28: 63–161.

Błazińska J., Bossowski A., 1979. Wgłębna budowa geologiczna środkowej i zachodniej części synklinorium północnosudeckiego w świetle nowych danych. Kwartalnik Geologiczny, 23: 309–322.

Bodzioch A., 1984. Uwagi o paleoekologii fauny wapienia muszlowego NE obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 32: 400–404.

Bodzioch A., 1993. Sponges from the Epiconental Triassic of Europe. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2: 236–244.

Bodzioch A., 1997. Formacja karchowicka: definicja i stratygrafia. Geologos, 2: 165–199.

Bodzioch A., Kowal-Linka M., 2012. Unraveling the origin of the Late Triassic multitaxic bone accumulation at Krasiejów (S Poland) by diagenetic analysis. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 346–347: 25–36.

Borza K., 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoiku Belanských Tatier a masívu Širokej. Geologický Sborník, 10: 133–170.

Brański P., 2014. Climatic disaster at the Triassic-Jurassic boundary – a clay minerals and major elements record from the Polish Basin. Geological Quarterly, 58: 291–310.

Brański P., Mikulski S.Z., 2016. Rare earth elements distribution in fine-grained deposits from the uppermost Triassic and Lower Jurassic of the Polish Basin: provenance and weathering in the source area. Geological Quarterly, 60: 441–450.

Bujok A., Sadlok G., Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., 2008. Stop 4 – Baranów, Lower Triassic, Upper Spathian. *W*: The Second International Congress of Ichnology, The Pre-Congress and post-Congress Field Trip Guide Book: 54–59.

Bystricky J., 1967. O veku "chočských dolomitov". Časopis pro Mineralogii a Geologii (Praha), 12: 247–256.

Bystrycký J., 1975. The Kössen beds un the West Carpathians and the problem of their staratigraphical division. Geologica Carpathica, 26: 177–197.

Chrząstek A., 1995a. Osady retu w Czaplach (niecka północnosudecka). Acta Universitatis Wratislavensis, 1767, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 48: 43–49.

Chrząstek A., 1995b. Wapień muszlowy w Jerzmanicach Zdroju. Acta Universitatis Wratislaviensis, 1607, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 44: 61–79.

Chrząstek A., 2002. Stratygrafia i warunki sedymentacji retu oraz dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2383, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 73.

Chrząstek A., 2004a. Twarde dno w dolnym wapieniu muszlowym w Raciborowicach Górnych (niecka północnosudecka). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 16–17.

Chrząstek A., 2004b. Raciborowice Górne – Dolny wapień muszlowy. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias), Osiecznica (miocen). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 112–113.

Chrząstek A., 2007. Ichnoasocjacje dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W*: 20 Konferencja Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 43–45.

Chrząstek A., 2008a. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of the North-Sudetic Basin (SW Poland). *W*: The Second International Congress on Ichnology, Abstract Book and the Intra-Congress Field Trip Book: 27.

Chrząstek A., 2008b. Vertebrate remains from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North-Sudetic Basin, SW Poland). Geological Quarterly, 52: 225–237.

Chrząstek A., 2013. Trace fossils from the Lower Muschelkalk of Raciborowice Górne (North Sudetic Synclinorium, SW Poland) and their palaeoenvironmental interpretation. Acta Geologica Polonica, 63: 315–353.

Chrząstek A., Niedźwiedzki G., 1998. Kręgowce retu i dolnego wapienia muszlowego na Śląsku. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2004, Prace Geologiczo-Mineralogicze, 64: 69–81.

Chrząstek A., Wojewoda J., 2011. Mezozoik południowo-zachodniej Polski (synklinorium północnosudeckie). *W*: Materiały 81 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 1–10.

Chrząstek A., Kosarewicz U., Raczyński P., 2004. Cechsztyn i trias w niecce północnosudeckiej. Wycieczka – B, niecka północnosudecka (Nowy Kościół, Leszczyna – perm, Raciborowice – trias, Osiecznica – miocen). *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 108–112.

Cross T.A., Lessenger M.A., 1998. Sediment volume partitioning: rationale, stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 8: 171–195.

Cymerman Z., 2023. Baseny sudeckie internidów waryscyjskich. Basen śródsudecki. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 45–46.

Czapowski G., Gąsiewicz A., 1995. Granica perm–trias w profilu geochemicznym (otwór M-25 Kosiarz) utworów przejściowych (kontynentalno-morskich) w SW Polsce. CAG, Warszawa [nr inw. 1496/95].

Czapowski G., Romanek A., 1986. Litostratygrafia i środowisko sedymentacji osadów górnego triasu w rejonie Chmielnika (południowe obrzeżenie mezozoiczne Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 34: 635–643.

Czapowski G., Tomassi-Morawiec H., 2016. Baseny solne triasu na obszarze Polski. Przegląd Solny, 12: 51–55.

Czapowski G., Fijałkowska A., Gąsiewicz A., Krystkiewicz E., Langier-Kuźniarowa A., Nawrocki J., 1995. Wyniki kompleksowych badań utworów pogranicza permu i triasu w południowo-zachodniej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 31–33.

Czepiński Ł., Pawlak W., Rytel A., Tałanda M., Szczygielski T., Sulej T., 2023. A new Middle Triassic vertebrate assemblage from Miedary (southern Poland). Journal of Vertebrate Paleontology, 43, e2265445.

Dadlez R., 1968. Lias i retyk na Mazurach. Kwartalnik Geologiczny, 12: 561–577.

Dadlez R., 1974. Retyk. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 14: 36–37.

Dadlez R., 2006. The Polish Basin – relationship between the crystalline, consolidated and sedimentary crust. Geological Quarterly, 50: 43–58.

Dadlez R., Franczyk M., 1979. Retyk i lias. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 44–57.

Dadlez R., Kopik J., 1963. Problem retyku w zachodniej Polsce na tle profilu w Książu Wielkopolskim. Kwartalnik Geologiczny, 10: 131–157.

Dadlez R., Dayczak-Calikowska K., Dembowska J., Jaskowiak-Schoeneichowa M., Marek S., Szyperko-Śliwczyńska A., Wagner R., 1976. Pokrywa permsko-mezozoiczna w zachodniej części syneklizy perybałtyckiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 270: 143–163.

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

Literatura

Dadlez R., Marek S., Pokorski J. (red.), 1998. Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Deczkowski Z., 1977. Budowa geologiczna pokrywy permsko-mezozoicznej i jej podłoża we wschodniej części monokliny przedsudeckiej (obszar kaliskо-częstochowski). Prace Instytutu Geologicznego, 82: 1–63.

Deczkowski Z., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997. Trias górny. Noryk i retyk. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 174–194.

Don J., Jerzykiewicz T., Teisseyre A.K., Wojciechowska I., 1981. Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Sudetów 1:25 000, ark. Lubawka. Wydaw. Geol., Warszawa.

Donorfio D.A., Heissel G., Mostler H., 1980. Beiträge zur Kenntnis der Partnachschichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 71: 55–94.

Durkowski K., 2022. Record of earthquakes phenomena in a Lower-Middle Triassic sedimentary basin (North Sudetic Synclinorium – Lower Silesia, SW Poland). Geological Quarterly, 66, 38.

Durkowski K., Sokalski D., 2016. Stratygrafia cechsztynu i pstrego piaskowca synklinorium północnosudeckiego w świetle badań wiertniczych. *W*: 3 Polski Kongres Geologiczny, Tom kongresowy: 70–73.

Durkowski K., Sokalski D., Durkowska A., 2017. Przystropowa seria klastyczna pstrego piaskowca dolnego i środkowego jako zapis transgresji morskiej z zachowaniem ciągłości sedymentacji we wczesnym triasie synkliny grodzieckiej, Sudety. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 469: 129–154.

Durkowski K., Mastalerz K., Fijałkowska-Mader A., 2024. Integrated characterization of the Röt deposits of the Bolesławiec Syncline (SW Poland): stratigraphic and tectonic constraints of geological record. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 94: 83–110.

Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1978. Charakterystyka spektrum sporowo-pyłkowego z pogranicza permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. *W*: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions, Part 2: 81–106.

Dybova-Jachowicz S., Laszko D., 1980. Spektrum sporowo-pyłkowe osadów z pogranicza permu i triasu w synklinie piekoszowskiej, Góry Świętokrzyskie. Kwartalnik Geologiczny, 24: 611–641.

Dyjaczyński K., 1970. Karta otworu wiertniczego Przewóz 1. Arch. PGNiG, Oddział Zielona Góra.

Dzik J., Sulej T., 2007. A review of the early Late Triassic Krasiejów biota from Silesia, Poland. Palaeontologia Polonica, 64: 3–27.

Dzik J., Sulej T., Kaim A., Niedźwiedzki R., 2000. Późnotriasowe cmentarzysko lądowych czworonogów w Krasiejowie na Śląsku Opolskim. Przegląd Geologiczny, 48: 226–235.

Dżułyński S., Gradziński A., 1960. Source of Lower Triassic clastics in the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Sérіe des Sciences Géologiques et Géographiques, 8: 45–48.

Feist-Burkhardt S., Götz A.E., Szulc J., Borkhataria R., Geluk M., Haas J., Hornung J., Jordan P., Kempf O., Michalik J., Nawrocki J., Reinhardt L., Ricken W., Röhling H.G., Rüffer T., Török Á., Zühlke R., 2008. Triassic. *W*: The Geology of Central Europe (red. T. McCann): 749–822. The Geological Society, London.

Fejdiová O., 1980. Lužnianske survstvie – formálna spodnetriasová litostratigrafická jednostka. Geologické Práce, Správy, 74: 95–101.

Feldman-Olszewska A. (red.), 2008. Brześć Kujawski IG 1, IG 2, IG 3. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 125.

Feldman-Olszewska A., 2014a. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna utworów dolnego i środkowego pstrego piaskowca oraz stratygrafia sekwencji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 141–154.

Feldman-Olszewska A., 2014b. Charakterystyka litologiczno-stratygraficzna i sedymentologiczna utworów kajpru oraz stratygrafia sekwencji. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 186–190.

Feldman-Olszewska A. (red.), 2014c. Gorzów Wielkopolski IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141.

Feldman-Olszewska A., Adamczak-Biały T., Becker A., 2012. Charakterystyka poziomów zbiornikowych i uszczelniających formacji jury i triasu północnego Mazowsza pod kątem geologicznego składowania CO_2 na podstawie danych z głębokich otworów wiertniczych. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 448: 27–46.

Fijałkowska A., 1989. Nowe dane do palinostratygrafii osadów górnego triasu w NW części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 38: 252–256.

Fijałkowska A., 1992a. Palynostratigraphy of the Keuper and Rhaetic in NW margin of the Holy Cross Mts. Geological Quarterly, 36: 199–220.

Fijałkowska A., 1992b. Palinostratygrafia osadów cechsztynu i dolnego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 40: 468–473.

Fijałkowska A., 1994a. Palynostratigraphy of the Lower and Middle Buntsandstein in NW part of the Holy Cross Mts., Poland. Geological Quarterly, 38: 59–96.

Fijałkowska A., 1994b. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mts. Documenta Naturae, 87.

Fijałkowska A., 2006a. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 59–62.

Fijałkowska A., 2006b. Badania palinostratygraficzne permu, triasu i jury. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 63–65.

Fijałkowska A., Kuleta M., 1994. Environmental changes at the Permian/Triassic boundary in southern Poland. *W*: International Symposium on Permian stratigraphy, environments and resources, Abstracts: 9.

Fijałkowska A., Trzepierczyńska A., 1990. Palinostratygrafia osadów górnego permu i triasu w profilu Radwanów IG 1. Geological Quarterly, 34: 647–676.

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

Fijałkowska-Mader A., 1999. Palynostratigraphy, palaeoecology and palaeoclimatology of the Triassic in South-Eastern Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, T. I: 601–627.

Fijałkowska-Mader A., 2013. Palinostratygrafia, paleoekologia i paleoklimat późnego permu i triasu niecki Nidy. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 454: 15–70.

Fijałkowska-Mader A., 2015. A record of climatic changes in the Triassic palynological spectra from Poland. Geological Quarterly, 59: 615–653.

Fijałkowska-Mader A., 2018a. Wstęp. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 7–9.

Fijałkowska-Mader A., 2018b. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121–132.

Fijałkowska-Mader A., 2021. Wyniki badań palinologicznych. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 73–80.

Fijałkowska-Mader A., Wawrzyniak Z., 2019. The Early Triassic plant assemblage from Pałęgi (Holy Cross Mts., Poland). *W*: 20th Czech-Polish-Slovak Palaeontological Conference: 22.

Fijałkowska-Mader A., Kuleta M., Zbroja S., 2015a. Litostratygrafia, palinofacje i środowiska sedymentacji utworów triasu w północnej części niecki Nidy. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 462: 83–124.

Fijałkowska-Mader A., Heunisch C., Szulc J., 2015b. Palynostratigraphy and palynofacies of the Upper Silesian Keuper (southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 637–661.

Fijałkowska-Mader A., Durkowski D., Sokalski A., 2018. Palynological and lithofacial implications for Zechstein stratigraphy in the marginal part of the North-Sudetic Synclinorium (Lower Silesia, southwestern Poland). Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 169: 495–515.

Fijałkowska-Mader A., Jewuła K., Bodor E., 2021. Record of the Carnian Pluvial Episode in the Polish microflora. Palaeoworld, 30: 106–125.

Filonowicz P., 1979. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Skarżysko-Kamienna (779) 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Filonowicz P., Lindner L., 1987. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814). Wydaw. Geol., Warszawa.

Franczyk M., 1983. Retyk i jura dolna. Prace Instytutu Geologicznego, 103: 124–138.

Franczyk M., 1987. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 102–108.

Franz M., 2008. Litho- und Leitflächenstratigraphie, Chronostratigraphie, Zyklo- und Sequenzstratigraphie des Keupers im östlichen Zentraleuropäischen Becken (Deutschland, Polen) und Dänischen Becken (Dänmark, Schweden). Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Naturwissenschaftliches Fakultät III, Institut für Geowissenschaften, https://sundoc.bibliothek.uni-halle.de/diss-online/08/09H048/t1.pdf [rozpr. doktor.].

Franz M., Becker A., Szulc J., 2021. Die Trias im östlichen Germanischen Becken: Polen und Baltikum. *W*: Trias. Aubruch in das Erdmittelalter 1 (red. N. Hauschke i in.): 121–137. Pfeil, München.

Fuglewicz R., 1973. Megaspores of Polish Buntersandstein and their stratigraphical significance. Acta Palaeontologica Polonica, 18: 401–451.

Fuglewicz R., 1977. Stratygrafia pstrego piaskowca na południowo-zachodnim brzegu monokliny przedsudeckiej. Acta Geologica Polonica, 27: 471–479.

Fuglewicz R., 1979a. Megaspores found in the earliest Triassic deposits of the Tatra Mountains. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 271–275.

Fuglewicz R., 1979b. Stratygrafia pstrego piaskowca w wierceniu Otyń IG-1 (monoklina przedsudecka). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 49: 277–286.

Fuglewicz R., 1980. Stratigraphy and palaeogeography of Lower Triassic in Poland on the basis of megaspores. Acta Geologica Polonica, 30: 417–470.

Fuglewicz R., Ptaszyński T., Rdzanek K., 1981. Tropy gadów w utworach pstrego piaskowca w okolicy Ostrowca Świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 29: 608–609.

Fuglewicz R., Rdzanek K., Ptaszyński T., 1990. Lower Triassic footprints from the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 35: 109–164.

Gajewska I., 1964. Ret, wapień muszlowy i kajper w zachodniej i środkowej części monokliny przedsudeckiej. Kwartalnik Geologiczny, 8: 598–608.

Gajewska I., 1971. Wapień muszlowy w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 15: 77–86.

Gajewska I., 1973. Charakterystyka osadów piaskowca trzcinowego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 17: 507–515.

Gajewska I., 1978. Stratygrafia i rozwój kajpru w północno-zachodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 87: 5–56.

Gajewska I., 1987. Wapień muszlowy i kajper. Prace Instytutu Geologicznego, 119: 93–102.

Literatura

Gajewska I., 1988. Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz paleotektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. Kwartalnik Geologiczny, 32: 73–82.

Gajewska I., Szyperko-Śliwczyńska A., 1979. Stratygrafia, litografia i paleogeografia. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 25–37.

Gajewska I., Senkowiczowa H., Sikorska-Jaworowska M., Jaworowski K., 1997a. Trias środkowy (wapień muszlowy–kajper dolny). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 133–150.

Gajewska I., Marcinkiewicz T., Maliszewska A., 1997b. Trias górny. Kajper. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 151–172.

Gałkiewicz T., Śliwiński S., 1985. Charakterystyka geologiczna śląsko-krakowskich złóż cynkowo-ołowiowych. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 53: 63–90.

Gaździcka E., Gaździcki A., 2008. Wybrane aspekty budowy geologicznej płaszczowiny choczańskiej w Tatrach Zachodnich. *W*: Materiały konferencyjne „Tatrzańskie Mapy Geologiczne": 129–140.

Gaździcka E., Bac-Moszaszwili M., Marciniec P., Zimnal Z., Wasiluk R., 2007. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1: 10 000. ark. Kiry. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Gaździcka E., Gaździcki A., Filipczak A., Uchman A., 2009. Płaszczowina reglowa górna (choczańska) między doliną Lejową a Doliną Chochołowska 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., 1978a. Najmłodsze konodonty z retyku reglowego Tatr. Przegląd Geologiczny, 26: 257–259.

Gaździcki A., 1978b. Conodonts of the genus *Misikella* Kozur and Mock, 1974 from the Rhaetian of the Tatra Mts. (West Carpathian). Acta Palaeontologica Polonica, 23: 341–350.

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

Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny križniańskiej (fatrikum). Skały węglanowe triasu górnego (retyk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 141–151. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Gaździcki A., Lefeld J., 1997. Seria wierchowa. Trias dolny (kampil) i trias środkowy. *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 46–48.

Gaździcki A., Lipiec M., 1995. Anizyjskie otwornice z jednostki Ogarle-Opalone serii wierchowej Tatr Polskich. Przegląd Geologiczny, 43: 385–387.

Gaździcki A., Michalík J., 1980. Uppermost Triassic Sequence of the Choč nappe (Hronic) in the West Carpathian of Slovakia and Poland. Acta Geologica Polonica, 30: 61–76.

Gaździcki A., Michalík 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.

Gaździcki A., Trammer J., Zawidzka K., 1975. Foraminifers from the Muschelkalk of southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 285–298.

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.

Gągol J., 1974. Charakterystyka geologiczna i surowcowa utworów retu na obszarze Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. CAG, Kielce [nr inw. 978].

Gągol J., 1976. Punkt IIIB-2 – Kamieniołom Tumlin-Gród – piaskowce tumlińskie. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 232–235.

Gągol J., 1981. Punkt V – Tumlin-Gród – kamieniołom piaskowca pstrego środkowego. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 111–114.

Gągol J., Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Stanowisko 2. Kamieniołom Tumlin-Gród koło Kielc. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 179–182.

Gąsiewicz A., Czapowski G., 1997. Geochemia utworów dolnego triasu z wybranych otworów wiertniczych na Niżu Polskim. CAG, Warszawa [nr inw. 2862/97].

Germann K., 1969. Reworked dolomite crust in the Wetterstein (Ladinian, Alpine Triassic) as indicator of early supratidal dolomitization and lithification. Sedimentology, 12: 257–277.

Głazek J., Romanek A., 1978. Jaworznia. *W*: Symposium on Central European Permian, Guide of Excursions. Cz. 2: 41–49.

Głuchowski, E., Salamon, M., 2005. The Lower Muschelkalk crinoids from Raciborowice, North-Sudetic Basin, SW Poland. Geological Quarterly, 49: 83–92.

Goetel W., 1916. Das Rhät und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft, Wien, 3/4: 167–194.

Goetel W., 1917. Die rhätische Stufe und der unterste Lias der subtatrischen Zone in der Tatra. Bulletin International de l'Académie des sciences de Cracovie. Classe des sciences mathématiques et naturelles. Série A, Sciences mathématiques: 1–222 + 6 Planches.

Gorek A., 1958. Geologické pomery skupiny Červených vrchov, Tomanovej a Tichej. Geologický Sbornik, 9: 203–241.

Grabowski J., 2023. Baseny tatrzańskie. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 71–72.

Gradziński R., 1986. Aeolian-dune and interdune deposits in the Bunsandstein of the Holy Cross Mts. *W*: 7th IAS European Regional Meeting, Excursion Guidebook: 103–112.

Gradziński R., 1992. Deep blowout depressions in the aeolian Tumlin Sandstone (Lower Triassic) of the Holy Cross Mountains, Central Poland. Sedimentary Geology, 81: 231–242.

Gradziński R., Uchman A., 1994. Trace fossils interdune deposits – an example from the Lower Triassic Aeolian Tumlin Sandstone, central Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 108: 121–138.

Gradziński R., Gągol J., Ślączka A., 1979. The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts., Central Poland): Lower Triassic deposits of eolian dunes and interdune areas. Acta Geologica Polonica, 29: 151–175.

Grodzicka-Szymanko W., 1978. Trias górny. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 105–111.

Grodzicka-Szymanko W., Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia górnego triasu NE części obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Kwartalnik Geologiczny, 16: 216–232.

Gruszka B., Zieliński T., 2008. Evidence for a very low-energy fluvial system: a case study from the dinosaur-bearing Upper Triassic rocks of Southern Poland. Geological Quarterly, 52: 239–252.

Gutowski J., Koyi H.A., 2007. Influence of oblique basement strike-slip faults on the Mesozoic evolution of the south-eastern segment of the Mid-Polish Trough. Basin Research, 19: 67–86.

Hagdorn H., 2007. Röt and Muschelkalk macrofaunas in Poland. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 17–26.

Hagdorn H., Głuchowski E., 1993. Palaeobiogeography and Stratigraphy of Muschelkalk Echinoderms (Crinoidea, Echinoidea) in Upper Silesia. *W*: Muschelkalk. Schöntaler Symposium 1991 (red. H. Hagdorn, A. Seilacher): 165–176. Goldschneck, Stuttgart.

Hakenberg M., 1974. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Inst. Geol., Warszawa.

Hakenberg M., 1980. Dependence of the thickness of Permian to Jurassic sediments in the Miechów Basin on major faults. Acta Geologica Polonica, 30: 471–483.

Hakenberg M., Świdrowska J., 1996. Rozwój paleogeograficzny niecki miechowskiej i jego strukturalne uwarunkowania w późnym triasie oraz wczesnej i środkowej jurze. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 77–92.

Hakenberg M., Złonkiewicz Z., 2021. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chęciny (850). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Heunisch C., 1999. Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. *W*: Trias – Eine ganz andere Welt (red. N. Hauschke, V. Wilde): 207–220. Pfeil, München.

Holub V., 1972. Permian of the Bohemian Massif. NATO Advanced Study Institutes Series, Series C, 22: 137–188.

Hounslow M.W., Muttoni G., 2010. The geomagnetic polarity timescale for the Triassic: Linkage to stage boundary definitions. Geological Society Special Publications, 334: 61–102.

Iwanow A., 1965. Budowa geologiczna jednostki reglowej Suchego Wierchu między Doliną Bystrej i Doliną Małej Łąki w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 15: 393–426.

Iwanow A., 1998. Paleogeografia późnego piaskowca pstrego, wapienia muszlowego, kajpru i retyku. Tablice 15–19, 22–26. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Iwanow A., 2012. Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna triasu górnego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 133: 57–75.

Iwanow A., Becker A., 2007. Trias środkowy i górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 122: 87–88.

Iwanow A., Kiersnowski H., 1998. Paleogeografia wczesnego i środkowego piaskowca pstrego. Tablice 11–13. *W*: Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce (red. R. Dadlez i in.). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Iwanow A., Wieczorek J., 1987. Problem najwyższych jednostek tektonicznych w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 30: 525–528.

Jach R., Rychliński T., Uchman A. (red.), 2014. Skały osadowe Tatr. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jaczynowski S., Jaczynowska W., 1963. Budowa geologiczna południowo-wschodnich zboczy Łysanek w reglach zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 445–465.

Jaglarz P., 2007. Ewolucja basenu Tatricum od późnego oleneku do noryku w Tatrach Polskich. ING Uniwersytet Jagielloński, Kraków [rozpr. doktor].

Jaglarz P., 2010. Facies and sedimentary environment of the carbonate-dominated Carpathian Keuper from the Tatricum domain: Results from the Dolina Smytnia valley (Tatra Mts, Southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 147–161.

Jaglarz P., 2012. Wieloetapowa dolomityzacja w sukcesji triasu dolnego i środkowego serii wierchowej (Tatry Zachodnie, Polska). Przegląd Geologiczny, 60: 284–293.

Jaglarz P., 2014. Skały klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnik–noryk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 58–64. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

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.

Literatura

Jaglarz P., Uchman A., 2010. A hypersaline ichnoassemblage from the Middle Triassic carbonate ramp of the Tatricum domain in the Tatra Mountains, Southern Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 292: 71–81.

Jaglarz P., Warchoł M., 2009. Facies and depositional environment of the Tomanová Formation (Tatra Mountains, Poland). *W*: 6th Annual Conference of SEPM-CES Sediment 2009: 129.

Jaglarz P., Gaździcki A., Michalik J., 2014. Skały węglanowe i klastyczne triasu górnego (retyk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 65–73. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Jasionowski M., Becker A., 2023. Mikrofacje i diageneza wapieni oolitowych najniższego triasu w profilu Gorzów Wielkopolski IG 1 (zachodnia Polska). Przegląd Geologiczny, 71: 292–297.

Jewuła K., Matysik M., Paszkowski M., Szulc J., 2019. The late Triassic development of playa, gilgai floodplain, and fluvial environments from Upper Silesia, southern Poland. Sedimentary Geology, 379: 25–45.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2020. The Permian–Triassic boundary in continental sedimentary succession at the SE margin of the Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Geological Magazine, 157: 1767–1780.

Jewuła K., Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2021. Sedimentary and pedogenic record of seasonal humidity during the Permian-Triassic transition on the SE margin of Central European Basin (Holy Cross Mountains, Poland). Palaegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 564, 110154.

Jewuła K., Fijałkowska-Mader, Trela W., Złonkiewicz Z., 2023. Paleogeografia, stratygrafia i środowiska depozycji. *W*: POKOS 8: 60–75.

Jewuła K., Trela W., Kędzior A., Fijałkowska-Mader A., Wasielka N., 2024. Facies architecture, pedogenesis and palynology of the Olenekian dryland setting – a sedimentary record of Early Triassic climate oscillations in the SE Germanic Basin. Sedimentary Geology, 472, 106754.

Jurkiewicz H., 1965. Profil Wiercenia z Bożej Woli. Przegląd Geologiczny, 13: 378–380.

Jurkiewicz H., 1972. Stratygrafia wyższego triasu z otworu Boża Wola IG-1 w świetle nowych materiałów dokumentacyjnych. Przegląd Geologiczny, 20: 280–282.

Jurkiewicz H. (red.), 1973. Węgrzynów IG1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 7.

Jurkiewicz H., 1974a. Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Nidziańskiej. Kwartalnik Geologiczny, 18: 90–108.

Jurkiewicz H. (red.), 1974b. Węgleszyn IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 19.

Jurkiewicz H. (red.), 1974c. Milianów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 21.

Jurkiewicz H., 1975. Budowa geologiczna podłoża mezozoiku centralnej części niecki miechowskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Ggeologicznego, 283: 5–100.

Jurkiewicz H. (red.), 1976a. Pągów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 33.

Jurkiewicz H. (red.), 1976b. Jaronowice IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 34.

Jurkiewicz H. (red.), 1980a. Potok Mały 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 51.

Jurkiewicz H. (red.), 1980b. Radwanów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 52.

Jurkiewicz H. (red.), 1988. Studzianna IG 2. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 64.

Jurkiewicz H. (red.), 1990. Włoszczowa IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 70.

Jurkiewicz H. (red.), 1991a. Książ Wielki IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 71.

Jurkiewicz H. (red.), 1991b. Biała Wielka IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 74.

Jurkiewicz H. (red.), 1993. Boża Wola IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 76.

Jurkiewicz H. (red.), 1994. Secemin IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 77.

Jurkiewicz H. (red.), 1995. Brzegi IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 80.

Jurkiewicz H. (red.), 1996. Jędrzejów IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 89.

Karaszewski W., 1962. Stratygrafia liasu w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Prace Instytutu Geologicznego, 30: 333–416.

Karaszewski W., 1976. *Chirotherium łuniewski* sp. nov. from Roethian sediments of the Holy Cross Mountains (Central Poland). Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 24: 23–25.

Käsbohrer F., Kuss J., 2021. Lower Triassic (Induan) stromatolites and oolites of the Bernburg Formation revisited – microfacies and palaeoenvironment of lacustrine carbonates in Central Germany. Facies, 67, 11.

Kasiński J.R., 1981. Dolomity komórkowe triasu wierchowego Tatr polskich. Przegląd Geologiczny, 29: 524–529.

Kędzierski J., 2002. Sequenzstratigraphie des Unteren Muschelkalk im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, B: Geologie, Paläontologie, Mineralogie, 16: 1–52.

Kędzierski J., 2004. Konodonty dolnego wapienia muszlowego niecki północnosudeckiej. *W*: 19 Konferencja Naukowa Paleobiologów i Biostratygrafów Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 35–37.

Kędzierski J., Szulc A., 1996. Anisian conodonts of the Lower Silesia and their significance for reconstruction of the Muschelkalk transgression in the eastern part of the Germanic Basin. *W*: 6th European Conodont Symposium, Abstracts: 28.

Kiersnowski H., 2023. Przystanek 2: Kamieniołom w Tumlinie. *W*: POKOS 8: 83–89.

Kiersnowski H., Fijałkowska-Mader A., Jewuła K., 2023. Pozycja litostratygraficzna dolnotriasowego ogniwa piaskowców z Tumlina – dziesiątki lat kontrowersji. *W*: POKOS 8: 116–117.

Kleczkowski A., 1953. Budowa geologiczna osłony triasowej Gór Świętokrzyskich w okolicach Suchedniowa. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 218.

Kłapciński J., 1959. Trias na północny-wschód od wału przedsudeckiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 28: 361–404.

Kłapciński J., 1993. Litostratygrafia profili głębokich otworów wiertniczych w regionie opolskim. Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 37.

Kopik J., 1970. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 56: 49–64.

Kostecka A., 1979. The Lower Muschelkalk carbonate rocks of the south-western margin of the Holy Cross Mountains (central Poland). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 48: 211–243.

Koszowska E., Szulc J., Wolska A., 2001. Middle Triassic tuffaceous intercalations within Reifling Beds of the Western Tatra Mts. Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 19: 88–90.

Kotański Z., 1956a. Kampil wierchowy w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 65–73.

Kotański Z., 1956b. O stratygrafii i paleogeografii kajpru wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 6: 273–286.

Kotański Z., 1959a. Stratigraphy, sedimentology and palaeogeography of the High-Tatric Triassic in the Tatra Mts. Acta Geologica Polonica, 9: 113–145.

Kotański Z., 1959b. Profile stratygraficzne serii wierchowej Tatr Polskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 139: 7–160.

Kotański Z., 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 11: 187–476.

Kotański Z., 1963. Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich. Acta Geologica Polonica, 13: 317–385.

Kotański Z., 1965. Budowa geologiczna pasma reglowego między Doliną Małej Łąki i Doliną Kościeliską. Acta Geologica Polonica, 15: 257–330.

Kotański Z., 1967. Palaeontological basis of Triassic stratigraphy in the Tatra Mts. Geologicky Zbornik. Geologia Carpathica, 17: 277–283.

Kotański Z., 1973a. Upper and middle subtatric napes in the Tatra Mts. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences. Série des Sciences de la Terre, 21: 75–83.

Kotański Z., 1973b. Ammonites, nautiloids and daonelles from the upper subtatric Triassic in the Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 43: 440–451.

Kotański Z., 1973c. Trias. Historia badań. Trias karpacki. Karpaty wewnętrzne (Tatry). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 18–19. Wydaw. Geol., Warszawa.

Kotański Z., 1974. Górna i środkowa płaszczowina reglowa w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 22: 13–14.

Kotański Z., 1979. Trias tatrzański. Przegląd Geologiczny, 27: 369–377.

Kotański Z., 1985. Jeszcze raz o płaszczowinie strażowskiej w Tatrach, cz. I, II. Przegląd Geologiczny, 33: 547–553, 621–628.

Kotański Z., 1994. Middle Triassic Dasycladacea of the Upper Silesian-Cracow Region and their stratigraphical and palaeoecological significance. *W*: Proceedings of Third International Meeting of Peri-Tethyan Epicratonic Basins: 59–66.

Kotański Z., 1996. History of discover and age of labirynthodont remains in the Tatra Mts. Prace Muzeum Ziemi, 43: 47–52.

Kotański Z., 2013. Anisian Dasycladales from Upper Silesia and adjacent regions. Carnets de Geologie, Book 2, Paleopolis.

Kotlicki S., 1974. Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region. Bulletin de l'Academie Polonaise des Sciences, Série des Sciences de la Terre, 22: 161–166.

Kotlicki S., 1995. Badania nad litostratygrafią triasu Górnego Śląska. CAG, Warszawa [nr inw. 3550/96].

Kotlicki S., Kubicz A., 1974. Trias Śląska Opolskiego. *W*: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 18–26.

Kotlicki S., Siewniak-Madej A., 1982. Trias. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 55: 28–34.

Kotlicki S., Włodek M., 1976. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, ark. Tworóg (876) 1:50 000. Wydaw. Geol., Warszawa.

Koutek J., 1930. Geologické studie na severo-západě Níznych Tater. Sbor. Štatny Geologicky Ústav, Praha, 9: 413–527.

Kovalevych V., Peryt T.M., Beer W., Geluk M., Hałas S., 2002. Geochemistry of Early Triassic seawater as indicated by study of the Röt halite in the Netherlands, Germany, and Poland. Chemical Geology, 182: 549–563.

Kovalevych V., Paul J., Peryt T.M., 2009. Fluid inclusions in halite from the Röt (Lower Triassic) salt deposit in central Germany: evidence for seawater chemistry and conditions of salt deposition and recrystallization. Carbonates and Evaporites, 24: 45–57.

Kowalczewski Z., Rup M., 1989. Cechsztyn w Górach Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 362: 5–39.

Kowal-Linka M., 2008. Formalizacja litostratygrafii formacji gogolińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologos, 14: 125–161.

Kowal-Linka M., 2009. Nowe jednostki litostratygraficzne w randze warstw w obrębie formacji gogolińskiej (trias środkowy) na Śląsku Opolskim. Geologia, 35: 153–174.

Literatura

Kowal-Linka M., Krzemińska E., Czupyt Z., 2019. The youngest detrital zircons from the Upper Triassic Lipie Śląskie (Lisowice) continental deposits (Poland): Implications for the maximum depositional age of the Lisowice bone-bearing horizon. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 514: 487–501.

Kowalski A., 2017. Fault geometry and evidence of depocentre migration within a transtensional intra-basin high – a case study from the Łączna Anticline (Intrasudetic Synclinorium, SW Poland). Geological Quarterly, 61: 779–794.

Kowalski A., 2020. Triassic palaeogeography of NE Bohemian Massif based on sedimentological record in the Wleń Graben and the Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 125–148.

Kowalski A., 2021. Late Cretaceous palaeogeography of NE Bohemian Massif: diachronous sedimentary successions in the Wleń Graben and Krzeszów Brachysyncline (SW Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 91: 1–36.

Kozur H., 1968. Conodonten aus dem Muschelkalk des germanischen Binnenbeckens und ihr stratigraphischer Wert. Teil I: Conodonten vom Plattformtyp und stratigraphische Bedeutung der Conodonten aus dem Oberen Muschelkalk. Geologie, 17: 930–946.

Kozur H., 1972. Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi 1968 und ihr stratigraphischer Wert. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 2: 1–37.

Kozur H., 1974. Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. Freiberger Forschungshefte, C 280 (1): 1–56; 280 (2): 1–71; 280 (3) (15 załączników).

Kozur H., 1980. Revision der Conodontenzonierung der Mittel- und Obertrias des tethyalen Faunenreichs. Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, 3/4: 79–172.

Kozur H.W., 1994. The correlation of the Zechstein with the marine standard. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 137: 85–103.

Kozur H.W., 1999. The correlation of the Germanic Buntsandstein and Muschelkalk with the Tethyan scale. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, 7/8: 701–725.

Kozur H.W., 2003. Integrated ammonoid, conodont and radiolarian zonation of the Triassic and some remarks to Stage/Substage subdivision and the numeric age of the Triassic stages. Albertiana, 28: 57–74.

Krupnik J., 2010. Palynological investigations of the Mesozoic sediments from Studzianna well core (Holy Cross Mts region, Poland). *W*: 8th European Palaeobotany–Palynoogy Conference, Program and Abstracts: 143.

Krupnik J., Ziaja J., Feldman-Olszewska A., 2011. Wstępne wyniki badań palinologicznych wiercenia Huta OP-1 (trias–jura). *W*: Jurassica IX, Abstrakty: 110–111.

Krupnik J., Ziaja J., Barbacka M., Feldman-Olszewska A., Jarzynka A., 2014. A palaeoenvironmental analyses of Upper Triassic and Lower Jurassic sediments from the Holy Cross Mountains region. Acta Palaeobotanica, 54: 35–65.

Krzywiec P. (red.), 2000. Zintegrowana analiza geofizyczno-geologiczna rozwoju osadów triasowych niżu polskiego. Sprawozdanie końcowe grantu KBN Nr. 9 T12B 024 15. Komitet Badań Naukowych, Warszawa.

Krzywiec P., 2004. Triassic evolution of the Kłodawa salt structure: basement-controlled salt tectonics within the Mid-Polish Trough (Central Poland). Geological Quarterly, 48: 123–134.

Kubicz A., Kotlicki S., Morycowa E., Dżułyński S., Zawidzka K., 1974. Wapień muszlowy Śląska Opolskiego. *W*: Przewodnik 46 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 154–177.

Kuleta M., 1976. Petrografia pstrego piaskowca w północnym i zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 21144], Kielce [nr inw. 1032].

Kuleta M., 1984. Piaskowiec pstry między Jaworznią a Ostojowem w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 28: 780–781.

Kuleta M., 1985. Kompleksowe badania petrograficzno-sedymentologiczne osadów pstrego piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i Niecce Miechowskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 34248], Kielce [nr inw. 1157].

Kuleta M., 1987. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 31: 231.

Kuleta M., 1990. Wykształcenie litologiczne osadów dolnego i środkowego pstrego piaskowca. *W*: Badania geologiczne permu w NW części Gór Świętokrzyskich w aspekcie poszukiwań rud Cu, Pb, Zn, Fe i V – opracowanie końcowe (red. Z. Kowalczewski). CAG, Warszawa [nr inw. 39780], Kielce [nr inw. 1319].

Kuleta M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy. Zadanie: Środowisko sedymentacji dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 180/94], Kielce [nr inw. 1887].

Kuleta M., 1996. Basen sedymentacyjny dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W*: Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Materiały konferencyjne, przewodniki sesji terenowych, streszczenia referatów i posterów: 1–25.

Kuleta M., 2004. Petrografia i rozwój sedymentacji osadów retu w rejonie Mniów – Suchedniów w Górach Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 1361/2004].

Kuleta M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 43–47.

Kuleta M., 2006b. Trias. Pstry piaskowiec dolny i środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 41–44.

Kuleta M., 2018. Trias. Pstry piaskowiec środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 106–110.

Kuleta M., 2021. Formacja retu. Trias środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 44–46.

Kuleta M., Fijałkowska A., 1994. Palinostratygrafia oraz aspekty paleogeograficzne i paleoklimatyczne dolnego i środkowego pstrego piaskowca w NW części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 50: 115–116.

Kuleta M., Fijałkowska A., 1995. Zmiana środowisk sedymentacji na granicy permu i triasu w południowej Polsce. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 51: 114.

Kuleta M., Fijałkowska-Mader A., 2021. Pstry piaskowiec środkowy. Trias górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 41–44, 46–49.

Kuleta M., Iwanow A., 2006a. Kajper i „retyk". Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 50–52.

Kuleta M., Iwanow A., 2006b. Kajper i „retyk". Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 48–51.

Kuleta M., Nawrocki J., 2000. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2165/2000].

Kuleta M., Nawrocki J., 2002. Litostratygrafia i magnetostratygrafia pstrego piaskowca w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 58: 109–111.

Kuleta M., Romanek M., 2018. Formacja retu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 110–112.

Kuleta M., Rup M., 1980. Problem granicy cechsztyn–pstry piaskowiec w północno-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 24: 972–973.

Kuleta M., Zbroja S., 1995. Facies diversity at the Zechstein/Buntsandstein boundary in the Holy Cross Mts, Southern Poland. *W*: XIII International Congress on Carboniferous–Permian, Abstracts: 85.

Kuleta M., Zbroja S., 1997. Zlepieńce czerwonego spągowca, cechsztynu i dolnego pstrego piaskowca w Górach Świętokrzyskich. *W*: VI Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 29.

Kuleta M., Zbroja S., 2006. Wczesny etap rozwoju pokrywy permsko-mezozoicznej w Górach Świętokrzyskich. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 105–125.

Kuleta M., Kowalczewski Z., Zbroja S., Romanek M., Lenartowicz L., Fijałkowska A., 1995. Analiza strukturalna i paleogeograficzna permu i triasu w Górach Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 1412/96], Kielce [nr inw. 2043].

Kuleta M., Zbroja S., Iwanow A., Kiersnowski H., 2000. Ropo- i gazonośność permu i triasu w północnej części Niecki Nidziańskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 60/2002, 142/2005].

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2001. Tropy kręgowców z retu Baranowa, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 49: 325–327.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2005a. Nowe stanowisko z tropami kręgowców z górnego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 53: 151–155.

Kuleta M., Zbroja S., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Studencka J., 2005b. Kolekcja tropów kręgowców z osadów retu północnego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2140/2007].

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006a. Stanowisko 1 – Zachełmie k. Zagnańska. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 174–178.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006b. Stanowisko 3 – Kopulak – kamieniołom piaskowców dolnego retu. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 185–187.

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006c. Stanowisko 4. Baranów – kopalnia iłów kamionkowych. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 187–191.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Zbroja S., 2006d. Stanowisko z tropami kręgowców z osadów najwyższego środkowego pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 54: 1081–1088.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007a. STOP.IV.4. Zachełmie – dolomite quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 69–71.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2007b. STOP.IV.5. Kopulak – sandstones quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 71–73.

Kuleta M., Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., Nawrocki J., 2007c. STOP.V.1. Czerwona Góra near Ostrowiec Świętokrzyski. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 75–77.

Kuleta M., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Nawrocki J., Becker A., 2007d. STOPS.IV.2 and IV.3. Tumlin Gród quarry and Sosnowica quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 67–69.

Kuleta M., Zbroja S., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G, Nawrocki J., 2007e. STOP. IV.6. Baranów – vitrified clay pit. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 73–75.

Kuleta M., Trela W., Zbroja S., 2009. Paleomorfologia a zapis sedymentacyjny dolnego pstrego piaskowca (dolny trias) w NW części Gór Świętokrzyskich na przykładzie kamieniołomu Zachełmie. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich: 63–74.

Kuleta M., Iwanow A., Fijałkowska-Mader A., 2018. Trias górny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 113–117.

Kulikowski A., 1973. Paleotektonika retu w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 590–591.

Literatura

Kulikowski A., 1979. Pstry piaskowiec górny – ret. Prace Instytutu Geologicznego, 96: 37–39.

Kürschner W.M., Herngreen G.F.W., 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynological diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. Geological Society Special Publications, 334: 263–283.

Kutek J., 1994. Jurassic tectonic events in southeastern cratonic Poland. Acta Geologica Polonica, 44: 167–221.

Kutek J., Głazek J., 1972. The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. Acta Geologica Polonica, 22: 603–653.

Laszko D., 1982. Wyniki stratygraficzno-palinologicznych badań osadów triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 55: 44–49.

Lefeld J., 1958. *Dadocrinus grundeyi* Langenhan (Crinoidea) z triasu wierchowego Tatr. Acta Palaeontologica Polonica, 3: 59–74.

Lefeld J., 1999. Tectonics of the Subtatric Units, Eastern Tatra Mts. Studia Geologica Polonica, 115: 139–166.

Leszczyński K., 2023. Mezozoiczny basen Niżu Polskiego. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207: 64–65.

Leszczyński S., Pszonka J., 2014. Skały klastyczne triasu dolnego (?ind–olenek dolny). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 34–41. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Leśniak T., 1972. Profil litostratygraficzny retu w Raciborowicach koło Bolesławca. Zeszyty Naukowe AGH, 312, Geologia, 16: 87–101.

Leśniak T., 1973. Spągowe osady retu w południowo-wschodniej części niecki bolesławskiej. Przegląd Geologiczny, 21: 669–671.

Leśniak T., 1978a. Profil litostratygraficzny utworów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej. Geologia, 4 (1): 5–22.

Leśniak T., 1978b. Rozwój osadów retu i wapienia muszlowego w depresji północnosudeckiej na tle ich wykształcenia w Polsce południowej. Geologia, 4 (2): 29–40.

Limanowski M., 1901. Fauna werfeńska w Tatrach. O wysepkach pratatrzańskich. Kosmos, 26: 15–17.

Lintnerová O., Uhlik P., Michalík J., Weissová Z., 2011. Proxies of climatic, paleotectonic and paleogeographic changes at the very beginning of the Jurassic period. *W*: Jurassica IX: 112–114.

Liszkowski J., 1981. Fauna ryb dolnego wapienia muszlowego (dolnego anizyku) regionu świętokrzyskiego i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 52–57.

Liszkowski J., 1993. Die Selachierfauna des Muschelkalks in Polen: Zusammensetzung, Stratigraphie und Paläoökologie. Sonderbände der Gesellschaft für Naturkunde in Württemberg, 2: 177–185.

Lorenc S., Mroczkowski J., 1978. The sedimentation and petrography of Zechstein and lowermost Triassic deposits in the vincinity of Kochanów (Intra-Sudetic Trough). Geologica Sudetica, 13: 23–38.

Mader D., 1985. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein of the northeastern Holy Cross Mountains (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in Eifel. Lectures Notes in Earth Sciences, 4: 500–508.

Mader D., 1992. Evolution of Palaeoecology and Palaeoenvironment of Permian and Triassic Fluvial Basins in Europe. Vol. 1. Western and eastern Europe. Gustav Fischer, Stuttgart–New York.

Mader D., Barczuk A., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Czerwona Góra Beds and Stryczowice Beds (Middle Buntsandstein) of the Northeastern Holy Cross Mountains (Poland). Lectures Notes in Earth Sciences, 4: 351–396.

Mader D., Rdzanek K., 1985. Sandy braidplain deposition with minor pedogenesis in the Labirynthodontidae Beds (Middle Bunstanstein) of the northeastern Holy Cross Mountains, Poland. Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 281–317.

Mader D., Barczuk A., Rdzanek K., 1986. Evolution of fluvial style in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the northeastern Holy Cross Mts. (Poland) and comparison with the depositional history of the Buntsandstein in the Eifel (F.R. Germany and Luxembourg). *W*: IAS 7th Regional Meeting of Sedimentology, Abstracts: 112–113.

Mahel M., 1964. Geologia strednej časti Stražovskiej hornatiny. Práce, Štatny GÚDŠ, 14: 1–116.

Mahel M., 1986. Chočske pohorie. *W*: Geologická stavba čs. Karpat 1. Paleoalpíne jednostky (red. M. Mahel): 396–397. Veda, Bratislava.

Malec J., 1981. Małżoraczki z pstrego piaskowca synkliny piekoszowskiej (Góry Świętokrzyskie). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 41–44.

Malec J., Gliniak P., Kuleta M., Salwa S., Szczepanik Z., Urbaniec A., Zbroja S., 2006. Profil wiercenia Odrowążek-1 – informacje wstępne. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego, 63: 69–72.

Maliszewska A., 1974. Retyk. Prace Instytutu Geologicznego, 74: 144–148.

Marcinkiewicz T., 1971. Stratygrafia retyku i liasu w Polsce na podstawie badań megasporowych. Prace Instytutu Geologicznego, 65.

Marcinkiewicz T., 1976. Distribution of megaspore assemblages in Middle Buntsandstein of Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 21: 191–200.

Marcinkiewicz T., 1978. Zespoły megasporowe w kajprze Polski. Prace Instytutu Geologicznego, 87: 61–80.

Marcinkiewicz T., 1992a. Megasporowy schemat stratygraficzny osadów pstrego piaskowca w Polsce. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 368: 65–96.

Marcinkiewicz T., 1992b. The megaspore assemblage of *Capillisporites germanicus* from the Middle Triassic of Poland. Geological Quarterly, 36: 33–74.

Marcinkiewicz T., Fijałkowska-Mader A., Pieńkowski G., 2014. Poziomy megasporowe epikontynentalnych utworów triasu i jury w Polsce – podsumowanie. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 15–42.

Marek S., Pajchlowa M. (red.), 1997. Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153.

Marks L., Grabowski J., Stępień U. (red.), 2022. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Maron M., Muttoni G., Rigo M., Gianolla P., Kent D.V., 2019. New magnetobiostratigraphic results from the Ladinian of the Dolomites and implications for the Triassic geomagnetic polarity timescale. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 517: 52–73.

Mariańska T., Szyszkin M.A., 1996. New Cyclotosaurid (Amphibia: Temnospondyli) from the Middle Triassic of Poland and some problems of interrelationships of Capitosauroids. Prace Muzeum Ziemi, 43: 53–83.

Matějka A., Andrusov D., 1931. Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des regions avoisinantes. Knihovna Státního Géologiceckího Ústavu, 13: 19–164.

Matyja B.A., 2009. Development of the Mid-Polish Trough versus Late Jurassic evolution in the Carpathian Fore deep area. Geological Quarterly, 53: 49–62.

Matysik M., 2010. Reefal environments and sedimentary processes of the Anisian Karchowice Beds in Upper Silesia, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 80: 123–145.

Matysik M., 2014. Sedimentology of the „Ore-bearing dolomite" of the Kraków-Silesia region (Middle Triassic, southern Poland). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 84: 81–112.

Matysik M., 2016. Facies types and depositional environments of a morphologically diverse carbonate platform: a case study from the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 86: 119–164.

Matysik M., 2019. High-frequency depositional cycles in the Muschelkalk (Middle Triassic) of southern Poland: Origin and implications for Germanic Basin astrochronological scales. Sedimentary Geology, 383: 159–180.

Matysik M., Szulc J., 2019. Shallow-marine carbonate sedimentation in a tectonically mobile basin, the Muschelkalk (Middle Triassic) of Upper Silesia (southern Poland). Marine and Petroleum Geology, 107: 99–115.

Mazij W., Mroczkowski J., 1972. Występowanie kaolinitu w utworach piaskowca pstrego niecki północnosudeckiej i perspektywy jego wykorzystania. Prace Naukowe Instytutu Geotechniki Politechniki Wrocławskiej, 7, Studia Matematyczne, 6: 41–52.

Mello J., Filo I., Kovač P., Havrila M., Hók J., Siranova Z., Zecova K., Potfaj M., Pevny J., Samuel O., 1993. Chočské Vrchy. *W*: Geológia južnej a východnej Oravy (red. P.Gross i in.). GÚDŠ, Bratislava.

Michalík J., 1976. Charakteristický profil fatranskými vrstvami najvyššieho triasu križnianského príkrovu v závere Dedošovej doliny (Gaderská dolina, Velká Fatra). Kmetiánum (Martin), 4: 25–142.

Michalík J., 1977. Stop 1, Mt. Ždiarska Vidla section. Mineralia Slovaca, 29: 359.

Michalík J., 1978. To the Paleogeographic, Paleotectonic and Paleoclimatic Development of the West Carpathian Area in the Uppermost Triassic. *W*: Paleogeografický vývoj Západných Karpát (red. J. Vozár i in.): 189–211. GÚDŠ, Bratislava.

Michalík J., 1980. A palaeoenvironmental and palaeoecological analysis of the West Carpathian part of the Tethyan nearshore region in the Latest Triassic Time. Rivista Italiana di Paleontologica e Stratigrafia, 85: 1047–1064.

Michalík J., 1993. Mesozoic Tensional Basin in the Alpine-Carpathian Shelf. Acta Geologica Hungarica, 36: 395–403.

Michalík J., 1994. Notes on the Paleogeography and Paleotectonics of the Western Carpathian Area During the Mesozoic. Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86: 101–110.

Michalík J., Gaździcki A., 1980. Czy w Tatrach jest płaszczowina strażowska? Przegląd Geologiczny, 28: 616–619.

Michalík J., Gaździcki A., 1983. Stratigraphic and environmental correlations in the Fatra- and Norovica-Formation (Upper Triassic, Western Carpathians). Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenchaftlichen Kommissionen, 5: 267–276.

Michalík J., Planderová E., Sykora M., 1976. To the stratigraphic and paleogegraphic position of the Tomanová Formation of the Uppermost Triassic of the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 27: 299–318.

Michalík J., Jendrejávková O., Borza K., 1979. Some new Foraminifera-species from the Fatra Formation (Uppermost Triassic) in the Western Carpathians. Geologica Carpathica, 30: 45–60.

Michalík J., Kátlovský V., Hluštik A., 1988. Plant remains in the Tomanová Formation (Uppermost Triassic, West Carpathians): Their origin, composition and diagenetic alteration. Geologica Carpathica, 39: 523–537.

Michalík J., Lintnerová O., Gaździcki A., Soták J., 2007. Record of environmental chnges in the Triassic/Jurassic boundary interval in the Zliechov basin, Western Carpathians. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 244: 71–88.

Michalík J., Lintnerová O., Wójcik-Tabol P., Gaździcki A., Grabowski J., Golej M., Šimo V., Zahradnicová B., 2013. Palaeoenvironments during the Rhaetian transgression and colonization history of the marine biota in the Fatric Unit (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 64: 39–62.

Mikulski S.Z., Strzelska-Smakowska B., Retman W., 2013. The perspective and prognostic areas of zinc and lead ores in the Upper Silesia Zn-Pb Ore District. Gospodarka Surowcami Mineralnymi, 29: 173–191.

Mikulski S.Z., Nowacki Ł., Sadłowska K., Ostrowski S., Bąk T., Pacanowski G., Lasocki M., 2017. Modern prospecting for zinc and lead MVT ores near Siewierz in the Upper Silesia Zn-Pb Ore district in southern Poland. *W*: Proceedings of the 14th SGA Biennial Meeting: 251–254.

Literatura

Mikulski S.Z., Brański P., Pieńkowski G., Małek R., Zglinicki K., Chmielewski A., 2022. REE enrichment of Mesozoic sedimentary formations (regoliths, paleosols and phosphorites) in southern Poland. *W*: Proceedings of the 16th SGA Biennial Meeting: 251–254.

Milewicz J., 1985. Propozycja formalnego podziału stratygraficznego utworów wypełniających depresję północnosudecką. Przegląd Geologiczny, 33: 390–392.

Milewicz J., 1997. Górna kreda depresji północnosudeckiej (lito- i biostratygrafia, paleogeografia, tektonika oraz uwagi o surowcach). Acta Universitatis Wratislaviensis, 1971, Prace Geologiczo-Mineralogiczne, 73: 5–58.

Milewicz J., Wójcik L., 1973. Sudety. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 94–98. Wydaw. Geol., Warszawa.

Milewicz J., Sawicki L., Pucia E., Dyja E., Bossowska J., Lewandowska-Krzywda B., Wałachowska K., 1977. Badanie zasięgu jednostek strukturalnych pod pokrywą kenozoiczną oraz analiza tektofacjalna młodych obniżeń i rowów. *W*: Dokumentacja wynikowa otworów Bolesławice IG-1, Bolesławice IG-2, Dąbrowa IG-1, Bronowiec IG-1, Poświetne IG-1, Poświętne IG-2, Gozdnica IG-2, Borowe IG-1, Borowe IG-2. CAG, Wrocław [nr inw. 2626].

Milewicz J., Szałamacha J., Szałamacha M., 1979. Mapa geologiczna Polski 1:200 000 B, ark. Jelenia Góra. Inst. Geol., Warszawa.

Mišik M., Jablonský J., 2000. Lower Triassic quartzites of the Western Carpathians: Transport directions, source of clastics. Geologica Carpathica, 51: 251–264.

Morawska A., 1992. Perm na tarasie świętokrzyskim. Przegląd Geologiczny, 40: 216–223.

Morawska A., 1996. Strukturalne uwarunkowania sedymentacji permsko-wczesnotriasowej na obszarze niecki miechowskiej. Prace Instytutu Geografii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach, 1: 69–75.

Moryc W., 1971. Trias przedgórza Karpat środkowych. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 41: 419–486.

Moryc W., 2014. Perm i trias przedgórza Karpat Polskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 457: 43–68.

Mroczkowski J., 1969. Palaeocurrents in the Lower Triassic deposits of the southern part of the Northsudetic Basin. Bulletin de l'Académie Polonaise des Sciences, Série des Sciences Géographiques et Géologiques, 17: 167–172.

Mroczkowski J., 1972. Sedymentacja pstrego piaskowca w niecce północnosudeckiej. Acta Geologica Polonica, 22: 351–377.

Mroczkowski J., 1977. Piaskowce dolnotriasowe w północnej części niecki śródsudeckiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 47: 49–72.

Mroczkowski J., Mader D., 1985. Sandy inland braidplan deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of the Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost Zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). Lectures Notes in Earth Science, 4: 165–195.

Narkiewicz K., 1999. Conodont biostratigraphy of the Muschelkalk (Middle Triassic) in the central part of the Polish Lowlands. Geological Quarterly, 43: 313–328.

Narkiewicz K., 2014. Wyniki badań konodontowych w utworach wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 180–186.

Narkiewicz K., Szulc J., 2004. Controls on migration of conodont fauna in peripheral oceanic areas. An example from the Middle Triassic of the Northern Peri-Tethys. Geobios, 37: 425–436.

Narkiewicz M., Becker A., Jasionowski M. (red.), 2023. Katalog basenów sedymentacyjnych Polski. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 207.

Nawrocki J., 1997. Permian to Early Triassic magnetostratigraphy from the Central European Basin in Poland: Implications on regional and worldwide correlations. Earth and Planetary Sciences Letters, 152: 37–58.

Nawrocki J., 2004. The Permian-Triassic boundary in the Central European Basin: magnetostratigraphic constraints. Terra Nova, 16: 139–145.

Nawrocki J., Becker A., 2020. Buntsandstein magnetostratigraphy in Poland: new data from the Brześć Kujawski IG-1 borehole. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 90: 435-446.

Nawrocki J., Szulc J., 2000a. The Middle Triassic magnetostratigraphy from the Peri-Tethys basin in Poland. Earth and Planetary Science Letters, 182: 77–92.

Nawrocki J., Szulc J., 2000b. Skala magnetostratygraficzna dla utworów retu i wapienia muszlowego ze Śląska i północnej części Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 48: 236–238.

Nawrocki J., Wagner R., Grabowski J., 1993. The Permian/Triassic boundary in the Polish Basin in the light of paleomagnetic data. Geological Quarterly, 37: 565–578.

Nawrocki J., Kuleta M., Zbroja S., 2003. Buntsandstein magnetostratigraphy from the northern part of the Holy Cross Mountains. Geological Quarterly, 47: 253–260.

Nawrocki J., Pieńkowski G., Becker A., 2005. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – dyskusja. Przegląd Geologiczny, 53: 222–225.

Nawrocki J., Jewuła K., Stachowska A., Szulc J., 2015. Magnetic polarity of Upper Triassic sediments of the Germanic Basin in Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 663–674.

Nejbert K., Jurewicz E., 2004. Mineralogy and petrography of the ferruginous concentration from siliciclastic Rhaetian deposits, Tatra Mountains, Poland. Mineralogical Society of Poland, Special Papers, 24: 299–302.

Nemčok J. (red.), 1993. Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1: 50000. GÚDŠ, Bratislava.

Nemčok J., Bezák Y., Biely A., Gorek A., Gross P., Haluzka R., Janák M., Kahan S., Kotański Z., Lefeld Z., Mello J., Reichwalder P., Raczkowski W., Roniewicz P., Ryka W., Wieczorek J., Zelman J., 1994. Geologická mapa Tatier (Geological Map of the Tatra Mountains), 1: 50 000. GÚDŠ, Bratislava.

Niedźwiedzki G., Ptaszyński T., 2006. Stanowisko 5. Kolekcja tropów kręgowców z Wiór. *W*: 77 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 192–193.

Niedźwiedzki G., Kin A., Remin Z., Małkiewicz M., 2007. Środkowotriasowa ichnofauna kręgowców z „warstw z Krynek" w Górach Świętokrzyskich – wstępny przegląd. Przegląd Geologiczny, 55: 870–879.

Niedźwiedzki R., 2000. Litostratygrafia formacji górażdżańskiej i formacji dziewkowickiej na Śląsku Opolskim. Acta Universitatis Wratislaviensis, 2224, Prace Geologiczno-Mineralogiczne, 71.

Niedźwiedzki R., 2002. Revision of stratigraphic ranges of selected invertebrate taxa from the Muschelkalk in Silesia. Geological Quarterly, 46: 219–225.

Niedźwiedzki R., Salamon M.A., 2006. Triassic crinoids from the Tatra Mountains and their stratigraphic significance (Poland). Geologica Carpathica, 57: 69–77.

Niedźwiedzki G., Brusatte S.L., Sulej T., Butler R.J., 2014. Basal dinosauriform and theropod dinosaurs from the mid-late Norian (Late Triassic) of Poland: implications for Triassic dinosaur evolution and distribution. Palaeontology, 57: 1121–1142.

Nowak H., Schneebeli-Herman E., Kustascher E., 2018. Correlation of Lopingian to Middle Triassic palynozones. Journal of Earth Science, 29: 755–777.

Nystuen J.P., 1998. History and development of sequence stratigraphy. Norwegian Petroleum Society Special Publications, 8: 31–116.

Ogg J.G., 2012. Triassic. *W*: The Geologic Time Scale 2012 (red. F.M. Gradstein i in.): 681–730. Elsevier.

Ogg J.G., Chen Z.-Q., Orchard M.J., Jiang H.S., 2020. The Triassic Period. *W*: Geologic Time Scale 2020 (red. F.M. Gradstein i in.): 903–953. Elsevier.

Olempska E., 2004. Late Triassic spinicaudatan crustaceans from southwestern Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 429–442.

Orłowska-Zwolińska T., 1972. Stratygrafia osadów kajpru w profilu wiertniczym Boża Wola na podstawie badań sporowo-pyłkowych. Kwartalnik Geologiczny, 16: 301–313.

Orłowska-Zwolińska T., 1977. Palynological correlation of the Bunter and Muschelkalk in selected profiles from Western Poland. Acta Geologica Polonica, 27: 417–430.

Orłowska-Zwolińska T., 1983. Palinostratygrafia epikontynentalnych osadów wyższego triasu w Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 104.

Orłowska-Zwolińska T., 1984. Palynostratigraphy of the Buntsandstein in sections of western Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 29: 161–194.

Orłowska-Zwolińska T., 1985. Palynological zones of the Polish epicontinental Triassic. Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences, 33: 107–19.

Orłowska-Zwolińska T., 1988. Palinostratygrafia utworów triasu w okolicach Brzegu (SE część monokliny przedsudeckiej). Kwartalnik Geologiczny, 32: 349–366.

Pacholec B., 1972. Konodonty triasowe w otworach wiertniczych Brzegi IG-1, Jaronowice IG-1 i Potok Mały IG-1. Kwartalnik Geologiczny, 16: 509–510.

Pacyna G., 2014. Plant remains from the Polish Triassic. Present knowledge and future prospects. Acta Palaeobotanica, 54: 3–33.

Passendorfer E., 1957. Zlepieniec koperszadzki, jego geneza i wiek. Acta Geologica Polonica, 7: 125–162.

Paul J., 1982. Der Untere Buntsandstein des germanischen Beckens. Geologische Rundschau, 71: 795–811.

Paul J., Puff P., 2010. Das Klima im Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69: 58–69.

Pawłowska K., 1978. Charakterystyka triasu niecki promnickiej na podstawie otworu w Rudzie Strawczyńskiej. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 309: 99–120.

Pawłowska K., 1979. Utwory triasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 23: 337–361.

Pharaoh T.C., Dusar M., Geluk M.C., Kockel F., Krawczyk C.M., Krzywiec P., Scheck-Wenderoth M., Thybo H., Vejbæk O.V., van Wees J.D., 2010. Tectonic evolution. *W*: Petroleum Geological Atlas of the Southern Permian Basin Area (red. J.C. Doornenbal, A.G. Stevenson): 25–57. EAGE Publications b.v., Houten.

Pieczonka J., 2011. Polymetallic mineralization in Triassic strata of the NW part of the Kraków-Częstochowa Monocline. Mineralogia, 41: 35–53.

Pieńkowski G., 1988. Analiza facjalna najwyższego triasu i liasu Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej oraz perspektywy występowania surowców ilastych. Przegląd Geologiczny, 36: 449–456.

Pieńkowski G., 1989. Sedymentologiczne kryteria wyróżniania granicy cechsztyn/pstry piaskowiec oraz perm/trias w Polsce. Przegląd Geologiczny, 37: 237–247.

Pieńkowski G., 1991. Facies criteria for determinating Zechstein/Buntsandstein and Permian/Triassic boundaries in Poland. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, T. I: 893–912.

Pieńkowski G., 2004. The epicontinental Lower Jurassic of Poland. Polish Geological Institute Special Papers, 12.

Pieńkowski G., 2011. Trias. Litologia i stratygrafia. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 128: 114.

Pieńkowski G., 2023. Charakterystyka sedymentologiczna utworów pogranicza permu i triasu. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 167: 153–154.

Literatura

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Waksmundzka M., 2012. Sedimentological, palynological and geochemical studies of the terrestrial Triassic–Jurassic boundary in northwestern Poland. Geological Magazine, 149: 308–332.

Pieńkowski G., Niedźwiedzki G., Brański P., 2014. Climatic reversals related to the Central Atlantic magmatic province caused the end-Triassic biotic crisis – evidence from continental strata in Poland. GSA Special Papers, 505: 263–286.

Piotrowska K. (red.), 2015. Szczegółowa Mapa Geologiczna Tatr w skali 1:10 000, 25 arkuszy. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Piotrowski J., 1965. Trias środkowy masywu Kominów Tylkowych i jego tektonika. Acta Geologica Polonica, 15: 355–392.

Podhalańska T. (red.), 2012. Malbork IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 136.

Pożaryski W., 1957. Południowo-zachodnia krawędź Fennosarmacji. Kwartalnik Geologiczny, 1: 383–424.

Prouza V., Tásler R., Valin F., Holub V., 1985. Gravelly to sandy braidplain deposition in the Buntsandstein-facies Bohdašín Formation in Northeastern Bohemia (Czechoslovakia). Lecture Notes in Earth Sciences, 4: 397–410.

Ptaszyński T., 1981a. Konodonty w wapieniu muszlowym okolic Nietuliska (północne obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 45–51.

Ptaszyński T., 1981b. Wycieczka 1 – Trias obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Punkt II – Nietulisko i Witulin. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 96–102.

Ptaszyński T., 1996. Ślady gadów w najniższym pstrym piaskowcu okolic Ostrowca Świętokrzyskiego. Przegląd Geologiczny, 44: 1042–1043.

Ptaszyński T., 2000a. Lower Triassic vertebrate footprints form Wióry, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 45: 151–194.

Ptaszyński T., 2000b. Tropy kręgowców z piaskowca tumlińskiego Góry Grodowej – Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 48: 418–421.

Ptaszyński T., 2015. Tropy kręgowców pogranicza permu i triasu Gór Świętokrzyskich. *W*: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego [poster].

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2002. Nowe znaleziska tropów kręgowców z pstrego piaskowca Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny, 50: 441–446.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004a. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie. Przegląd Geologiczny, 52: 1151–1155.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2004b. Late Permian vertebrate tracks from the Tumlin sandstone, Holy Cross Mountains, Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 49: 289–320.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2005. Conchostraca (muszloraczki) z najniższego pstrego piaskowca Zachełmia, Góry Świętokrzyskie – odpowiedź. Przegląd Geologiczny, 53: 225–229.

Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., 2006. Pstry piaskowiec w Górach Świętokrzyskich: chronostratygrafia i korelacja litostratygraficzna z basenem turyńskim. Przegląd Geologiczny, 54: 525–533.

Rabowski F., 1931. Częściowy przewodnik wycieczki Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Tatry. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 7: 108–119.

Raciborski M., 1891. Flora retycka w Tatarach. Rozprawy Akademii Umiejętności, Wydział Matematyczno-Przyrodniczy, seria 2, 21 [za 1890]: 243–260.

Racki G., 2005. „Late Permian" vertebrate tracks from the Tumlin Sandstone of Poland – a commentary on some major implications. Acta Palaeontologica Polonica, 50: 394–396.

Racki G. (red.), 2019. Popularnonaukowe sesje krasiejowskie 2003–2019. Śląskie dinozaury nie tylko z Krasiejowa (programy, abstrakty, fotomigawki). Sosnowiec.

Raczyński P., Kurowski L., Mastalerz K., 1998. Litostratygrafia i ewolucja basenu północnosudeckiego na przełomie paleozoiku i mezozoiku. *W*: Ekologiczne Aspekty Sedymentologii, 1: 75–80.

Radwański A., 1968. Studium petrograficzne i sedymentacyjne retyku wierchowego Tatr. Studia Geologica Polonica, 25: 3–146

Rdzanek K., 1980. Uwagi o litostratygrafii triasu wąwozu Bukowia (Góry Świętokrzyskie). Przegląd Geologiczny, 28: 24–31.

Rdzanek K., 1981a. Punkt 1. Bukowie – odsłonięcia piaskowca pstrego środkowego, wapienia muszlowego i kajpru. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 85–96.

Rdzanek K., 1981b. Megaspory flory przejściowej między piaskowcem pstrym środkowym a retem z Bukowia (Góry Świętokrzyskie). *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 68–73.

Rdzanek K., 1984. Stratygrafia piaskowca pstrego brachyantykliny Bukowia (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich) na podstawie megaspor. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 52: 211–230 (1982).

Rdzanek K., 1992. Model budowy geologicznej przekroju spiętrzenia zbiornika wodnego „Wióry". Agencja Paleontologiczna, Warszawa.

Rdzanek K., 1999. Ichnoskamieniałości bezkręgowców pstrego piaskowca doliny Świśliny w północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Uniwersytet Jagielloński, Kraków [rozpr. doktor.].

Roman [Becker] A., 2004. Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). Universität Halle, Halle (Saale) [rozpr. doktor.].

Romanek A., 1982. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Chmielnik (885). Wydaw. Geol., Warszawa.

Romanek A., 1994. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Ostrowiec Świętokrzyski (818). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Romanek A., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekoszów D. CAG, Warszawa [nr inw. 855/2000], Kielce [nr inw. 1531/D].

Romanek M., 1976. Opracowanie retu i wapienia muszlowego synkliny piekoszowskiej. CAG, Warszawa [nr inw. 21145], Kielce [nr inw. 1027].

Romanek M., 1977. Biostratygrafia utworów wapienia muszlowego na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 21: 409–410.

Romanek M., 1981a. Opracowanie utworów wapienia muszlowego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i jego biostratygrafii na podstawie konodontów. CAG, Warszawa [nr inw. 9971/2024], Kielce [nr inw. 1087].

Romanek M., 1981b. Punkt III – Młodzawy – kamieniołom wapienia muszlowego dolnego. Punkt IV – Bliżyn – kamieniołom górnego wapienia muszlowego. Punkt VI – Wolica – kamieniołom dolnego wapienia muszlowego. *W*: Materiały 5 Krajowej Konferencji Paleontologów: 102–111, 114–116.

Romanek M., 1993. Podstawowe badania geologiczno-regionalne Gór Świętokrzyskich i niecki Nidy: Litofacje i biofacje retu i wapienia muszlowego w NE obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 182/94], Kielce [nr inw. 1885].

Romanek M., 1995. Litofacje retu i wapienia muszlowego w NW części Gór Świętokrzyskich. CAG, Warszawa [nr inw. 2532/96], Kielce [nr inw. 1414].

Romanek M., 2006a. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 47–50.

Romanek M., 2006b. Badania makro- i mikrofauny retu i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 111: 62.

Romanek M., 2006c. Trias. Pstry piaskowiec górny – ret. Wapień muszlowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 112: 62–63.

Romanek M., 2018. Wyniki badań mikro- i makrofauny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 121.

Romanek M., Kuleta M., 2018.Trias środkowy. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 151: 112–113.

Roniewicz P., 1959. Cechy sedymentacyjne seisu wierchowego. Acta Geologica Polonica, 9: 301–317.

Roniewicz P., 1966. Klastyczne osady dolnego werfenu (seisu) w Tatrach. Acta Geologica Polonica, 16: 1–90.

Roniewicz P., 1997a. Seria wierchowa. Trias dolny (werfen). *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 44–46.

Roniewicz P., 1997b. Seria reglowa. Trias dolny (werfen). *W*: Przewodnik 68 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 55–56.

Rubinowski Z., 1974. Rudonośność osadów dewonu, permu i triasu w synklinie piekoszowskiej. CAG Warszawa [nr inw. 2351/2024 i 4531/882], Kielce [nr inw. 969].

Rüffer T., Bechstädt T., 1999. Triassic sequence stratigraphy in the western part of the Northern Calcareous Alps (Austria). SEPM Special Publication, 60: 751–761.

Rup M., Kuleta M., 1980. Wyniki badań petrograficznych. Trias dolny – pstry piaskowiec. Trias środkowy – wapień muszlowy. Trias górny – kajper. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 52: 54–70.

Rychliński T., 2008. Facies development and sedimentary environments of the Carpathian Keuper from the Tatra Mountains, Poland and Slovakia. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 78: 1–18.

Rychliński T., 2014. Skały klastyczne i węglanowe triasu górnego (karnik-noryk). *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 135–140. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Rychliński T., Jaglarz P., 2010. Sedymentacja triasu w basenach Tatricum i Fatricum w Tatrach. *W*: Nauka a zarządzanie obszarem Tatr i ich otoczeniem, 1: 131–136.

Rychliński T., Szulc J., 2005. Facies and sedimentary environments of the upper Scythian-Carnian succession from the Belianske Tatra Mts. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 75: 155–169.

Rychliński T., Uchman A., 2010. Skamieniałości śladowe wczesnego i środkowego triasu domeny Fatricum w Tatrach i ich znaczenie paleośrodowiskowe. Przegląd Geologiczny, 58: 1079–1086.

Rychliński T., Ivanova D.K., Jaglarz P., Bucur I.I., 2013. Benthic foraminifera and calcareous algae from the Anisian-Norian Succession in the Tatras (Poland and Slovakia): New data from High-Tatric and Križna units. Studia Universitatis Babeș-Bolyai Geologia, 58: 21–43.

Rytel A., Czepiński Ł., Pawlak W., Tałanda M., Szczygielski T., Sulej T., 2024. Duża akumulacja szczątków kręgowców z najniższego kajpru (środkowy trias) Miedar na Górnym Śląsku – unikatowy fragment zapisu regresji morza wapienia muszlowego. *W*: 4 Polski Kongres Geologiczny: 142.

Sadlok G., Bujok A., 2008. Czy różnice ichnotaksonomiczne między tropami lacertoidów z piaskowca tumlińskiego odzwierciedlają różnice biotaksonomiczne twórców? Przegląd Geologiczny, 56: 1005–1010.

Salamon M., Niedźwiedzki R., Walter R., 2003. New data on Middle Triassic echinoderms from the Sudetes Mountains. Geological Quarterly, 47: 133–138.

Schneider J.W., Scholze F., 2016. Late Pennsylvanian–Early Triassic conchostracan biostratigraphy: a preliminary approach. Geological Society Special Publications, 450: 450–456.

Schneider J.W., Lucas S.G., Scholze F., Voigt S., Marchetti L., Klein H., Opluš S., Werneburg R., Golubev V.K., Barrick J.E., Nemyrovska T., Ronchi A., Day M.O., Silantiev V.V., Rößler R., Saber H., Linnemann U., Zharinova V., Schen S-Z., 2020. Late-Paleozoic-early Mesozoic continantal biostratigraphy – Links to the Standard Global Chronostratigraphic Scale. Palaeoworld, 29: 186–238.

Scholze F., Schneider J.W., Werneburg R., 2016. Conchostracans in continental deposits of the Zechstein–Buntsandstein transition in central

Literatura

Germany: Taxonomy and biostratigraphic implications for the position of the Permian–Triassic boundary within the Zechstein Group. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 449: 174–193.

Scholze F., Wang X., Kirchner U., Kraft J., Schneider J.W., Götz A.E., Joachimski M.M., Bachtadse V., 2017. A multistratigraphic approach to pinpoint the Permian-Triassic boundary in continental deposits: The Zechstein-Lower Buntsandstein transition in Germany. Global and Planetary Change, 152: 129–151.

Scotese C.R., 2018. The Triassic world: plate tectonics, paleogeography, paleoclimate and paleobiogeography. GSA Abstracts with Programs, 50 (6), 257-1.

Scupin H., 1933a. Der Buntsandstein der Nordsudeten. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, 85: 161–189.

Scupin H., 1933b. Geologischer Führer durch die Nordsudeten. Sammlung Geologischer Führer, 35. Borntraeger, Berlin.

Senkowiczowa H., 1956. Wapień muszlowy na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 113.

Senkowiczowa H., 1957. Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nida a Chmielnikiem. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 122: 5–81.

Senkowiczowa H., 1961. Ret i wapień muszlowy na zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 167.

Senkowiczowa H., 1965. Stratygrafia osadów retu monokliny przedsudeciej. Kwartalnik Geologiczny, 9: 745–758.

Senkowiczowa H., 1966a. Podział i rozwój facjalny retu w Górach Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 10: 769–785.

Senkowiczowa H., 1966b. Uwagi o stratygrafii triasu w wierceniu Boża Wola IG-1. Przegląd Geologiczny, 16: 430–433.

Senkowiczowa H., 1970. Trias (bez utworów retyku). Prace Instytutu Geologicznego, 56: 7–48.

Senkowiczowa H., 1973a. Niecka miechowska. Góry Świętokrzyskie. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 52–72. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1973b. Trias. Obszary występowania i stratygrafia. Obszar pozakarpacki. Niż Polski. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik (red. S. Sokołowski): 73–93. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1979a. Możliwości sformalizowania podziału litostratygraficznego środkowego i górnego triasu epikontynentalnego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 23: 583–600.

Senkowiczowa H., 1979b. Rodzina Limidae Rafinesque, 1815. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 58–59. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., 1980. Możliwości sformalizowania podziału litostratygraficznego środkowego i górnego triasu Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. Kwartalnik Geologiczny, 24: 787–804.

Senkowiczowa H., 1982. Struktury biogeniczne w osadach retu i dolnego wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 26: 559–583.

Senkowiczowa H., 1985. Fauna z osadów retu i wapienia muszlowego na Niżu Polskim. Prace Instytutu Geologicznego, 117.

Senkowiczowa H., 1989. Małże i ślimaki triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. CAG, Kielce [nr inw. 1272 R].

Senkowiczowa H., 1991. Głowonogi triasu środkowego Gór Świętokrzyskich. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 365: 95–138.

Senkowiczowa H., 1992. Granica między górnym pstrym piaskowcem – retem a wapieniem muszlowym. Przegląd Geologiczny, 40: 305–308.

Senkowiczowa H., 1998. Trias północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 378: 5–58.

Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Gromada Bivalvia (Bonnani, 1681) Linné, 1758). *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 47–66. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., Kotański Z., 1979. Typ Echinodermata. Gromada Crinoidea Miller, 1821. *W*: Budowa geologiczna Polski. Tom 3. Atlas skamieniałości przewodnich i charakterystycznych, część 2a. Mezozoik. Trias (red. L. Malinowska): 126–130. Wydaw. Geol., Warszawa.

Senkowiczowa H., Ślączka A., 1962. Pstry piaskowiec na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 32: 313–337.

Shanley K.W., McCabe P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. AAPG Bulletin, 78: 544–568.

Siedlecki S., 1949. Zagadnienia stratygrafii morskich utworów triasu krakowskiego. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 18: 191–243.

Siedlecki S., 1952. Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 60: 5–230.

Sokołowski S., 1948. Tatry Bielskie. Geologia zboczy południowych. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 4.

Sokołowski S. (red.), 1973. Budowa geologiczna Polski. Tom 1. Stratygrafia, część 2. Mezozoik. Wydaw. Geol., Warszawa.

Soto J.I., Flinch J.F., Tari G., 2017. Permo-Triassic Basins and Tectonics in Europe, North Africa and the Atlantic Margins: A Synthesis. *W*: Permo-Triassic Salt Provinces of Europe, North Africa and the Atlantic Margins. Tectonic and Hydrocarbon Potential (red. J.I. Soto i in.): 3–41. Elsevier.

Stache G., 1865. Bericht über die geologischen Aufnahmen im Gebiet des oberen Neutra-Fluesses und der königlichen Bergstadt Kremniz im Sommer 1864. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 15: 279–319.

Stache G., 1868. Über das Auftreten der Kössener Schichten im Gebiete der Hohen Tatra. Verhandlungen der Geologischen Reichsanstalt, 5: 99–102.

Strzelecki R., 1980. Wyniki badań mineralizacji uranowej w triasie syneklizy perybałtyckiej. Kwartalnik Geologiczny, 24: 933–934.

Studencki M., 1993. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Starachowice (780). Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Studencki M., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego w skali 1:25 000, ark. Piekoszów B. CAG, Warszawa [nr inw. 853/2000], Kielce [nr inw. 1531/B].

Stur D., 1860. Geologische Übersichts-Aufnahme des Wassergebietes der Waag und Neutra. Jahrbuch der Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 11: 17–151.

Stur D., 1868. Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag und Gran-Thale. Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, 18: 337–426.

Styk O., 1965. Otwornice i małżoraczki triasu z południowej części Gór Świętokrzyskich. Kwartalnik Geologiczny, 9: 737–744.

Styk O., 1975. Foraminifera from the Lower and Middle Triassic of Poland. Acta Palaeontologica Polonica, 20: 501–534.

Styk O., 1982. Biostratygrafia osadów epikontynentalnego triasu Polski na podstawie małżoraczków. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 329: 5–62.

Styk O., 1990. Stratygrafia mikropaleontologiczna osadów retu i wapienia muszlowego w SW Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 34: 697–714.

Sulej T., Niedźwiedzki G., Niedźwiedzki R., Surmik D., Stachacz M., 2011. Nowy zespół kręgowców z marginalnomorskich i lądowych osadów dolnego kajpru (ladyn, środkowy trias) z Miedar na Śląsku. Przegląd Geologiczny, 59: 426–430.

Sulej T., Niedźwiedzki G., Bronowicz R., 2012. A new Late Triassic vertebrate fauna from Poland with turtles, aetosaurs, and coelophysoid dinosaurs. Journal of Vertebrate Paleontology, 32: 1033–1041.

Szaniawski R., Ludwiniak M., Rubinkiewicz J., 2012. Minor couterclockwise 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.

Szczepanik Z., 2015. Sprawozdanie z realizacji zadania badawczego pn. Opracowanie naukowe i przygotowanie do ekspozycji materiałów edukacyjnych i popularyzatorskich dla potrzeb działalności w nowo wybudowanych i przebudowanych pomieszczeniach Oddziału Świętokrzyskiego Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego w Kielcach. CAG, Warszawa [nr inw. 4576/2022].

Szulc A., 1991. The Muschelkalk in Lower Silesia (Stop B11 Raciborowice; Poland, Lower Silesia). *W*: Muschelkalk. A Field Guide (red. H. Hagdorn): 58–61. Goldschneck-Verlag Werner K. Wiedert, Stuttgart.

Szulc J., 1995. Schemat stratygrafii sekwencyjnej triasu pozaalpejskiego w Polsce; uwarunkowania eustatyczne i tektoniczne. *W*: IV Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 112–113.

Szulc J., 2000. Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys ocean. Annales Societatis Geologorum Polniae, 70: 1–48.

Szulc J., 2005. Sedimentary environments of the vertebrate-bearing Norian deposits from Krasiejów, Upper Silesia, Poland. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Reihe B, 19: 161–170.

Szulc J., 2007a. Röt and Muschelkalk. Stratigraphy and correlation with Tethys and other Germanic subbasins. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 26–33.

Szulc J., 2007b. Keuper. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 33–41.

Szulc J., 2014. Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna retu i wapienia muszlowego. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 141: 173–180.

Szulc J., 2015a. Stanowisko 2. Żebrowica. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 120.

Szulc J., 2015b. Stanowisko 4. Wolica I. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 123.

Szulc J., 2018. Charakterystyka litologiczna i systemy depozycyjne pstrego piaskowca górnego, wapienia muszlowego i kajpru. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 150: 65–67.

Szulc J., 2019. Lower Triassic marine Buntsandstein deposits in the Central European Basin. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 170: 311–320.

Szulc J., Gaździcki A., 2014. Trias płaszczowiny choczańskiej (hronikum). Skały węglanowe triasu środkowego. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 206–216. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Szulc J., Hagdorn H., 2020. Der Muschelkalk in Polen. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 91: 1152–1179.

Szulc J., Racki G., 2015. Formacja grabowska – podstawowa jednostka litostratygraficzna kajpru Górnego Śląska. Przegląd Geologiczny, 63: 103–113.

Szulc J., Rychliński T., Götz A., Ruckwied K., 2004a. Triasowy rozwój basenu Fatricum na przykładzie osadów jednostki križniańskiej w profilu Skupniów Upłaz-Boczań. *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 25–29.

Szulc J., Götz A., Kurc G., Ruckwied K., 2004b. Batymetria i ewolucja basenu Hronicum w triasie środkowym na przykładzie profilu Wielkich i Małych

Literatura

Korycisk (Tatry Polskie). *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 55–63.

Szulc J., Gradziński M., Lewandowska A., Heunisch C., 2006. The Upper Triassic crenogenic limestones in Upper Silesia (southern Poland) and their paleoenvironmental context. GSA Special Papers, 416: 133–151.

Szulc J., Becker A., Mader A., 2015a. Perm i trias – nowe otwarcie Gór Świętokrzyskich. *W*: 84 Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 11–27.

Szulc J., Racki G., Jewuła K., 2015b. Key aspects of the stratigraphy of the Upper Silesian Middle Keuper, southern Poland. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 557–586.

Szulc J., Racki G., Jewuła K., Środoń J., 2015c. How many Upper Triassic bone-bearing levels are there in Upper Silesia (Southern Poland)? A critical overview of stratigraphy and facies. Annales Societatis Geologorum Poloniae, 85: 587–626.

Szulczewski M., 1995. Stop 8. Zachełmie quarry. *W*: XIII International Congress on Carboniferous-Permian, Guide to Excursions: 32–33.

Szulczewski M., 2010. Refleksje krytyczne nad austro-węgierskimi reliktami w stratygrafii dolnego triasu w Tatrach. Przegląd Geologiczny, 58: 170–178.

Szurlies M., 2007. Latest Permian to Middle Triassic cyclo-magnetostratigraphy from the Central European Basin, Germany: Implications for the geomagnetic polarity timescale. Earth and Planetary Science Letters, 261: 602–619.

Szurlies M., Bachmann G.H., Menning M., Nowaczyk N.R., Käding K., 2003. Magnetostratigraphy and high-resolution lithostratigraphy of the Permian-Triassic boundary interval in Central Germany. Earth and Planetary Science Letters, 212: 263–278.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1960. O stratygrafii i rozwoju kajpru w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 4: 701–712.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1973. Korelacja profilów dolnego i środkowego pstrego piaskowca w zachodniej Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 17: 261–273.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1979. Trias dolny w północno-wschodniej Polsce. Prace Instytutu Geologicznego, 91.

Szyperko-Śliwczyńska A., 1980. Litostratygrafia pstrego piaskowca w Polsce i projekt jej usystematyzowania. Kwartalnik Geologiczny, 24: 275–298;

Szyperko-Teller A., 1982. Litostratygrafia pstrego piaskowca na Pomorzu Zachodnim. Kwartalnik Geologiczny, 26: 341–368.

Szyperko-Teller A., 1986. Trias dolny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63: 88–89.

Szyperko-Teller A., Becker A., 2011. Trias dolny. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 131: 26–32.

Szyperko-Teller A., Moryc W., 1988. Rozwój basenu sedymentacyjnego pstrego piaskowca na obszarze Polski. Kwartalnik Geologiczny, 32: 53–72.

Szyperko-Teller A., Senkowiczowa H., Kuberska M., 1997. Trias dolny (pstry piaskowiec). Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 153: 83–132.

Śliwiński S., 1961. Warstwy olkuskie. Rudy i Metale Nieżelazne, 6: 526–529.

Śliwiński S., 1978. Dolomity kruszconośne. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 121–138.

Śliwiński W., 1980. Model akumulacji caliche w kontynentalnych osadach permu południowo-zachodniej części niecki śródsudeckiej. Geologia Sudetica, 15: 83–101.

Śliwiński W., 1984. W sprawie rewizji pozycji stratygraficznej warstw z Chełmska Śląskiego (perm niecki śródsudeckiej). Geologia Sudetica, 18: 167–174.

Śliwiński W., Raczyński P., Wojewoda J., 2003. Sedymentacja utworów epiwaryscyjskiej pokrywy osadowej w basenie północnosudeckim. *W*: Sudety Zachodnie – od wendu do czwartorzędu: 119–126.

Środoń J., Szulc J., Anczkiewicz A., Jewuła K., Banaś M., Marynowski L., 2014. Weathering, sedimentary and diagenetic controls of mineral and geochemical characteristics of the vertebrate-bearing Silesian Keuper. Clay Minerals, 49: 569–594.

Świdrowska J., Hakenberg M., Poluthovic B., Seghedi A, Višnâkov I., 2008. Evolution of Mesozoic basin on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). Studia Geologica Polonica, 130.

Tásler R., Čadková Z., Dvořák J., Fediuk F., Chaloupský J., Jetel J., Kaiserová-Kalibová M., Prouza V., Schovánková-Hrdličková D., Středa J., Střída M., Šetlík J., 1979. Geologie české části vnitrosudetské pánve (Geology of the Czech part of the Intrasudetic Basin). ÚÚG, Praha.

Tokarski A., 1965. O stratygrafii salinarnego retu monokliny przedsudeckiej. Acta Geologica Polonica, 15: 105–129.

Trammer J., 1971. Middle Triassic (Muschelkalk) conodonts from the SW margin of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 21: 379–386.

Trammer J., 1972. Stratigraphical and paleogeographical significance of conodonts from the Muschelkalk of the Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 22: 219–232.

Trammer J., 1975. Stratigraphy and facies development of the Muschelkalk in the south-western Holy Cross Mts. Acta Geologica Polonica, 25: 179–216.

Trammer J., 1976. Punkt IIIA-5 – Wolica – kamieniołom wapienia muszlowego. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 214–217.

Trammer J., Mizerski W., 1976. Punkt IIIA-2 – Obice – kamieniołom wpieni triasu środkowego. *W*: Przewodnik 48 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 204–206.

Trammer J., Zawidzka K., 1976. Korelacja jednostek litostratygraficznych wapienia muszlowego Gór Świętokrzyskich i Śląska oraz ich pozycja chronostratygraficzna. Przegląd Geologiczny, 24: 474–475.

Trela W., 1998. Środowisko sedymentacji piaskowców „warstw z Krynek" w rejonie Nietuliska (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich). Przegląd Geologiczny, 46: 67–70.

Trela W., Fijałkowska-Mader A., 2017. Paleogleby w zapisie sedymentacyjnym formacji z Siodeł w Górach Świętokrzyskich (perm górny–trias dolny). Przegląd Geologiczny, 65: 227–233.

Trela W., Wojtyna H., 2009. Walory geoedukacyjne stanowisk przyrody nieożywionej w Dolinie Świśliny (NE obrzeżenie Gór Świętokrzyskich), Geopark Dolina Kamiennej. *W*: Perspektywy rozwoju geoparków w regionie świętokrzyskim: 55–57.

Trela W., Zacharski J., Ptaszyński T., Niedźwiedzki G., Szulc J., 2007. Stop.V.2. Witulin – small abandoned quarry. *W*: International workshop on the Triassic of southern Poland, Fieldtrip guide: 77.

Uchman A., 1994. Lower Jurassic carbonate sedimentation controlled by tilted blocks in Choč unit in the Tatra Mts. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I [za 1993]: 875–883.

Uchman A., 2004. Tatry, ich skały osadowe i badania sedymentologiczne. *W*: VIII Krajowe Spotkanie Sedymentologów: 5–21.

Uchman A., 2014. Wstęp. Skały osadowe w Tatrach. *W*: Skały osadowe Tatr (red. R. Jach i in.): 12–22. Tatrzański Park Narodowy, Zakopane.

Voigt T., 2017. Die Ablagerungssysteme des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen, 14: 39–95.

Vozárová A., 2005. Reconstruction of fluvial bars from the Lower Triassic „Buntsandstein facies" (Lúžna Formation) in the Western Carpathian (Slovakia). Geologica Carpathica, 56: 29–40.

Wagner R., 1988. Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. Kwartalnik Geologiczny, 32: 33–51.

Wagner R., 1994. Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. Prace Państwowego Instytutu Geologicznego, 146.

Wagner R. (red.), 2008. Tabela stratygraficzna Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Warsitzka M., Jähne-Klingberg F., Kley J., Kukowski N., 2019. The timing of salt structure growth in the Southern Permian Basin (Central Europe) and implications for basin dynamics. Basin Research, 31: 337–360.

Witkowski A. (red.), 1986. Hel IG 1. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Instytutu Geologicznego, 63.

Wójcik K., Kołbuk D., Sobień K., Rosowiecka O., Roszkowska-Remin J., Nawrocki J., Szymkowiak A., 2017. Keuper magnetostratigraphy in the southern Mesozoic margin of the Holy Cross Mts. (southeastern edge of the German Basin). Geological Quarterly, 61: 946–961.

Wójcik Z., 1959. Serie wierchowe południowych zboczy Bobrowca. Acta Geologica Polonica, 9: 165–201.

Wyczółkowski J., 1978. Osady triasu dolnego i środkowego. Prace Instytutu Geologicznego, 83: 79–104.

Wyczółkowski J., 1982. Transgresja morza triasowego na obszarze północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Biuletyn Instytutu Geologicznego, 342: 39–72.

Zawidzka K., 1972. Stratigraphic position of the Furkaska limestones. Acta Geologica Polonica, 22: 459–466.

Zawidzka K., 1975a. Conodont stratigraphy and sedimentary environment of the Muschelkalk in Upper Silesia. Acta Geologica Polonica, 25: 217–256.

Zawidzka K., 1975b. Polychaete remains and their stratigraphic distribution in the Muschelkalk of southern Poland. Acta Geologica Polonica, 25: 257–274.

Zawidzka K., 1984. Stratygrafia i mikrofacje wapienia muszlowego w północnej części plakosynkliny miechowskiej. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego, 54: 45–64.

Zhang Y., Ogg J.G., Franz M., Bachmann G.H., Szurlies M., Rohling H.-G., Li M., Rolf C., Obst K., 2020. Carnian (Late Triassic) magnetostratigraphy from the Germanic Basin allowing global correlation of the Mid-Carnian Episode. Earth and Planetary Science Letters, 541: 116275.

Zimmermann E., Berg G., 1904. Rotliegendes, Cenoman und Quartär im Waldenburger Bergland, Blätter Friedland und Waldburg. Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 25.

Złonkiewicz Z., 1998. Szczegółowa Mapa Geologiczna Regionu Świętokrzyskiego 1:25 000, ark. Piekoszów A. CAG, Warszawa [nr inw. 852/2000], Kielce [nr inw. 1531].

Złonkiewicz Z., 2006. Ewolucja basenu niecki miechowskiej w jurze jako rezultat regionalnych przemian tektonicznych. Przegląd Geologiczny, 54: 534–540.

Złonkiewicz Z., 2010. Dokumentowanie profili geologicznych wzdłuż liniowych inwestycji infrastrukturalnych – objęcie projektem pozostałej części Polski. Droga szybkiego ruchu S7 oraz droga krajowa 73. Nazwa odcinka: Kielce – Skarżysko-Kamienna. CAG, Kielce [nr inw. 1742].

Złonkiewicz Z., 2011. Co z tą bruzdą? – Czyli jurajski basen epikontynentalny widziany z niecki Nidy. *W*: Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii: 93–103.

Złonkiewicz Z., 2019. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, ark. Odrowąż (778). Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Złonkiewicz Z., 2023. Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000, ark. Bodzentyn (816) – aktualizacja wcześniejszego opracowania P. Filonowicza, 1962. Państw. Inst. Geol. – PIB, Warszawa.

Literatura

Złonkiewicz Z., 2024. Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Piekoszów (814) wraz z objaśnieniami – aktualizacja. CAG, Warszawa [nr inw. 13215/2024].

Złonkiewicz Z., Becker A., 2015. Stanowisko 1. Zachełmie. *W*: Materiały 84 Zjazdu Naukowego Polskiego Towarzystwa Geologicznego: 109–119.

Złonkiewicz Z., Fijałkowska-Mader A., 2021. Regionalne tło geologiczne. Profile Głębokich Otworów Wiertniczych Państwowego Instytutu Geologicznego, 158: 8–13.

Złonkiewicz Z., Mader A., 2018. Walory geoedukacyjne kamieniołomu Zachełmie w Górach Świętokrzyskich (Polska Południowa). Geotourism, 54/55: 11–26.

Zoubek V., 1930. Geologické studie z kořenově oblasti subtratranské a zon souedních jižně Podbrezové. Štatny Geologicky Ústav 6, Praha: 190–214.

Żelaźniewicz A., Aleksandrowski P., Buła Z., Karnkowski P.H., Konon A., Oszczypko N., Ślączka A., Żaba J., Żytko K., 2011. Regionalizacja tektoniczna Polski. Kom. Nauk. Geol. PAN, Wrocław.

Żyła D., Węgierek P., Owocki K., Niedźwiedzki G., 2013. Insects and crustaceans from the latest Early-early Middle Triassic of Poland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 371: 136–144.