

## Regionalizacja tektoniczna Polski — Karpaty zewnętrzne i zapadlisko przedkarpackie

Nestor Oszczytko<sup>1</sup>, Andrzej Ślącza<sup>1</sup>, Kazimierz Żytko<sup>2</sup>



N. Oszczytko



A. Ślącza



K. Żytko

**Tectonic subdivision of Poland: Polish Outer Carpathians and their foredeep.** *Prz. Geol.*, 56: 927–935.

*Abstract.* Authors discussed the actual state of tectonic regionalization of the Outer Polish Carpathians and their foredeep. The following category of tectonic unit are defined: the groups of nappes, nappes, sub-nappes, thrust-sheets (skibas), anticlinorial and synclinorial structures, and regional-scale folds.

**Keywords:** regional tectonic units, Outer Carpathians, Carpathian Foredeep

Karpaty stanowią środkową część alpejskiej strefy fałdowań w Europie. Strefa ta uformowała się z dawnego Oceanu Tetydy położonego między Afryką i Europą. Dzieli się ona na wiele niezależnych pasm fałdowych: Gór Betyckich, Rifu, Tellu, Atlasu Wysokiego, Południowych i Północnych Apeninów, Alp, Karpat, Starej Płaniny i Gór Pontyjskich oraz Dynarydów, Hellenidów i Taurydów. Są to asymetryczne góry płaszczowinowe z wergencją fałdów skierowaną w stronę bloków kontynentalnych.

Polskie Karpaty są fragmentem wielkiego łańcucha górskiego o długości ponad 1300 km, biegnącego od okolic Wiednia po Żelazną Bramę na Dunaju. Na zachodzie łączą się one z Alpami Wschodnimi, a na wschodzie z Bałkanami. Tradycyjnie Karpaty Zachodnie dzieli się na starsze (późnokredowe) pasmo fałdowe nazywane Karpatami wewnętrznymi (internidy) i młodsze (oligoceno-środkowomiocenijskie), znane jako Karpaty zewnętrzne (eksternidy) lub fliszowe (ryc. 1). Na granicy internidów i eksternidów usytuowany jest pieniński pas skałkowy — będący strefą szwu orogenicznego Karpat Zachodnich.

Karpaty zewnętrzne są zbudowane z górnourajsko-dolnomiocenijskich, głównie fliszowych utworów, całkowicie odkorzenionych od swego podłoża. Wzdłuż czoła Karpat fliszowych występuje wąska strefa miocenu sfałdowanego, utworzona z dolno- i środkowomiocenijskich utworów molasowych, która tworzy rodzaj wąskiego, zapadającego pod orogen klina (płaszczowina stebnicka i łuski zgłębickie, ryc. 1).

### Regionalizacja tektoniczna polskich Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego

Pierwsze próby nowoczesnego ujęcia tektoniki Karpat zewnętrznych z zastosowaniem teorii płaszczowinowej podjął Limanowski (1905), który wyróżnił dwie płaszczowiny: niższą, zawierającą piaskowce ciężkowickie w czę-

ści zachodniej i flisz mikulczyński w części wschodniej, oraz płaszczowinę wyższą — magurską, nasuniętą od południa spoza Tatr. Dwa lata później Uhlig (1907) wyróżnił dwie płaszczowiny zakorzenione pod pienińskim pasem skałkowym (por. Książkiewicz, 1972, 1977): niższą — podbeskidzką, nasuniętą na miocen przedpola Karpat, oraz wyższą — beskidzką.

Obecny podział tektoniczny Karpat zewnętrznych zaproponował Nowak (1927), który wyróżnił trzy grupy płaszczowin: **brzeźną, średnią i magurską**. W drugiej połowie ubiegłego stulecia intensywny rozwój kartografii geologicznej oraz wyniki licznych głębokich wierceń ugruntowały regionalizację tektoniczną polskich Karpat Zachodnich (Książkiewicz, 1951, 1953, 1956, 1972, 1977; Świdziński, 1958; Sikora & Żytko, 1959; Ślącza, 1971; Koszarski i in., 1974; Kotlarczyk, 1985; Żytko i in., 1989). Wyniki tych badań podsumowane zostały w monografiach tektonicznych Książkiewicza (1972, 1977 z literaturą).

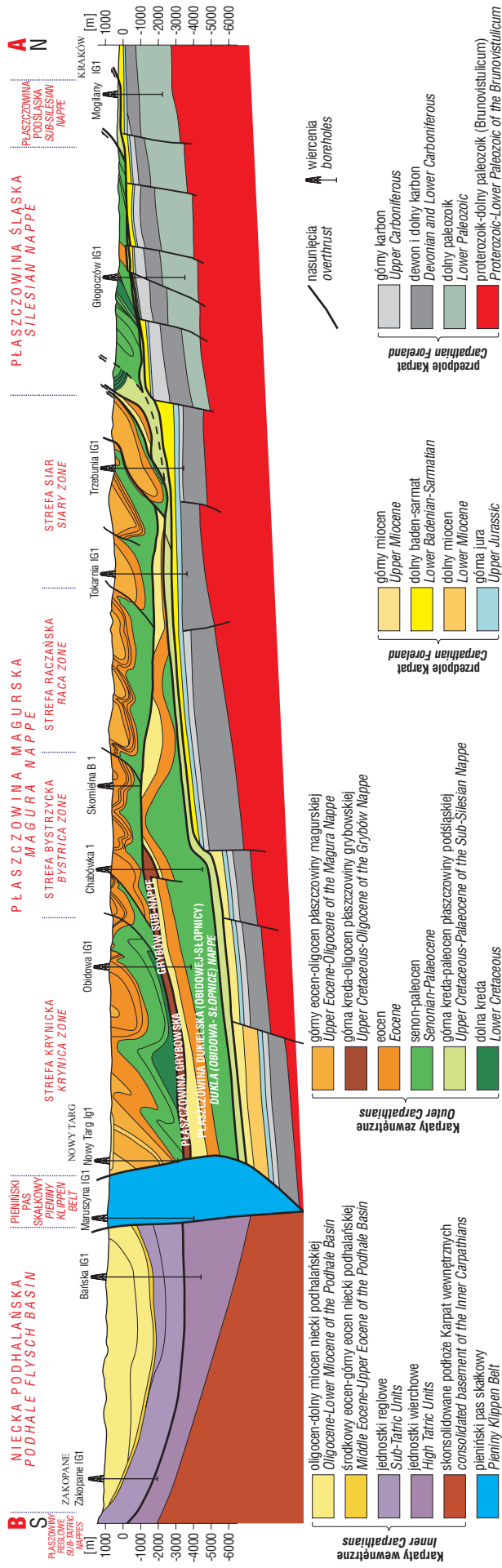
### Płaszczowina magurska *Magura Nappe (Limanowski, 1905)*

Jest największą a zarazem najbardziej południową jednostką Karpat zewnętrznych (ryc. 1), biegnącą od Lasu Wiedeńskiego na zachodzie po okolice Poiana Botizei w rumuńskich Karpatach (Żytko, 1999; Oszczytko i in., 2005). Płaszczowina uformowana jest głównie z utworów kredy górnej i paleogenu. Utwory najstarsze, jury i kredy dolnej, są znane jedynie ze strefy przypienińskiej (Birkenmajer, 1979), natomiast utwory najmłodsze należą do dolnego miocenu (Oszczytko, 2006). Stratygraficzna miąższość sukcesji magurskiej wynosi od 2 km w części północnej (w strefie Siar) do 3,5 km w części południowej (w strefie krynickiej). Podczas fałdowań i ruchów nasuwczych utwory płaszczowiny magurskiej zostały całkowicie odkorzenione od podłoża i nasunięte daleko na przedpole (ryc. 2). Południową granicę płaszczowiny magurskiej w Polsce stanowi podłużny uskok przesuwczy, biegnący wzdłuż północnej krawędzi pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1979, 1986), natomiast granicę północną wyznacza czoło nasunięcia magurskiego (ryc. 2, 3). Na wschód od Gorlic płaszczowina magurska jest nasunięta na płaszczowinę dukielską, między Gorlicami a Żywcem na jednostkę śląską, a na zachód od Żywca na łuski przedma-

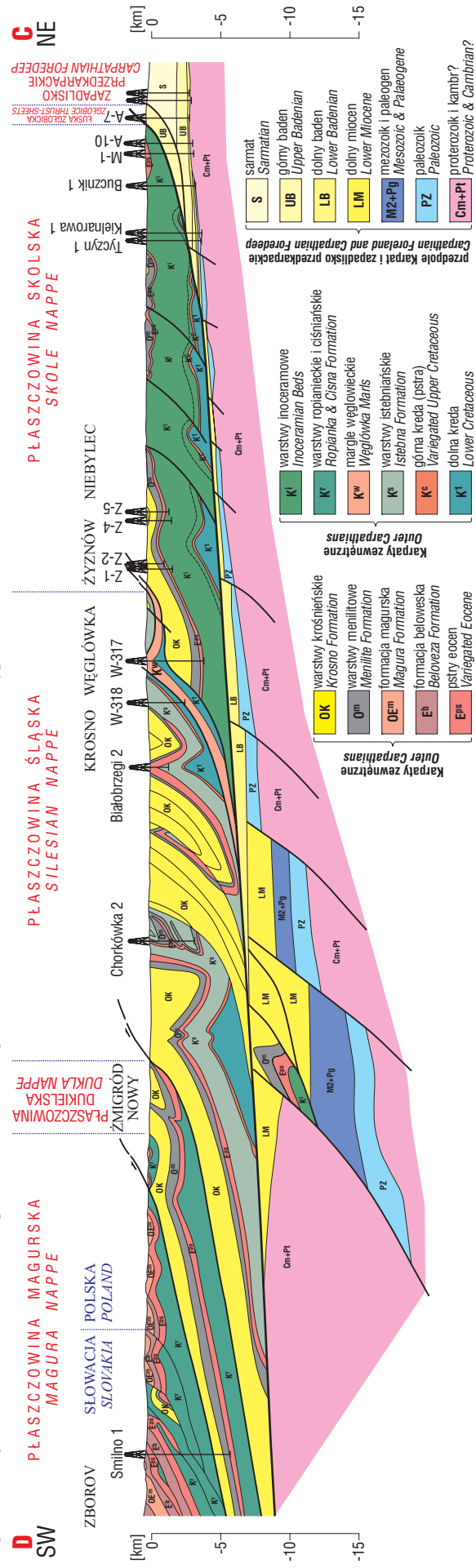
<sup>1</sup>Institut Nauk Geologicznych, Uniwersytet Jagielloński, ul. Oleandry 2a, 30-063 Kraków; nestor.oszczytko@uj.edu.pl; andrzej.slaczka@uj.edu.pl

<sup>2</sup>Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków





Ryc. 2. Przekrój geologiczny B-A Zakopane-Kraków (patrz ryc. 1) (Sikora i in., 1980, uzupełniona przez Oszczytkę, 2006, zmieniiona)  
 Fig. 2. Geological cross-section B-A Zakopane-Cracow (see Fig. 1) (Sikora et al., 1980, modified after Oszczytko, 2006, modified)



Ryc. 3. Przekrój geologiczny D-C Smilno-Rzeszów (patrz ryc. 1) (Oszczytko i in., 1998, zmieniiona)  
 Fig. 3. Geological cross-section D-C Smilno-Rzeszów (see Fig. 1) (Oszczytko et al., 1989, modified)



gurskie. Pod nasunięciem magurskim, w oknach tektonicznych i licznych rdzeniach wiertniczych z tego obszaru, stwierdzono wewnętrzne elementy płaszczowiny dukielskiej oraz płaszczowinę cząstkową grybowską, a w środkowej części płaszczowinę cząstkową Obidowej-Słopnic (Żytka & Malata, 2001) (ryc. 2).

Na zachód od Dunajca morfologię powierzchni nasunięcia magurskiego określają powierzchniowe elementy strukturalne, takie jak elewacja Mszany Dolnej oraz depresje tektoniczne (zapadliska) Kotliny Sądeckiej i Orawsko-Nowotarskiej (ryc. 1).

W płaszczowinie magurskiej występują liczne fałdy, których osie zmieniają kierunek zgodnie z regionalnym zgięciem łuku Karpat Zachodnich. Antykliny są wąskie, ściśnięte i często złuskowane, natomiast synkliny są szerokie i płaskie. Południowe skrzydła synklin zazwyczaj są zredukowane i obalone ku północy. W północnej części płaszczowiny dominuje wergencja północna, a w części południowej często notowana jest również wergencja południowa.

W obrębie płaszczowiny magurskiej tradycyjnie są wydzielane cztery strefy facjalne (Nowak, 1924; Książkiewicz, 1948, 1958; Świdziński, 1958; Sikora & Żytka, 1959; Węclawik, 1969; Sikora, 1970; Oszczytko, 1973; Koszarski i in., 1974). Od północy są to strefy: Siar (Su), raczańska (Ra), bystrzycka (sądecka) (Bu) oraz krynicka (Ku) (ryc. 1, 2). Odrębną strefę facjalną, a równocześnie wyodrębnioną jednostką tektoniczną jest wąska strefa Grajcarka, co zostało udokumentowane w licznych publikacjach Birkenmajera (por. 1979, 1986, 2001). Strefa Grajcarka jest utworzona z wielu łusek usytuowanych przed czołem pienińskiego pasa skałkowego oraz w oknach tektonicznych w Pieninach (por. Jurewicz, 1997). Odpowiada ona prawdopodobnie strefie białokarpackiej na Zachodniej Słowacji.

Pozostałe strefy facjalne płaszczowiny magurskiej w Polsce wyraźnie zachowują pewną indywidualność tektoniczną, a rozdzielające je granice są raczej uskokami, a nie nasunięciami (por. Książkiewicz, 1972, 1977). Na wschód od Dunajca strefy bystrzycka i krynicka mają budowę tektoniczną charakterystyczną dla łusek lub skib (Świdziński, 1958 — mapa geologiczna 1 : 200 000; Sikora, 1970; Oszczytko, 1973). Według Koszarskiego i in. (1974) podjednostki te są notowane na całym obszarze występowania płaszczowiny magurskiej. Podobna interpretacja znalazła się również na *Mapie geologicznej Karpat Zachodnich i przyległych obszarów w skali 1 : 500 000* (Lexa i in., 2000). Według Książkiewicza (1972, 1977) nie ma podstaw do wydzielania na zachód od Raby podjednostek raczańskiej i bystrzyckiej, ponieważ na granicy tych stref facjalnych nie stwierdzono ani jednolitego nasunięcia, ani uskoku.

#### Jednostki tektoniczne strefy przedmagurskiej

Charakteryzują się one ścienionymi sekwencjami z udziałem zarówno utworów pelagicznych, jak i fliszowych, deponowanych w strefie zalegania się facji typowych dla basenu magurskiego (eocen) i śląskiego (oligocen).

□ **Płaszczowina jasielska** (Tołwiński, 1921; Koszarski, 1985). Tworzy występy tektoniczne Łużnej i Harklowej oraz czapki (płaty) tektoniczne Kluczowej, Skołyższyna i Sowin (rejon Jasła, ryc. 1).

□ **Łuski przedmagurskie** zostały wydzielone przez Burtan i Sokołowskiego (1956) w południowej części Beskidu Śląskiego. Zawierają one elementy wspólne z sukcesją magurską (kreda górna), a także śląską (eocen i oligocen).

#### Grupa średnia (menilitowo-krośnieńska)

**Płaszczowina dukielska (*Dukla Nappe*) (Ślączka, 1971)**. Jednostka ta została wyodrębniona we wschodniej części polskich Karpat fliszowych (na wschód od Wisłoki) na podstawie prac Opolskiego (1927, 1930), Wdowiarza (1931) i Teisseyre'a (1932). Później Świdziński (1934) nazwał ją fałdami dukielsko-użockimi, a Kozikowski (1958) przemianował na jednostkę dukielsko-michowską. Ślączka (1971) zaś wprowadził nazwę jednostka dukielska, dzieląc ją na podstawie sugestii Wdowiarza (1930) na podjednostki wewnętrzną i zewnętrzną, kontynuujące się ku południowemu wschodowi na teren Słowacji. Książkiewicz (1972, 1977) zwrócił uwagę, że jednostka dukielska ma rangę płaszczowiny. Burtan i Sokołowski (1956) oraz Książkiewicz (1956) uważali, że ku zachodowi łączy się ona z jednostką grybowską (jednostką Ropy-Pisarzowej Kozikowskiego, 1956) i przedmagurską.

Płaszczowina dukielska pod względem facjalnym wykazuje podobieństwa zarówno do płaszczowiny magurskiej (kreda–środkowy eocen), jak i płaszczowiny śląskiej (górny eocen–oligocen). Dolną granicą tej płaszczowiny jest powierzchnia ścięcia w obrębie osadów kredy górnej, najmłodsze utwory zaś należą do oligocenu (Ślączka, 1977). Stratygraficzna miąższość sukcesji dukielskich osiąga 2,5 km. Występujące zróżnicowanie w budowie tektonicznej, jak również częściowo w rozwoju litofacjalnym płaszczowiny dukielskiej pozwalają na wyodrębnienie w niej trzech płaszczowin cząstkowych.

□ **Płaszczowina cząstkowa michowska (*Michów Sub-Nappe*)**. Obejmuje ona brzeżną część płaszczowiny dukielskiej (Ślączka, 1971), zbudowaną z kilku stromo stojących i niekiedy wstecznie obalonych, złuskowanych fałdów i łusek (ryc. 4).

□ **Płaszczowina cząstkowa Jasiela (*Jasiel Sub-Nappe*)**. Z niej jest zbudowana wewnętrzna część płaszczowiny dukielskiej (ryc. 3, 4). Rozciąga się od Myscowej na północnym zachodzie, gdzie wynurza się spod płaszczowiny magurskiej, po rejon Roztok Górnych na południowym wschodzie, gdzie przechodzi na stronę słowacką. Charakteryzuje ją silniejsze wypiętrzenia osi fałdów niż w płaszczowinie cząstkowej michowskiej oraz obecność płasko nasuniętych, złuskowanych fałdów i łusek.

□ **Płaszczowina cząstkowa grybowska (*Grybów Sub-Nappe*)**. Występuje ona przede wszystkim w obrębie porwaków tektonicznych w brzeżnej części płaszczowiny magurskiej od Świątkowej, przez Ropę, Grybów, Klęczany po Szczawę oraz w oknie tektonicznym Mszany Dolnej (ryc. 1). Została ona wyodrębniona przez Kozikowskiego



Ryc. 4. Szkic tektoniczny płaszczowiny dukielskiej (Ślązka, 1971, zmieniona)  
 Fig. 4. Tectonic sketch map of the Dukla Nappe (Ślązka, 1971, modified)

(1956) pod nazwą jednostki Ropy-Pisarzowej, a następnie przez Świdzińskiego (1958 — mapa 1 : 200 000) nazwaną jednostką grybowską.

**Płaszczowina śląska (Silesian Nappe) (Książkiewicz, 1938).** Płaszczowina ta rozciąga się na obszarze polskich Karpat od Beskidu Śląskiego po Bieszczady (Książkiewicz, 1972, 1977). Zanurza się pod grupę płaszczowin przedmagurskich oraz nadścielającą je płaszczowinę magurską. Nasunięta jest na utwory sukcesji podśląskiej. Intersekcyjna linia nasunięcia jest kręta, wyróżnić można główne zatokowe półokna tektoniczne: Wadowic, Gdowa, Janowic, Kamienicy Dolnej, Węglówki; płat Bonarówki koło Krosna jest największą czapką tektoniczną płaszczowiny śląskiej.

Górną granicę płaszczowiny na północ od Wadowic, w okolicy Iwkowej oraz Brzozowej w dorzeczu Dunajca lokalnie dokumentują postorogeniczne, erozyjne płaty środkowego miocenu. Granicę dolną tworzy śródformacyjna płaszczowina ścięcia powstała w spągu sukcesji śląskiej. W zachodniej części utworzyła się ona poniżej dolnych łupków i wapieni cieszyńskich (tyton–berias). Płaszczyzna ta została zidentyfikowana w otworze Siekierczyna IG 1 na północ od Nowego Sącza (ryc. 1). Dalej na wschodzie, po południk Leska–Baligrodu, płaszczowina ta utworzyła się wśród łupków cieszyńskich górnych lub wierzowskich (walańżyn–hoteryw). Na wschód od Leska odklucie powstało wśród utworów oligocenu, a na południu, w Bieszczadach, wśród utworów kredy.

Miażdżość stratygraficzna płaszczowiny wynosi przeważnie 2500–3000 m, wyjątkowo w Beskidzie Śląskim i w Bieszczadach sięga 5000 m.

W budowie zachodniej części płaszczowiny dominują utwory tytonu–kredy. Między Olzą a Skawą w płaszczowinie śląskiej wyróżnia się drugorzędnie sfałdowane strefy (płaszczowiny cząstkowe): cieszyńską, zbudowaną głównie z utworów tytonu–walańżynu i cieszyńskich, oraz nadległą — godulską, zbudowaną z kredowo-paleogeńskiego fliszu (Nowak, 1927; Książkiewicz, 1972, 1977). Płaszczowina cząstkowa godulska to bloki Beskidu Śląskiego i Beskidu Małego.

Między Skawą a Dunajcem występują cienkie, tektoniczne płaty Pogórzy Lanckorońskiego, Radziszowskiego i Wiśnickiego. Płaty te mają słabo zaznaczoną budowę fałdową. Na wschód od Raby poza utworami kredy wzrasta udział skał paleogenu. Są to głównie warstwy krośnieńskie

oligocenu. Utwory te wyznaczają obszar synklinorium jasielskiego o zachodniokarpackim kierunku WSW–ENE. Na wschód od Jasła płaszczowina śląska obniża się, dominuje na tym obszarze kierunek wschodniokarpacki WNW–ESE. Począwszy od rejonu Gorlic fliszowa sukcesja śląska obejmuje również dolny miocen. Jest to synklinorium centralne łączące się ze skolskim synklinorium Gór Słonnych w okolicy Ustrzyk Dolnych. Obszar ten był także określane jako centralna depresja karpicka (Tołwiński, 1933).

Na wschód od linii Mszana Dolna–Tarnów w Karpatach dominuje fałdowy styl budowy płaszczowiny śląskiej z subparalelnymi fałdami i łuskami. Obszar centralnego synklinorium dzieli się na strefę Leska i strefę Otrytu różniące się litologią i kierunkiem transportu utworów oligocenu. Wyróżniana jest też wąska strefa przeddukielska z kredową łuską Bystrego (por. Żytko, 1999).

W okolicy Skoczowa i Żywca, a także w pasach odsłonięć na linii Bielsko–Czaniec i Wadowice–Myślenice–Skrzydlna–Iwkowa spod płaszczowiny śląskiej ukazują się utwory sukcesji podśląskiej i skolskiej. Utwory te są interpretowane jako okna tektoniczne, część na wschód od Skawy jest określana jako strefa lanckorońsko-żegocińska.

W obramowaniu okna Żywca tytońsko-dolnokredowy flisz, znajdujący się w kontakcie tektonicznym z fliszem oligocenu, jest zaliczany do płaszczowiny cząstkowej cieszyńskiej (Książkiewicz, 1972). Podobny zestaw warstw znajduje się w południowym skrzydle strefy lanckorońsko-żegocińskiej, w oknie tektonicznym Małej Sopotni koło Żywca i w profilach kilku otworów pod utworami sukcesji magurskiej. Żytko (2001) określił tę część płaszczowiny jako tektoniczną strefę Stroń. Nastęstwo warstw charakterystyczne dla tej strefy jest znane również z sukcesji śląskiej w oknie Kurowa nad Dunajcem i z otworu Ropa 1 koło Gorlic. Strefa Stroń, biegnąca od rejonu Żywca po Gorlice, powstała prawdopodobnie jako powierzchnia ścięcia skośnie przecinająca utwory sukcesji śląskiej (por. Książkiewicz, 1953).

□ **Łuski przeddukielskie (Fore Dukla Thrust-sheets).** (ryc. 4). W południowo-wschodniej części płaszczowiny śląskiej, bezpośrednio u czoła płaszczowiny dukielskiej, została wyodrębniona wąska, silnie zaburzona strefa (Opolski, 1927) nazwana przez Świdzińskiego (1958) strefą przeddukielską. Ciągnie się dalej ku południowemu wschodowi na teren Ukrainy. Na zachód od Dukli struktura

traci indywidualność. Mimo silnych zaburzeń tektonicznych można w niej wyróżnić kilka stromych łusek wykazujących lokalnie wsteczne obalenia i przewalenia, które tworzą fałszywe synkliny (np. łuska Krzywego i Cisnej; Ślącza, 1985). W rejonie Baligrodu, bezpośrednio na przedpolu łusek przeddukielskich występuje silnie zaburzona, wstecznie obalona łuska Bystrego, zawierająca pełny profil kredy o typie sukcesji śląskiej.

□ **Skalki andrychowskie** (*Andrychów Klippen Zone*) (Książkiewicz, 1935). W okolicach Andrychowa, u podstawy płaszczowiny śląskiej wyróżniono pięć dużych skałek złożonych ze skał krystalicznych, wapieni górnej jury, zlepieńców, margli i wapieni senonu transgresywnie leżących na jurze oraz wapieni paleocenu i eocenu. Skałki zapadają pod warstwy lgoockie albu sukcesji śląskiej. Pod skałkami nawiercono warstwy krośnieńskie oligocenu z okruczym materiałem jury oraz łupki i margle pstre eocenu–senonu–albu sukcesji podśląskiej. Książkiewicz (1972, 1977) przyjmował tektoniczną genezę skałek. Geneza olistolitowa też jest brana pod uwagę (Koszarski, 1985).

**Płaszczowina podśląska** (*Sub-Silesian Nappe*) (Książkiewicz, 1951). Utwory tej płaszczowiny mają stosunkowo niewielkie powierzchniowe rozprzestrzenienie i w większości są ukryte pod nasunięciem płaszczowiny śląskiej. W kredowo-paleogeńskiej (walażyn–oligocen) sukcesji podśląskiej zaznacza się duże zróżnicowanie litofacjalne. Profil kredy dolnej jest podobny do sukcesji śląskiej. Z różnic wymienić trzeba obecność warstw gezowych albu–cenomanu. W kredzie górnej–eocenie są wyróżniane pelagiczne łupki i margle pstre (por. Oszczytko, 2006, tab. 1). Utwory paleogenu sukcesji podśląskiej sięgają oligocenu–dolnego miocenu, występują jednak rzadko. Ukazują się na powierzchni głównie w nieciągłych pasach odsłoneń. W okolicy Wadowic i Radziszowa oraz na wschód od Brzeska płaszczowina podśląska jest nasunięta na utwory sukcesji skolskiej, na pozostałym obszarze — na utwory miocenu. Wychodnie utworów sukcesji podśląskiej tego pasa nawiązują do intersekcyjnej, krętej linii nasunięcia śląskiego. Na wschodzie, w okolicy Leska nasunięcie podśląskie wygasa, przeradza się w regularną antyklinę Ustianowej zbudowaną z warstw krośnieńskich oligocenu–dolnego miocenu.

Utwory sukcesji podśląskiej ukazują się na zachodzie w kilku oknach tektonicznych na obszarze cieszyńskiej części płaszczowiny śląskiej oraz w oknie Żywca. W okolicy Bielska od północnych wychodni podśląskich oddziela się południowy pas okien, który następnie jako strefa lancorońsko-żegocińska kontynuuje się ku wschodowi przez Myślenice po okolice Iwkowej. Kończy się w dyslokacyjnej strefie Mszana Dolna–Tarnów w strefie zmiany stylu płaszczowiny śląskiej (Żytka i in., 1989).

Płaszczowina podśląska jest całkowicie odkorzeniona, występuje w postaci łusek (Bachowice, Woźniki, Szydłowice, Gierczyce) lub fałdów (Węglówka). Często są to tylko strzępy warstw. Szerokość wychodni na powierzchni wynosi nawet do 5 km, lokalnie jest zredukowana do zera.

### **Płaszczowina skolska** (*Skole Nappe*) (Nowak, 1914).

Płaszczowina ta, zwana też skibową, stanowi ważny element Karpat Wschodnich. Od granicy z Ukrainą sięga po Brzesko, występuje też w okolicy Wadowic i Radziszowa; była tam zaliczana do płaszczowiny podśląskiej (Książkiewicz, 1972, 1977). Jest całkowicie odkorzeniona i nasunięta na utwory miocenu grupy brzeźnej. W jej podłożu znajdują się utwory autochtonicznego miocenu środkowego. W okolicy Wadowic, Pleśnej, Pilzna, a zwłaszcza koło Rzeszowa brzeźna strefa płaszczowiny jest przykryta utworami środkowego miocenu. Erozyjne płaty transgresywnego badenu znajdują się też w okolicy Grudny Dolnej, Dubiecka, Olszan.

Płaszczowina ścięcia na obszarze wschodnim utworzyła się wśród ciemnych łupków spaskich dolnej kredy, głównie hoterywu. W okolicy Wadowic i Radziszowa ścięcie objęło fliszowe utwory eocenu–dolnego miocenu.

Płaszczowina skolska wyklinowuje się w podłożu Karpat, brak jej utworów w profilach otworów na linii Iwkowa–Zakliczyn–Tuchów. Jest prawdopodobne, że nawiercony dalej na południu pod płaszczowiną magurską kredowo-paleogeński flisz sukcesji Obidowej–Słopic (Jawor & Sikora, 1979) nie należy do płaszczowiny dukielskiej (Cieszkowski i in., 1985), lecz stanowi przedłużenie płaszczowiny skolskiej (Żytka & Malata, 2001). Element ten pojawia się ponownie przy brzegu Karpat koło Wadowic, znany jako flisz zewnętrzny.

Sukcesja skolska obejmuje ciemne łupki spaskie kredy dolnej, piaskowce z Kuźminy, albu–cenomanu oraz utwory kredy górnej i paleocenu zwane tradycyjnie warstwami inoceramowymi. Flisz eoceni jest nadścielony piaskowcami kliwskimi i warstwami krośnieńskimi oligocenu–dolnego miocenu. We wschodniej strefie płaszczowiny skolskiej jest wyróżniona brzeźna strefa antyklinorialna i wewnętrzna — synklinorialna. Na tle tej drugiej zaznacza się rozległe obniżenie Strzyżowa przechodzące ku wschodowi w synklinorium Gór Słonnych. W polskich Karpatach szerokość płaszczowiny przekracza 30 km (ryc. 3). Ma ona fałdowy styl budowy. Fałdy są obalone, lecz w miarę regularne. Na wschód od sigmoidy przemyskiej styl się zmienia, szerokość zwęża się do ok. 15 km. Fałdy przekształcają się w kilka skib, czyli wielkich, złuskowanych antyklin. W Karpatach Wschodnich poza granicami Polski są wyróżniane skiby: brzeźna, orowska, skolska, Paraszki, Zelemianki, Rożanki.

W okolicach Wadowic płaszczowina tworzy zbudowany z utworów paleogenu wysunięty półwysp oraz okno Radziszowa (Żytka i in., 1989). Istnieje też zaliczana do płaszczowiny podśląskiej łuska Szydłowca, wykazująca duże podobieństwo do utworów kredy sukcesji skolskiej.

Rzeczywista grubość płaszczowiny skolskiej wzrasta ku południowi i w świetle danych z wierceń Paszowa 1 i Kuźmina 1 może przekraczać 7000 m.

### **Grupa brzeźna**

Tworzą ją jednostki tektoniczne uformowane z najbardziej brzeźnej, południowo-wschodniej części Karpat fliszowych oraz sfałdowanych i odkorzenionych utworów



południowej części zapadliska przedkarpackiego. Większą miąższość utwory miocenu sfałdowanego osiągają tylko w brzeżnej, południowo-wschodniej części polskich Karpat zewnętrznych.

**Płaszczowina borysławsko-pokucka (*Boryslav-Pokuttya Nappe*).** Uformowała się z fliszowych utworów brzeżnej części płaszczowiny skolskiej oraz dolnomiocenickich utworów molasowych wewnętrznej części zapadliska przedkarpackiego. Płaszczowina borysławsko-pokucka stanowi element pośredni pomiędzy Karpatami zewnętrznymi i zapadliskiem przedkarpackim. Płaszczowina ta występuje w Karpatach Wschodnich, gdzie jest też określana jako fałdy wgłębne. W Polsce występuje w formie szczątkowej na południe od Przemyśla. Zaliczono do niej łuskę Kniażyc z utworami dolnego miocenu — część płaszczowiny stebnickiej (?) — i łuskami brzeżnymi płaszczowiny skolskiej na południe od Przemyśla (Kotlarczyk, 1985). W ujęciu tym przyjęto, że fałdy wgłębne uległy redukcji przy brzegu Karpat, w strefie sigmoidy przemyskiej.

W otworze Kuźmina 1 przewiercono płaszczowiny skolską i stebnicką, miocen autochtoniczny oraz nawiercono utwory prekambry (Żytko, 1989). Nie napotkano utworów sukcesji borysławsko-pokuckiej. Mogą się one znajdować na południe od Kuźminy, w sąsiedztwie osi depresji grawimetrycznej, a więc podobnie jak w Karpatach Wschodnich. Kompleks łupków menilitowych z pakietami piaskowców krośnieńskich, nawiercony w otworze Jasień IG 1 koło Ustrzyk Dolnych na głębokości 4067–4518 m pod utworami kredy podśląskiej i skolskiej, może reprezentować utwory fałdów wgłębnych (Żytko, 1999).

**Płaszczowina stebnicka (*Stebnik, Sambir Nappe*) (Tolwiński, 1950).** Płaszczowina stebnicka jest utworzona z molasowych osadów dolnego i środkowego miocenu (Ney, 1968). Jest charakterystyczna dla Karpat Wschodnich. W Polsce została rozpoznana przed czołem płaszczowiny skolskiej oraz pod jej nasunięciem. Na powierzchni występuje na wschód od Przemyśla i zapada ku zachodowi pod łuskę Kniażyc i płaszczowinę skolską. Jest nasunięta na miocen środkowy łuski zgłobickiej oraz niżej leżące autochtoniczne utwory środkowego miocenu (baden–sarmat).

Granice dolną płaszczowiny tworzy płaszczyna ścięcia wśród utworów solonośnej formacji dolnego miocenu. W kilku otworach stwierdzono nad płaszczyną ścięcia utwory fliszowe. Są to prawdopodobnie olistolity, gdyż reprezentują utwory fliszowe różnego wieku: Jaksmanice 10 — eocen–oligocen; Cisowa IG 1 — oligocen; Kuźmina 1 — paleocen, koniak, turon. W strukturze płaszczowiny występuje kilka obalonych ku północy fałdów. Rzeczywista grubość tego elementu na południe od Przemyśla wynosi ok. 2500 m (Ney, 1968). Grubość ta zmniejsza się ku zachodowi. W otworze Cisowa IG 1, ok. 12 km od brzegu Karpat, występuje tylko na głębokości 4012–4023 m; ok. 16 km dalej, w otworze Kuźmina 1 — na głębokości 6885–7062 m. W otworze tym aż do 7221 m przewiercano

olistolity fliszowe, być może należące do płaszczowiny stebnickiej.

Dalej ku zachodowi oderwane fragmenty tego elementu stwierdzono w profilach kilku otworów w podłożu Karpat aż po okolice Ropczyc (por. Książkiewicz, 1972). Autochtoniczne utwory dolnego miocenu napotkano w profilach kilku otworów (Sucha IG 1, Zawoja 1 i innych) w podłożu Karpat Zachodnich (Oszczypko, 1997). Stanowią one przedłużenie osadów basenu stebnickiego.

**Łuski zgłobickie (*Zgłobice Thrust-sheets*) (Kotlarczyk, 1985).** Na zachód od Przemyśla, przed czołem płaszczowiny stebnickiej występuje wąska strefa sfałdowanych utworów miocenu środkowego i górnego (?), która wraz z Karpatami fliszowymi jest nasunięta płasko na utwory autochtonicznego miocenu środkowego zaliczane do zewnętrznej części zapadliska (Ney, 1968; Kotlarczyk, 1985; Oszczypko & Tomasz, 1985; Żytko i in., 1989; Oszczypko, 1997; Połtowicz, 2004; Oszczypko i in., 2006). Strefa miocenu sfałdowanego tworzy rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina. Na zachód od Pilzna szerokość strefy sfałdowanych utworów badencko-sarmackich wyraźnie się zwiększa, maksymalnie do 10 km. Występujące tutaj utwory są znane jako fałdy badenckie (Książkiewicz, 1972) lub jako jednostka zgłobicka (Kotlarczyk, 1985; por. Krzywicz, 1997; Połtowicz, 2004; Oszczypko i in., 2006).

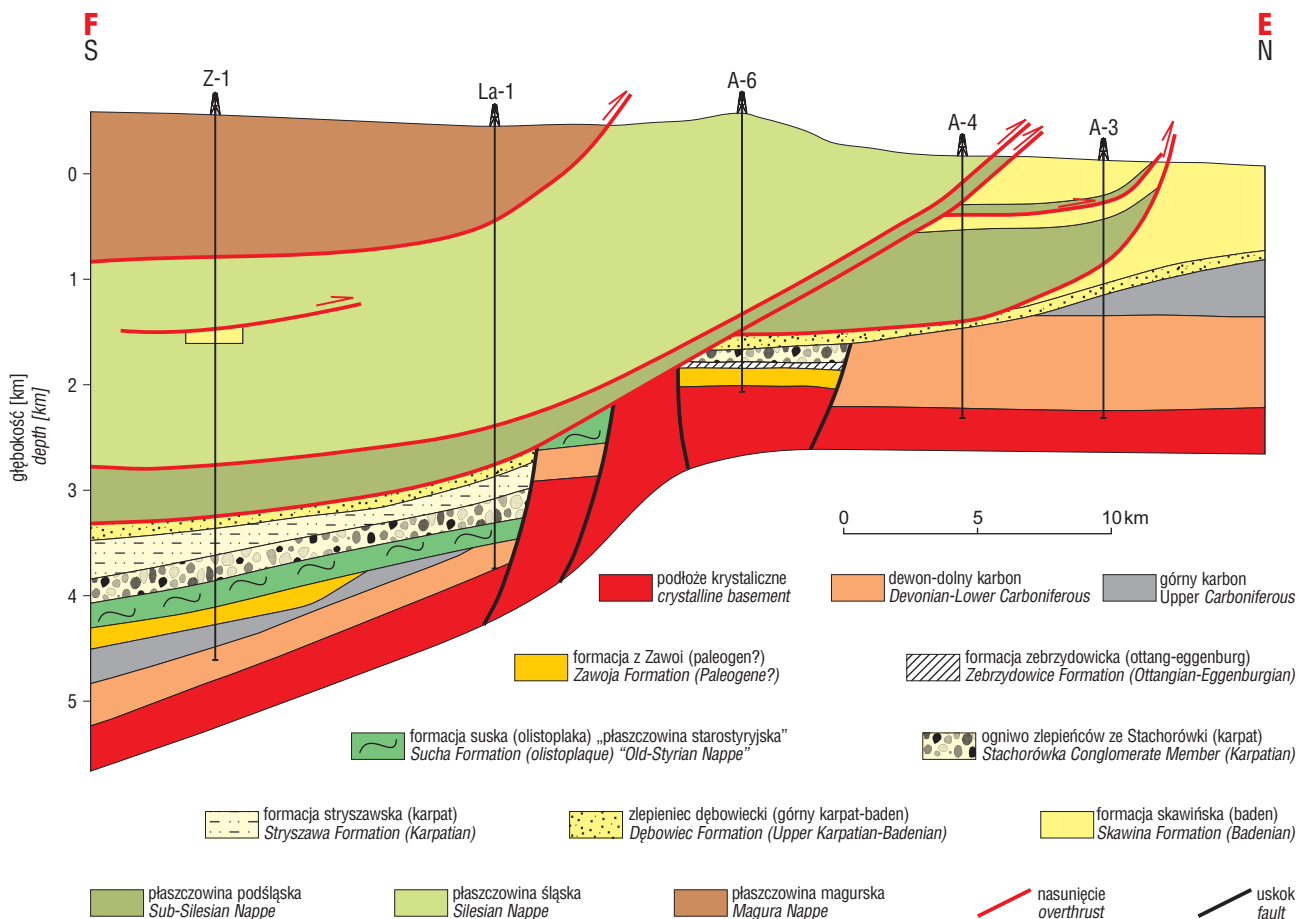
Na zachód od Pilzna, w utworach sfałdowanego miocenu są obecne złoża soli (np. w Wieliczce i Bochni), tworzące fałdy obalone ku północy. Wcześniejsze interpretacje dopuszczały obecność karpackiego fliszu w jądrach solonośnych fałdów (por. Książkiewicz, 1972), dziś jednak przyjmuje się olistolitowe pochodzenie fliszowych i solnych bloków (Kolasa & Ślaczka, 1985).

W rejonie Tarnowa sfałdowany miocen jest uformowany z co najmniej z dwóch łusek zgłobickich. Potwierdzają to wyniki badań Połtowicza (2004) oraz Krzywca i in. (2004).

Na zachód od Raby, gdzie jest bardzo płaska powierzchnia nasunięcia, łuski zgłobickie są słabo rozwinięte (Oszczypko & Tomasz, 1985), natomiast przed ich czołem pojawia się paraautochton zatoki gdowskiej, którego północną granicę wyznacza uskoki inwersyjny zakorzeniony w utworach podłoża platformowego.

Według Krzywca i in. (2004) jednostkę zgłobicką w rejonie Brzeska–Wojnicza należy interpretować jako strefę trójkątną (*triangle zone*) powstałą w wyniku kompresji. W tej interpretacji zostały wyróżnione: łuska związana z nasunięciem karpackim, dupleks o pasywnym stropie oraz łuska ograniczona od południa nasunięciem wstecznym, a od północy nasunięciem czołowym.

**Łuska Roczyny-Andrychów (*Roczyny-Andrychów Thrust-sheet*) (Wójcik i in., 1999).** Przy brzegu Karpat, między granicą państwa koło Cieszyna a Andrychowem wyróżniają się sfałdowane młode utwory miocenu (sarmat–panon) z dużym udziałem olistolitów fliszowych i żwirów pochodzących z platformy (por. ryc. 5, zob. też Oszczypko, 2006). Obszar ten jest w trakcie badań.



Ryc. 5. Przekrój geologiczny F–E Zawoja–Andrychów (patrz ryc. 1) (Oszczypko, 2006, zmieniona)

Fig. 5. Geological cross-section F–E Zawoja–Andrychów (see Fig. 1) (Oszczypko, 2006, modified)

### Zapadlisko przedkarpackie (*Carpathian Foredeep*)

Zapadlisko jest wypełnione dolno- i środkowioceńskimi osadami autochtonicznymi, powstałymi w zróżnicowanych środowiskach sedymentacyjnych (Oszczypko i in., 2006). W zapadlisku przedkarpackim można wyróżnić część zewnętrzną, leżącą na północ od Karpat, oraz część wewnętrzną ukrytą pod nasuniętymi Karpatami. Zapadlisko zewnętrzne wypełniają środkowioceńskie osady morskie grubości od kilkuset metrów w północnej — brzeżnej części do ok. 3500 m w części południowo-wschodniej (Ney, 1968). Pod nasunięciem Karpat fliszowych znajduje się część zapadliska wewnętrznego, której szerokość jest nie mniejsza niż 50 km (Oszczypko & Tomasz, 1985; Oszczypko, 2004, 2006; Oszczypko i in., 2006).

### Literatura

BIRKENMAJER K. 1979 — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skałkowym. Wyd. Geol., Warszawa.  
 BIRKENMAJER K. 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. Stud. Geol. Pol., 88: 7–32.  
 BIRKENMAJER K. 2001 — Pieniny Klippen Belt, [In:] Birkenmajer K. & Krobicki M. (eds). Carpathian paleogeography and geodynamics, a multidisciplinary approach. 12<sup>th</sup> Meeting of the Association of European Geological Societies. Kraków, 13–15 September 2001. Field trip C. Państwowy Instytut Geologiczny, Kraków: 99–141.

BURTAN J. & SOKOŁOWSKI S. 1956 — Nowe badania nad stosunkiem regionu magurskiego do krośnieńskiego w Beskidach Zachodnich. Prz. Geol., 4: 457–458.  
 CIESZKOWSKI M., ŚLĄCZKA A. & WDOWIARZ S. 1985 — New data on structure of the Flysch Carpathians. Prz. Geol., 6: 313–333.  
 JAWOR E. & SIKORA W. 1979 — Jednostka Obidowej – Słopnic jako nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych. Kwart. Geol., 23: 499–501.  
 JUREWICZ E. 1997 — The contact between the Pieniny Klippen belt and Magura Unit (the Małe Pieniny Mts). Geol. Quart., 41: 315–325.  
 KOLASA K. & ŚLĄCZKA A. 1985 — Sedimentary salt megabreccias exposed in the Wieliczka mine, Fore-Carpathian Depression. Acta Geol. Pol., 35, 3-4: 221–230.  
 KOSZARSKI L. 1985 — Tectonic units of the Polish outer Carpathians, [In:] Koszarski L. (ed.) Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress. Cracow, Poland. Guide to excursion 3. Geology of the Middle Carpathians and the Carpathian Foredeep. Wyd. AGH, Kraków: 30–39.  
 KOSZARSKI L., SIKORA W. & WDOWIARZ S. 1974 — The flysch Carpathians, [In:] Mahel M. (ed.) Tectonics of the Carpathian-Balkan regions. Štátný geologický ústav Dionýzia Štúra, Bratislava: 180–197.  
 KOTLARCIK J. 1985 — An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen in the Rzeszów-Przemyśl area. [In:] Kotlarczyk J. (ed.) Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress. Cracow, Poland. Guide to excursion 4. Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. Wyd. Geol., Warszawa: 39–64.  
 KOZIKOWSKI H. 1956 — Jednostka Ropy — Pisarzowej, nowa jednostka tektoniczna polskich Karpat fliszowych, [W:] Z badań geologicznych w Karpatach. T. 1. Biul. Inst. Geol., 110: 93–121.



- KOZIKOWSKI H. 1958 — Geologia centralnej Depresji Karpackiej między Żmigrodem a Sanokiem. *Acta Geol. Pol.*, 8 (4): 477–499.
- KRZYWIEC P. 1997 — Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin — results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, 45: 1039–1053.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R. & SIUPIK J. 2004 — Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie miocénskiej jednostki Zgłobiec w rejonie Brzeska–Wojnicz — nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Prz. Geol.*, 52: 1051–1059.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1935 — Die äussere Karpathische Klippenzone bei Andrychów. III. Die Stratigraphie d. Klippenserie u. ihre Stellung im Bau d. West-Karpaten. *Bull. Intern. Acad. Pol. A*: 221–233.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1938 — Fauna górnioeokomska z Lanckorony. *Spraw. Komis. Fizjogr. PAU*, 72: 223–255.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1948 — Stratygrafia serii magurskiej na przedpłu Babiej Góry. *Biul. Państw. Instyt. Geol.*, 48: 34.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1951 — Ogólna mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Objąszenia do arkusza Wadowice. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1953 — Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem, [W:] Regionalna Geologia Polski. T. 1 Karpaty. Z. 2 Tektonika. Kraków: 305–362.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1956 — Geology of the northern Carpathians. *Geol. Rundsch.*, 45: 369–411.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1958 — Stratygrafia serii magurskiej w Beskidzie Średnim, [W:] Z badań geologicznych w Karpatach. T. 3. *Biul. Inst. Geol.*, 135: 43–96.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski. T. 4, Tektonika. Cz. 3, Karpaty. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1977 — The tectonics of the Carpathians, [In:] Pożaryski W. (ed.) *Geology of Poland. Vol. 4, Tectonics*. *Wyd. Geol., Warsaw*: 476–620.
- LIMANOWSKI M. 1905 — Rzut oka na architekturę Karpat. *Kosmos*, 30: 255–340.
- LEXA V., ELECKO M., MELLO J., POLAK M., POTFAJ M. & VOZAR J. 2000 — Geological map of Western Carpathians and adjacent areas 1 : 500 000. Ministry of the Environment of Slovak Republic, Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava.
- NEY R. 1968 — Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu złóż ropy naftowej i gazu. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 45: 7–82.
- NOWAK J. 1914 — Jednostki tektoniczne polskich Karpat wschodnich. *Arch. Nauk. Lwów*, dz. 2, t. 2, z. 2.
- NOWAK J. 1924 — Geologia Krynicy. *Kosmos*, 49: 449–499.
- NOWAK J. 1927 — Zarys tektoniki Polski. II Zjazd Słowiańskich Geografów. Kraków.
- OPOLSKI Z. 1927 — Sprawozdanie z badań geologicznych na arkuszach Wola Michowa, Lesko, Ustrzyki Górne. *Spraw. PIG*, 4: 226–242.
- OPOLSKI Z. 1930 — Zarys tektoniki Karpat między Oslawą–Łupkowem a Użokiem–Siankami. *Spraw. PIG*, 5: 617–658.
- OSZCZYPKO N. 1973 — The geology of the Nowy Sącz Basin (The Middle Carpathians). *Biul. Inst. Geol.*, 273: 101–190.
- OSZCZYPKO N. 1997 — The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). *Prz. Geol.*, 45: 1054–1063.
- OSZCZYPKO N. 2004 — The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. *Prz. Geol.*, 52 (8/2): 780–791.
- OSZCZYPKO N. 2006 — Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, 50 (1): 169–194.
- OSZCZYPKO N. & TOMAŚ A. 1985 — Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29: 109–128.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., LEMBERGER M., STEFANIUK M. PIETSCH K. & TRYGAR H. 1998 — Integrated geological-geophysical interpretation of the Rzeszów-Smilno profile (Western Carpathians), [In:] Carpathian-Balkan Geological Association XVI Congress. Austria, Vienna, August 30<sup>th</sup> to September 2<sup>nd</sup>, 1998. Abstracts: 446.
- OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M., GOLONKA J. & KROBICKI M. 2005 — Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geol. Hung.*, 48 (3): 259–282.
- OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I. & PERYT T. 2006 — Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its sedimentary, structural and geodynamic evolution. *AAPG Special Volumes*, 84: 293–350.
- POŁTOWICZ S. 2004 — Jednostki stebnicka i zgłobicka w budowie Karpat Polskich. *Geol. AGH*, 30: 85–120.
- SIKORA W. 1970 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Symbarkiem Ruskim a Nawojową, [W:] Z badań geologicznych w Karpatach. T. 13. *Biul. Inst. Geol.*, 235: 5–121.
- SIKORA W. & ŻYTKO K. 1959 — Budowa geologiczna Beskidu Wysokiego na południe od Żywca. *Biul. Inst. Geol.*, 141: 61–204.
- SIKORA W., BORYSŁAWSKI A., CIESZKOWSKI M. & GUCIK S. 1980 — Przekrój geologiczny Kraków–Zakopane. 1 : 50 000. *Wyd. Geol., Warszawa*.
- ŚLĄCZKA A. 1971 — Geologia jednostki dukielskiej. *Pr. Inst. Geol.*, 63: 1–97.
- ŚLĄCZKA A. (red). 1977 — Przewodnik 49. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Krosno 22–25.09.1977. *Wyd. Geol. Warszawa*: 1–148.
- ŚLĄCZKA A. 1985 — Geology of the Polish part of the Fore-Dukla zone and Dukla unit, [In:] Kotlarczyk J. (ed.) Carpatho-Balkan Geological Association XIII Congress. Cracow, Poland. Guide to excursion 4. Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Przemyśl–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla. *Wyd. Geol., Warszawa*: 64–85.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1934 — Uwagi o budowie Karpat fliszowych. *Spraw. PIG*, 8: 75–139.
- ŚWIDZIŃSKI H. 1958 — Mapa geologiczna Karpat Polskich. Część wschodnia. *Inst. Geol., Warszawa*.
- TEISSEYRE H. 1932 — Zarys budowy geologicznej Karpat Dukielskich. *Spraw. PIG*, 7: 319–336.
- TOŁWIŃSKI K. 1921 — Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach Polski. *Pr. Geogr.*, 6: 27–47.
- TOŁWIŃSKI K. 1933 — Centralna depresja karpacka. *Geol. Statyst. Naft.*, 7: 362–366.
- TOŁWIŃSKI K. 1950 — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.*, 1: 13–35.
- UHLIG V. 1907 — Über die Tektonik der Karpathen. *S.B. Akad. Wiss. Wien*, 116, 1: 871–982.
- WDOWIARZ J. 1930 — Szkic geologiczny Karpat między Przełęczą Dukielską a Oslawicą–Oslawą. *Kosmos A*, 55: 675–691.
- WĘCŁAWIK S. 1969 — Budowa geologiczna płaszczowiny magurskiej między Uściem Gorlickim a Tyliczem. *Pr. Geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 59: 1–96.
- WÓJCIK A., SZYDŁO A., MARCINIEC P. & NEŚCIERUK P. 1999 — Sfałdowany miocen rejonu andrychowskiego — nowa jednostka tektoniczna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 231–248.
- ŻYTKO K. 1989 — Profil otworu wiertniczego Kuźmina 1 (polskie Karpaty Wschodnie). *Kwart. Geol.*, 33: 360–362.
- ŻYTKO K. 1999 — Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 168: 135–164.
- ŻYTKO K. 2001 — Jednostki strukturalne Karpat zewnętrznych między Sołą a Dunajcem. *Prz. Geol.*, 49: 703–709.
- ŻYTKO K. & MALATA T. 2001 — Paleogeograficzna pozycja fliszu jednostki Obidowej-Słopnic w basenie Karpat zewnętrznych. *Prz. Geol.*, 49: 425–430.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIĄŚ M., MENČIK E. & STRÁNIK Z. 1989 — Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians and their foreland, [In:] Poprawa D. & Nemčok J. (eds.) *Geological atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. *Wyd. Geol., Warszawa*.