

PERM I TRIAS PRZEDGÓRZA KARPAT POLSKICH

THE PERMIAN AND TRIASSIC OF THE POLISH CARPATHIAN FORELAND

WŁADYSŁAW MORYC¹

Abstrakt. W artykule przedstawiono rozwój geologiczny utworów permu i triasu, budowę geologiczną ich podłoża oraz analizę geologiczną przedgórnajurajskiej powierzchni erozyjnej. Badaniem objęto cały obszar występowania utworów permu i triasu na przedgórzu Karpat polskich, od Suchoj Beskidzkiej na zachodzie, Buska–Pacanowa na północy, do rejonu Rzeszowa na wschodzie. Określono szczegółowo obszary występowania utworów permu dolnego i górnego, pstrego piaskowca, wapienia muszlowego oraz kajpru dolnego i środkowego. Przedstawiono litologię i litostratygrafię opisanych kompleksów oraz ich zasięgi i rozprzestrzenienie na obszarze przedgórza Karpat, w powiązaniu z procesami tektoniczno-erozyjnymi.

Słowa kluczowe: perm, trias, basen epikontynentalny, Ocean Tetydy, brama wschodniokarpacka, przedgórze Karpat.

Abstract. The paper presents the development of Permian and Triassic deposits, geological structure of their basement as well as geological analysis of the pre-Upper Jurassic erosional surface. The study deals with Permian and Triassic deposits of the Polish Carpathian Foreland, from Sucha Beskidzka in the west and Busko-Pacanów in the north, to the Rzeszów region in the east. Special attention was paid to the areas of occurrence of Lower and Upper Permian, Buntsandstein, Muschelkalk as well as Lower and Middle Keuper deposits. The lithology and lithostratigraphy of the discussed complexes and their extents and distribution in the Carpathian Foreland, in connection with tectonic-erosional processes, are discussed.

Key words: Permian, Triassic, epicontinental basin, Tethyan Ocean, Eastern Carpathian Gate, Carpathian Foreland.

WPROWADZENIE

Utwory permu i triasu na obszarze przedgórza Karpat polskich występują pod grubą pokrywą utworów młodszych, mezozoicznych i miocenów, a w strefie Karpat ponadto pod nadkładem nasuniętych utworów fliszowych.

Pierwsze głębokie wiercenia na przedgórzu Karpat, które osiągnęły utwory permu lub triasu, pochodzą dopiero z lat pierwszej połowy XX wieku. Były to otwory wiertnicze Wojsław (Mielec) 3 i Żółcza 1. Od tego czasu badania wiertnicze na obszarze przedgórza Karpat były prowadzone

systematycznie, niekiedy z dłuższymi przerwami, z główną ideą rozpoznania budowy geologicznej różnych systemów geologicznych, występujących w podłożu miocenu, w tym także utworów permu i triasu.

Pierwsze wyniki prac wiertniczych były publikowane przez wielu autorów. Zebrane zostały przy okazji opracowania utworów triasu przez autora w 1971 roku.

W latach późniejszych badania geologiczno-wiertnicze były kontynuowane na tym obszarze w ramach indywidualnej

¹ Emerytowany pracownik Polskiego Górnictwa Naftowego i Gazownictwa „Geonafta”, Ośrodek w Krakowie; adres prywatny: ul. Zakątek 8/40, 30-076 Kraków

działalności poszczególnych instytucji (głównie Górnictwa Naftowego i Państwowego Instytutu Geologicznego) i opracowywane w zespołach geologicznych.

Podczas szeroko prowadzonej akcji poszukiwawczo-badawczej na przedgórzu Karpat wykonano na tym obszarze kilka tysięcy wierceń, w tym około 130 otworów, w których stwierdzono utwory permu i triasu. W większości z nich przewiercono w całości utwory tych systemów geologicznych, sięgając również podległych skał starszego podłoża.

Przedstawiając opis geologiczny i zastosowany podział litostratygraficzny utworów permu i triasu przedgórza Karpat, autor nawiązuje do aktualnej literatury i ustosunkowuje się, w przypadkach uzasadnionych, do dyskusyjnych poglądów wyrażonych na ten temat.

W 1971 roku autor artykułu, na podstawie wykonanych do tej pory wierceń, przedstawił rozwój utworów permu i triasu przedgórza Karpat, na obszarze od Krakowa po okolice Rzeszowa. Szczegółową analizą litostratygraficzną tych utworów został objęty głównie rejon Szczucin–Dąbrowa Tarnowska, a przyjęty podział stratygraficzny tych utworów, na całym obszarze przedgórza Karpat, był oparty na tych sa-

mych kryteriach badawczych, które uwzględniają w pełni wykresy geofizyki wiertniczej.

W obecnej pracy uwzględniono również wyniki uzyskane z nowszych otworów wiertniczych, wykonanych po 1971 roku, oraz rozszerzono obszar badań w zachodnim odcinku przedgórza Karpat, od Krakowa po okolice Suchej Beskidzkiej. Obszar ten w całości obejmuje powierzchnię występowania utworów permu i triasu, od Suchej Beskidzkiej po okolice Rzeszowa.

Głównym elementem obecnego opracowania są mapy zasięgów i miąższości poszczególnych podsystemów i pięter permu i triasu oraz mapy podłoża przedpermsko-triasowego i potriasowej powierzchni erozyjnej.

Przy podziale litostratygraficznym tych utworów zostały uwzględnione w pełnym zakresie wykresy geofizyki wiertniczej, umożliwiające uzyskanie jednolitego i porównywalnego podziału analizowanych utworów na całym obszarze przedgórza Karpat. W konstrukcji map, zwłaszcza przy wyznaczaniu przebiegu uskoku, dużą pomocą były wyniki prac geofizyki powierzchniowej wykonanej przez Geofizykę Kraków.

METODY BADAŃ, PODZIAŁ STRATYGRAFICZNY

W ciągu kilkudziesięcioletniej pracy geologicznej na obszarze przedgórza Karpat polskich, autor artykułu miał możliwość szczegółowego poznania i wykonania profili otworów wiertniczych rdzeni utworów różnych systemów geologicznych, w tym również permu i triasu. W tym czasie została zebrana i opracowana bogata fauna triasowa (m.in. przedstawiona w publikacji z 1971 roku), na której podstawie (z wykorzystaniem wykresy geofizyki wiertniczej wykonane w pełnym zakresie) został ustalony podział stratygraficzny utworów triasu dla całego przedgórza Karpat.

Podział utworów triasu nawiązuje do, wprowadzonego przez autora w 1971 roku, podziału stratygraficznego, przyjmowanego i stosowanego obecnie przy analizach geologicznych tych utworów na obszarze przedgórza Karpat.

Analiza litostratygraficzna dotyczy utworów permu i triasu występujących na obszarze Busko–Sucha Beskidzka–Rzeszów. Dla każdej z wyróżnionych jednostek litostratygraficznych określono wiek, odwzorowano w zakresie zasięgów i miąższości i przedstawiono oddzielnie.

Przygotowując niniejsze opracowanie, autor starał się nawiązać do artykułów (m.in. z opracowaniami utworów permu i triasu) przedstawionych w *Kwartalniku Geologicznym* (t. 32, 1988) oraz do ogólnych zagadnień w opracowaniach tych systemów geologicznych, opublikowanych w *serii Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* (t. 153, 1997). W opracowaniach powyższych pewien przyczynkowy udział miał również autor obecnej publikacji.

Zagadnienia rozwoju i budowy geologicznej utworów permu i triasu na przedgórzu polskich Karpat zostały przedstawione na mapach geologicznych i mapach miąższości utworów poszczególnych oddziałów i pięter oraz w postaci kilku uogólnionych przekrojów geologicznych, które ilustrują układy strukturalne wybranych fragmentów budowy geologicznej obszarów, gdzie te utwory występują.

W opracowaniu przedstawiono skrócony komentarz dotyczący stratygrafii i występowania danych utworów. W przypadkach uzasadnionych ustosunkowano się do niektórych poglądów przedstawionych w literaturze, związanych z zagadnieniami poruszonymi w obecnej pracy.

BUDOWA GEOLOGICZNA PODŁOŻA PODPERMSKO-MEZOZOICZNEGO PRZEDGÓRZA KARPAT

W okresie poprzedzającym tworzenie się na przedgórzu Karpat grubej pokrywy utworów permotriasowych powierzchnia ich podłoża wykazywała już bardzo złożoną budowę (fig. 1). Na obszarach, na których występują te utwory, ich podłoże odpowiada mniej więcej jego dzisiejszej budo-

wie, natomiast w strefach gdzie brak permotriasu, podłoże uległo późniejszej, przedśrodkowo-górnojurajskiej erozji. Odpowiada ona zatem powierzchni erozyjnej przedpermskiej i przedgórnójurajskiej.

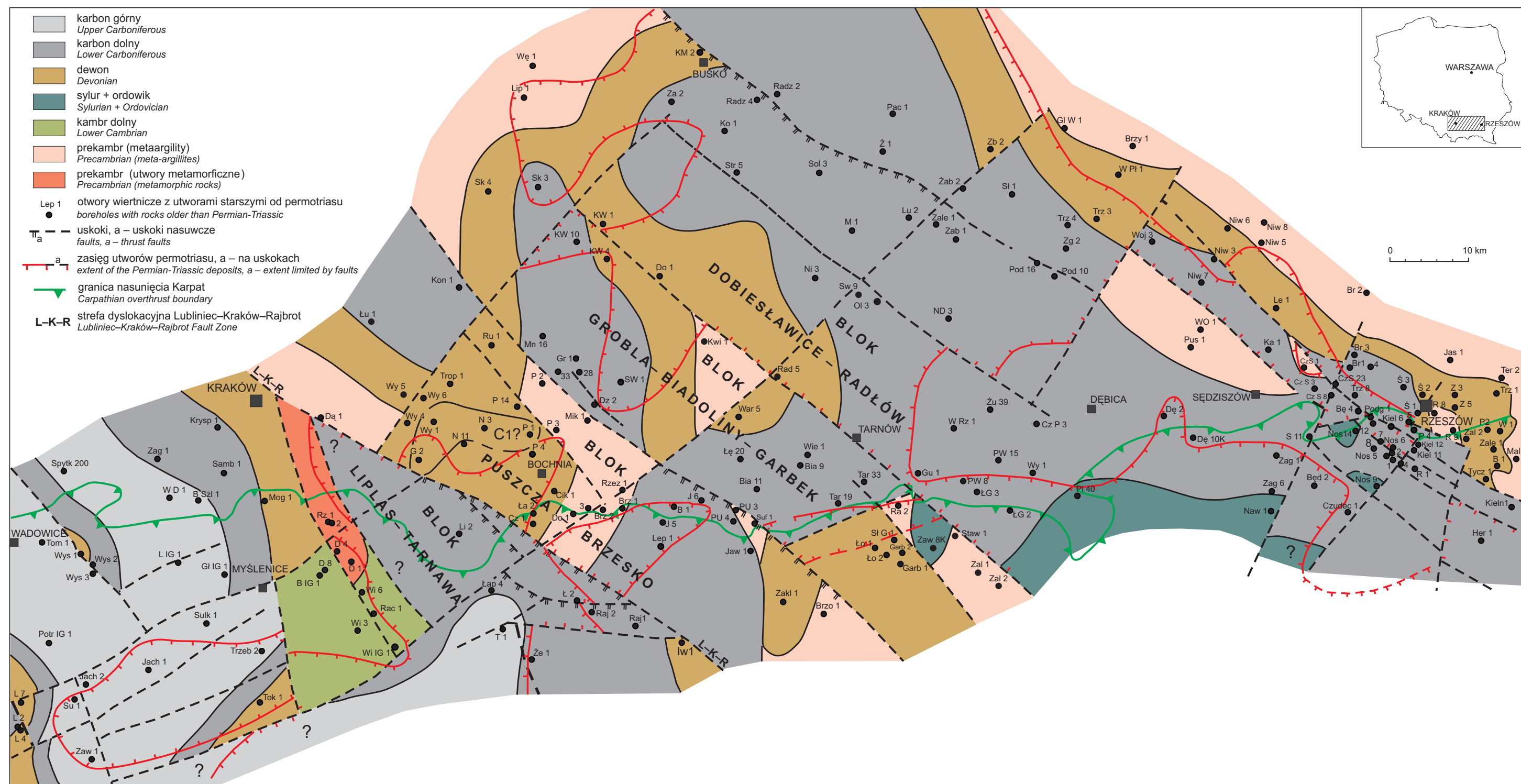


Fig. 1. Mapa podłoża utworów permu i triasu na obszarze przedgórze Karpat

Objaśnienia do figury na stronie 45

Map of the basement of the Permian and Triassic deposits of Polish Carpathian Foreland
For explanation see page 45

Objaśnienia do figur 1, 5–9

Explanations to Figures 1, 5–9

Symbole otworów wiertniczych / Symbols of the boreholes: Bę4–Będziemyśl 4; Będ2–Będzienia 2; Bia 9, 11–Biadoliny 9, 11; Bil4–Bilczyce 4; Bl1–Blizna 1; Bolesław 1; B Szl 1–Borek Szlachecki 1; B IG 1–Borzęta IG-1; Br 1, 2, 3–Bratkowice 1, 2, 3; Brz 1, 2, 3–Brzeźnica 1, 2, 3; B 1–Brzesko 1; Brzoz 1–Brzozowa 1; Brzy 1–Brzyście 1; Cik 1–Cikowice 1; Cz P-3–Czarna Pilzno–3; Cz S 3, 8, 23–Czarna Sędziszowska 3, 8, 23; Cz 1–Czyżycka 1; Dą 1–Kraków-Dąbie 1; D T 4–Dąbrowa Tarnowska 4; Dę 2, 10K–Dębica 2, 10K; D 1, 2, 3, 4, 8–Dobczyce 1, 2, 3, 4, 8; Do 1–Dobiesławice 1; Dz 2–Dziwin 2; Garb 1, 2–Garbek 1, 2; Gd. 4–Gdów 4; Gl W. 1–Gliny Wielkie 1; GIG 1–Głogoczków IG 1; G 2–Grabie 2; Gr 1–Grabina 1; Grą 1–Grądy 1; Gu 1–Gumniska 1; Her 1–Hermanowa 1; Iw 1–Iwkowa 1; J 5, 6–Jadowniki 5, 6; Jach 1, 2–Jachówka 1, 2; Jas 1–Jasionka 1; Ja 1–Jawczyce 1; Jaw 1–Jaworsko 1; Ka 1–Kamionka 1; KW 1, 2, 10, 12–Kazimierza Wielka 1, 2, 10, 12; Kiel 6, 11, 12–Kielanówka 6, 11, 12; Kieln 1–Kielnarowa 1; Ko 1–Kobylniki 1; Kon 1–Koniusza 1; Krysp 1–Kryspinów 1; KM 2–Kostki Małe 2; Kwi 1–Kwików 1; K 1–Kurdwanów 1; L 2, 4, 7–Lachowice–2, 4, 7; L IG 1–Leńcze IG 1; Lep 1–Lepusznica 1; Le 1–Leszcze 1; L 1, 4–Leszczyna 1, 4; Li 2, 3–Liplas 2, 3; Lip 1–Lipówka 1; Lu 2–Lubasz 2; Łap 1, 2–Łapanów 1, 2; Ła 2–Łapczyca 2; Ł 2–Łąka 2; ŁG 2, 3–Łęki Górne 2, 3; Łę 20–Łętowice 20; Ło 1, 2–Łowczów 1, 2; Łu 1–Łuczyce 1; Mal 1–Maława 1; Ma 1–Maniów 1; M 1–Mędrzechów 1; Mi 1, 3–Michałów 1, 3; MW 1–Miechowice Wielkie 1; Mie 7–Mielec 7; Mik 1–Mikuszowice 1; Mog 1–Mogilany 1; Naw 1–Nawsie 1; ND 3–Nieczajna Dolna 3; N 3, 11–Niepołomice 3, 11; Niw 1, 2, 3, 4, 7, 8–Niwiska 1, 2, 3, 4, 7, 8; Ni 3–Niwki 3; N 1–Niżowa 1; Nos 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 14–Nosówka 1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 14; Obl 3–Oblekoń 3; Od 1–Odmęt 1; Ol 3–Oleśnica 3; Pac 1–Pacanów 1; Pa 2, 3, 5–Pawężów 2, 3, 5; Pi 40–Pilzno 40; Pl 1, 2–Pleśna 1, 2; Pod 10, 16–Podborze 10, 16; Podg 1–Podgórze 1; PW 8, 15–Pogórska Wola 8, 15; Po 1–Pojawie 1; PU 3, 4–Porąbka Uszewska 3, 4; Potr IG 1–Potrójna IG 1; Pus 1–Pustków 1; P 1, 2, 3, 4, 14–Puszczyna 1, 2, 3, 4, 14; R 1, 1a, 2, 3–Raciborsko 1, 1a, 2, 3; Rac 1–Raciechowice 1; Ra 1–Raclawówka 1; Ra 2–Radlna 2; Rad 1, 5–Radłów 1, 5; Raj 1, 2–Rajbrot 1, 2; Radz 1, 2, 4–Radzanów 1, 2, 4; Rz 1, 2–Rzeszotary 1, 2; Rzę 1–Rzędzianowice 1; R 8, 9–Rzeszów 8, 9; Rzez 1–Rzezawa 1; Samb 1–Samborek 1; S 11–Sędziszów 11; S 1–Siercza 1; Sk 3, 4–Skalbmierz 3, 4; Sł G 1–Słona Góra 1; Sł 1–Słupiec 1; Sm 3A, 6–Smęgorzów 3A, 6; Smo 1–Smoczka 1; Sol 3–Solec 3; Spyt 200–Spytkowice 200; Str 1, 5–Strożyńska 1, 5; Staw 1–Stawiska 1; SW 1–Strzelce Wielkie 1; Suf 1–Sufczyn 1; Su 1–Sucha Beskidzka IG 1; Sułk 1–Sułkowice 1; Sw 9–Swarzów 9; Św 2–Świątki 2; Ś 1, 2, 3, 5–Świlcza 1, 2, 3, 5; T 1–Tarnawa 1; Tar 19, 33–Tarnów 19, 33; Ter 2–Terliczka 2; Tok 1–Tokarnia IG 1; Tom 1–Tomice 1; Trop 1–Tropiszów 1; Trz 3, 4, 8–Trzciana 3, 4, 8; Trzeb 2–Trzebnia 2; Tycz 1–Tyczyn 1; War 5–Waryś 5; Wę 1–Węchadłów 1; WD 1–Wielkie Drogi 1; Wie 1–Wierzchosławice 1; Wiś 2, 3–Wiśnicz 2, 3; Wi 3, 4, 6, IG 1–Wiśniowa 3, 4, 6, IG 1; Woj. 1, 3, 9–Wojślaw 1, 3, 9; WO 1–Wola Ociecka 1; W Pł 1–Wola Pławska 1; W Rz 1–Wola Rzędzińska 1; W 1–Wolica 1; Wy 1, 4, 5, 6–Wyciąże 1, 4, 5, 6; Wy 1–Wygoda 1; Wys 1, 2, 3–Wysoka 1, 2, 3; Z 1–Zabłocie 1; Zab 1–Zabrze 1; Za 2–Zagość 2; Zag 1–Zagórzycze 1; Zakł 1–Zakliczyn 1; Zal 1, 2–Zalasowa 1, 2; Zale 1–Zalesie 1; Zaw 1–Zawoja 1; Zaw 8K–Zawada 8K; Zbor 3–Zborów 3; Zb 2–Zborówek 2; Zg 2–Zgórsko 2; Żab 2–Żabiec 2; Że 2–Żegocina 2; Ż 1–Żółta 1; Żu 39–Zukowice 39.

Utwory permu i triasu na przedgórzu Karpat polskich są znane dzisiaj od rejonu Suchej Beskidzkiej na zachodzie, po okolice Rzeszowa ku wschodowi (fig. 1). W części północnej obejmują obszar od okolic Buska (dalej na zachód aż do niecki miechowskiej i południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich) do rejonu Niwisk–Rzeszowa, stanowiąc najdalszy ich zasięg na północnym wschodzie przedgórze Karpat. Południowa granica występowania utworów permotriasu przebiega na obszarze podkarpackim w strefie głębokich wierceń wykonanych na południe od Rzeszowa, Dębicy, Tarnowa, Bochni i Myślenic (fig. 1). Dotychczasowe wyniki wierceń świadczą o możliwości występowania tych utworów również dalej, w kierunku południowym.

W budowie geologicznej przedpermско-triasowej, a miejscami przedgórniojurajskiej powierzchni erozyjnej, wyróżniają się na tym obszarze, jako nadrzędne elementy strukturalne, dwie główne regionalne jednostki tektoniczne. Według nowych propozycji dotyczących podziału tektonicznego Polski (Buła i in., 2008; Narkiewicz, Dadlez, 2008; Żelaźniewicz, 2008; Żelaźniewicz i in., 2011), jednostki te są określane jako blok górnośląski i blok małopolski. Autor zrezygnował w niniejszej pracy z określenia ich jako masywy (m.in. Moryc, 2006a), przyjmując (zgodnie również z uwagami w recenzji) propozycję regionalizacji tektonicznej Polski za uzasadnioną. Mimo że podział tego rejonu na dwa regionalne elementy strukturalne ogólnie jest znany, wymaga on jednak krótkiego opisu, dla podkreślenia istniejących różnic jego budowy. Granicą tych dwóch nadrzędnych jednostek strukturalnych na przedgórzu Karpat (fig. 1) jest wschodnie przedłużenie strefy uskoku Kraków–Lubliniec.

Historia badań i rozwoju tektonicznego tych dwóch regionalnych jednostek strukturalnych („bloków”) była przedmiotem wielu publikacji. Temat ten był poruszany w pracach i cytowanej w nich literaturze już wielokrotnie (m.in. Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Żaba, 1995, 1999; Buła, Jachowicz, 1996; Buła i in., 1997; Buła, 2000; Żelaźniewicz i in., 2009; Buła, Habryn, 2010, 2011), dlatego tym bardziej zbędnym byłoby nawiązywanie do szczegółów dotyczących tego tematu.

Kontynuacja strefy uskoku Kraków–Lubliniec jest udokumentowana obecnie w kierunku południowo-wschodnim (fig. 1) przynajmniej na odcinku Kraków–Rajbrot (Jachowicz, Moryc, 1995), a być może jeszcze dalej w tym kierunku, nawet do okolic otworu wiertniczego Siekierczyzna IG 1 (Moryc, Jachowicz, 2000).

Istotne znaczenie w wyróżnieniu tych dwóch regionalnych bloków, oprócz aspektów strukturalnych, mają różnice w rozwoju utworów prekambryjskich i staropaleozoicznych, występujących po obydwu stronach tej walnej strefy dyslokacyjnej.

W strefie bloku małopolskiego są to późnoprakambryjskie i wczesnokambryjskie (ediakarskie), słabo zmetamorfizowane utwory, głównie metaargilitowe (m.in. Kotas, 1982; Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Buła, 2000; Moryc, Jachowicz, 2000; Moryc, Łydka, 2000; Łydka, Moryc, 2000; Buła, Żaba, 2008; Buła, Habryn, 2010; Jachowicz-Zdanowska, 2010 i literatura zamieszczona w tych pracach). W bloku górnośląskim natomiast są starsze skały metamorficzne, archaiczno-proterozoiczne (m.in. Moryc, Heflik, 1998; Buła, Habryn, 2010 i literatura cytowana w tych pracach).

W bloku górnośląskim bezpośrednio młodszymi są platformowe utwory kambru dolnego², które nie są znane w graniczącym z nim od północy bloku małopolskim. W tym ostatnim natomiast występują młodsze od kambru utwory dolnopaleozoiczne (ordowik i sylur), których najprawdopodobniej (Brochwicz-Lewiński i in., 1983; Moryc, w: Jachowicz, Moryc, 1995) brak na obszarze bloku górnośląskiego.

Utwory ordowiku i syluru w bloku małopolskim występują w wielu otworach wiertniczych (fig. 1), w południowej strefie Rzeszów–Pilzno–Tarnów–Busko (Tomczyk, 1963; Kwiatkowski i in., 1966; Moryc, 1974, 1992, 1996, 2006a; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997; Tomczykowa, Tomczyk, 2000). Podobne utwory zostały opisane również w obrębie zachodniego przedłużenia bloku małopolskiego w rejonie Myszkowa–Siewierza–Zawiercia (Piekarski i in., 1985; Jachowicz i in., 1987; Gładysz i in., 1990; Nehring-Lefeld i in., 1992; Jachowicz, 1994, 2005; Nehring-Lefeld, Szymański, 1998). W rejonie tym, około 25 km na południowy zachód od Myszkowa, został odwiercony otwór BM 152, w którym wyróżnione utwory ordowiku określono jako formacja z Bibieli (Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000) i zaliczono do bloku górnośląskiego. W 1995 roku Moryc (Jachowicz, Moryc, 1995) wyraził sugestię o możliwym innym przebiegu na tym obszarze strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, która może przebiegać na południe od otworu wiertniczego BM 152. Zatem występujące w tym otworze utwory ordowiku wiązałyby się z podobnymi osadami ze strefy Myszków–Zawiercie i należałyby do bloku małopolskiego, a nie górnośląskiego. Mogłyby na to wskazywać również badania zespołu akritarch z otworu BM 152 (Gładysz i in., 1990), które dokumentują ordowicki wiek formacji z Bibieli (Jachowicz, 2005) nie przekonują jednak (mimo sugestii zawartej w tytule tej pracy), że należą do bloku górnośląskiego. Tym bardziej, że zespół akritarch z ordowiku tego otworu (a także otworu 45-WB zlokalizowanego już w bloku małopolskim), według ww. autorki wskazuje na powiązanie z zespołami prowincji północnej, bałtyckiej.

Istotnym problemem jest również określenie dalszego przebiegu ku wschodowi tej strefy uskokowej na odcinku Kraków–Rajbrot (fig. 1). Moryc (Jachowicz, Moryc, 1995; Moryc, Heflik, 1998; Moryc, 2006a), uwzględniając kryteria litologiczne skał podjurajskich stwierdzonych w otworze Kraków–Dąbie 1 (wynikających z opisów tych utworów wykonanych przez różnych badaczy: F. Rutkowski, Z. Różycki, A. Tokarski), zaliczył je do prekambryjskich metaargilitów typu małopolskiego. Na tej podstawie przebieg strefy dyslokacyjnej rozdzielającej te dwa bloki regionalne autor niniejszej pracy przeprowadził na południe od otworu Kraków–Dąbie 1, przyjmując, że znajduje się on na obszarze bloku małopolskiego. Buła i Habryn (2010) kwestionują ten pogląd, uważając, że omawiane utwory podjurajskie, występujące w otworze Kraków–Dąbie, odpowiadają osadom dolnokambryjskim typu górnośląskiego, umieszczając ten otwór w strefie bloku górnośląskiego. Autorzy nie wnoszą

w swej argumentacji nowych danych (op. cit. str. 20), które przekonywałyby o słuszności zaliczenia tych utworów do kambru dolnego. Pogląd ten jest sprzeczny również z wcześniejszym zaliczeniem tych utworów do syluru (Różycki, Znosko, Konior), chociaż cechy litologiczne sugerowały ten wiek. Opisy tych utworów przez wspomnianych badaczy, a także opinia prof. Adama Tokarskiego (znającego osady z Dąbia) sugerują, że mogą one być porównywane z metaargilitami prekambru przedgórze Karpat. Wydaje się, że bardziej prawdopodobne jest to porównanie, niż korelowanie ich z zupełnie inaczej wykształconymi litologicznie utworami kambru dolnego formacji z Rajbrotu (Jachowicz, Moryc, 1995), niesłusznie zresztą przemianowanej później na formację z Borzęt (Buła, Jachowicz, 1996; Buła, 2000). Wcześniej bowiem, w najniższej części osadów górnojurajskich w otworze Borzęta IG 1, wyróżniono jednostkę litostratygraficzną i nazwano formacją z Borzęt (Golonka, 1978).

Autor artykułu pozostaje na dotychczasowym stanowisku (Moryc w: Jachowicz, Moryc, 1995; Moryc, 2006a), uznając za uzasadnione pozostawienie otworu wiertniczego Kraków–Dąbie 1 w strefie rozwoju utworów prekambru (ediakaru) typu małopolskiego (fig. 1).

Strefa dyslokacyjna, rozdzielająca bloki górnośląski i małopolski na opracowanym obszarze, przebiega zatem na południe od otworów wiertniczych Kraków–Dąbie 1, Grabie 2, Łapczyca 2 i Czyżyczka 1. W dalszym przedłużeniu ku wschodowi biegnie ona na północ od otworów Rajbrot 1 i 2 oraz Iwkowa 1 (fig. 1). Ten wschodni odcinek strefy uskokowej Kraków–Lubliniec, przedłużający się jako uskok Kraków–Rajbrot, w dalszym przebiegu w tym kierunku wydaje się być udowodniony nawet do okolic Siekierzyny k. Nowego Sącza (Moryc, Jachowicz, 2000).

Dzisiejszy obraz podpermsko-triasowej (miejscami podjurajskiej) powierzchni erozyjnej omawianego obszaru przedgórze Karpat został ukształtowany w wyniku procesów sedymentacyjno-diastraficznych i erozyjnych ostatecznie najpóźniej pod koniec jury środkowej i na początku jury górnej, a w części północnej również przed mioceniem. W późniejszym czasie powierzchnia ta dodatkowo uległa młodszej tektonice dysjunktywnej, która doprowadziła do odmłodzenia i powstania szeregu nowych bloków tektonicznych niższego rzędu. W obydwu regionalnych blokach powstało wówczas wiele nowych lub odmłodzonych uskoków, rozdzielających ten obszar na mniejsze lub większe bloki tektoniczne niższego rzędu. Mają one charakter m.in. horstów i rowów tektonicznych, o bardzo różnym stopniu przemieszczeń zdyslokowanej powierzchni. Wykazują bardzo różne amplitudy, przekraczające często kilkaset metrów, a w części południowej nawet rzędu kilku tysięcy metrów zrzutu w stosunku do graniczącego z nim od północy bloku tektonicznego. Uskoki te przecinają utwory różnych systemów geologicznych i stanowią często również granice kompleksów, określając zasięgi danych utworów. Dla ułatwienia opi-

² Ze względu na trudności w korelacji biostratygraficznej między polskimi profilami kambru a nowym, globalnym podziałem chronostratygraficznym tego systemu, w niniejszym artykule zastosowano tradycyjny trójdzielny podział

su geologicznego, niektórym blokom tektonicznym niższego rzędu, wyróżnionym w tych dwóch regionalnych jednostkach tektonicznych, nadano nazwy od nazw niektórych otworów wiertniczych na tym obszarze.

BLOK GÓRNOŚLĄSKI

W północno-wschodniej części bloku górnośląskiego wyróżniono blok niższego rzędu Liplas–Tarnawa (fig. 1), oddzielony strefą uskokową Kraków–Rajbrot od bloku, również drugiego rzędu, Puszcza–Brzesko, należącego już do bloku małopolskiego. Blok Liplas–Tarnawa w podłożu utworów permu i permotriasu (fig. 1, 2) tworzy formę strukturalną typu zdyslokowanego rowu tektonicznego, wypełnionego od góry utworami karbonu górnego (Tarnawa 1) i dolnego (Liplas–Rajbrot). Od południa z blokiem tym graniczy jeden z głównych elementów strukturalnych tej części bloku górnośląskiego horst Rzeszotary–Dobczyce–Wiśniowa. W najsilniej wyniesionej partii tego horstu, w rejonie Rzeszotar (fig. 1), bezpośrednio pod osadami jurajskimi występują zmetamorfizowane utwory prekambryjskie (Moryc, Heflik, 1998 i literatura w tej pracy), a dalej ku wschodowi – niezmetamorfizowane platformowe utwory kambru dolnego (Wiśniowa, Raciechowice).

Utwory metamorficzne horstu Rzeszotar od południowego zachodu graniczą tektonicznie ze zrzucenymi o kilkaset metrów utworami dewońskimi (otwór Mogilany 1) i dolnokambryjskimi (Borzęta IG 1, Dobczyce 8, Wiśniowa 3). W kierunkach ku zachodowi i południowi (fig. 1, 2) utwory starsze (dewon otworu Mogilany i kambr dolny Borzęta–Wiśniowa 3) obniżają się znacznie, w wyniku czego w rejonie Myślenice–Wadowice–Sucha Beskidzka (Su 1), bezpośrednio na powierzchni podpermско-triasowej występują już głównie osady karbońskie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Wyjątkiem są tu utwory dewońskie (Wysoka 1, Tokarnia IG 1, Lachowice), które sygnalizują lokalne, zrębowe występowanie tych utworów, ukazujące się spod, przeważającej na tym obszarze, pokrywy osadów karbońskich (fig. 1).

Budowa podpermско-triasowo-podjurajskiej powierzchni erozyjnej wschodniej części bloku górnośląskiego (fig. 1, 2) przedstawia się ogólnie jako obraz nałożonych, przynajmniej dwóch planów strukturalnych: fundamentu archaiczno-wczesnoproterozoicznego uformowanego ostatecznie w okresie kadomskim (Żelaźniewicz i in., 2009; Buła, Habryn, 2010; i literatura w tych pracach) i planu nałożonego, młodszego, związanego z działalnością różnych faz tektoniki waryscyjskiej i alpejskiej. Ten urozmaicony styl budowy, już w mniejszym stopniu, uwidacznia się w nieco innym układzie strukturalnym, również w bloku małopolskim.

BLOK MAŁOPOLSKI

Główną rolę w budowie bloku małopolskiego odgrywają młodsze elementy strukturalne, głównie o charakterze alpejskich zaburzeń tektonicznych (fig. 3, 4). Południowo-zachodnią granicę tego bloku wyznacza południowa krawędź

bloku tektonicznego Puszcza–Brzesko (fig. 1), określanego w literaturze również jako blok Puszcza–Bochnia–Cieżkowice (Moryc, Jachowicz, 2000).

W przeciwieństwie do starszego i silnie zmetamorfizowanego podłoża prekambryjskiego bloku górnośląskiego, w skład skonsolidowanego podłoża bloku małopolskiego wchodzi słabo zmetamorfizowane, silnie tektonicznie zaangażowane utwory ilowcowo-mułowcowe (metaargilite i metaaleurolite) późnopräkambryjskie i wczesnokambryjsko-ediakarskie (Łydka, Siedlecki, 1963; Pożaryski i in., 1981; Jachowicz, Moryc, 1995; Buła, 2000; Moryc, Jachowicz, 2000; Moryc, Łydka, 2000; Żelaźniewicz i in., 2009; Jachowicz-Zdanowska, 2010). Są to najstarsze utwory ze znanych dotychczas autochtonicznych osadów bloku małopolskiego. Ukazują się one na powierzchniach podpaleozoicznej, podpermско-triasowej, podjurajskiej, a nawet podmioceńskiej, w wielu wyróżnionych, drugiego rzędu, blokach tektonicznych przedgórze Karpat (fig. 1). W części północnej utwory te występują najczęściej bezpośrednio pod osadami miocenu.

W bloku Puszcza–Brzesko (fig. 1) utwory te zostały stwierdzone pod utworami paleozoicznymi, podpermско-triasowymi i podjurajskimi (Puszcza 2–Rzezawa–Brzeźnica i Sufczyn 1–Brzozowa 1) oraz (przyjmując ten wiek utworów w otworze Kraków–Dąbie 1) w otworze Dąbie. Pozostała część powierzchni bloku Puszcza–Brzesko pokrywają utwory dewonu (Wyciąże–Puszcza) i karbonu dolnego (Łuczyce, Jadowniki–Lepusznawice–Jaworsko, fig. 1). Dalej w kierunku północnego wschodu (blok Grobla–Biadolin–Garbek) powierzchnię tę budują utwory prekambryjskie (Kwików 1, Radlna 2, Zalasowa 1 i 2), sylurskie (Zawada 8K) oraz młodopaleozoiczne (dewon i karbon dolny) w przeważającej części rejonu Grobla–Waryś–Biadolin–Garbek.

W bloku Dobiesławice–Radłów (fig. 1) najstarszymi są utwory sylurskie, ukazujące się w otworach wiertniczych Pilzno 40 i Nawsie 1. W pozostałej części tego bloku oraz na graniczącym z nim od północy obszarze, określonym wierceniami Kostki Mała–Radzanów–Dębica–Sędziszów, dominują utwory dolnokarbońskie. Wyróżniają się w tym rejonie również prekambryjskie utwory elewacji Pustków–Wola Ociecka (fig. 1).

W brzeżnej, północno-wschodniej części omawianej powierzchni erozyjnej można wyróżnić szereg innych, mniejszych lub większych, blokowych elementów tektonicznych (fig. 1–4) o podobnych kierunkach NW–SE. Szczególne znaczenie przypisać należy laramijskiemu, a zarazem odmłodzonemu w miocenie, blokowi tektonicznemu w strefie Busko–Lubasz–Podborze, nasuniętemu ku północnemu wschodowi na blok Radzanów 2–Pacanów–Słupiec (fig. 1, 3; Moryc, 1971, fig. 13). Ten ostatni blok, wraz z dalszym jego przedłużeniem ku południowemu wschodowi, zamyka od północnego-wschodu i wschodu obszar przedgórze Karpat polskich, na którym występują utwory triasu i permotriasu.

W podłożu permotriasowym omawianej części bloku małopolskiego nie występują dolnokambryjskie utwory platformowe. Bezpośrednio młodszymi od prekambru (ediakaru) na tym obszarze są utwory ordowiku i syluru. Ukazują

się one we wschodniej części obszaru (fig. 1), w rejonie na południowy zachód od Rzeszowa w otworach Nosówka 9 i 14, gdzie występują bezpośrednio pod lądowymi osadami paleogenu (Moryc, 1995) oraz pod utworami jury środkowej we wspomnianym już wyżej otworze Zawada 8K. Ponadto stwierdzono je w podłożu osadów permotriasu (fig. 1 i 4) w otworach Nawsie 1 i Pilzno 40 (Moryc, 1996; Moryc, Nehring-Lefeld, 1997).

Na obszarze bloku małopolskiego, na którym występują dziś utwory permotriasu lub erozyjnie zostały z niego usunięte, najmłodszymi w podpermsko-triasowym podłożu są utwory dewonu i karbonu dolnego. Utwory te są słabo udokumentowane biostratygraficznie. Miejscami (np. w otworze Niepołomice 3, Grabie 2, Puszcza 1, Wyciąże 1) są zaliczane w całości do dewonu (Jawor, 1970), niekiedy, w gór-

nej ich części, jest im przypisywany wiek wczesnokarboński (Zajac, 1981).

Nieznane są dotychczas w bloku małopolskim węglonośne utwory górnokarbońskie. Buła, Habryn (2010) wyrażają pogląd, że górnokarbońskie utwory węglonośne rozwinęły się wyłącznie na obszarze bloku górnokarbońskiego. Nie można jednak wykluczyć, że utwory te mogą występować we wschodniej, nierozpoznanej wiertniczo, części bloku małopolskiego, w bardziej wewnętrznej strefie podłoża Karpat. Na możliwość tę mogą wskazywać, znane od wielu lat, liczne egzotyki węgla kamiennego spotykane we fliszu karpacim. Pogląd ten wyraził również Znosko (1997). Pokorski (1997; fig. 22, mapa wspólna z Żelichowskim) i Wagner (1997, mapa fig. 27) dają temu wyraz, zaznaczając również na tych mapach w strefie podkarpackiej możliwość występowania

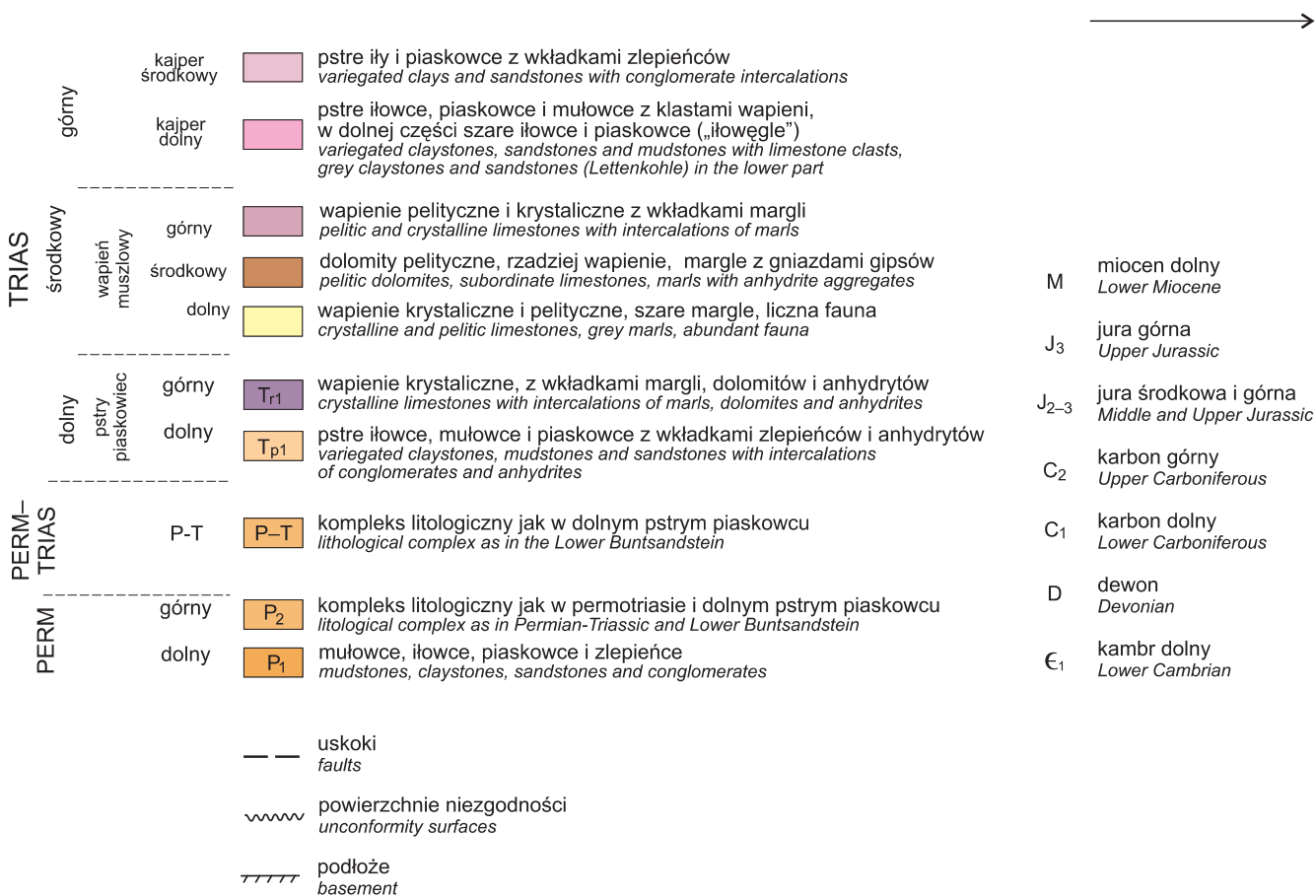


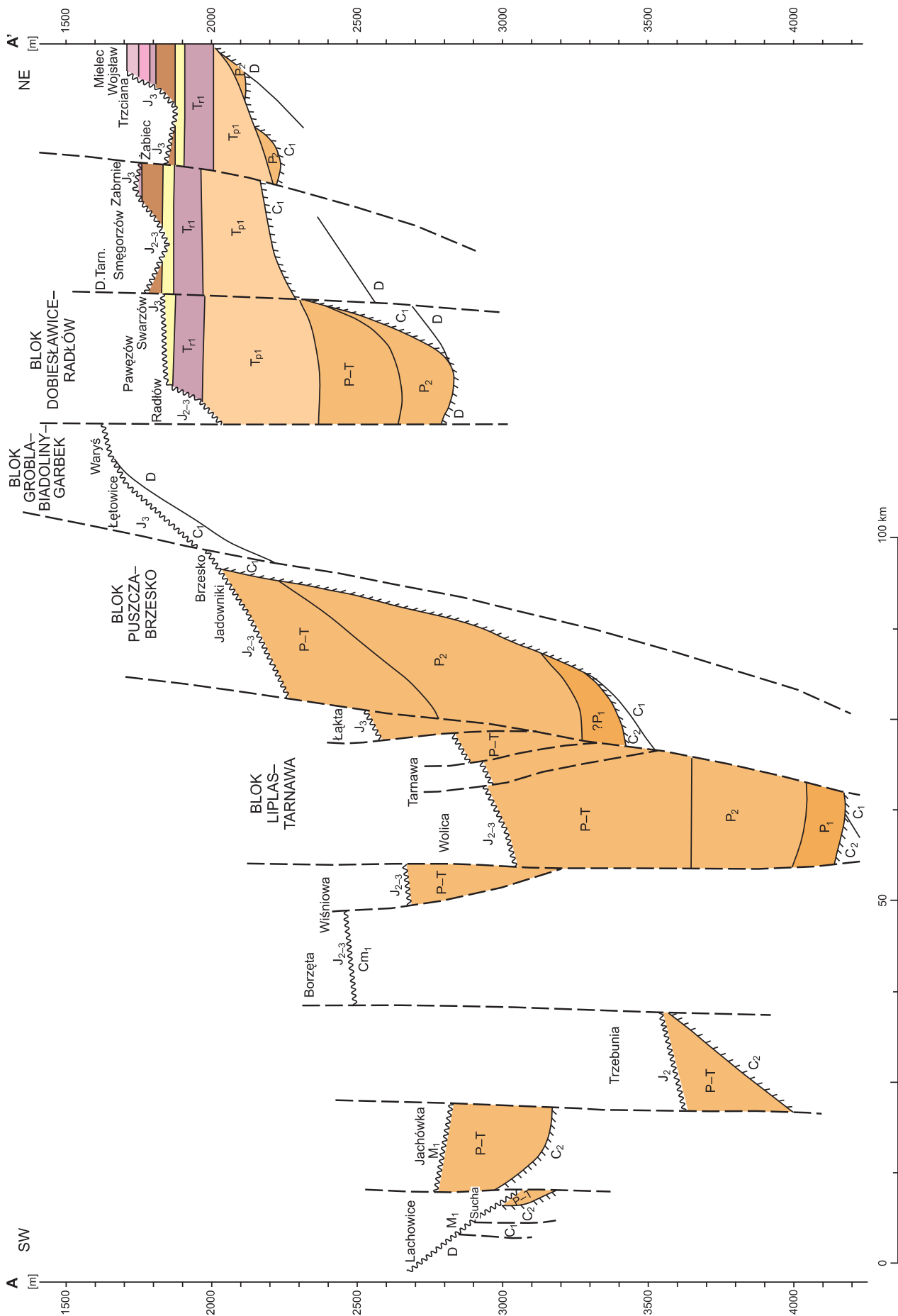
Fig. 2. Syntetyczny przekrój geologiczny (A–A') przez utwory permu i triasu w środkowej części przedgórza Karpat w rejonie Sucha Beskidzka–Brzesko–Dąbrowa Tarnowska–Mielec (bez zachowania skali i proporcji w miąższościach)³

M₁ – miocen dolny; J₃ – jura górna; J₂₋₃ – jura środkowa i dolna; C₂ – karbon górny; C₃ – karbon dolny; D – dewon; Є₁ – kambr dolny

Synthetic geological cross-section (A–A') through the Permian and Triassic deposits in the central part of the Carpathian Foreland: Sucha Beskidzka–Brzesko–Dąbrowa Tarnowska–Mielec area (approximate scale and thickness of deposits)

M₁ – Lower Miocene; J₃ – Upper Jurassic; J₂₋₃ – Middle and Upper Jurassic; C₂ – Upper Carboniferous; C₃ – Lower Carboniferous; D – Devonian; Є₁ – Lower Cambrian

³ W artykule autor zastosował stary podział permu na dolny i górny/In the paper, the author used the former subdivision of the Permian system into the Lower and Upper series



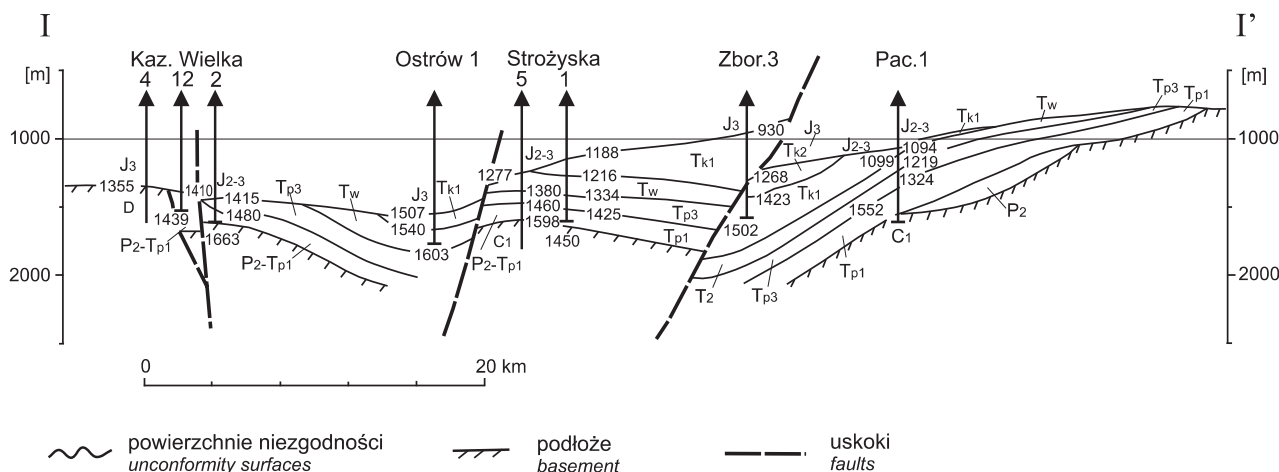


Fig. 3. Przekrój geologiczny (I–I') przez utwory permu i triasu na linii Kazimierza Wielka–Strożyska–Pacanów

J₃ – jura górna; J₂₋₃ – jura środkowa i górna; Tk₂ – kajper środkowy; Tk₁ – kajper dolny; Tw – wapień muszlowy; Tp₃ – ret; Tp₁ – pstry piaskowiec dolny; P₂ – perm górny; P₂-Tp₁ – permotrias; C₁ – karbon dolny; D – dewon

Geological cross-section (I–I') through the Permian and Triassic deposits: Kazimierza Wielka–Strożyska–Pacanów area

J₃ – Upper Jurassic; J₂₋₃ – Middle and Upper Jurassic; Tk₂ – Middle Keuper; Tk₁ – Lower Keuper; Tw – Muschelkalk; Tp₃ – Röt; Tp₁ – Lower Buntsandstein; P₂ – Upper Permian; P₂-Tp₁ – Permian-Triassic; C₁ – Lower Carboniferous; D – Devonian

nia utworów karbonu górnego. Być może, że tak jak przyjął autor artykułu (Moryc, 1992, 1998), utwory najmłodsze karbonu z otworu Czudec 1 (namur A?) należą już do najniższych ogniw karbonu górnego. Tym bardziej, że otwór ten jest

położony w tym rejonie najdalej na południu, w kierunku, w którym zgodnie z wynikami wierceń (Moryc, 1992, fig. 7) obserwujemy wzrost miąższości najmłodszych utworów karbonu (wizenu–wyższego namuru A?).

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA PERMU I TRIASU

Do czasu odwiercenia i opracowania geologicznego otworów wiertniczych Liplas 2 (1968 r.) i Tarnawa 1 (2001 r.) występowanie utworów permu na obszarze przedgórzia Karpat nie było udokumentowane (fig. 5). Wcześniej próby zaliczania do tego wieku niektórych utworów z wierceń tego obszaru oparto na podobieństwie litologicznym skał do utworów permu, które występują na obszarze śląsko-krakowskim i świętokrzyskim. Historię wcześniejszych badań tych utworów i nadległych osadów triasu przedstawiono w literaturze zamieszczonej w publikacjach Moryca (1971 i 2006b).

PERM DOLNY (CZERWONY SPĄGOWIEC)

Udokumentowane utwory dolnopermskie (autun) na przedgórzu Karpat odkryto po raz pierwszy w otworze wiertniczym Tarnawa 1 (fig. 5) w bloku Liplas–Tarnawa. Na podstawie badań (Buła, 2001; Dybowa-Jachowicz, Filipiak, 2001; Kiersnowski, 2001; Moryc, 2006b), utwory te wyróżniono na głębokości 4215–4364 m (149 m). W uzyskanym z nich tylko jednym rdzeniu (głęb. 4327–4335 m) stwierdzono piaskowce różnoziarniste, żwirkowe, rdzawo-szare i szaro-beżowe, z przewarstwieniami mułowców i iłowców bezwapnystych, ciemnoszarych. W świetle badań palinologicz-

nych (Dybowa-Jachowicz, Filipiak, 2001) zespół mikroflory wskazuje na dolnopermski wiek tych utworów. Na podstawie wykresów geofizyki wiertniczej, wykonanych w tym otworze, w całym profilu utworów czerwonego spągowca można zauważyć, że przewagę w tym zespole stanowią utwory piaskowcowe. Piaskowce te, według uzyskanego rdzenia, zawierają również klasty skał ilasto-lupkowych, podobnych do występujących niżej utworów karbonu górnego.

Otwór Tarnawa 1 jest do tej pory jedynym odwiertem, w którym stwierdzono w tym rejonie utwory permu dolnego. Pstre utwory permotriasu są znane dziś z kilku otworów, występujących na zachód od Myślenic po okolice Suchej Beskidzkiej, nie zostały one jednak stratygraficznie dokładnie zbadane. W otworze Tokarnia IG 1 (fig. 5) zostały opisane jako osady wulkanoklastyczne, które na podstawie podobieństwa litologicznego zaliczono do utworów permskich (Wieser, 1975). Stwierdzone w otworze Jachówka 1 (Fig. 5) podobne litologicznie utwory permotriasu, Krieger (w: Buła, 2001) jest skłonny uznać za odpowiednik skał dolnopermskich z profilu Tarnawa 1. Z uwagi na brak materiału rdzeniowego nie ma możliwości przeprowadzenia w otworze Jachówka 1 badań palinologicznych tych utworów. Autor niniejszej pracy przyjął (Moryc, 2006b), że te i inne podobne utwory, nieudokumentowane biostratygraficznie, stosownie jest określić jako utwory permotriasu.

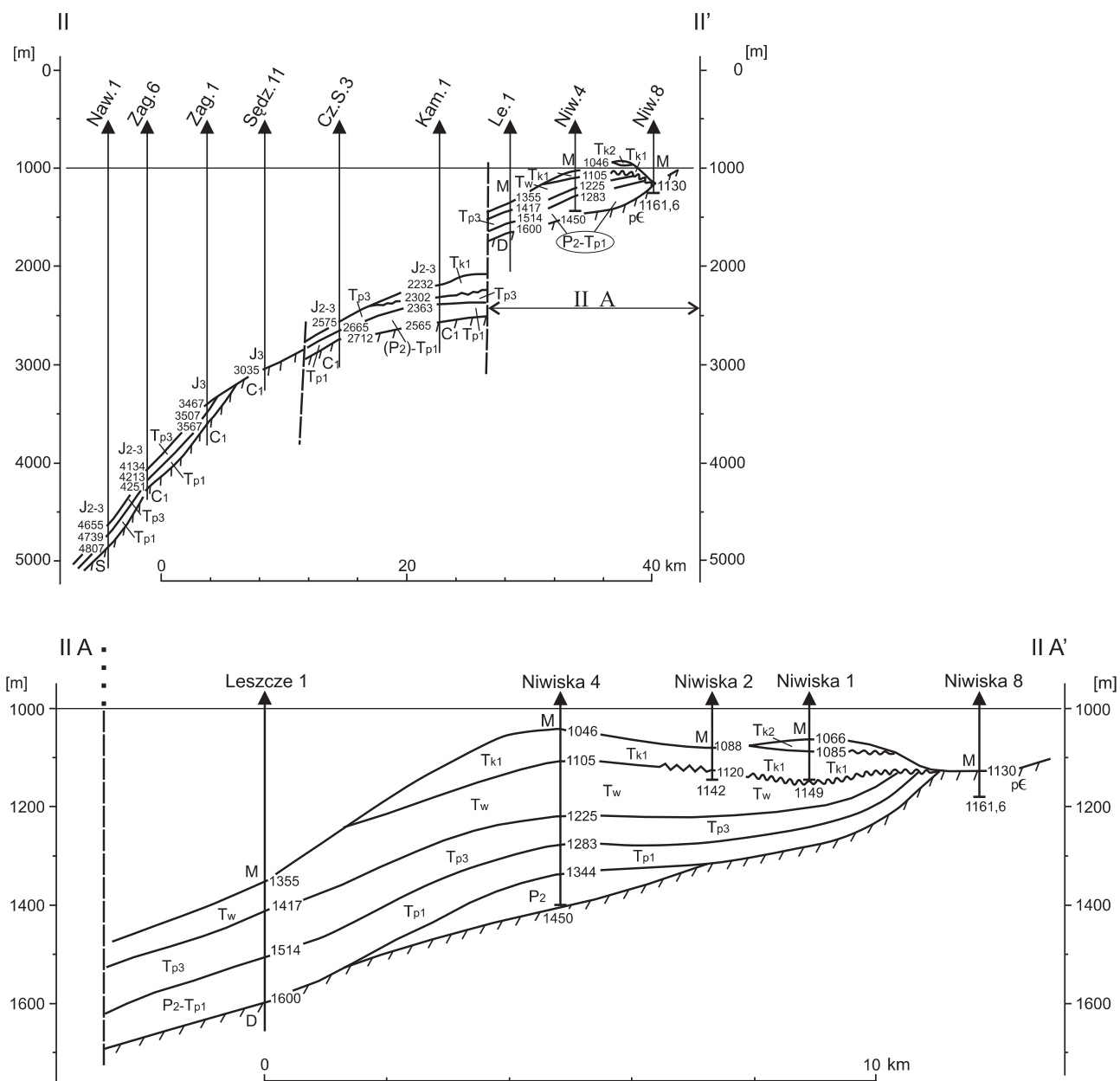


Fig. 4. Przekrój geologiczny (II–II') przez utwory permu i triasu na linii Nawsie–Czarna Sędziszowska–Niwiska. II A–II A' – powiększony fragment przekroju II–II'

M – miocen; S – sylur; pC – prekambry; pozostałe objaśnienia jak na figurze 3

Geological cross-section (II–II') through the Permian and Triassic deposits: Nawsie–Czarna Sędziszowska–Niwiska area.
II A–II A' – enlarged part of cross-section II–II'.

M – Miocene; S – Silurian; pC – Pre-Cambrian; for other explanations see Figure 3

Zasięg utworów dolnopermskich jest ograniczony dziś zatem do okolic otworu wiertniczego Tarnawa 1 (fig. 5), chociaż prawdopodobnie utwory te mogą obejmować znacznie większy obszar. Północny zasięg permu dolnego w tym rejonie nie wykracza poza obszar bloku niższego rzędu Liplasz–Tarnawa (fig. 5), gdyż w otworze Liplasz 2 (i prawdopodobnie Łąka 2) brak już tych utworów, a pstra seria w Liplasz rozpoczyna się osadami cechsztynu (Moryc, Senkowi-czowa, 1968). Perm dolny z otworu Tarnawa 1 może ciągnąć

się zatem na zachód, południe i być może na południowy zachód od tego otworu (fig. 2, 5).

Dzisiejszy brak utworów permu i triasu w otworach wiertniczych Żegocin 1, Borzęta IG 1 oraz częściowy brak permotriasu na obszarze horstu rzeszotarskiego (fig. 1, 5), można łatwo wytłumaczyć erozją przedśrodkowojurajską. Wówczas uległy one redukcji erozyjnej, a wraz z nimi również utwory paleozoiczne i częściowo prekambryjskie.

Perm dolny z rejonu Tarnawy występuje na południowym przedłużeniu rowów Sławkowa i Krzeszowic, wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Siedlecka, 1964; Pokorski, 1988, 1997; Szulc, 1988; Wagner, 1988, 1997; Kiersnowski, 1991; Dadlez i in., 1998). Należy podkreślić, że w zachodniej części przedgórze Karpat, podobnie jak na obszarze śląsko-krakowskim, występują dość często utwory młodowarsycyjskiego wulkanizmu, tworzące szereg dajek i żył pokładowych. Są to lamprofiry przecinające utwory przedpermskie, od prekambriu do karbonu górnego (Kicuła, Wieser, 1970; Pelczar, 1973; Heflik, Moryc, 1977, 1990, 1991; Heflik i in., 1992).

PERM GÓRNY (CECHSZTYN)–TRIAS DOLNY (PSTRY PIASKOWIEC DOLNY–ŚRODKOWY) (PERMOTRIAS)

Główne zarysy cechsztyńskiego basenu Polski ukształtowały się na tle wcześniejszego basenu czerwonego spagowca (Pokorski, Wagner, 1972; Morawska, 1986; Pokorski, 1988, 1997; Wagner, 1988, 1994, 1997; Wagner i in., 1980). Basen pstrego piaskowca rozwinął się, zwiększając znacznie swój zasięg w stosunku do cechsztynu, co szczególnie jest widoczne na obszarze przedgórze Karpat (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szyperko-Teller, 1997).

W cechsztynie morze osiągnęło największy zasięg w najniższym cyklotemie (w: Wagner, 1997), wkraczając w strefach peryferyjnych na obszary przybrzeżne, w tym częściowo również na obszar przedgórze Karpat. Pstra seria klastyczna utworów cechsztynu i niższej części pstrego piaskowca charakteryzuje się ubóstwem fauny i flory (Senkowiczowa, 1997a), uniemożliwiającym stratygraficzne rozdzielanie tych dwóch kompleksów skalnych. Przyjmowane jest zatem łączne określanie tych utworów jako osady permotriasu.

Basen sedymentacyjny górnopermsko-dolnotriasowy na przedgórze Karpat występuje w przeważającej części na obszarze bloku małopolskiego (fig. 5). Jedyne w południowo-zachodniej części, na południe od Bochni–Krakowa, platformowe utwory permotriasu zachowały się na obszarze wschodniej części starszego bloku górnośląskiego.

Na podstawie rozwoju litologicznego, strukturalnego i rozmieszczenia utworów permu i triasu, występujących na styku tych dwóch regionalnych bloków strukturalnych (górnoszląskiego i małopolskiego), można przyjąć, że najprawdopodobniej bloki te, w późnym permie i wczesnym triasie, nie odgrywały istotniejszej roli pod względem wyraźniejszego zróżnicowania charakteru osadów i ich miąższości. Po obu stronach strefy dyslokacyjnej, rozdzielającej te dwa bloki, tworzyły się w permotriasie utwory klastyczne, z niewielkimi wpływami facji siarczanowej i węglanowej. Wśród przeważającego materiału ilasto-piaskowcowego znaczną rolę odgrywają zlepieńce i grubookruchowy materiał, pochodzący ze zniszczenia utworów starszego podłoża, głównie karbonu i dewonu. Materiał zlepieńcowy o różnych barwach, wynikających z obecności w nim różnego materiału

okruchowego, występuje w postaci cieńszych lub grubszych wkładek wśród silikoklastycznych, pstrych skał pelitycznych i drobnoziarnistych. Materiał pelityczny jest również spojwem otoczków występujących w tych zlepieńcach.

Wpływy facji siarczanowej w tych utworach zaznaczają się zarówno w bloku tektonicznym Liplasz–Tarnawa, rozwiniętym na terenie należącym do bloku górnośląskiego, jak i w blokach Puszcza–Brzesko i Grobla–Biadoliny–Garbek, należących do bloku małopolskiego (fig. 5). Występowanie anhydrytów, mimo ograniczonego rdzeniowania utworów permotriasu (dodatkowe informacje dostarczają wykresy geofizyki wiertniczej), jest znane zarówno z wielu wierceń strefy górnośląskiej (Liplasz, Tarnawa, Leszczyna, Grabina i in.), jak i małopolskiej (Jadowniki, Wiśnicz, Strzelce Wielkie, Radłów, Swarzędz). Na tym drugim obszarze silna erozja (miejscami nawet całkowita) utworów permotriasu, dodatkowo uniemożliwia wykazanie obecności w nich utworów ewaporatowych. Na podstawie dotychczasowych danych wydaje się, że wpływy facji węglanowej lub węglanowo-marglistej występują głównie w strefie bloku Liplasz–Tarnawa. Prawdopodobnie w wyniku wspomnianej erozji utworów permotriasowych i znacznych luk w rdzeniowaniu w blokach tektonicznych położonych dalej na północ, znalezienie rzadko występujących utworów węglanowo-marglistych napotyka na dodatkowe trudności.

Najlepiej zostały udokumentowane utwory cechsztynu i częściowo pstrego piaskowca dolnego i środkowego (permotriasu) w otworach wiertniczych Liplasz 2 (Moryc, Senkowiczowa, 1968; Moryc, 1971; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szyperko-Teller, 1997) oraz Tarnawa 1 i Strzelce Wielkie 1 (Kiersnowski, 2001; Moryc 2006a). W otworze Liplasz 2 utwory cechsztynu obejmują prawie cały przewiercony kompleks pstrej serii wynoszącej około 1370 m (Moryc, Senkowiczowa, 1968). Tylko najwyższy, prawdopodobnie 40-metrowy poziom piaskowcowy tego kompleksu, autorzy publikacji byli skłonni włączyć do pstrego piaskowca. Kiersnowski (2001) w tym otworze do permu górnego zalicza około 680 m dolnej części tego kompleksu, ustalając jego górną część na głębokości 1815 m, na przyjętej na tej głębokości luce erozyjnej. Pozostałą, wyższą część utworów permotriasu (około 690 m) określa jako perm górny–trias dolny (?).

W otworze Tarnawa 1, powyżej osadów permu dolnego, Kiersnowski (*op. cit.*) wyróżnia około 510 m utworów permu górnego, stawiając (podobnie jak w otworze Liplasz 2) górną granicę tych utworów również na problematycznej luce erozyjnej przyjętej na głębokości 3705 m. Dodać należy, że na tej głębokości, według danych upadomierza, Aleksandrowski (2001, str. 136) nie wyróżnia zdecydowanej nieciągłości strukturalnej, którą można by uznać za odpowiadającą wspomnianej wyżej luce erozyjnej. Powyżej w otworze wiertniczym Tarnawa 1, Kiersnowski (*op. cit.*) wydziela (na głęb. 3027–3705 m) prawie 680-metrowy kompleks pstrych utworów permu górnego – triasu dolnego (?), określając łącznie miąższość permotriasu w tym otworze na około 1190 m. Według Moryca (2006a) miąższość tych utworów wynosi 1217 m (fig. 5). Różnica ta wynika z przyjęcia przez tych autorów różnych głębokości granicy permotrias–jura. Według

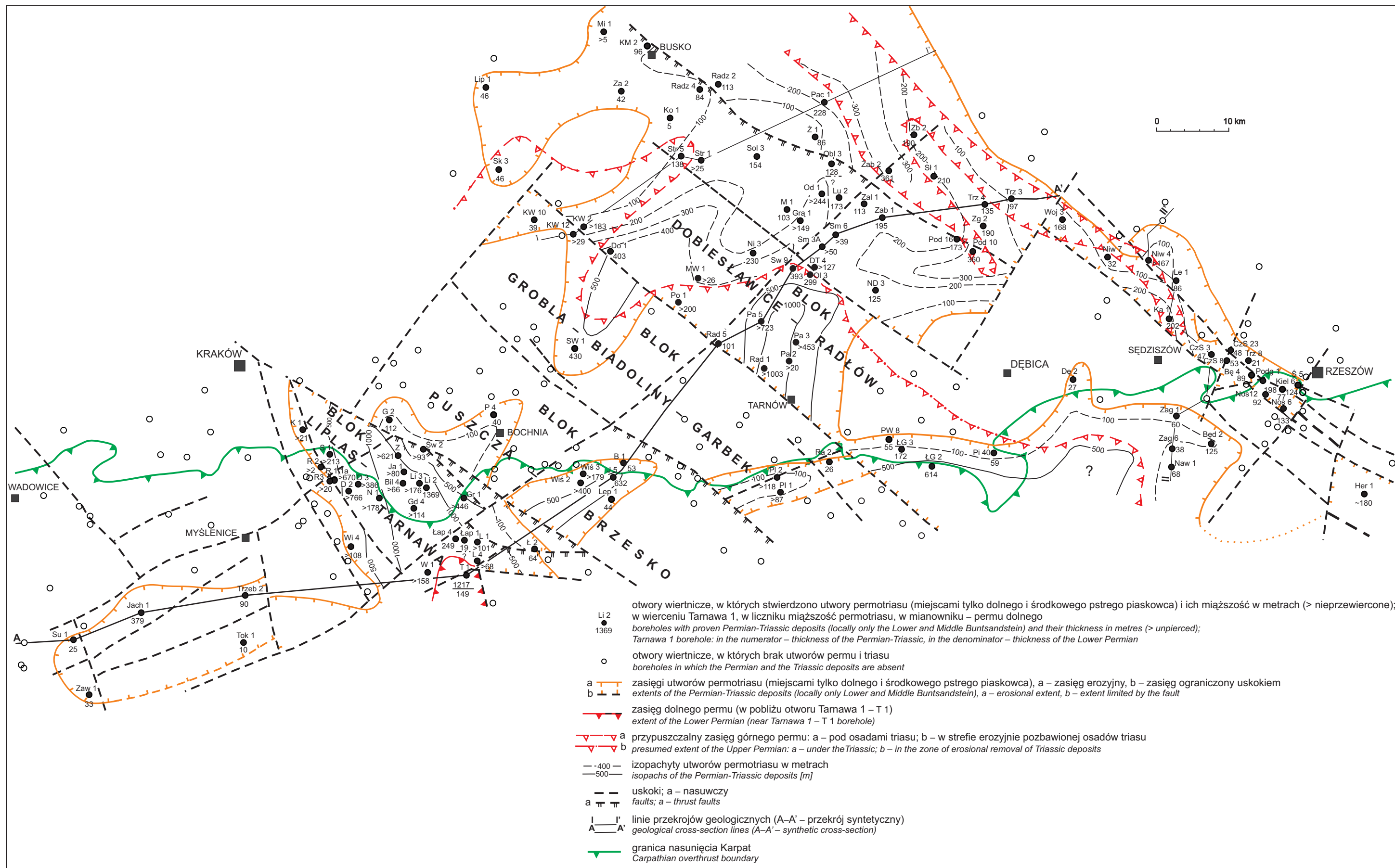


Fig. 5. Mapa miąższości utworów permotriasu na obszarze przedgórze Karpat polskich

Map of the thickness of the Permian-Triassic deposits in the Polish Carpathian Foreland

Kiersnowskiego występuje ona na głębokości 3027 m, według Moryca – na 2998 m. Na tej ostatniej głębokości granicę tę, na podstawie upadomierza, wyznacza również Aleksandrowski (2001, str. 135).

W otworze wiertniczym Strzelce Wielkie 1 (SW 1), położonym w zachodniej części bloku Grobla–Biadoliny–Garbek (fig. 5), utwory pstrej serii permotriasu osiągają ogółem 430 m. Według Kiersnowskiego (2001), w dolnej części występuje 215 m utworów permu górnego, wyżej, podobnej grubości – triasu dolnego.

Z porównania zachowanych miąższości (fig. 5) utworów permu górnego i triasu dolnego w otworach Liplasz 2 (1369 m) i Tarnawa 1 (1217 m) wynika, że w pierwszym z nich, mimo niepełnego profilu tych utworów (brak najniższych ogniw cechsztynu), wykazują one większą miąższość niż w Tarnawie 1. Różnice te wynikają z występowania w górnej części profilu w otworze Liplasz 2 niezerodowanych, młodszych osadów tego kompleksu, które w otworze Tarnawa 1 uległy erozyjnemu ścięciu. Było to zapewne ścięcie znacznej części utworów permotriasowego kompleksu zważywszy, że jego pierwotna miąższość w otworze Tarnawa 1 była zapewne większa niż w otworze Liplasz 2. Przy zachowaniu dziś sumarycznej grubości tych utworów w strefie Liplasz–Tarnawa (fig. 5), można przyjąć, że łącznie perm oraz pstry piaskowiec dolny i środkowy w tym rejonie były najprawdopodobniej najpełniej rozwinięte. Był to obszar (także strefa położona na południe i południowy-zachód) o dużej subsydencji, o charakterze rowu sedymentacyjnego. O znacznej grubości tych osadów świadczą również inne otwory wiertnicze z tego rejonu, m.in. Dobczyce 2 (766 m) i Raciborsko 1 (670 m), mimo że osady te w tych otworach nie zostały całkowicie przewiercone (fig. 5).

Na znaczną miąższość utworów permotriasu w bloku („basenie”) Liplasz–Tarnawa zwraca uwagę również Kiersnowski (2001), przedstawiając w tabeli (str. 91) przykłady grubości przewierconych utworów permotriasu w ponad 20 otworach wykonanych w tym rejonie. Niektóre dane, zebrane w tabeli (być może z katalogu wierceń), wykazują pewne niewielkie, mało istotne, różnice w stosunku do miąższości przedstawionych w obecnej pracy (fig. 5). Istotniejszą różnicę dostrzec można przy analizie mapy (Kiersnowski, 2001, fig. 2, str. 90) oraz podobnych map z innych publikacji w *Pracach Państwowego Instytutu Geologicznego* nr 174 (Poprawa i in., 2001a, str. 144; Poprawa i in., 2001b, str. 174). W publikacjach tych, na obszarach występowania utworów permotriasu (str. 90 i 144) lub utworów dewonu (str. 174) naniesiono otwór Grabina 2, mimo że otwór ten zakończono w osadach jurajskich. W otworze Rajbrot 2, w przeciwieństwie do danych przedstawionych na mapach na str. 90 i 144, nie występują osady permotriasu. Wykazano to już we wcześniejszych publikacjach (Jachowicz, Moryc, 1995; Matyja i in., 2001; Narkiewicz, 2001; Moryc, 2006a). W otworze wiertniczym Wiśniowa 6, bezpośrednio pod osadami środkowojurajskimi, występują utwory platformowe kambru dolnego (Buła, 2000; Buła, Habryn, 2010), brak w nim przedstawionych na mapie (str. 144) osadów permotriasu. Autor obecnej pracy nie za-

mierza przeprowadzać recenzji tych map, ale wskazuje na niektóre nieścisłości o istotnym znaczeniu dla przedstawionej problematyki geologicznej.

Wspomniane wyżej, znaczne miąższości utworów permotriasu w bloku Liplasz–Tarnawa upoważniają do zaliczenia tego rejonu do najgłębszej, subsydennej strefy, w szerokim znaczeniu basenu permotriasowego przedgórza Karpat. Zwrócono już wcześniej na to uwagę, wskazując na istniejące w triasie dolnym obniżenie krakowsko-tarnowskie (Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szyperko-Teller, 1997). Nieco mniejsze, ale również znaczne miąższości utworów permotriasu (mimo częściowego ich ścięcia w niektórych odwiertach), występują także w otworach wiertniczych w blokach tektonicznych (fig. 5) Puszcza–Brzesko (m.in. Jadowniki 5 – 632 m), Grobla–Biadoliny–Garbek (Strzelce Wielkie 1 – 430 m) i Dobiesławice–Radłów (Dobiesławice 1 – 403 m, Swarzów 9 – 393 m, Łęki Górne 2 – 614 m) oraz nieprzewiercone w całości w otworze Pawezów 5 (723 m) i Radłów 1 (1003 m). Być może na południe od Dębicy (dokładniej na południe od otworów Pilzno 40 i Nawsie 1) występują również duże miąższości utworów permotriasu, w rejonie tym jednak nie wykonano dotychczas wierceń (fig. 5).

Powyższe fakty wskazują, że cały obszar od bloku Dobiesławice–Radłów (fig. 5) ku południowi, przypuszczalnie nawet do obszarów położonych dalej na południe od bloku Liplasz–Tarnawa, należał w permie górnym i triasie dolnym do obniżenia krakowsko-tarnowskiego. Depocentrum tego obniżenia było zróżnicowane i występowało mniej więcej na całym obszarze od Radłowa–Dobiesławic, po okolice znanych dziś w strefie podkarpackiej utworów tego wieku (fig. 5). Było ono uzależnione od erozyjnych nierówności podłoża i obniżania się synsedymacyjnego.

Kiersnowski (2001) wyraża pogląd, że „row Liplasz–Tarnawa”, a szczególnie jego północna część, znajduje się (w większości) „w obrębie oddziaływania staropaleozoicznej strefy tektonicznej”. Według tego badacza występujące w tej strefie utwory permotriasu mogą się różnić rozwojem po wschodniej i zachodniej stronie tej strefy tektonicznej. Przyjmuje on w „basenie” Liplasz–Tarnawa (segment B) niesymetryczny rozkład miąższości osadów permotriasu, zakładając istnienie depocentrum przemieszczającego się w czasie. Przez pojęcie basenu autor ten określa obszar „rowu Liplasz–Tarnawa”, odpowiadającego przyjętemu przez autora obecnej pracy blokowi tektonicznemu Liplasz–Tarnawa (fig. 5). Wspomniane depocentrum według Kiersnowskiego (*op. cit.*) początkowo było zlokalizowane „wzdłuż wschodniej krawędzi basenu a w fazie schyłkowej rozwoju basenu” przemieszczało się w kierunku zachodniej jego krawędzi. Nie wydaje się, aby na obszarze bloku Liplasz–Tarnawa istniały przesłanki, które wskazywałyby na sukcesywną czy etapową migrację stref o zwiększonej sedymentacji. Cały obszar obniżenia krakowsko-tarnowskiego, szczególnie od środkowego pstrego piaskowca, znajdował się w strefie bezpośredniego oddziaływania morza południowego. Już w tym czasie, poprzez bramę wschodniokarpacką (Senkowiczowa, 1970; Senkowiczowa, Szyperko-Słiwczyńska, 1972; Milewska, Moryc, 1981; Szyperko-Teller, Moryc, 1988; Szyperko-Teller, 1997) zaznaczył

się wpływ morza południowego i połączenie z basenem epikontynentalnym oraz migracją fauny.

W północnej części przedgórze Karpat, w rejonie Lipówka–Kobylniki–Mędrzechów–Nieczajna Dolna (fig. 5), występuje strefa wypiętrzona o wyraźnie zmniejszonej miąższości utworów pstrego piaskowca. W strefie tej nie ma permu, miejscami nawet brak dolnego pstrego piaskowca. Po południowej i północnej stronie tego wypiętrzenia przylegają do niego utwory permu górnego. Od południa zasięg utworów permskich przebiega w obrębie bloków tektonicznych Dobiesławice–Radłów i częściowo Grobla–Biadoliny–Garbek (fig. 5), obejmując m.in. otwory wiertnicze Skalbmierz 3–Strożyńska 5–Strzelce Wielkie 1–Pojawie 1–Swarczów 9–Pilzno 40. Wyznaczają one permski zasięg utworów związanych z bliższym sąsiedztwem morza alpejskiego. Po drugiej, północnej stronie tego wyniesienia, utwory permskie występują w strefach rynnowych o przebiegu, mniej więcej, Pacanów–Podborze 10 i Trzciana 3–Niwiska–Kamionka 1 (Tokarski, 1962; Obuchowicz, 1963; Pawłowska, 1963, 1964; Moryc, 1971). Są to utwory permskie związane z osadami tego wieku zatoki Jędrzejowa (Wagner, 1988, 1997). Zatoka ta przebiegała w późnym permie po południowej stronie ładu świętokrzyskiego. Jej kontynuacją we wczesnym triasie była bruzda rzeszowska, wyróżniona przez Szyperko-Teller (w: Szyperko-Teller, Moryc, 1988, fig. 6), jako wąska strefa rozdzielająca wypiętrzenia lubelskie i sudecko-małopolskie. Przebieg tej bruzdy pokrywa się mniej więcej z przedstawioną na fig. 5, strefą Pacanów–Mielec–Rzeszów.

Pomiędzy utworami permotriasu rejonu Wojsław 3–Rzeszów (fig. 5), a utworami tego wieku w strefie Pawężów–Pilzno–Zagórzycze, występuje elewacja Pustków–Sędziszów–Nosówka, na której nie stwierdzono dzisiaj utworów permotriasu, zachowały się natomiast, pod jurą, utwory paleozoiczne i prekambryjskie (fig. 1). Elewacja ta stanowi, wspomniane wyżej, wschodnie przedłużenie wypiętrzonego obszaru Lipówka–Mędrzechów–Nieczajna Dolna, na którym występują młodsze i wykazujące mniejszą grubość osady pstrego piaskowca (fig. 5). Wypiętrzenie to rozdziela utwory permotriasu obszaru południowego (głównie bloku Dobiesławice–Radłów), od utworów podobnego wieku rejonu północnego (Pacanów–Mielec–Rzeszów), stanowiącego wschodnie przedłużenie utworów permu i triasu bruzdy środkowopolskiej.

Dzisiejszy brak utworów permotriasu w obrębie elewacji Pustków–Sędziszów–Nosówka, najprawdopodobniej jest zjawiskiem wtórnym, związanym z późniejszą, przedjurajską erozją. Przymuszczalnie poprzez tę elewację, osady permotriasu łączyły się z utworami tego wieku, występującymi w rejonie Pilzno–Dębica–Zagórzycze, Nieczajna Dolna–Podborze i Wojsław 3–rejon Rzeszowa (fig. 5). Szczegółowa analiza geologiczna wykazała (Moryc, 1992), że elewacja ta istniała już przynajmniej w turnieju, ale w wizenie uległa zalaniu przez morze dolnokarbońskie. Najprawdopodobniej została ona zalana również w permie (?) i w triasie, ale w późniejszym czasie utwory te uległy redukcji erozyjnej.

Utwory permotriasu północnej części przedgórze Karpat wykazują już znacznie mniejszą miąższość, miejscami nie przekraczając nawet 100 m (fig. 5). Utwory te od zachodu, północnego zachodu i północy, graniczą z osadami podobnego wieku Wyżyny Śląsko-Krakowskiej, niecki miechowskiej i obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Bogata literatura dotycząca tego tematu jest zebrana w wielu publikacjach, m.in. w niektórych pozycjach cytowanych w obecnej pracy. Dodać należy, że najnowsze pozycje zostały zebrane w jednej z ostatnio przedstawionej publikacji, dotyczącej ewolucji basenów mezozoicznych, w tym także triasu, z obszaru Polski, Ukrainy, Mołdawii i Rumunii (Świdrowska i in., 2008).

TRIAS DOLNY (PSTRY PIASKOWIEC GÓRNY – RET)

Utwory pstrego piaskowca górnego na przedgórze Karpat są rozwinięte głównie w litofacji węglanowej. Jedyne miejscami, w najniższej części retu, występuje niegruby poziom ilasto-piaszczysty, z przewodnim małżem *Costatoria costata* (Zenker). Jest to dowód na to, że również ten poziom klastyczny należy do retu.

Litofacja węglanowa retu na przedgórze Karpat składa się głównie z wapieni i dolomitów, z wkładkami margli oraz gniazdowymi wtrąceniami anhydrytów i gipsów. Te ostatnie świadczą o okresowym zamykaniu się połączenia z Tetydą i panowaniu w basenie warunków o charakterze lagunowo-morskim. Niekiedy wśród utworów retu występują wkładki skał ilastych i mułowców oraz niewielkie wtrącenia materiału piaszczystego i drobnych litoklastów, związanych z redepozycją i niszczeniem utworów starszego podłoża. Szczegółowy opis litologiczny tych utworów (a także wyżej leżących utworów wapienia muszlowego), wraz z występującą w nich fauną i florą, był przedstawiany i uzupełniany sukcesywnie danymi z nowych wierceń w wielu pracach różnych autorów (m.in. Senkowiczowa, 1959, 1962, 1965, 1970, 1973, 1997b; Karnkowski, Głowacki, 1961; Tokarski, 1962; Obuchowicz, 1963; Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Moryc, 1971, 1992, 1996, 2006b; Milewska, Moryc, 1981).

Utwory retu na obszarze przedgórze Karpat zachowały się dziś tylko w północnej i wschodniej części tego obszaru (fig. 6). Zasięg erozyjny tych utworów jest wyznaczony od południa nieregularną linią, przebiegającą od Kazimierzy Wielkiej do Pawężowa 5, skręcającą następnie ku północy do okolic Dąbrowy Tarnowskiej, Nieczajny Dolnej 3 (częściowo granica pokrywa się z przebiegiem uskoku) i Podborza 10. Północną granicę tych utworów, w zachodniej części przedgórze Karpat, zarysowuje linia przebiegająca na północ od otworów Zborówek 2–Trzciana 3. Dalsze przedłużenie tych utworów ku wschodowi przedstawia się jako wąski pas od Wojsławia 3 (Mielca 3) po okolice Rzeszowa (fig. 6). Utwory te są ograniczone od północy liniami zasięgów erozyjnych (różnych, w występujących tu kilku blokach tektonicznych), a od południa uskokami oddzielającymi strefę z utworami retu rejonu Wojsław–Rzeszów

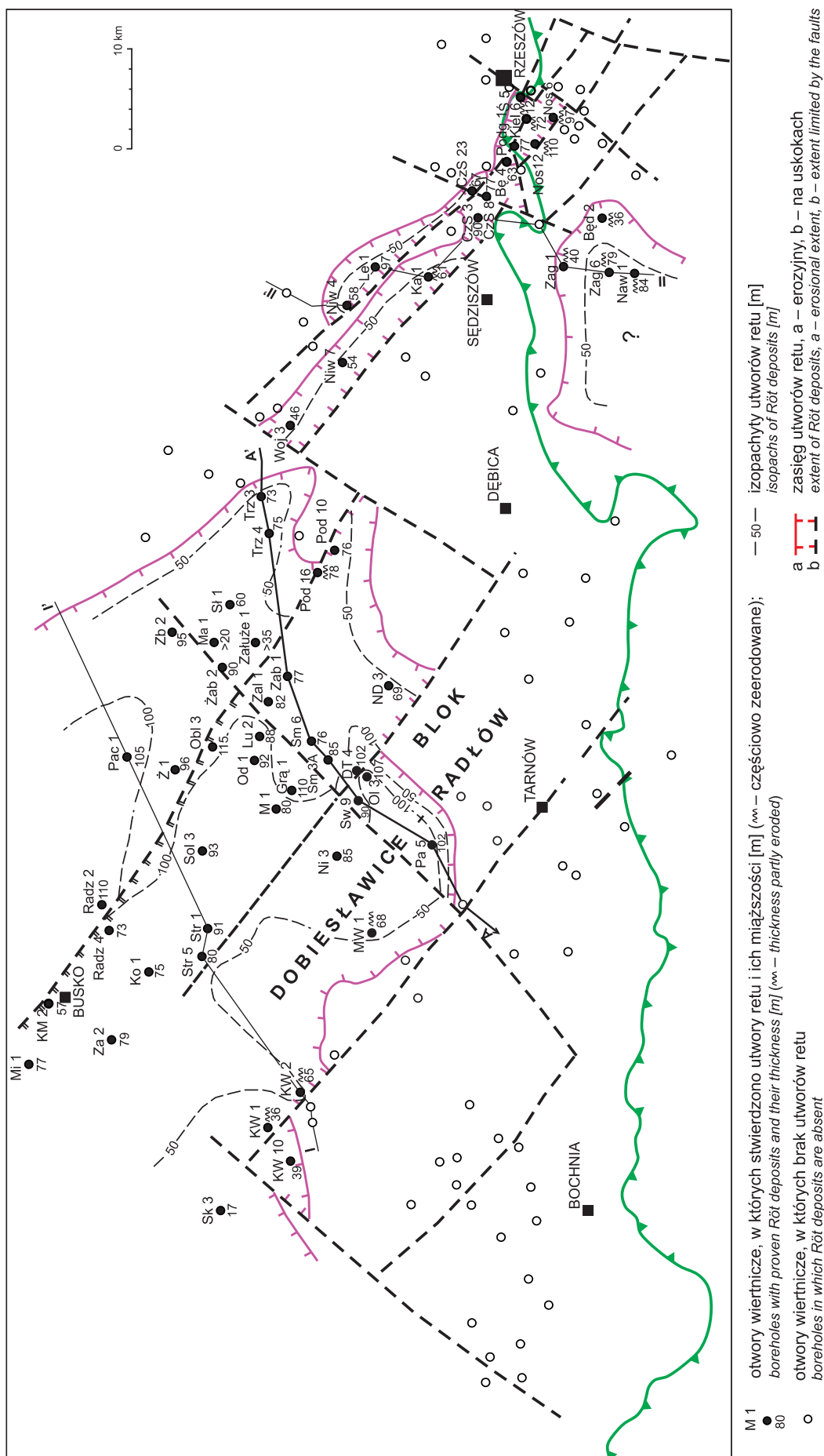


Fig. 6. Mapa miąższości utworów retu na obszarze przedgórze Karpat polskich

Pozostałe objaśnienia na figurze 5

Map of the thickness of Röt deposits in the Polish Carpathian Foreland

For other explanations see Figure 5

od elewacji Pustków–Sędziszów–Nosówka, dziś całkowicie pozbawionej osadów permu i triasu (fig. 1, 5, 6).

Utwory retu występują również na południe od tej elewacji, w otworach Zagórzycy, Będzienicy i Nawsie (fig. 6). Fakt ten sygnalizuje możliwość występowania na południe od Dębicy–Sędziszowa młodszych utworów triasu (fig. 7), a być może i permu (fig. 5).

W pełnym rozwoju utwory retu na przedgórzu Karpat osiągają 100–115 m miąższości, przy czym największą osiągają w rejonie Pawężów 5–Grądy 1–Oblekoń 3–Radzanów 2–Pacanów 1 (fig. 6). Dalszy ich przebieg ku północy notuje Pawłowska (1979), w strefie między Połańcem a Szydłowem, gdzie w otworze wiertniczym Koniełoty 2, mimo nie przewiercenia ich w całości, stwierdzono tych utworów około 60 m.

Znacznie grubsze utwory retu występują również we wschodniej części obszaru przedgórza Karpat (fig. 6). W otworach Nosówka 12 wynoszą 110 m, Nosówka 6–97 m i Nawsie 1–84 m. Nie są to pełne ich miąższości, gdyż najmłodsze ich ogniwa w tych otworach zostały erozyjnie usunięte.

Zwiększająca się ku południowi miąższość utworów retu w rejonie Mielec–Rzeszów (fig. 6), a także wapienia muszlowego (fig. 7), sugerują, że w tym kierunku może występować głębsza strefa basenu morskiego, wiążąca się z aktywnym połączeniem morza epikontynentalnego z morzem południowym. Główną rolę w połączeniu tych dwóch basenów morskich, zapoczątkowanym już przynajmniej w środkowym pstrym piaskowcu, odegrała przede wszystkim brama wschodniokarpacka (Senkowiczowa, Szyperko-Śliwczyńska, 1972; Milewska, Moryc, 1981; Szyperko-Teller, Moryc 1988; Gajewska, 1988a; Szyperko-Teller, 1997; Szulc, 2000). Brama śląsko-morawska, mimo sugestii wynikającej ze znalezienia na Górnym Śląsku środkowotriasowej fauny alpejskiej (Senkowiczowa, 1973), nie uzasadnia poglądu o najwcześniejszym połączeniu w triasie na tym obszarze morza epikontynentalnego z Tetydą (Kotlicki, 1974). Rolę tę brama śląsko-morawska spełniała dopiero później, w dolnym wapieniu muszlowym, za czym przemawiają liczne argumenty w wielu publikacjach (m.in. Gajewska, 1988a; Szyperko-Teller, Moryc, 1988 i Szulc, 2000).

TRIAS ŚRODKOWY (WAPIEŃ MUSZLOWY)

W środkowoeuropejskim, epikontynentalnym podziale triasu, wapień muszlowy odpowiada środkowej części tego systemu. Do triasu środkowego jest zaliczany również kajper dolny (poniżej dolomitu granicznego) i opisywany często razem, jako utwory triasu środkowego (m.in. Senkowiczowa, 1973, 1997b; Gajewska, 1988, 1997a).

Wapień muszlowy wykazuje głównie rozwój węglanowy, wyraźnie odróżniając się litologicznie od kajpru dolnego, wykształconego na przedgórzu Karpat prawie w całości w postaci utworów klastycznych. Z praktycznych względów jest w pełni uzasadnione przyjęcie na przedgórzu Karpat epikontynentalnego podziału triasu, z wyróżnieniem w jego środko-

wej części wapienia muszlowego, jako oddzielnej jednostki litostratygraficznej. Utwory kajpru dolnego zostaną opisane w obecnej pracy wraz z utworami triasu górnego.

W triasie środkowym, w dolnej jego części, dochodzi do znacznego rozszerzenia basenu morskiego. Zmianie ulega charakter morza z lagunowo-morskiego, miejscami panującego w recie, na pełnomorskie o największym rozwoju w dolnym wapieniu muszlowym. Wiąże się to z silną transgresją z morza południowego, zwiększającego swój wpływ na obszar epikontynentalny, przede wszystkim przez bramę wschodniokarpacką. W dolnym wapieniu muszlowym na przedgórzu Karpat, podobnie jak w centralnej części basenu Polski, przypada maksimum rozwoju triasu środkowego. Wraz ze świeżym dopływem wód z morza południowego, pojawia się obfita fauna alpejska (Senkowiczowa, 1959, 1962; Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Moryc, 1971), bogato reprezentowana w utworach na peryferiach obszaru perytetydzkiego. Tworzą się wówczas głównie wapień, z rzadkimi wkładkami skał marglistych i ilastych. Połączenie z Tetydą trwało prawie do końca dolnego wapienia muszlowego. Na przełomie dolnego i środkowego wapienia muszlowego dochodzi do ograniczenia, a miejscami do przerwania otwartego połączenia z Tetydą i wyraźnego zmniejszenia w basenie epikontynentalnym dopływu wód z południa. Występująca obficie w dolnym wapieniu muszlowym fauna alpejska, w środkowym wapieniu muszlowym prawie całkowicie zanika. Następuje zmiana charakteru morza na zbiornik typu ewaporacyjnego. Świadczą o tym występujące w środkowym wapieniu muszlowym utwory dolomityczno-wapienne, z częstymi wkładkami i wtrąceniami utworów siarczanowych.

W górnym wapieniu muszlowym następuje ponowne połączenie z Oceanem Tetydy. Powstają wówczas utwory węglanowe płytkiego morza epikontynentalnego z obfita fauną alpejską. Osady te tworzyły się do końca górnego wapienia muszlowego.

Leżące wyżej osady dolnego kajpru, głównie utwory klastyczne, wskazują na dość nagłą zmianę środowiska morskiego i przekształcenie go w płytki basen śródlądowy o charakterze lagunowym. Rzadkie wtrącenia w utworach kajpru dolnego cienkich skał węglanowych, świadczą o okresowych, krótkotrwałych ingresjach morza południowego. Nie odgrywają one jednak decydującej roli w osadach kajpru dolnego, w których głównym produktem sedymentacyjnym są utwory klastyczne.

Utwory wapienia muszlowego, podobnie jak utwory retu, zachowały się dziś na przedgórzu Karpat wyłącznie w północnej części tego obszaru (fig. 7). Stwierdzono je w strefie od okolic Buska do rejonu Rzeszowa. Prawdopodobnie mogą one występować również na południe od Dębicy–Sędziszowa (fig. 7), gdzie w otworach wiertniczych Nawsie–Zagórzycy–Będzienicy zachowały się osady retu (fig. 6), jako najmłodsze znane dziś w tym rejonie utwory triasowe.

Na obszarze przedgórza Karpat zostały udokumentowane utwory wapienia muszlowego dolnego, środkowego i górnego (fig. 7). W rejonie Busko–Trzciana tworzą one nieregularną formę synklinalną, tektoniczno-erozyjną. Podobnie jak w opisanych wyżej utworach retu, synklina ta zarysowuje się

na mapie jako asymetryczna forma nieckowata, o osiowej strefie przesuniętej ku północy. Strefa jądrowa tej synkliny jest wypełniona utworami górnego wapienia muszlowego, w jej skrzydłach kolejno występują osady środkowego i dolnego wapienia muszlowego. Synklina ta w południowym skrzydle jest tektonicznie zaburzona uskokiem nasuwczym (fig. 3 – Zborów 3; Moryc, 1971, fig. 13 – Oblekoń 3), powodującym nasunięcie osadów bloku południowego (Radzanów–Oblekoń, fig. 7) na utwory zrzuconego bloku północnego (Pacanów–Żółcza–Załuże). Jest to uskok laramijski odmłodzony w miocenie, przemieszczający utwory do kredy górnej włącznie.

W dalszym ku wschodowi przedłużeniu utworów wapienia muszlowego (fig. 7), w rejonie od otworu wiertniczego Wojsław 3 do okolic Rzeszowa, utwory (podobnie jak utwory retu) zachowały się fragmentarycznie, w postaci resztek północnego skrzydła tej synkliny.

Całkowita miąższość wapienia muszlowego na przedgórzu Karpat w przybliżeniu wynosi około 100–120 m (fig. 7, tab. 1). W niektórych odwiertach (np. Oblekoń 3, Radzanów 2, Niwiska 4) stwierdzono większe grubości tych utworów, są to jednak ich miąższości pozorne, wynikające ze znacznie większych upadów warstw, spotykanych w otworach w strefach przyskokowych (tab. 1). Największa miąższość utworów wapienia muszlowego występuje w strefie synklinalnej Radzanów 2–Pacanów 1–Trzciana 3 (fig. 7), gdzie zachowały się wszystkie piętra tego podsystemu. W niektórych otworach są one dodatkowo przykryte utworami kajpru (fig. 8).

Utwory dolnego wapienia muszlowego wykazują w triasie środkowym największą miąższość (fig. 7, tab. 1). Ich pełny rozwój, zwłaszcza w strefach, w których są przykryte młodszymi utworami środkowego wapienia muszlowego, obejmuje około 40–50 m (m.in. rejon Dąbrowy Tarnowskiej–Smeżorzowa, Podborza–Trzciany, Zalesia–Żółczy), a miejscami nawet do 60 m miąższości (Zabrze, Zborówek).

Największa miąższość utworów dolnego wapienia muszlowego występuje mniej więcej w tej samej strefie, w której oś największej miąższości utworów przebiega również w recie (Pawezów–Pacanów; fig. 6). Odpowiada to północnemu przedłużeniu depresyjnego obniżenia krakowsko-tarnowskiego. Przemawiałoby to za tym dodatkowo, że również w triasie środkowym, z obniżeniem tym można wiązać główny kierunek nurtu połączenia basenu prowincji środkowoeuropejskiej z Tetydą.

Utwory środkowego wapienia muszlowego wykazują już mniejsze miąższości (tab. 1). W zachodniej części obszaru (Maniów–Zborówek–Grądy–Strożyńska), przekraczając niekiedy 40–50 m, nawet wówczas, gdy w otworach nie zachowały się utwory górnego wapienia muszlowego. W przeważającej części wierceń miąższości oscylują jednak w granicach około 30 m.

Utwory górnego wapienia muszlowego występują dziś głównie w jądrowej partii synkliny (fig. 7). Osiągają one maksymalnie 30–40 m grubości, przy czym wielkość ta jest zależna od stopnia ich ścięcia erozyjnego.

Utwory wapienia muszlowego przedgórza Karpat, w kierunku północno-zachodnim i zachodnim, przedłużają się na

obszar południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i niecki miechowskiej. W rejonach tych, w strefie graniczącej z przedgórzem Karpat, utwory te zostały opisane m.in. przez Senkowiczową (1957a, 1957b), Głowackiego, Senkowiczową (1969), Senkowiczową (1970), Jurkiewiczą (1974) i Pawłowską (1979).

Nagła zmiana osadów węglanowych (z końca górnego wapienia muszlowego) i pojawienie się w kajprze dolnym dominujących utworów ilasto-piaskowcowych, rozpoczyna na przedgórzu Karpat nowy etap rozwoju triasu w tym rejonie. Na przełomie środkowego i górnego triasu dochodzi do wyraźnego spłylenia i przerwania kontaktu z Tetydą. Wpływ na to miała zapewne jedna z wcześniejszych faz orogenezy starokimeryjskiej, która doprowadziła do częściowej regresji i w konsekwencji do erozji utworów starszych, szczególnie wapienia muszlowego i jego podłoża. Rola ta na przedgórzu Karpat była przypisywana labińskiej fazie tektonicznej (Tokarski, 1965) i porównywana z fazą tektoniczną obserwowaną przez Kotańskiego (1961) w Tatrach. Zasadnicze znaczenie jednak w tym procesie odegrała przednorycka faza tektoniczna (Deczkowski, Franczyk, 1988a; Deczkowski, Gajewska, 1997), w której wyniku znacznej erozji uległy utwory kajpru, a także starsze, triasowe i przedtriasowe.

TRIAS GÓRNY

Na przedgórzu Karpat wyróżniono tylko utwory kajpru dolnego i środkowego. Młodsze utwory triasu górnego, kajpru górnego i retyku (w znaczeniu alpejskim), nie występują już na tym obszarze. Najdalszy ku wschodowi zasięg kajpru górnego i retyku na terenie epikontynentalnej Polski ogranicza się do obszaru położonego na zachód od Wisły (Deczkowski, Franczyk, 1988a, fig. 2; Gajewska, 1988b, 1997b; Deczkowski, 1997, fig. 53). W literaturze geologicznej są znane publikacje (Karnkowski, Głowacki, 1961; Tokarski, 1962; Obuchowicz, 1963; Moryc, 1971), informujące o znalezieniu na przedgórzu Karpat w otworze Trzciana 3, przewodniej dla retyku *Rhaetavicula* cf. *contorta* (Portlock). Okaz ten został oznaczony jednak z zastrzeżeniem i wymagałby (Kopik, 1970) potwierdzenia, niestety obecnie jest znany tylko z fotografii (Tokarski, 1962).

Kajper dolny

Pod koniec górnego wapienia muszlowego na przedgórzu Karpat tworzą się jeszcze pełnomorskie utwory węglanowe triasu środkowego. Świadczy to o istniejącym jeszcze wówczas połączeniu basenu epikontynentalnego z morzem południowym. Na granicy wapienia muszlowego górnego z kajprzem dolnym utwory ulegają dość naglej zmianie. Pojawiają się wkładki i większe pakiety utworów ilasto-piaskowcowych, niekiedy zlepieńce lub piaskowce zlepieńcowate. Towarzyszą im rzadkie wtrącenia skał węglanowych.

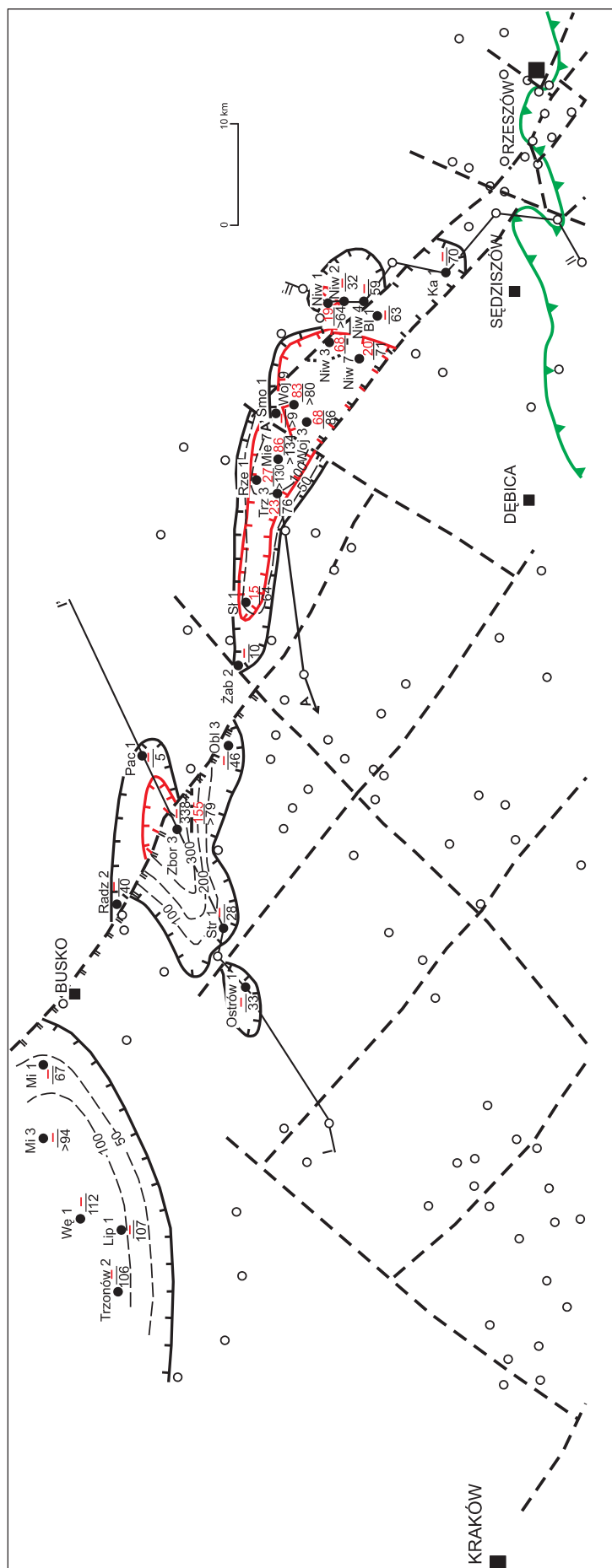
Szczególną rolę w dolnej części dolnego kajpru odgrywa zazwyczaj litofacja ilasta, wzbogacona w szczątki zwęglonych roślin, a nawet z wkładkami cienkich warstewek węgla

Tabela 1

Przybliżona miąższość utworów wapienia muszlowego na obszarze przedgórze Karpat [m]
Approximately thickness of the Muschelkalk deposits in the Carpathian Foreland area [m]

Otwory wiertnicze	Wapień muszlowy [m]			miąższość całkowita
	dolny	środkowy	górnny	
Blizna 1	>99			–
Bolesław 1	>41	–	–	
Czarna Sędziszowska 8	49	–	–	49
Dąbrowa Tarnowska 4	52	32	–	84*
Grądy 1	56	42	–	98
Gruszów	>2	–	–	
Kazimierza Wlk. 10	22	–	–	22
Kobylniki 1	35	–	–	35
Kostki Małe 2	121			121*
Leszcze 1	49	13	–	62
Lubasz 2	54	24	–	78
Maniów 1	45	37	–	82
Mędrzechów 1	32	–	–	32
Michałów 1	120			120
Nieczajna Dolna 3	29	–	–	29*
Niwki 3	48	–	–	48
Niwiska 2	>22	–	–	
Niwiska 4	28	57	35	120*
Niwiska 7	99			99
Oblekoń 3	54	51	34	139*
Odmęt 1	56	17	–	73
Ostrów 1	>38	25	–	
Pacanów 1	120			120
Pawężów 5	30	–	–	30
Podborze 10	53	20	–	73
Podgórze 1	45	37	13	95
Radzanów 1	>39			–
Radzanów 2	162			162*
Radzanów 4	15	–	–	15
Skalbmierz 3	67	?	–	67
Słupiec 1	40	40	34	114
Smęgorzów 3a	49	14	–	63
Smęgorzów 6	17	–	–	17
Solec 3	25	–	–	25
Strożyska 1	44	54	20	118
Strożyska 5	49	54	–	103
Swarzędów 9	39	–	–	39*
Trzciana 3	47	45	38	130*
Trzciana 4	35	–	–	35
Wojśław 3	100			?
Zabrze 1	60	35	26	121
Zagość 2	62	–	–	62
Zalesie 1	48	14	–	62
Załuże 1	47	33	19	99
Zborówek 2	60	43	–	103
Żabiec 2	40	30	42	112*
Żółcza 1	43	32	23	98

* – miąższości pozorne ze znacznymi upadami warstw; > – nieprzewiercone/ * – apparent thicknesses of the beds dipping considerably; > – unperced



SI 1
● 15
64

otwory wiertnicze, w których występują utwory triasu górnego; w liczniku (kolorem czerwonym) miąższość utworów kajpru środkowego w metrach, lub ich brak (-); w mianowniku (kolorem czarnym) miąższość utworów kajpru dolnego (> nie przewiercone), lub ich brak (- tylko w otworze Niv 3). W otworze Zbor. 3 - uskok nasuwczy (---), Fig. 3. boreholes with proven Upper Triassic deposits: in the numerator (red) - thickness of the Middle Keuper [m] or its absence (-); in the denominator (black) - thickness of the Lower Keuper (> unpierced), or its absence (- only in the Niv 3 borehole). In the Zbor. 3 borehole - thrust fault (---), Fig. 3.

○ otwory wiertnicze, w których brak osadów triasu górnego
boreholes in which Upper Triassic deposits are absent

a --- zasięg utworów kajpru dolnego, a - erozyjny, b - ograniczony uskokiem
b --- extent of Lower Keuper deposits, a - erosional, b - limited by the fault

— 50—
izopachy utworów kajpru dolnego [m]
isopachs of Lower Keuper deposits [m]

a --- zasięg utworów kajpru środkowego, a - erozyjny, b - ograniczony uskokiem
b --- extent of Middle Keuper deposits, a - erosional, b - limited by the fault

Fig. 8. Mapa występowania utworów triasu górnego na obszarze przedgórza Karpat polskich i wschodniego odcinka niecki miechowskiej

Pozostałe objaśnienia na figurze 5

Map of the occurrence of the Upper Triassic deposits in the Polish Carpathian Foreland and the eastern part of the Miechów Trough

For other explanations see Figure 5

brunatnego. Jest to litofacja ilowęgłowa (Lettenkohle), najbardziej na przedgórzu Karpat wyraziście rozwinięta we wschodniej strefie występowania utworów dolnokajprowych, w rejonie Mielca i Niwisk (fig. 8). Ten typ litologiczny utworów niewątpliwie świadczy o ograniczonym wpływie od południa wód otwartego morza i zmianie charakteru zbiornika z pełnomorskiego na brakiczny. Zwiększony udział flory w osadach kajpru dolnego w północno-wschodniej części wskazuje również na wpływ niedalekiego ładu występującego na obszarze lubelskim.

Iłowęgle na przedgórzu Karpat są znane z najniższej części dolnego kajpru. W wyższej części występują pstry utwory ilasto-piaszczyste, niekiedy ze zlepieńcami, a także drobne wkładki wapieni i margli, często z fauną. Te ostatnie świadczą o okresowych, krótkotrwałych ingresjach morza południowego.

Szczegółowy opis petrograficzny m.in. osadów kajpru przedstawiła Maliszewska (1997a).

Utwory kajpru dolnego z obszaru Niżu Polskiego ciągną się na przedgórzu Karpat, wzdłuż depresji Chmielnika i wschodniej części niecki miechowskiej (Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Jurkiewicz, 1974; Gajewska, 1988a, 1997a). Na wschód od Buska występują one (fig. 8, kolor czarny) w postaci trzech płatów utworów zachowanych przed erozją, dwóch w bloku wiszącym (w otworach Ostrów 1 i Strożyńska 1, Zborów 3–Oblekoń 3), nasuniętym na trzeci ich płat w bloku zrzuconym w rejonie Radzanów 2–Pacanów 1. Ponadto, na wschód od otworu Oblekoń 3 (na wschód od Wisły), utwory te zajmują wąski pas obszaru od otworu Żabiec 2 do Kamionki 1.

W otworze Kamionka 1 bezpośrednio na osadach retu, występują głównie utwory ilaste, które Głowacki i Senkowiczowa (1969) zaliczyli, z zastrzeżeniem, do retyku (kajpru górnego). Zdaniem autora pracy, znaczny udział skał ilastych w ich profilu i brak materiału grubookruchowego (także wg wykresów geofizyki wiertniczej), bardziej przemawia za ich dolnokajprowym wiekiem (fig. 8). Jest to tym bardziej prawdopodobne, że na przedgórzu Karpat i w strefie granicznej z tym obszarem, przyjmuje się (m.in. Karnkowski, Głowacki, 1961; Tokarski, 1962, 1965; Obuchowicz, 1963; Moryc, 1971; Jurkiewicz, 1974; Gajewska, 1988a) w triasie górnym nieciągłość utworów, w której wyniku – przynajmniej lokalnie – dochodziło do ścięć erozyjnych. Erozja objęła zarówno starsze utwory triasu, jak i starsze od triasu. Obszar północny triasu przedgórze Karpat (m.in. Niwiska–Rzeszów), należał najprawdopodobniej do strefy podatnej na oscylacje i wahania morza, wpływającej korzystnie na degradację utworów znajdujących się w tym rejonie.

Utwory kajpru dolnego w rejonie Żabiec–Kamionka (fig. 8) wykazują największą miąższość w okolicy Mielca, gdzie w osiowej strefie synkliny, mimo nie przewiercenia ich w całości, przekraczają 130 m (Mielec 7, Rzędzianowice 1). Głowacki i Senkowiczowa (1969) wyrażają nawet przypuszczenie, że mogą one w tym rejonie częściowo należeć również do kajpru górnego lub do retyku. Różne miąższości osadów dolnokajprowych, występujących pod pokrywą utworów kajpru środkowego, świadczą o bardzo zróżnicowanym stop-

niu ich ścięć w tym okresie. Szczególnie wyraźnie wskazuje na to otwór Niwiska 3, w którym utwory kajpru środkowego leżą bezpośrednio na dolnym karbonie (Czarniecki, Kwiatkowski, 1961; Tokarski, 1962). Erozyjne ścięcie mogło zatem w rejonie tego otworu objąć w całości utwory triasu (fig. 8 i 9), a także częściowo utwory starsze od triasu. W literaturze są znane liczne przykłady zalegania kajpru dolnego i środkowego na różnych utworach triasowych i przedtriasowych (Tokarski, 1962, 1965; Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Moryc, 1971; Jurkiewicz, 1974; Pawłowska, 1979; Deczkowski, Franczyk, 1988a; Deczkowski, Gajewska, 1997). Szczególnie wyraźnie uwidacznia się to w północno-wschodniej części przedgórze Karpat, w strefie Mielec–Niwiska–Rzeszów (fig. 9).

Bardziej złożone tektonicznie jest występowanie utworów kajpru dolnego w strefie Strożyńska–Zborów 3–Pacanów 1. W rejonie tym przebiega uskoc nasuwczy (fig. 3, 8; Moryc, 1971; Milewska, Moryc, 1981), rozdzielający utwory triasowe bloku wiszącego (Busko–Zborów 3–Oblekoń 3) od bloku zrzuconego (Radzanów 2–Pacanów 1). W bloku wiszącym, w otworze Zborów 3, utwory dolnokajprowe, osiągające 338 m (fig. 3, 8), kontaktują tektonicznie z utworami kajpru środkowego (155 m), należącymi do bloku zrzuconego (Radzanów 2–Pacanów 1). Te ostatnie leżą na nieprzewierconych w całości (79 m) utworach kajpru dolnego. Być może, że osady kajpru dolnego w bloku zrzuconym (Radzanów 2–Pacanów 1) nie zamykają się między tymi dwoma otworami, tak jak to sugeruje figura 8, ale ciągną się dalej ku północnemu zachodowi, łącząc się z kajprem dolnym Połańca i Szydłowa (Pawłowska, 1979; Czapowski, Romanek, 1986).

Utwory kajpru rejonu Michałów–Węchadłów–Trzonów (fig. 8), są fragmentem wschodniego odcinka górnotriasowych utworów niecki miechowskiej (Głowacki, Senkowiczowa, 1969; Jurkiewicz, 1974).

Osady kajpru górnego, jak już wspomniano, nie występują na obszarze przedgórze Karpat. Obszar ten w tym czasie był łądem, z wcinającymi się od basenu Niżu Polskiego ku wschodowi zatokami chmielnicką i chrzanowską. Zatoki te nie przekraczały jednak Wisły.

Kajper środkowy

Utwory kajpru środkowego na przedgórzu Karpat nie posiadają żadnej dokumentacji biostratygraficznej, która określałaby ich wiek. Wiek tych utworów jest przyjmowany poprzez analogię do podobnych litologicznie utworów, udokumentowanych na Niżu Polskim (Deczkowski, Franczyk, 1988a; Deczkowski, 1997; Marcinkiewicz, 1997). Utwory zaliczane do kajpru środkowego są bardzo zróżnicowane litologicznie, rozwinięte głównie w litofacji zlepieńcowej i piaskowcowej, z wkładkami, a miejscami z przewagą litofacji ilasto-mułowcowej, o barwach pstrych. Materiał zlepieńcowy jest złożony z otoczków kwarcu, wapieni, margli i skał ilastych. Piaskowce są na ogół drobnoziarniste, jasne, czasem pstry, często przewarstwione pstryimi ilowcami, cechą charakterystyczną jest liczny materiał pochodzący z denudacji starszych utworów triasu i jego podłoża (Maliszewska, 1997b).

Podobnie jak w kajprze dolnym, utwory zaliczone do kajpru środkowego występują na przedgórzu Karpat w północnej części tego obszaru. Zostały one wyróżnione w pasie pomiędzy Buskiem a Niwiskami (fig. 8, kolor czerwony), zajmując powierzchnię znacznie mniejszą od kajpru dolnego (kolor czarny). Wynika to zapewne z późniejszych, przedjurajskich ścień erozyjnych utworów triasu, gdyż niezgodny tektonicznie charakter kajpru środkowego w stosunku do starszych utworów triasu – a nawet starszego podłoża – wskazuje, że pierwotny jego zasięg w tym rejonie, mógł być większy od zasięgu kajpru dolnego.

Utwory kajpru środkowego na przedgórzu Karpat zachowały się w postaci niewielkich płatów, jeden w strefie Słupiec–Niwiska, drugi (o miąższości 155 m) w otworze wiertniczym Zborów 3 (fig. 3, 8) w zrzuconym bloku tektonicznym Radzanów 2–Pacanów 1. Ponadto do tego wieku mogą należeć utwory górnej części triasu górnego otworu Niwiska 1 (fig. 8 – miąższość 19 m), które Tokarski (1962) oraz Głowacki, Senkowiczowa (1969) zaliczyli, wraz z niżej leżącymi, nieprzewierconymi osadami, w całości do retyku. Tę niżej leżące, nieprzewiercone osady w otworze Niwiska 1 (ok. 64 m), autor zalicza do ilowęgla kajpru dolnego.

W pierwszym z tych płatów w rejonie Słupiec–Niwiska, osady kajpru środkowego wykazują bardzo różną miąższość. Największa zachowała się w okolicach Mielca (otwór Mie. 7 – 86 m) i Niwisk 3 (Niw. 3 – 68 m). Na zewnątrz od osiowej strefy synkliny, utwory te ulegają stopniowej redukcji erozyjnej, urywając się ostro na uskokach oddzielających te utwory (np. na południe od otworu Niwiska 7 – fig. 8) od obszarów, na których one, lub inne utwory triasu, dziś nie występują (np. elewacja Pustków–Wola Ociecka – fig. 1, 5, 8).

Drugi płat utworów, zaliczonych do kajpru środkowego, występuje dalej na zachód w podłożu uskoku odwróconego (fig. 3, 8; również Milewska, Moryc, 1981, fig. 4), określanego często w literaturze jako uskok radzanowski (Radzanów–Zborów 3–Oblekoń 3). Utwory te należą do zrzuczonego bloku tektonicznego Radzanów 2–Pacanów 1. Miąższość ich wynosi 155 m (fig. 3, 8), mimo że górna ich część uległa pewnej redukcji, spowodowanej ich tektonicznym zdarciem.

W dalszym północnym i północno-zachodnim przedłużeniu podobne utwory zostały opisane jako retyckie w rejonie Szydłowa i Chmielnika (Pawłowska, 1979; Czapowski, Romanek, 1989). Według Deczkowskiego (1997) zalicza się je do noryku (kajpru środkowego w znaczeniu przyjętym w niniejszej pracy).

Pod koniec triasu na obszarze przedgórza Karpat, podobnie jak na całym obszarze Niżu Polskiego, zaznaczyły się bardzo wyraźne starokimeryjskie ruchy tektoniczne. Doprowadziły one do znacznego zniszczenia utworów triasu oraz miejscami ich podłoża (fig. 1, 5), ukształtowały również i ugruntowały nowe układy strukturalne na Niżu Polskim.

Na obszarze przedgórza Karpat przyjmuje się możliwość istnienia w tym czasie połączenia przez cieśninę rzeszowską (Deczkowski, Franczyk, 1988a) obszaru niżowego z base-

nem alpejskim. Połączenie takie mogło mieć miejsce we wczesnej jurze, w której istniejący w bruzdzie środkowopolskiej zbiornik sedymentacyjny łączył się ingresjami morskimi z basenem alpejskim (Kopik, 1970; Deczkowski, Franczyk, 1988b; Pieńkowski, 2004).

Mogłyby to potwierdzać również fakty występowania osadów dolnojurajskich w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i redeponowanych utworów dolnojurajskich w środkowojurajskich, w dalszym wschodnim przedłużeniu pogrzebanego antyklinorium dolnego Sanu (Moryc, 2004). Do wspomnianych wyżej połączeń w niższej i środkowej jurze dochodziło przez obszar obniżenia sądecko-przemyskiego (Dayczak–Calikowska, Moryc, 1988), stanowiącego wschodnie przedłużenie bruzdy środkowopolskiej. Brzeżne strefy tej bruzdy były obszarami wyniesionymi i intensywnie erodowanymi. Do nich należał również rejon Sucha Beskidzka–Busko–Rzeszów (fig. 9). Tektoniczno-erozyjnie rejon ten został uformowany głównie w wyniku starokimeryjskich ruchów tektonicznych. W pierwszym etapie utwory permotriasowe zostały łagodnie sfałdowane, a następnie w okresie przedjurajskim uległy w znacznym stopniu erozyjnemu zniszczeniu. Proces penepłenizacji tej powierzchni obejmował okres od późnego triasu po wczesną i środkową jurę, miejscami nawet do keloweju włącznie. Ponadto, szczególnie w części północnej, powierzchnia ta uległa późniejszym deformacjom tektonicznym młodokimeryjskim, laramijskim i przedbadeńskim.

Powierzchnia erozyjna permotriasowa, przedstawiona na figurze 9, jest złożona z superpozycyjnie nałożonych map zasięgów poszczególnych jednostek litostratygraficznych, wyróżnionych w tych systemach (fig. 5–8). Poszczególne jednostki litostratygraficzne zostały w obecnej pracy szczegółowo opisane, z przedstawieniem obszarów ich występowania i miąższości.

Najpełniej utwory permu i triasu zachowały się w północnej części przedgórza Karpat, gdzie występuje bardziej kompletny profil tych osadów, od permu górnego do kajpru dolnego i środkowego. W części południowej erozja usunęła znaczną część utworów triasu i permotriasu, zachowały się natomiast najstarsze ich ogniwa, z utworami permu dolnego włącznie (Tarnawa 1). W tej części przedgórza Karpat erozja sięgnęła bardzo głęboko, niszcząc kilkaset do blisko półtora tysiąca metrów osadów permu i triasu, wcinając się również (fig. 1, 5, 9) w starsze utwory górnopaleozoiczne i prekambryjskie.

Podziękowania. Autor składa podziękowanie Polskiemu Górnictwu Naftowemu i Gazownictwu za wyrażenie zgody na wykorzystanie materiałów geologicznych i możliwość ich opublikowania. Panom Recenzentom prof. dr. Joachimowi Szulcowi i dr. inż. Zbigniewowi Bule, dziękuję za wnikliwe i rzeczowe oceny pracy i szereg cennych uwag uwzględnionych w końcowej jej redakcji. Dziękuję również Pani Stanisławie Leńczowskiej za przejrzyste, komputerowe opracowanie figur.

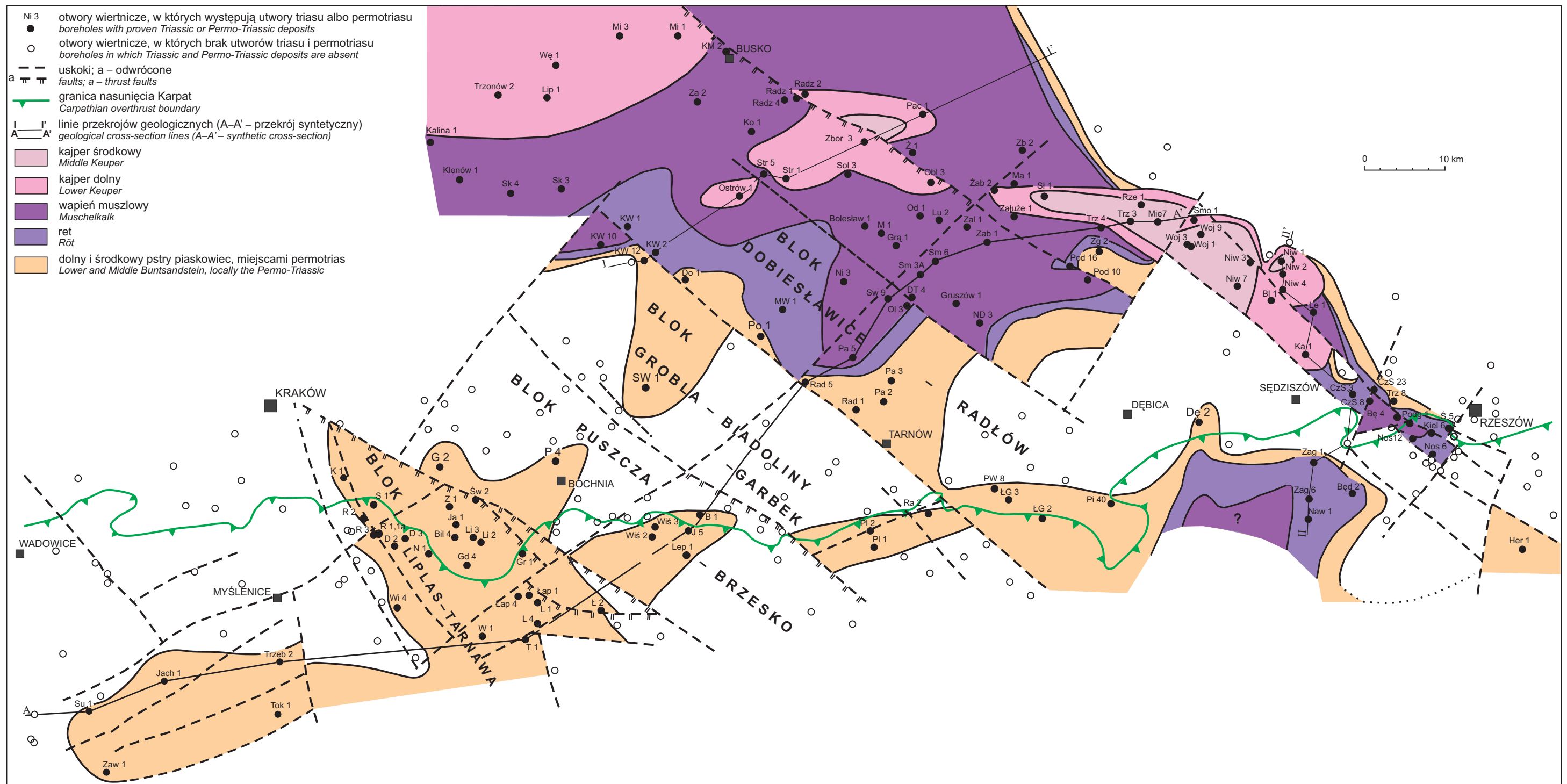


Fig. 9. Mapa permotriasowej powierzchni erozyjnej na obszarze przedgórzia Karpat polskich
 Map of the Permo-Triassic erosional surface in the Polish Carpathian Foreland

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 2001 — Analiza strukturalna kompleksu paleozoiczno-triasowego w otworze Tarnawa 1 na podstawie danych upadomierza Halliburton SED. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 133–142.
- BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., POŻARYSKI W., TOMCZYK H., 1983 — Ruchy przesuwcze w południowej Polsce w paleozoiku. *Prz. Geol.*, **31**, 12: 651–658.
- BUŁA Z., 2000 — Dolny paleozoik Górnego Śląska i zachodniej Małopolski. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **171**: 1–63.
- BUŁA Z., 2001 — Litologia i stratygrafia klastycznych utworów karbonu i dolnego permu w profilu otworu Tarnawa 1. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 61–65.
- BUŁA Z., HABRYN R., 2010 — Budowa geologiczna prekambriu i paleozoiku regionu krakowskiego. *W: Mat. Konf. Naukowa, Kraków, 19 listopad 2010: 7–39. Państw. Inst. Geol, Warszawa.*
- BUŁA Z., HABRYN R., 2011 — Precambrian and Paleozoic basement of the Carpathian Foredeep and the adjacent Outer Carpathians (SE Poland and western Ukraine). *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **81**: 221–239.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., 1996 — The Lower Paleozoic sediments in the Upper Silesian Block. *Geol. Quart.*, **40**, 3: 299–336.
- BUŁA Z., JACHOWICZ M., ŻABA J., 1997 — Principal characteristics of the Upper Silesian Block and Małopolska Block border zone (southern Poland). *Geol. Mag.*, **134**, 5: 669–677.
- BUŁA Z., ŻABA J., 2008 — Struktura prekambryjskiego podłoża wschodniej części bloku górnośląskiego (Brunovistulicum). *Prz. Geol.*, **56**, 6: 473–480.
- BUŁA Z., ŻABA J., HABRYN R., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski — Polska południowa (blok górnośląski i blok małopolski). *Prz. Geol.*, **56**, 10: 887–694.
- CZAPOWSKI G., ROMANEK A., 1986 — Litostratygrafia i środowisko sedimentacji osadów górnego triasu w rejonie Chmielnika. *Prz. Geol.*, **35**, 11: 635–643.
- CZARNIECKI S., KWIATKOWSKI S., 1961 — Utwory karbonu w zapadlisku przedkarpackim. Spraw. z Pos. Komis. Nauk. PAN Oddział w Krakowie, styczeń-czerwiec.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J., 1998 — Atlas paleogeograficzny epikontynentalnego permu i mezozoiku w Polsce. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DAYCZAK-CALIKOWSKA K., MORYC W., 1988 — Rozwój basenu sedimentacyjnego i paleotektonika jury środkowej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 117–136.
- DECZKOWSKI Z., 1997 — Noryk i retyk. Sedymetacja, paleogeografia i paleotektonika. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 187–194.
- DECZKOWSKI Z., FRANCIK M., 1988a — Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika noryku i retyku na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 93–104.
- DECZKOWSKI Z., FRANCIK M., 1988b — Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika epikontynentalnej jury dolnej w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 105–116.
- DECZKOWSKI Z., GAJEWSKA I., 1997 — Trias górny. Kajper. Przednorycko-retycka powierzchnia paleogeologiczna Niżu Polskiego. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 172–174.
- DYBOWA-JACHOWICZ S., FILIPIAK P., 2001 — Dolnopermski zespół miospor w profilu otworu Tarnawa 1. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 81–86.
- GAJEWSKA I., 1988a — Paleomiąższości i litofacje wapienia muszlowego i kajpru dolnego oraz tektonika triasu środkowego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 73–82.
- GAJEWSKA I., 1988b — Paleomiąższość, litofacje i paleotektonika kajpru górnego na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 83–92.
- GAJEWSKA I., 1997a — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. Trias środkowy (wapień muszlowy-kajper dolny – Sedymetacja, paleogeografia i paleotektonika. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 144–150.
- GAJEWSKA I., 1997b — Trias górny. Kajper. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce (red. S. Marek, M. Pajchłowa). Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 166–172.
- GŁADYSZ J., JACHOWICZ M., PIEKARSKI K., 1990 — Akritarchy paleozoiczne z okolic Siewierza (północne obrzeżenie GZW). *Kwart. Geol.*, **34**: 623–646.
- GŁOWACKI E., SENKOWICZOWA H., 1969 — Uwagi o rozwoju triasu na obszarze południowo-wschodniej Polski. *Kwart. Geol.*, **13**, 2: 338–356.
- GOLONKA J., 1978 — Mikrofacje górnej jury przedgórze Karpat. Z badań geologicznych w Karpatach. *Biul. Inst. Geol.*, **310**, 19: 5–38.
- HEFLIK W., MORYC W., 1977 — Kersantyt z otworu wiertniczego Wyciąże 1 koło Krakowa. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **47**, 2: 265–277.
- HEFLIK W., MORYC W., 1990 — Żyły lamprofirowe z otworu wiertniczego Milianów 2. *Prz. Geol.*, **10**, 428–433.
- HEFLIK W., MORYC W., 1991 — Lamprofir z Jachówki koło Suchej Beskidzkiej. *Nafta*, **47**, 1/3: 1–5.
- HEFLIK W., MORYC W., MUSZYŃSKI M., 1992 — Lamprophyres of the Silesia-Cracow Region. *Bull. Pol. Ac. Sc., Earth Sci.*, **40**, 1: 23–29.
- JACHOWICZ M., 1994 — O występowaniu mikroskamieniałości grupy Acritarcha w utworach starszego paleozoiku północno-wschodniego obrzeżenia GWZ. *Prz. Geol.*, **8**, 631–637.
- JACHOWICZ M., 2005 — Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. *Prz. Geol.*, **53**, 9: 756–762.
- JACHOWICZ-ZDANOWSKA M., 2010 — Palinologia kambriu dolnego bloku górnośląskiego i prekambriu bloku małopolskiego w rejonie krakowskim. *W: Konf. Naukowa, Państw. Inst. Geol., Kraków 19 listopada 2010.*
- JACHOWICZ M., MORYC W., 1995 — Platformowe utwory kambriu dolnego z wierzeń Rajbrot 1 i 2 na południe od Bochni. *Prz. Geol.*, **43**, 11: 935–940.
- JACHOWICZ M., PIEKARSKI K., WIELGOMAS L., 1987 — Akritarchy z utworów syluru okolic Myszkowa. *Kwart. Geol.*, **31**, 2/3: 323–340.
- JAWOR E., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru na wschód od Krakowa. *Acta Geol. Pol.*, **20**, 4: 709–769.
- JURKIEWICZ H., 1974 — Rozwój triasu na obszarze centralnej części Niecki Miechowskiej. *Kwart. Geol.*, **18**, 1: 90–108.
- KARNKOWSKI P., GŁOWACKI E., 1961 — O budowie geologicznej utworów podmiejskich przedgórze Karpat środkowych. *Kwart. Geol.*, **5**, 2: 372–419.
- KICUŁA J., WIESER T., 1970 — Osady prekambriu i lamprofiry w otworze wiertniczym Opatkowice 1. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **40**: 11–129.
- KIERSNOWSKI H., 1991 — Litostratygrafia permu północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — nowa propozycja. *Prz. Geol.*, **4**: 198–203.

- KIERSNOWSKI H., 2001 — Osady permo-triasu w basenie Liplas-Tarnawa. Paleozoik podłoża centralnej części polskich Karpat zewnętrznych (rejon Liplas-Tarnawa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 87–100.
- KOPIK J., 1970 — Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Retyk. *Pr. Inst. Geol.*, **56**: 49–63.
- KOTAŃSKI Z., 1961 — Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchołkowego w Tatrach. *Acta Geol. Pol.*, **11**, 2/3: 187–476.
- KOTAS A., 1982 — Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *W: Przewodnik 54 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Sosnowiec: 45–72. Wyd. Geol., Warszawa.
- KOTLICKI S., 1974 — Stratigraphic position of the Triassic sediments in the Upper Silesian region. *Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Terre.*, **22**, 3/4: 161–166.
- KWIATKOWSKI S., MORYC W., TOMCZYK H., 1966 — Osady paleozoiczne wiercenia Zalesie 1 koło Szczucina. *Kwart. Geol.*, **10**, 2: 283–295.
- ŁYDKA K., MORYC W., 2000 — Transformations of deep buried sedimentary rocks from Kuźmina and Czudec (SE Poland). *Arch. Mineral.*, **53**, 1/2: 25–60.
- ŁYDKA K., SIEDLECKI S., 1963 — On Algonkian Deposits in the environs of Cracow. *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér. Sci. Géol. Geogr.*, **11**, 2: 75–81.
- MALISZEWSKA A., 1997a — Trias górny. Kajper. Charakterystyka petrograficzna. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 164–166.
- MALISZEWSKA A., 1997b — Noryk i retyk. Charakterystyka petrograficzna. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 184–186.
- MARCINKIEWICZ T., 1997 — Noryk i retyk. Biostratygrafia. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 174–184.
- MATYJA H., TOMAŚ A., LIPIEC M., TURNAU E., 2001 — Stratygrafia dewońsko-karbońskiej serii węglanowej w rejonie Rajbrotu i Tarnawy. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 33–60.
- MILEWSKA Z., MORYC W., 1981 — Mikrofauna z osadów triasu przedgórza Karpat. Fauna i flora triasu obrzeżenia Gór Świętokrzyskich i Wyżyny Śląsko-Krakowskiej. *W: Mat. V Kraj. Konf. Paleont.* Kielce-Sosnowiec: 15–24.
- MORAWSKA A., 1986 — Paleogeograficzny i paleotektoniczny rozwój niecki miechowskiej w permie. (Palaeotectonic and paleogeographic evolution of the northern part of the Miechów Basin during the Permian – in Polish). *Stud. Geol. Pol.*, **86**: 7–55.
- MORYC W., 1971 — Trias przedgórza Karpat środkowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**: 419–486.
- MORYC W., 1974 — Stratygrafia warstw w głębokim otworze Niwki 3 koło Dąbrowy Tarnowskiej. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, **19**: 87–106.
- MORYC W., 1992 — Budowa geologiczna utworów podłoża miocenu w rejonie Sędziszów Młp-Rzeszów i ich perspektywiczność. *Nafta-Gaz*, **48**, 9/10: 205–223.
- MORYC W., 1995 — Ładowe utwory paleogenu na obszarze przedgórza Karpat. *Nafta-Gaz*, **5**: 181–195.
- MORYC W., 1996 — Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Pilzno-Dębica-Sędziszów Młp. *Nafta-Gaz*, **52**, 12: 521–550.
- MORYC W., 1998 — Stratygrafia osadów karbońskich otworu wiertniczego Czudec 1 (obszar przedkarpacki). Dyskusja. *Acta Univ. Wratisl. Pr. Geol.-Miner.*, **67**: 101–106.
- MORYC W., 2004 — Utwory jury środkowej i ? dolnej w rejonie Książpol-Lubaczów (SE Polska). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **408**: 5–72.
- MORYC W., 2006a — Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków-Pilzno. Cz. I. Prekambr i paleozoik (bez permu). *Nafta-Gaz*, **62**, 5: 197–216.
- MORYC W., 2006b — Budowa geologiczna podłoża miocenu w rejonie Kraków-Pilzno. Cz. II. Perm i mezozoik. *Nafta-Gaz*, **62**, 6: 263–282.
- MORYC W., HEFLIK W., 1998 — Metamorphic rocks in the basement of the Carpathians between Bielsko-Biała and Cracow. *Geol. Quart.*, **42**, 1: 1–14.
- MORYC W., JACHOWICZ M., 2000 — Utwory prekambryjskie w rejonie Bochnia-Tarnów-Dębica. *Prz. Geol.*, **48**, 7: 601–606.
- MORYC W., ŁYDKA K., 2000 — Sedimentation and tectonics of the southern Małopolska Massif (SE Poland). *Geol. Quart.*, **44**, 1: 47–58.
- MORYC W., NEHRING-LEFELD M., 1997 — Ordovician between Pilzno and Busko in the Carpathian Foreland (Southern Poland). *Geol. Quart.*, **41**, 2: 139–150.
- MORYC W., SENKOWICZOWA H., 1968 — O wieku pstrych utworów z Liplasu. *Kwart. Geol.*, **12**, 3: 537–546.
- NARKIEWICZ M., 2001 — Litostratygrafia, środowiska sedymentacji i zarys diagenety węglanów dewonu i karbonu w rejonie Rajbrotu i Tarnawy (wyniesienie podkarpackie). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 9–32.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkonozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- NEHRING-LEFELD M., MODLIŃSKI Z., SIEWNIAK-MADEJ A., 1992 — Biostratygraphy of the Old Paleozoic carbonates in the Zawiercie area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geol. Quart.*, **36**, 2: 171–198.
- NEHRING-LEFELD M., SZYMAŃSKI B., 1998 — Ordovician stratigraphy in the Żarki-Mysłów area (NE margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Geol. Quart.*, **42**, 1: 29–40.
- OBUCHOWICZ Z., 1963 — Budowa geologiczna przedgórza Karpat środkowych. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 321–350.
- PAWŁOWSKA K., 1963 — O nowych stanowiskach czerwonego spągowca w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 4: 109–114.
- PAWŁOWSKA K., 1964 — O podziale cechsztynu Gór Świętokrzyskich na cztery cykle sedymentacyjne. *Prz. Geol.*, **17**, 9: 367–371.
- PAWŁOWSKA K., 1979 — Utwory górnotriasowe w południowo-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **23**, 2: 337–362.
- PELCZAR A., 1973 — Minetta i wogezyt w otworze Borzęta IG 1. *Spraw. z Pos. Nauk., Kwart. Geol.*, **17**, 4: 940–942.
- PIEKARSKI K., SZYMAŃSKI B., WIELGOMAS L., 1985 — Nowy reper stratygraficzny ordowiku w okolicy Myszkowa. *Prz. Geol.*, **35**: 501–503.
- PIEŃKOWSKI G., 2004 — The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Pol. Geol. Inst. Special Papers*, **12**: 154.
- POKORSKI J., 1988 — Mapy paleotektoniczne czerwonego spągowca w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 15–32.
- POKORSKI J., 1997 — Perm dolny (czerwony spągowiec). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 35–62.
- POKORSKI J., WAGNER R., 1972 — Stratygrafia i paleogeografia permu. *Biul. Inst. Geol.*, **252**, 3: 121–134.
- POPRAWA P., JAROSIŃSKI M., PEPEL A., KIERSNOWSKI H., JAWOR E., 2001a — Ewolucja tektoniczna rejonu Liplas-Tarnawa – analiza subsydencji, badania mezostrukturalne oraz analiza danych sejsmicznych i grawimetrycznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 143–160.

- POPRAWA P., NARKIEWICZ K., SWADOWSKA E., BRUSZEWSKA A., 2001b — Analiza dojrzałości oraz jednowymiarowe modelowanie historii termicznej utworów potencjalnie macierzystych dla węglowodorów w rejonie Liplas-Tarna-wa. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **174**: 173–203.
- POŻARYSKI W., VIDAL G., BROCHWICZ-LEWIŃSKI W., 1981 — Nowe dane o dolnym kambrze południowego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *W: Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kielce: 27–34. Wyd. Geol., Warszawa.
- SENKOWICZOWA M., 1957a — Wapień muszlowy na południowym zboczu Gór Świętokrzyskich między Czarną Nidą a Chmielnikiem. *Biul. Inst. Geol.*, **122**: 5–81.
- SENKOWICZOWA M., 1957b — Przyczynek do znajomości wapienia muszlowego w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **1**, 3/4: 482–497.
- SENKOWICZOWA H., 1959 — Środkowy trias na obszarze zapadliska przedkarpackiego. *Kwart. Geol.*, **3**, 1: 57–70.
- SENKOWICZOWA H., 1962 — Wpływy fauny alpejskiej w osadach retu i wapienia muszlowego na obszarach Polski. *W: Księga pamiątkowa ku czci profesora Jana Samsonowicza: 239–257*. PAN, Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1965 — Podział i rozwój facjalny osadów retu na obszarze południowej Polski. *Kwart. Geol.*, **9**, 2: 241–260.
- SENKOWICZOWA H., 1970 — Stratygrafia mezozoiku obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Trias (bez utworów retyku). *Pr. Inst. Geol.*, **56**: 7–48.
- SENKOWICZOWA H., 1973 — Trias pozakarpcki. *W: Budowa geologiczna Polski. T. 1. Stratygrafia, cz. 2. Mezozoik* (red. S. Sokołowski i in.): 20–26. Wyd. Geol., Warszawa.
- SENKOWICZOWA H., 1997a — Trias dolny (pstry piaskowiec). Biostratygrafia. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 84–111.
- SENKOWICZOWA H., 1997b — Trias środkowy (wapień muszlowy–kajper dolny). Biostratygrafia. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 133–136.
- SENKOWICZOWA H., SZYPERKO-ŚLIWCZYŃSKA A., 1972 — Stratygrafia i paleogeografia triasu. *Biul. Inst. Geol.*, **252**: 133–151.
- SIEDLECKA A., 1964 — Osady permu na północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia Górnośląskiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **34**: 309–385.
- SZULC J., 1988 — Sedimentary environment and climate of the Early Permian Sławków Graben, Poland. *W: Guidebook Inst. Konf.: Rotliegendes lacustrine basins*. Książ. Castle, Poland.
- SZULC J., 2000 — Middle Triassic evolution of the northern Peri-Tethys area as influenced by early opening of the Tethys Ocean. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **70**, 1: 1–48.
- SZYPERKO-TELLER A., 1997 — Trias dolny (pstry piaskowiec). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 83–132.
- SZYPERKO-TELLER A., MORYC W., 1988 — Rozwój basenu sedymentacyjnego pstręgo piaskowca na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 53–72.
- ŚWIDROWSKA J., HAKENBERG M., POLUHTOVIĆ B., SEGHE-DIA A., VIŠNIAKOVI, 2008 — Evolution of the Mesozoic Basins on the southwestern edge of the East European Craton (Poland, Ukraine, Moldova, Romania). *Stud. Geol. Pol.*, **130**: 131.
- TOKARSKI A., 1962 — Struktura Niwisk. *Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN*, **13**: 1–41.
- TOKARSKI A., 1965 — Udział wapienia muszlowego w budowie przedgórze Karpat. *Acta Geol. Pol.*, **15**, 2: 131–155.
- TOMCZYK H., 1963 — Ordowik i sylur w podłożu zapadliska przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **33**, 1/3: 289–320.
- TOMCZYKOWA E., TOMCZYK H., 2000 — Starszy paleozoik z otworu Daromin IG 1 – Potwierdzenie budowy terranowej bloku łysogórskiego i małopolskiego. Góry Świętokrzyskie. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **393**: 167–203.
- WAGNER R., 1988 — Ewolucja basenu cechsztyńskiego w Polsce. *Kwart. Geol.*, **32**, 1: 33–52.
- WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niżu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **146**: 1–71.
- WAGNER R., 1997 — Perm górny (cechsztyń). *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 63–82.
- WAGNER R., POKORSKI J., DADLEZ R., 1980 — Paleotektonika basenu permu na Niżu Polskim. *Kwart. Geol.*, **24**, 3: 553–569.
- WIESER T., 1975 — Osady wulkanoklastyczne z otworu wiertniczego Tokarnia IG 1. *Kwart. Geol.*, **19**, 4: 956–958.
- ZAJĄC R., 1981 — Korelacja utworów dewonu i karbonu dolnego podłoża środkowej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Inst. Geol.*, **331**: 39–56.
- ZNOSKO J., 1997 — Pozycja geotektoniczna obszaru na tle Europy środkowej. *W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce* (red. S. Marek, M. Pajchłowa). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**: 10–18.
- ŻABA J., 1995 — Uskok przesuwczy strefy krawędziowej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Prz. Geol.*, **43**, 10: 838–842.
- ŻABA J., 1999 — Ewolucja strukturalna utworów dolnopaleozoicznych w strefie granicznej bloków górnośląskiego i małopolskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **166**: 1–162.
- ŻELAŻNIEWICZ A., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – stan obecny i próba uporządkowania. *Prz. Geol.*, **56**: 887–894.
- ŻELAŻNIEWICZ A., BUŁA Z., FANNING M., SEGHE-DIA A., ŻABA J., 2009 — More evidence on Neoproterozoic terranes in Southern Poland and southeastern Romania. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 93–124.
- ŻELAŻNIEWICZ A., ALEKSANDROWSKI P., BUŁA Z., KARNKOWSKI P. H., KONON A., OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A., ŻABA J., ŻYTKO K., 2011 — Regionalizacja tektoniczna Polski. *Komit. Nauk. Geol. PAN, Wrocław*.

SUMMARY

Permian and Triassic deposits of the Carpathian Foreland lie under a thick cover of younger Mesozoic and Miocene strata, and in the Carpathian area, there is an additional cover of flysch deposits.

The basement of Permian and Triassic deposits. This article provides the description of the geological structure of

the basement of Permian and Triassic deposits in the area from Sucha Beskidzka–Lachowice in the west to the Rzeszów region in the east (Fig. 1).

The study deals with the geological structure of the sub-Permian succession, including the stratigraphy and tectonic setting (Figs. 2–4), with reference to abundant literature. The

geological structure of the sub-Permian basement is presented separately for the Upper Silesian and Małopolska blocks.

The palaeogeological surface of the Upper Silesian Block (Fig. 1) is bounded on the north by the Liplas–Tarnawa tectonic block, separated from the Puszcza–Brzesko Block (belonging to the Małopolska Block) by the Kraków–Rajbrot Fault Zone. The oldest strata present on this surface in the Upper Silesian Block are Precambrian metamorphic rocks of the Rzeszotary–Dobczyce–Wiśniowa Horst (Fig. 1). They crop out on the palaeogeological surface in an elevated zone of the Rzeszotary–Dobczyce area. Farther to the south and east, they are replaced by younger strata: Lower Cambrian (Borzęta–Wiśniowa), Devonian (Mogilany, Tokarnia, Wysoka, Lachowice), and Upper and Lower Carboniferous (Myślenice–Wadowice–Sucha Beskidzka) of the Upper Silesian Coal Basin (Figs. 1, 2).

The palaeogeological surface of the Małopolska Block (Fig. 1) is built of younger Precambrian and Paleozoic rocks. Its tectonic structure is dominated by Alpine tectonic deformations (Figs. 3, 4) that determine the tectonic style of the Carpathian Foreland. The southernmost tectonic unit in this block is the Puszcza–Brzesko Block (Fig. 1). The Małopolska Block in this part of the Carpathian Foreland extends to the north as far as the marginal zone of the occurrence of the Permian–Triassic deposits, i.e. to the Busko–Rzeszów area. The basement of the Permian–Triassic deposits (or Jurassic in case of their absence) within the Małopolska Block has a complex geological structure (Fig. 1). The oldest rocks are present in the eastern and south-eastern parts of this area. These are Upper Precambrian and Lower Cambrian meta-argillites near Pustków–Wola Ociecka and Rzeszów (Rzeszów 8 and 9 boreholes) as well as Ordovician and Silurian deposits in the area of Tarnów, Pilzno and Rzeszów (Fig. 1). The Devonian strata are exposed in the south-western and north-eastern parts of the Puszcza, Dobiesławice, Garbek and Zborówek–Niwiska–Rzeszów regions. The Lower Carboniferous strata are exposed in its central part (Busko–Nieczajna Dolna–Dębica–Czudec). The Upper Carboniferous strata have not been found as yet in this part of the Małopolska Block.

Stratigraphy of the Permian and Triassic deposits

The Lower Permian (Rotliegend). The Lower Permian deposits have been so far proven only in the Tarnawa 1 borehole (Fig. 5) at the depth of 4215–4364 m (149 m). These are mainly sandstones with intercalations of mudstones and claystones containing Lower Permian microflora.

The Upper Permian (Zechstein) – partly Lower and Middle Buntsandstein. The lack of fossils prevents separation between Zechstein and Buntsandstein variegated elastic deposits. For this reason, these strata are described together as the Permo–Triassic deposits. The strata occur over the nearly whole study area of the Carpathian Foreland, from Sucha Beskidzka in the west to Busko–Rzeszów in the north and east (Fig. 5), except in some elevated zones (e.g. Puszcza–Biadoliny or Pustków–Sędziszów–Nosówka, Fig. 5), where the present-day absence of these deposits is due to later erosion.

Permo–Triassic deposits of the Carpathian Foreland are now thickest in the Liplas–Tarnawa tectonic block, where nearly 1370 m of them were penetrated in the Liplas 3 borehole (Fig. 5). These strata have also a great thickness in other boreholes within this tectonic block (Tarnawa 1 – 1217 m), including many where they were not completely penetrated. Thick sequences of the Permo–Triassic deposits are also present in the northern part of the area (Dobiesławice–Radłów tectonic block), where 1003 m of these strata were penetrated in the Radłów 1 borehole without reaching the base (Fig. 5). Their great thickness in the southern and central parts of the area indicates that the whole area south of the Dobiesławice–Radłów tectonic block was a depression (Kraków–Tarnów Depression) during the deposition of Permo–Triassic sediments.

North of the Dobiesławice–Radłów tectonic block, Permo–Triassic strata are markedly thinner. This is related to the fact that only younger fragments of this series (Lower–Middle Buntsandstein) are present in some zones of this area (e.g. Lipówka–Mędrzechów–Nieczajna Dolna, Fig. 5). The areas of Lipówka–Mędrzechów–Nieczajna Dolna and possibly Pustków–Sędziszów–Nosówka (Fig. 5) were elevated in Late Permian time. They acted as a barrier that separated Zechstein deposits of the Kraków–Tarnów Depression (that extended northwards approximately to the Dobiesławice–Radłów tectonic block, Fig. 5) from Zechstein deposits of the Holy Cross region (Pacanów–Żabiec–Trzciana–Kamionka).

The Upper Buntsandstein (Röt). Upper Buntsandstein deposits of the Carpathian Foreland are represented mostly by carbonate lithofacies composed of limestones and dolomites with intercalations of marls, anhydrites and gypsum. They are preserved only in the northern and eastern part of the area (Fig. 6), from Kazimierza Wielka through Radzanów to Podborze and Trzciana. Farther east, they are present in the Mielec (Wojśław 3)–Niwiska–Rzeszów and Zagórzycze–Nawsie areas (Fig. 6).

The fully developed Röt deposits attain 100–115 m in thickness (Pawężów–Oblekoń–Radzanów 2). The southward increase in the thickness of these strata (observed also in the Middle Triassic) suggests that a deeper zone of the marine basin extended in the south and was related to the active connection between the epicontinental sea and the southern sea. The main communication between the two marine basins – initiated at least in the middle Early Triassic – occurred through the Eastern Carpathian Gate. The Silesian–Moravian Gate became important for communication with the Tethys only in the early Middle Triassic.

The Muschelkalk. The Muschelkalk corresponds to the Middle Triassic in the lithostratigraphic division of the epicontinental Triassic of Poland. It is developed mainly as car-

bonates, clearly different from the overlying Lower Keuper siliciclastics.

The marine basin in the Carpathian Foreland expanded markedly during the earliest Middle Triassic. The influx of new water masses to the epicontinental basin from the south was marked by the appearance of abundant Alpine fauna. This was the time of the greatest expansion and the greatest thicknesses of the Muschelkalk. The direct communication with the Tethys Ocean was active nearly until the end of the early Middle Triassic. The influx of the southern open-sea waters to the Carpathian Foreland Basin clearly decreased during the middle Middle Triassic and the epicontinental basin became an evaporative basin. Fauna disappeared almost completely and dolomitic-calcareous sediments began to accumulate, with many intercalations of sulphate deposits.

The southern connection with the open sea, marked by abundant faunal influence, was renewed during the late Middle Triassic and lasted to the end of the Middle Triassic. It was a shallow sea with a significant role of carbonate sedimentation and Alpine fauna.

The Muschelkalk deposits, similarly to the Röt deposits, are preserved only in the northern part of the Carpathian Foreland (Fig. 7). They extend from the vicinity of Busko to the area of Rzeszów. Lower, Middle and Upper Muschelkalk deposits have been documented in this area (Fig. 7, Table 1). They occur as an irregular tectonic-erosional depression in the form of an asymmetrical faulted (Figs. 3–4) trough, whose axis is shifted to the north. The total thickness of the Muschelkalk deposits amounts to 100–120 m (Fig. 7). In the Middle Triassic succession of the Carpathian Foreland, the lower Muschelkalk deposits are thickest (Fig. 7, Table 1), commonly attaining 40–50 m, locally up to 60 m. The Middle Muschelkalk is locally about 40–50 m thick. The preserved Upper Muschelkalk deposits are thinner (Table 1).

The Lower Keuper. Upper Muschelkalk deposits of the Carpathian Foreland are overlain by Lower and Middle Keuper clastics. The Upper Keuper and Rhaetian are absent.

A new stage in the development of the Triassic deposits in the Central European Province, including the Carpathian Foreland, began at the end of the late Middle Triassic. The uppermost Muschelkalk carbonates abruptly change into predominantly argillaceous-sandy deposits of the Lower Keuper. The basin became shallower and the permanent communication with the Tethys Ocean ceased.

Argillaceous deposits, enriched in plant remains and even with brown coal intercalations, are important in the lower part of the Lower Keuper. This so-called argillaceous coal (Lettenkohle) facies is best developed in the Carpathian Foreland in the Mielec–Niwiska area (Fig. 8). The upper part of the Lower Keuper includes variegated argillaceous-sandy deposits, locally with conglomeratic material, as well as thin

intercalations of limestones and marls as an evidence of intermittent incursions of the southern sea.

Between Busko and Rzeszów, the Lower Keuper deposits occur in three patches that have escaped erosion in the Ostrów–Strożyska–Oblekoń area (Fig. 8), in the tectonic blocks of the Zborów 3–Pacanów fault zone (Fig. 3) and in the Żabiec–Kamionka 1 area (Fig. 4).

Their greatest thickness is observed near Mielec (Fig. 8), where the incompletely penetrated Lower Keuper succession is *ca.* 130 m thick.

Upper Keuper sediments are absent in the Carpathian Foreland. This area was a land at that time with the Chmielnik and Chrzanów embayments penetrating eastward into it from the Polish Lowland Basin, but they did not cross the line of the recent Vistula River.

The Middle Keuper. There is no biostratigraphic evidence for Middle Keuper deposits of the Carpathian Foreland and their age is attributed by analogy to the lithologically similar rocks dated in the Polish Lowlands. These deposits have variable lithology; they are represented mostly by conglomeratic and sandy lithofacies with a significant proportion of variegated argillaceous-muddy deposits.

The deposits included in the Middle Keuper have been found in the Carpathian Foreland in the area between Busko and Niwiska (Fig. 8 – marked in red). They occupy a much smaller area than the Lower Keuper deposits (Fig. 8 – marked in black).

The Middle Keuper deposits have been preserved in small erosional remnant patches. One of them occurs in the Słupiec-Niwiska area, another – in a tectonically disturbed zone in the downthrown Radzanów 2–Pacanów 1 tectonic block (Figs. 3, 8). The maximum thickness of the Middle Keuper deposits, about 155 m, is found in the Zborów 3 borehole (Figs. 3, 8).

At the end of the Triassic, Early Cimmerian tectonic movements clearly marked their effects in the Carpathian Foreland, like in the Polish Lowlands. As a consequence of these movements, a large area of Poland (including the Carpathian Foreland) emerged and underwent intense erosion. The erosion removed (Figs. 1, 5) Keuper, Middle and Lower Triassic and partly Paleozoic and Precambrian deposits.

The general destruction of the post-Triassic surface occurred later, during the Early and partly Middle Jurassic. Most of the Carpathian Foreland was a land area subject to intense denudation at that time. The pre-Middle, sub-Late Jurassic palaeogeological surface of the Carpathian Foreland was formed at that time, with its strongly differentiated structure of the Permo-Triassic deposits (Fig. 9). Only the Permian and Permian-Triassic deposits have been preserved in the southern part. Their sequence is more complete in the northern part, up to the Lower–Middle Keuper.