

## POZYCJA TEKTONICZNA ROZTOCZA W ŚWIELE HISTORII ROZWOJU ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

### TECTONIC POSITION OF THE ROZTOCZE REGION IN THE LIGHT OF THE EVOLUTION HISTORY OF THE CARPATHIAN FOREDEEP

LESZEK JANKOWSKI<sup>1</sup>, WŁODZIMIERZ MARGIELEWSKI<sup>2</sup>

**Abstrakt.** Analizy tektoniczne wykonane na podstawie pomiarów powierzchni nieciągłości tektonicznych w obrębie masywów skalnych polskiej części Roztocza pozwoliły na odtworzenie historii tektonicznej jego struktury, związanej z tworzeniem się zapadlika przedkarpackiego i etapami nasuwczymi Karpat. Analizy wykazały, że struktura Roztocza powstała w efekcie nakładania się asocjacji struktur tektonicznych związanych z formowaniem uskoku prawoprzesuwczego (tzw. struktury kwiatowe – *flower structures* i struktury typu koński ogon – *horse tail structure*) i struktury *forebulge* związanej z wypiętrzeniem przedgórskim spowodowanym nasuwaniem się Karpat na przedpole (tu: zapadlika przedkarpackie). Wielokrotne reaktywowanie stref dyslokacyjnych, obramowujących Roztocze i dzielących je na bloki, było efektem formowania się uskoków inwersyjnych (związanych ze strukturą *forebulge*), reaktywowanych później wskutek kolapsu jako uskoki normalne. Zmiana zwrotu uskoku przesuwczego ograniczającego Roztocze na sinistralny była efektem reorientacji pola naprężeń spowodowanej zmianą kierunku nasuwczego Karpat ku SSE. Spowodowało to inwersję stref naprzemiennie obniżanych i wynoszonych wzdłuż krawędzi Roztocza: obecnie wynoszone są obszary z niezerodowanymi, mięszkami pokrywami utworów neogeńskich, obniżane zaś fragmenty strefy krawędziowej erozyjnie pozbawione tych utworów. Współcześnie obserwowane dźwiganie neotektoniczne Roztocza jest efektem *footwall elevation*, związanej z zespolami aktywnych uskoków zrzutowych (normalnych), ograniczających strukturę zrębową Roztocza oraz dzielących wał na bloki.

**Słowa kluczowe:** rekonstrukcja tektoniczna, uskok przesuwczy, struktura kwiatowa, wypiętrzenie przedgórskie, Roztocze Środkowe i Południowe, południowo-wschodnia Polska.

**Abstract.** The paper presents new concept of the tectonic development of the Roztocze region, uplifted as a tectonic horst structure. Measurements of tectonic discontinuities (joints, faults) in the rocks building the Roztocze region, as well as the analysis of Neogene deposits distribution on the Roztocze horst, have allowed authors to establish several tectonic stages of the Roztocze development. Thrusting of the Carpathians to the north caused the formation of a strike-slip (dextral) fault along the eastern part of their foredeep (and associated flower structures and horse tail structures). As a result of forebulge structure formation, caused by progressive thrusting of the Carpathian orogen and isostatic uplift of their foreland, strike-slip faults were reactivated as reverse-slip faults. Subsequently, due to collapse of the Carpathian massifs, discontinuities were again reactivated as dip-slip faults. The footwall elevation associated with normal faults formed into the Roztocze Horst and divided region to blocks, causing a neotectonic uplift of the Roztocze region.

**Key words:** tectonic reconstruction, strike-slip fault, flower structure, forebulge structure, Middle and Southern Roztocze region, south-east Poland.

<sup>1</sup> Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, ul. Skrzatów 1, 31-560 Kraków; e-mail: leszek-jankowski@pgi.gov.pl.

<sup>2</sup> Instytut Ochrony Przyrody Polskiej Akademii Nauk, al. A. Mickiewicza 33, 31-120 Kraków; e-mail: margielewski@iop.krakow.pl.

## WSTĘP

W obrębie strefy krawędziowej Roztocza, wału morfologicznego o charakterze zrębu tektonicznego, zalegają płaty klastycznych utworów miocenu, stanowiących brzeżne fałdy osadów zapadliska przedkarpackiego (Ney, 1969; Buraczyński, 2002; Wysocka, 2006). Współcześnie na obszarze Roztocza osady te występują na obszarach wyniesionych w stosunku do przedpoła (tu: zapadliska). Wyniesienie to było dotychczas tłumaczone dźwiganie zrębowej struktury Roztocza (*en masse*), które rozpoczęło się wraz z ustąpieniem morza epikontynentalnego, pod koniec kredy górnej, w trakcie ruchów fazy laramijskiej i trwało przez cały neogen (Buraczyński, 2002). Istotną rolę w rozwoju głównych elementów strukturalnych Roztocza przypisywano tektonice głębokiego podłoża. Również rozwój dyslokacji ograniczających Roztocze miał być efektem reaktywacji (już od fazy laramijskiej) starych uskoków paleozoicznych występujących w głębszym podłożu, w tym dyslokacji Zakrzew–Sułów, Zamość–Rawa Ruska i Żółkiew i Zawichost–Hedwizyn–Płazów–Niemirów–Gródek (Ney, 1969; Pożaryski, 1974; Buraczyński, 2002). Ruchy wynoszące są rejestrowane także w czasach współczesnych, zaś tempo współczesnego dźwigania horstu Roztocza oszacowano na 0,5 mm/rok w brzeżnych partiach (Roztocze Gorajskie i Szczebrzeszyńskie), po 2 mm/rok (osiowa część Roztocza Lwowskiego) (Brzezińska-Wójcik, 1997, 2013; Brzezińska-Wójcik i in., 2010; Buraczyński, 2002). Z kolei podnoszenie i rotacja

poszczególnych elementów w obrębie struktury zrębowej Roztocza względem siebie były interpretowane jako efekt podziału horstu na bloki i ich nierównomierne dźwiganie tektoniczne (Brzezińska-Wójcik, 1997, 2013; Buraczyński, 2002). Jednak w świetle najnowszych badań nad tektoniką Roztocza taka interpretacja dźwigania całego horstu (czy raczej „horstu”) Roztocza, które powodowało znaczne podnoszenie poszczególnych jego segmentów (m.in. elewacja masywów Krągłego Goraja, czy Działu, pokrytych utworami miocenu), wydaje się zbyt uproszczona. Wyjaśnienia wymaga bowiem zarówno występowanie wzdłuż osi wału Roztocza naprzemiennie partii wynoszonych i obniżanych (tego typu układ bloków występuje również skośnie, czy poprzecznie do osi wału), jak również obecność na Roztoczu ilów krakowieckich – utworu najmłodszego neogenu (sarmat–panon), typowego dla basenowej części zapadliska przedkarpackiego (Janiec, Czarnecka, 2006). Zagadkowa jest również obecność na polskim Roztoczu tzw. wapieni z Radruża, wiązanych dotychczas jednoznacznie z formacjami ewaporatowymi zapadliska (tzw. formacja z Radruża – odpowiednik wapienia ratyńskiego – Jasionowski, 1997, zob. również: Peryt, Kasprzyk, 1992; Peryt, Peryt, 1996; Buraczyński, 2002; Peryt, 2006).

W artykule podjęto próbę wyjaśnienia powyższych kwestii, z wykorzystaniem nowych danych uzyskanych przez autorów w trakcie prac terenowych.

## ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ I RZEŻBY ROZTOCZA W ŚWIETLE DOTYCZASOWYCH BADAŃ

Roztocze jest wydłużonym wałem morfologicznym o rozciągłości NW–SE, występującym (w segmencie polskim) pomiędzy krainami geograficznymi: Wyżyną Lubelską (na północy) a Kotliną Sandomierską (na południu). Stanowi ono pas wzniesień osiagających wysokości 300–400 m n.p.m., wyniesionych 100–150 m nad otaczające go obszary. Wał Roztocza ma od strony południowo-zachodniej wyraźną krawędź morfologiczną o założeniach tektonicznych (zob. Buraczyński, 2002), wznoszącą się ponad obniżeniem Kotliny Sandomierskiej. Krawędź północno-wschodnia wału jest mniej wyraźna, aczkolwiek także jest założona wzdłuż dyslokacji Rawa Ruska–Zamość (Buraczyński, 2002; Brzezińska-Wójcik, 2013; Dobrowolski i in., 2014).

Geologicznie obszar Roztocza jest przypisywany piętom strukturalnym tworzącym dwie odrębne, zachodzące na siebie jednostki: synklinorium lubelskie (Karnkowski, 2008), którego najmłodszą część sukcesji osadowej stanowią utwory kredowe (Pożaryski, 1974; Świdrowska, 2007) oraz zapadlisko przedkarpackie, wypełnione osadami neogenu, w którego brzeżnych partiach znajduje się Roztocze (Ney, 1969; Oszczytko, 2006; Wysocka, 2006). Szczególnie w strefie krawędziowej wyniesionego wału Roztocza, wzdłuż jego

kontaktu z właściwym zapadliskiem przedkarpackim (geograficznie: Kotliną Sandomierską), zachowały się płaty miocenijskich osadów litoralnych, często redeponowanych (Wysocka, 2002, 2006; Jasionowski i in., 2012). Osady najmłodszych utworów zapadliska (wieku sarmat–panon) pokrywały przy tym znaczną część synklinorium lubelskiego i sięgały daleko na północ poza obszar Roztocza (Turnau-Morawska, 1949; Ney i in., 1974; Malinowski, Mojski, 1978; Gąsiewicz i in., 2004). Współcześnie osady te tworzą odizolowane płaty występujące głównie w rowach tektonicznych w okolicach Chełma i Lublina (Harasimiuk, Rutkowski, 1972; Buraczyński, Wojtanowicz, 1988). Z punktu widzenia fałdalnego rozprzestrzenienia najmłodszych osadów utwory zapadliska sięgnęły więc aż po linię Chełm–Lublin (Ney i in., 1974).

Tak więc wał Roztocza jest zbudowany ze skał kredy górnej: opok, gez oraz margli, tworzących niemal poziomo zalegający kompleks skalny (Leszczyński, 2010). Na tym kompleksie występują płaty morskich osadów miocenu lokalnie podścielone limnicznymi utworami karpatu: piaskami i mułami z poziomami węgla brunatnego (burowęgla) tzw. formacji z Trzydnika (fig. 1) (Alexandrowicz i in., 1982;

Kasiński, Piwocki, 1994). Wśród osadów morskich dominują piaski, piaskowce, w stropie – różne odmiany wapienia, o miąższości do kilkudziesięciu metrów. W zachodnich częściach regionu twory te występują w wąskim pasie strefy krawędziowej, zaś ku SE tworzą bardziej rozległe i grubsze pokrywy (Ney, 1969; Musiał, 1987; Buraczyński, 2002; Wysocka, 2006). Jedynie bardzo lokalnie występuje na Roztoczu najmłodsze ogniwo – tzw. ily krakowieckie (Janiec, Czarnecka, 2006). Według dotychczasowych poglądów krawędzie morfologiczne Roztocza są założone wzdłuż uskoków wyodrębniających horst (Buraczyński, 2002).

Utwory kredowe i neogeńskie są pokryte płatami osadów czwartorzędowych: glin zwałowych, piasków rzecznych i rzecznołodowcowych, lessów oraz piasków eolicznych, namulów rzecznych, torfów i utworów zwietrzelinowo-stokowych (Superson, 1993; Rzechowski, Superson, 1998; Buraczyński, 2002). Znaczny obszar Roztocza jest pokryty

płatami plejstocenijskich lessów z charakterystyczną rzeźbą wąwozową (Maruszczak, 1991; Buraczyński, 2002). Typowa dla Roztocza jest również rzeźba eoliczna powstała w późnym plejstocenie, w tym liczne rozległe wydmy paraboliczne i wydłużone wały wydmowe (Buraczyński, 2002). W wielu misach deflacyjnych rozwinęły się torfowiska porośnięte unikatową roślinnością bagienną (Bałaga, 1998).

Roztocze charakteryzuje się urozmaiconą rzeźbą. Występują tu rozległe wierzchowiny oraz ostańcowe lub twarzielcowe wzniesienia zbudowane ze skał kredowych bądź neogeńskich. W strefie krawędziowej Roztocza ciągnie się pas malowniczych, odizolowanych wzgórz, niekiedy o charakterze gór stołowych (Buraczyński, 2002). Charakterystyczne dla krawędziowej strefy Roztocza są przełomowe doliny rzeczne głęboko wcięte i wykazujące znaczne spadki (Brzezińska-Wójcik, 1997, 1999, 2002, 2013).

## MATERIAŁ I METODY

Analizę elementów tektonicznych polskiej części Roztocza wykonano na podstawie pomiarów położenia warstw, płaszczyn spękań i uskoków w utworach skonsolidowanych wieku kredowego (margle, opoki, gezy) i miocenijskiego (wapienie, piaskowce, mułowce) (fig. 2). Wykonano łącznie ponad 1500 pomiarów płaszczyn nieciągłości (z dokładnością do 2°), które zestawiono na diagramach kierunkowych (róża spękań) i konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę). Stanowiska pomiarowe są w zasadzie zgrupowane linijnie w strefie krawędziowej Roztocza, w mniejszym stopniu występują w środkowej części jego struktury zrębowej (fig. 2). Zespoły spękań ciosowych (L, T, D1, D2) przyjęto za Mastellą i in., (1997).

Zasięg utworów kredowych i miocenijskich wyznaczono na podstawie arkusza Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000 obszaru Roztocza (Popielski, 1996, 2000; Kurkowski, 1994, 1996, 1998a; Kwapisz, 1998a), częściowo

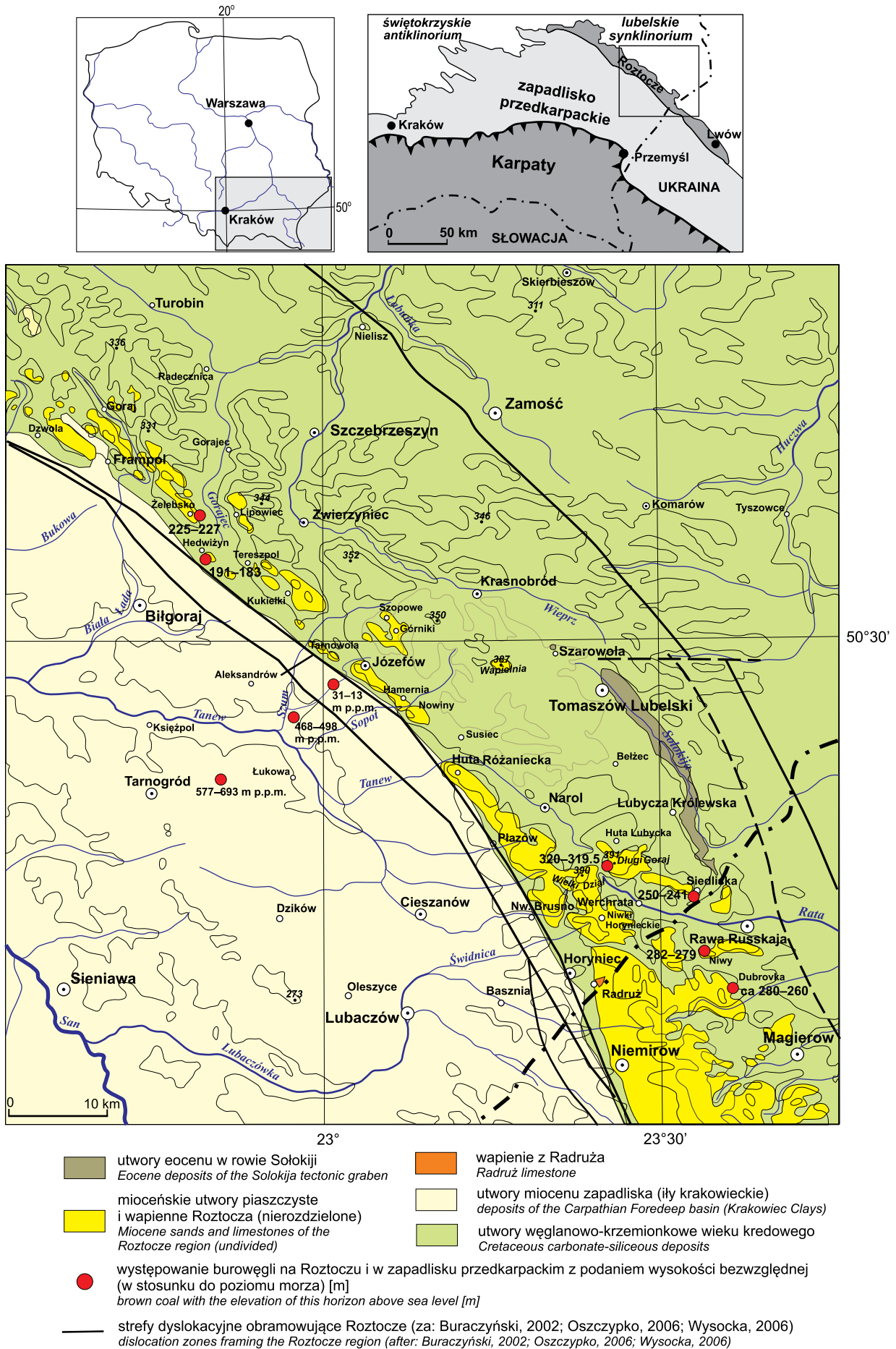
także na podstawie własnych prac kartograficznych (Krapiec i in., 2011). Z wykorzystaniem map i objaśnień do nich, jak również badań własnych, ustalono zasięg głębokościowej limnicznej formacji burowęglowej, poprzedzającej transgresję dolnobadeńską na obszar zapadliska, będącej swoistym poziomem korelacyjnym (Siemiradzki, 1923; Popielski, 1995, 1996; Kurkowski, 1998a, b; Kwapisz, 1998a, b; Krapiec i in., 2011).

Czas depozycji utworów węglanowych strefy krawędziowej określono na podstawie analizy mikropaleontologicznej (głównie na podstawie nanoplanktonu) wkładek osadów pelitycznych (równoczesowych z fazą sedymentacji) występujących w obrębie skał organodetrytycznych utworzonych bezsprzecznie z materiału redeponowanego. Bieżące analizy mikropaleontologiczne wykonała dr M. Garecka z Oddziału Karpackiego PIG-PIB.

## WSPÓŁCZESNE POŁOŻENIE FORMACJI BUROWĘGLOWEJ (Z TRZYDNIKA) NA ROZTOCZU I JEGO PRZEDPOLU

Jak już wspomniano, Roztocze stanowi niewątpliwie brzeżną część zapadliska przedkarpackiego, którego najmłodsze osady (wieku sarmat–panon) sięgały daleko na przedpole Roztocza – aż po dzisiejszy rejon Lublina i Chełma Lubelskiego (Ney i in., 1974; Gąsiewicz i in., 2004). Ewolucję struktury zrębowej Roztocza należy więc wiązać z poszczególnymi etapami rozwoju przedpoła Karpat (tu: zapadliska przedkarpackiego), które rozpoczęły się u schyłku dolnego miocenu, w piętrze otnang/ karpat (Oszczypko, 1996; 2006). Każdy z tych etapów rozwoju zapadliska zaznaczył się w zapisie tektoniczno-facjalnym tego charakterystycznego wału morfologicznego.

Dolnobadeńską transgresję morską na obszar zapadliska przedkarpackiego poprzedziła sedymentacja limniczna. W dolnym miocenie (piętro karpatu) na obszarze dzisiejszego zapadliska przedkarpackiego dominowała sedymentacja lądowa. W zachodniej części basenu zapadliska były osadzone tzw. warstwy dębowieckie (Tołwiński, 1950; Moryc, 1989). W jego północno-wschodniej, brzeżnej części, w obrębie tzw. bruzdy przyświątokrzysko-roztockańskiej (Kubica, 2004), w warunkach limnicznych, były deponowane twory formacji z Trzydnika, tj. piaski, ily z wkładkami osadów organicznych (Alexandrowicz i in., 1982; Kasiński, Piwocki, 1994; Oszczypko, 2006). Akumulacja



**Fig. 1. Mapa geologiczna Roztocza Środkowego i Wschodniego (bez utworów czwartorzędowych), z zaznaczonym zróżnicowaniem występowania poziomu burowęgla (formacja z Trzydnika, piętro karpatu) (mapa wg kompilacji: Buraczyńskiego, 2002; Wysockiej, 2006, zmieniona)**

Geological map of the Middle and Eastern Roztocze region (without Quaternary cover), with the brown coal position (Karpatian stage, Trzydnik Formation) (map compiled after Buraczyński, 2002; Wysocka, 2006, modified)



ta doprowadziła w efekcie do powstania pokładów lignitów, tzw. burowęgla (węgiel brunatny), eksploatowanych m.in. w Dąbrówce koło Rawy Ruskiej, czy Glinisku koło Żółkwi w ukraińskiej części Roztocza (Łomnicki, 1897; Siemiradzki, 1923). Część akumulowanego wówczas drewna uległa sylyfikacji, kilkakrotnej redepozycji i rozprzestrzenieniu po całym obszarze Roztocza wskutek różnych procesów egzogenicznych (Maruszczak, 2001; Kłusek, 2006; Krąpiec i in., 2011, 2012). Z wyjątkiem wypełnień erozyjnych zagłębień w podłożu przedmioceńskim facja osadów limnicznych karpatu tworzyła nieciągły poziom, charakteryzujący się jednak niewielkim zróżnicowaniem wysokościowym. Współcześnie jednak burowęgle karpatu występują na różnych wysokościach/głębokościach i to zarówno na obszarze określanym tradycyjnie jako zapadliska przedkarpackie, jak też na Roztoczu: w jego strefie krawędziowej oraz wewnątrz wału Roztocza (fig. 1). W zapadlisku utwory formacji burowęglowej nawiercono na głęb. *ca* 250 m (31–13 m p.p.m.) w niedalekim sąsiedztwie strefy krawędziowej Roztocza (ok. 5 km na południowy zachód od Józefowa), zaś głębokość występowania tej formacji gwałtownie wzrasta w zapadlisku ku południowemu zachodowi i już w odległości ok. 12 km od Józefowa wynosi ok. 663–693 m poniżej powierzchni terenu (468–498 m p.p.m.), zaś w rejonie pomiędzy Łukową i Tarnogrodem utwory te stwierdzono na podstawie otworu wiertniczego na głęb. ok. 900 m (577–693 m p.p.m.) (Kurkowski, 1998a, b; Kwapisz, 1998a, 1998b) (fig. 1). Warto dodać, że węgle brunatne przeławicające mułowce nawiercone w otworze Łukowa 4 na głęb. 806–812 m przypisano na podstawie analiz palinologicznych do oligocenu (Myśliwiec, Śmist, 2006).

W strefie krawędziowej Roztocza występowanie poziomu burowęgla charakteryzuje się również znacznym zróżnicowaniem wysokościowym. W rejonie Kajetanówki (w pobliżu Żelebska) natrafiano na ten poziom w trakcie kopania studni na głęb. *ca* 3–5 m (225–227 m n.p.m.), w rejonie Hedwizyna zaś – na głęb. *ca* 50 m (191–183 m n.p.m.) (Popielski, 1995). Ku południowemu wschodowi poziom burowęgla występuje w wewnętrznych partiach struktury zrębowej Roztocza: na stokach masywu Krągłego Goraja poziom lignitów został nawiercony na głęb. *ca* 40 m (320–319 m n.p.m.), zaś w Siedliskach w dolinie potoku Prutnik osady karpatu z węglem brunatnym o limnicznej genezie i wieku potwierdzonymi analizą palinologiczną, nawiercono na głęb. 10–19 m (250–241 m n.p.m.) (Krąpiec i in., 2011). W rejonie Rawy Ruskiej (już w ukraińskiej części Roztocza), węgle brunatne eksploatowane w Niwach i Dąbrówce, występują w obrębie północno-wschodniej części wału Roztocza niemal na powierzchni terenu (*ca* 270–280 m n.p.m.) (Łomnicki, 1897; Siemiradzki, 1923) (fig. 1). W Glinisku koło Żółkwi, gdzie eksploatowano niegdyś burowęgle występujące niemal na powierzchni, ich stanowisko znajduje się już w obrębie północno-wschodniej krawędzi Roztocza (Łomnicki, 1897; Siemiradzki, 1923).

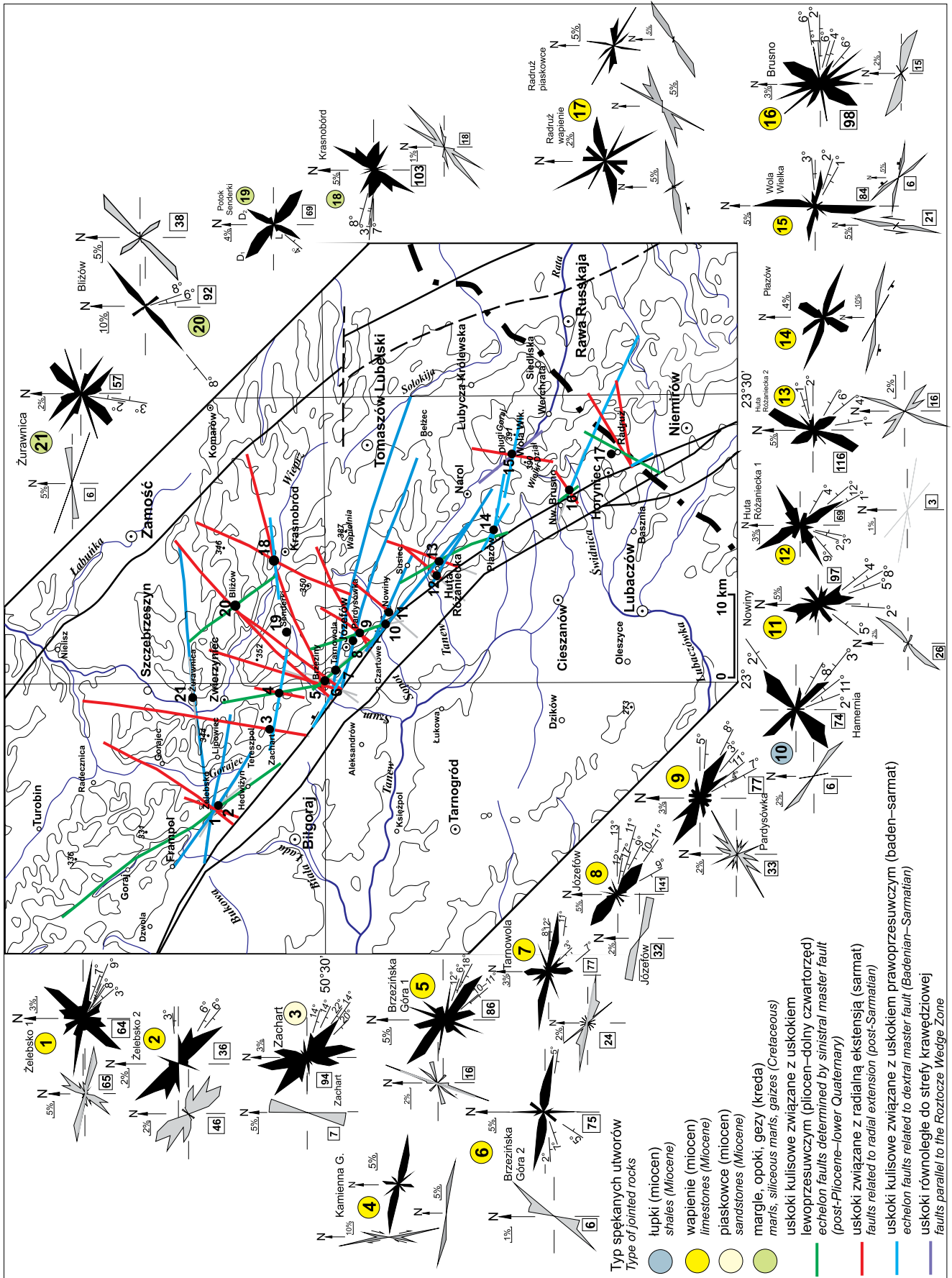
Tak więc proces formowania (ściślej: wypiętrzania) wału Roztocza z pewnością nastąpił nie wcześniej niż po karpacie. Współczesne zróżnicowanie wysokościowe poziomów z burowęgłem w obrębie Roztocza wskazuje ponadto na naprzemienne wynoszenie i obniżanie poszczególnych części (bloków) struktury zrębowej zarówno wzdłuż strefy krawędziowej, jak i poprzecznie lub skośnie do osi wału Roztocza.

## TEKTONIKA ROZTOCZA W ŚWIETLE ANALIZY SPĘKAŃ I USKOKÓW

Analiza kierunków nieciągłości tektonicznych (spękań, uskoku) pomierzonych w obrębie różnych utworów wieku kredowego (margle, opoki, gezy) i neogeńskiego (wapień, piaskowce, ilowce) występujących w ponad 20 stanowiskach zlokalizowanych w różnych miejscach Roztocza, wskazuje na znaczne zróżnicowanie kierunków, niezależnie od wieku skał, w których obrębie je pomierzono (fig. 2: stanowiska 1–21). Niewątpliwie najbardziej charakterystyczny jest przebieg uskoku rozpoznanych i pomierzonych w obrębie utworów mioceńskich strefy krawędziowej. Kierunki stanowią tu trzy zespoły o różnym przebiegu w stosunku do kierunku dotychczas wydzielanej głównej strefy dyslokacyjnej (tzw. uskoku roztoczańskiego – *Roztocze Fault Zone* –

Jarosiński i in., 2009) o orientacyjnym przebiegu *ca* 300°, obramującej Roztocze od południa. Dwa z tych zespołów są ułożone kulisowo w stosunku do krawędzi morfologicznej Roztocza, jeden zaś – radialnie (zespół o zmiennych kierunkach 10°, 40°, 80°) (fig. 2). Może to świadczyć o co najmniej trzech etapach tektogenezy Roztocza związanej z uskokami przesuwczymi (prawy i lewoprzesuwczymi) oraz z etapem ekstensji radialnej.

Etapy te są widoczne szczególnie wyraźnie w rozległych kompleksach wapieni mioceńskich Żelebska (główny masyw: Żelebsko 1), Tarnowoli, Józefowa czy Brusna (fig. 2 – stanowiska: 1, 11, 12, 19). Co ciekawe, ogólny kierunek przebiegu krawędzi morfologicznej Roztocza stosunkowo

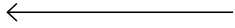


**Fig. 2. Przebieg nieciągłości tektonicznych (uskoki, spękania) na podstawie diagramów kierunkowych (różne spękań (czarne diagramy, z naniesionym dodatkowo położeniem warstw) i uskoku (szare) w obrębie skal na Roztoczu Środkowym i Wschodnim**

W kwadratach obok diagramów podano liczbę pomiarów

Direction of tectonic discontinuities, based on diagrams of the joint (black diagrams, with beds location) and faults (grey diagrams) in the Central and Eastern Roztocze region

In the squares: number of measurements



rzadko nawiązuje do przebiegu którejś z dyslokacji (fig. 2 – stanowiska: 2 i 10), częściej zaś do kierunku zespołu spękań podłużnych (L) (fig. 2).

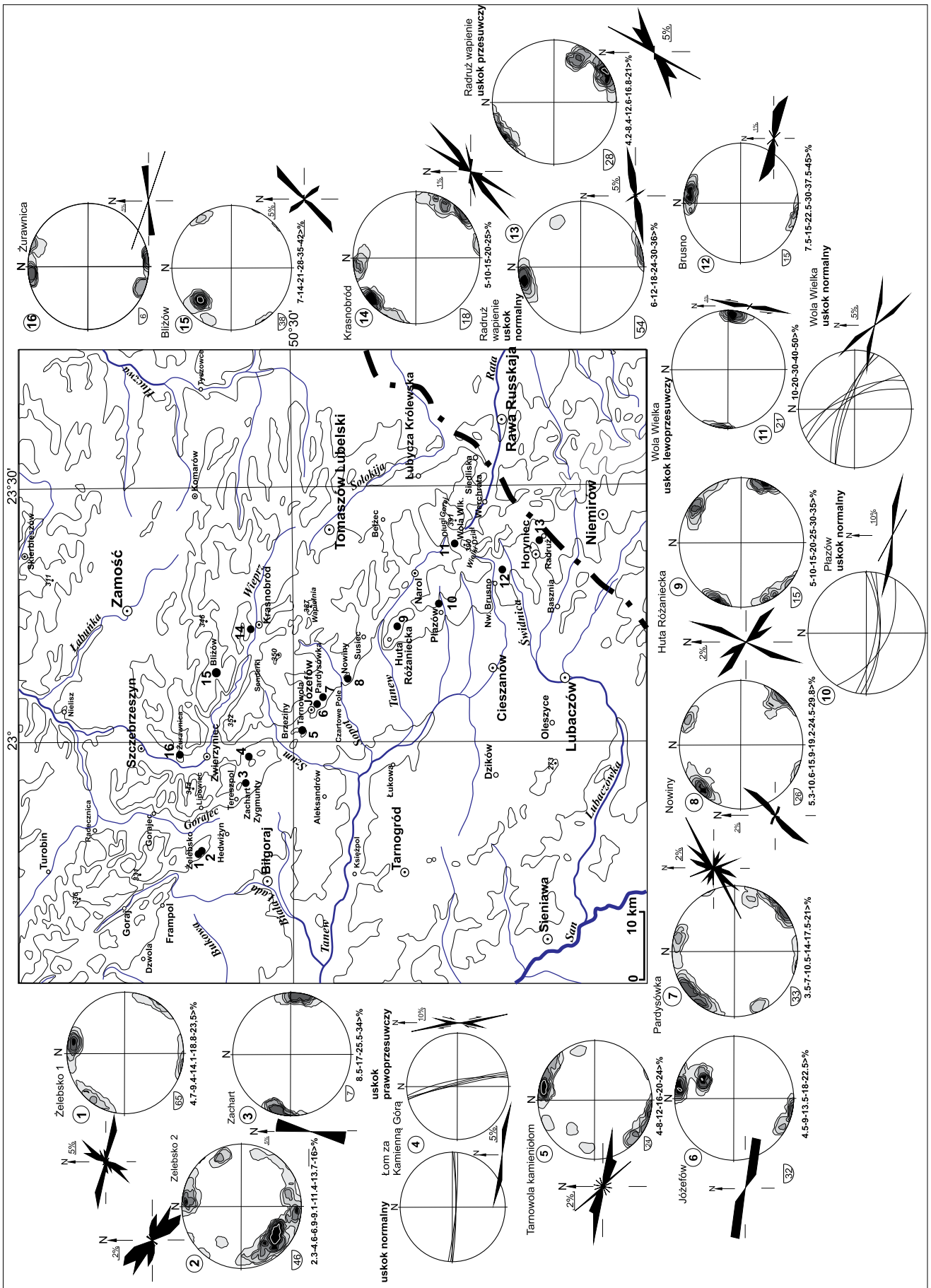
Analiza położenia powierzchni płaszczyzn uskoku wskazuje, że z nielicznymi wyjątkami, dyslokacje o przebiegu kulisowym w stosunku do krawędzi Roztoczą są wysokokątowymi uskoku o płaszczyznach często nieznacznie nachylonych ku SW. Jako że, ze względu na charakter utworów (głównie biokalkarenity), z nielicznymi wyjątkami nie zachowały się rysy ślizgowe czy tektoglify na powierzchni uskoku, trudno jest jednoznacznie wskazać na typ dyslokacji, szczególnie gdy były one reaktywowane (fig. 2, 3). Wysokokątowy charakter płaszczyzn uskoku i ich kulisowy układ, przypominający w mezoskali strukturę tzw. końskiego ogona (*horse tail*), wskazują jednak, że jest to szereg uskoku przesuwczych rozległej struktury kwiatowej (*flower structure*) o charakterze regionalnym, powiązanej z przesuwcą strefą dyslokacyjną. Część tych dyslokacji mogła zostać reaktywowana jako uskoki zrzutowe lub inwersyjne w kolejnych etapach rozwoju tektonicznego Roztocza.

W tym aspekcie interesujący jest również rozkład przestrzenny płaszczyzn poszczególnych zespołów spękań ciosowych w skonsolidowanych utworach budujących Roztocze (tu: cios rozumiany jako powtarzalne kierunki spękań – Dadlez, Jaroszewski, 1994, zespoły ciosu – za Mastellą i in., 1997). Zmienność orientacji przestrzennej części płaszczyzn spękań prezentowanych na diagramach konturowych (fig. 4) potwierdza sugerowaną wcześniej (Jaroszewski, 1977; Buraczyński, 2002) wzajemną rotację wokół osi poziomej, poszczególnych bloków budujących horst, które mają charakter wstecznego obalenia (*rotation*) (fig. 4: relacje między spękaniami w stanowiskach 3–4, 6–8, 9–10, 9–11, 12–13), jak również typu przechył (*toppling*) (fig. 4 – stanowiska 1–2, 6–9). Tego typu relacje przestrzenne tektonicznych powierzchni nieciągłości, wskazują na powszechność wykazywanych wcześniej (Jaroszewski, 1977) antytetycznych przemieszczeń blokowych w strefie krawędziowej obramowującej Roztocze od SW (fig. 2: diagramy: 1–2; fig. 4 – diagramy: 1–2, 3–4, 5–6, 7–8, 10–11, 16–17). Przemieszczenia antytetyczne są doskonale widoczne m. in. pomiędzy wschodnią i zachodnią częścią masywu kalkarenitowego odsłaniającego się w kamieniołomie w Józefowie (fig. 4 – diagramy 10–11). Rotacja jest także widoczna w pociętych na bloki skałach podłoża kredowego (fig. 4 – diagramy 21–22 i 20–22), np. w Kamieniołomie w Bliżowie (fig. 5). Niezwykle ważna do dalszych interpretacji, jest rotacja poszczególnych bloków wokół osi pionowej, obserwowana w utworach

występujących w sąsiadujących niekiedy stanowiskach (fig. 4 – stanowiska 1–2, 5–7, 6–7, 16–17). Tego typu zjawisko mogło być efektem tworzenia asocjacji związanych z uskokuami przesuwczymi: struktur typu koński ogon i struktur kwiatowych (fig. 6A, B). Związek rozwoju spękań ciosowych z formowaniem się uskoku normalnych o kierunkach replikowanych przez cios (zob. Brzezińska-Wójcik, Rauch, 2013) mogą potwierdzać kierunki nieciągłości jedynie w niektórych stanowiskach, gdzie rozciągłość płaszczyzn ciosowych jest równoległa do płaszczyzn uskoku (fig. 2 – stanowiska 2, 4, 7, 13, 20). W części z nich kierunki uskoku i spękań nie są jednak równoległe (fig. 2 – stanowiska 5, 7, 8, 9, 16, 18), co wskazuje na bardziej złożoną genezę ciosu, mogącą mieć związek z rozbudową struktury kwiatowej, formowanej z udziałem składowej przesuwczej.

Układ stref uskoku i spękań może sugerować geometrię całego Roztocza jako wielkoskalowej struktury kwiatowej o zasięgu regionalnym, głęboko zakorzenionej w podłożu, sięgającej zapewne tzw. strefy Teiseyre’a-Tornquista (szwu transeuropejskiego Trans-European Suture Zone – TESZ – Królikowski i in., 1996; Grad i in., 1999; Guterch i in., 1999). Podobną geometrią charakteryzują się także inne obszary występujące wzdłuż strefy TESZ, m.in. sąsiadujące z Roztoczem od północnego zachodu Góry Świętokrzyskie, które są wyniesioną strukturą kwiatową, reaktywowaną na etapie kolapsu grawitacyjnego, doskonale odzwierciedlonego w Karpatach (zob. Mazzoli i in., 2010; Jankowski, Probulski, 2011; Jankowski, Margielewski, 2014).

Proces tworzenia struktur kwiatowych jest powszechny w całych Karpatach, nie tylko na ich przedpolu. Potężne strefy przesuwcze, zaznaczające się występowaniem melanży tektonicznych, występują wzdłuż północnej i południowej krawędzi centralnej depresji karpackiej (Jankowski, Margielewski, 2014). Również pieniński pas skałkowy, wzdłuż którego nastąpiła lewoskrętna rotacja Karpat wewnętrznych w stosunku do zewnętrznych o 50° (zob. Márton i in., 2013), ma charakter struktury kwiatowej (zob. Plašenka, Mikuš, 2010). W jej obręb zostały wciągnięte także elementy deponowane głównie w strefie magurskiej (kreda górna–eocen) i młodszej pokrywy osadowej wspólnej dla rozległego obszaru Karpat (m.in. warstwy malcowskie), tworząc tzw. jednostkę Grajcarka (zdeformowaną w miocenie), uważaną dotychczas za utwory sukcesji magurskiej wchodzące w skład pienińskiego pasa skałkowego (Birkenmajer, 1986, 1992). Jednostka Grajcarka jest jednak zdeformowanym tektonicznie (w strefie przy uskoku przesuwczym) elementem składającym się z górnokredowo-miocenkiej sukcesji osadowej



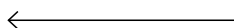


**Fig. 3. Położenie płaszczyzn uskoków w obrębie skał Roztocza na diagramach kierunkowych i konturowych (projekcja równopowierzchniowa biegunów na dolną półkulę)**

Przy każdym z diagramów zaznaczono liczbę pomiarów i wartość cięcia warstwicznego. W przypadku niewielu pomiarów, położenie płaszczyzn uskoków przedstawiono na diagramach kołowych (projekcja na dolną półkulę)

Position of fault surfaces in the Roztocze region on rose diagrams and contour diagrams (equal area plot, projection of poles on lower hemisphere)

The number of measurements shown at each diagram. In case of a small number of measurements, great circle diagrams were used (projection on lower hemisphere)



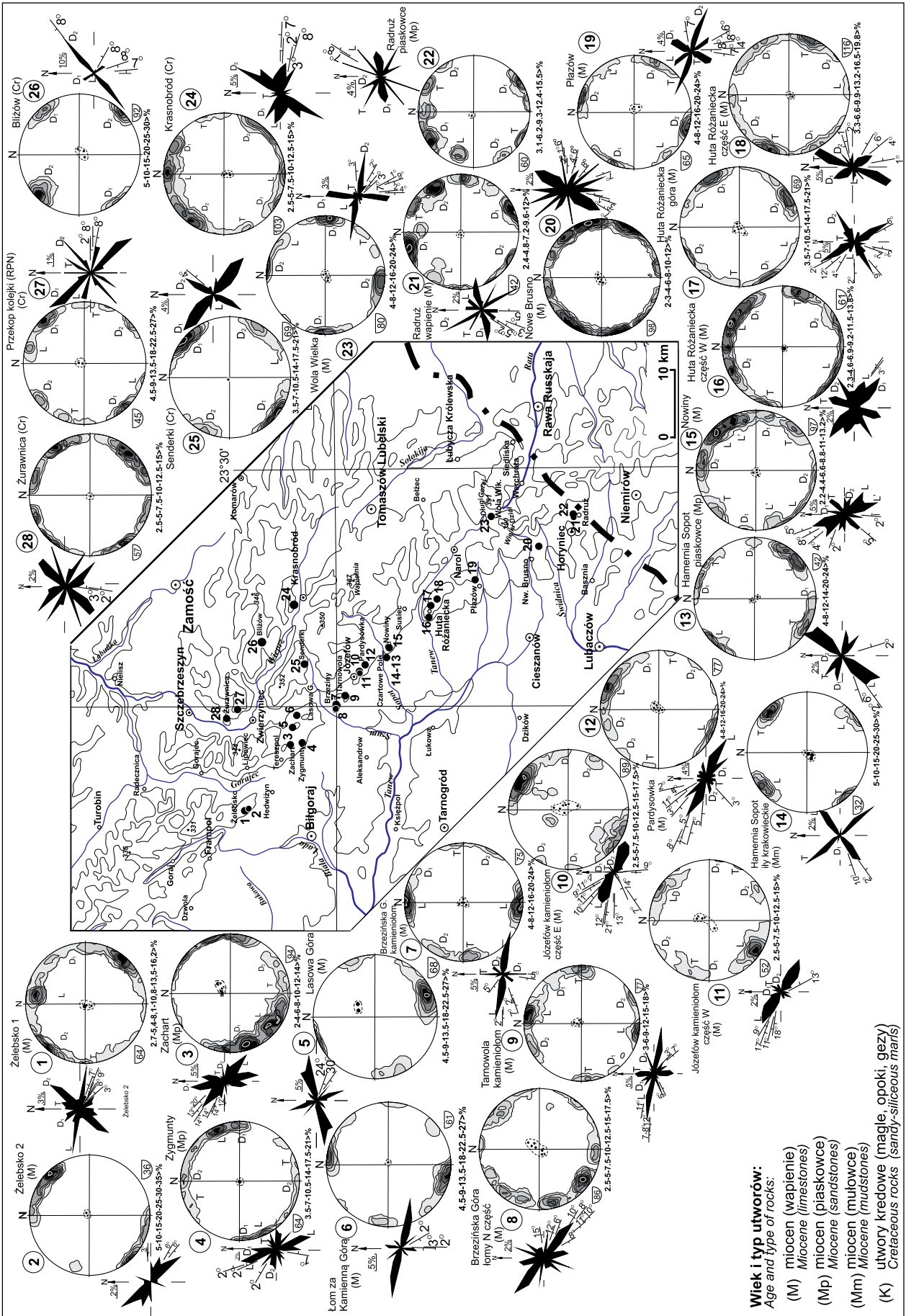
„wciągnięty” w strukturę kwiatową Pienin i zdeformowaną wspólnie z elementami „pienińskimi” – starszymi od wymienionej wyżej sukcesji osadowej. Ostatnie badania terenowe wskazują także, że pieniński pas skałkowy jest wciągnięty w strukturę kwiatową osadowym kompleksem chaotycznym, uformowanym w tworzącym się basenie przedpola, w którym do systemu inoceramowego (jarmuckiego) były wrzucane różnej wielkości (do kilku kilometrów) bloki późnokredowego frontu orogenicznego (tzw. Karpat wewnętrznych). Od południa strefę melanzu pienińskiego ogranicza uskoc normalny związany z etapem ekstensywnego rozpadu Karpat (kolapsu grawitacyjnego).

Podobny charakter strukturalny ma także jednostka zglębicka występująca na kontakcie głównego nasunięcia Karpat na miocen przedpola. Miocen allochtoniczny w trakcie formowania się uskoków przesuwczych u czoła Karpat został zdeformowany razem z elementami czoła Karpat i „wciągnięty” w charakterystyczną strukturę kwiatową rozwiniętą u brzegu nasunięcia Karpat na przedpolu. Charakterystyczne dla strefy uskoku przesuwczego obniżone obszary tworzą tzw. zatoki w brzeżnej części Karpat. Powszechność występowania struktur kwiatowych w obrębie Karpat stwarza istotne problemy przy tworzeniu przekrojów zbilansowanych, tym bardziej, że dotychczas nie uwzględniano ich w tego typu rekonstrukcjach (np. Gągała i in., 2012)

O możliwości wystąpienia struktury kwiatowej w roztockańskiej części regionu lubelskiego wspominał już Żelichowski (1987). Podobnie można też interpretować dobrze rozpoznany, poprzez wiercenia i badania geofizyczne, rejon horstu Ryszkowej Woli występujący na południowy zachód od Roztocza w obrębie zapadliska. Stwierdzono tam struktury naduskokowe (dyslokacje ułożone kulisowo), które są związane z uskokiem przesuwczo-inwersyjnym obramowującym zrąb Ryszkowej Woli od południa (Krzywiec i in., 2005; Nescieruk i in., 2007). Sąsiadujące ze sobą zrąb Ryszkowej Woli i rów Wielkich Oczu można interpretować jako elementy większej struktury typu *flower structure*, związanej z uskokiem (a raczej systemem uskoków rozległej dyslokacji rowu Wielkich Oczu) uważanym przez zwolenników jednej z koncepcji za prawoprusuwczy (Krzywiec, 1999; Jarosiński i in., 2009), według innych zaś – za lewoprusuwczy (Krzywiec i in., 2005; Nescieruk i in., 2007). Charakterystyczne wyniesienie zrębowe Ryszkowej Woli może wskazywać, że struktura ta jest prawdopodobnie odziedziczona po etapie migracji wypiętrzenia przedgórskiego (*forebulge*) związanego z nasuwaniem górotworu Karpat,

z charakterystycznym układem depocentrow rozwinętych na przedpolach tego wypiętrzenia (fig. 7C) (DeCelles, Giles, 1996). Zrąb Ryszkowej Woli mógł być strukturą wypiętrzenia przedgórskiego starszą od Roztocza i współcześnie pogrążoną wskutek nacisku Karpat na podłoże oraz pogrębaną pod osadami zapadliska (fig. 7C). Przez pewien czas, w stosunku do zrębu Ryszkowej Woli (tworzącego wówczas strukturę wyniesienia przedgórskiego), obszar dzisiejszego Roztocza mógł znajdować się jednak w strefie osadowej poza strefą wypiętrzenia przedgórskiego (*back-bulge depozone*) (fig. 7C). Wówczas to, wskutek transgresji morskiej we wczesnym badenie, w ówczesnej jeszcze strefie *back-bulge depozone* na obszarze dzisiejszego Roztocza następowała depozycja utworów piaszczystych (piaski glaukonitowe i kwarcowe) redeponowanych z występujących tu powszechnie utworów piaszczystych eocenu, jak również utworów pylastych (muły morskie) (Krąpiec i in., 2011). W późniejszym okresie zostały one częściowo usunięte (zachowały się w formie płatów), podczas migracji wału *forebulge* ku północnemu wschodowi, kiedy to właśnie Roztocze zaczęło spełniać rolę strefy wypiętrzenia przedgórskiego formowanego na przedpolu Karpat lub zostały przykryte przez płytkowodne utwory węglanowe, deponowane w rozwiniętej wówczas na obszarze Roztocza strefie osadowej ponad wypiętrzeniem przedgórskim (*forebulge depozone*) (fig. 7C). Przemieszczeniu się wypiętrzenia przedgórskiego na obszar dzisiejszego Roztocza towarzyszyło także przemieszczenie strefy osadowej poza wypiętrzeniem przedgórskim (*back-bulge depozone*), której pozostałości osadów sarmackich występują współcześnie aż w rejonie Chełma i Lublina, dokąd sięgały wówczas utwory określające zasięg morza sarmackiego związanego z zapadliskiem (por. Ney i in., 1974; Buraczyński, Wojtanowicz, 1988).

Lewoprusuwczość uskoku obramowującego zrąb Ryszkowej Woli (sugerowana przez Krzywca i in., 2005) jest odmienna w stosunku do pierwotnego, głównego kierunku nasuwczego Karpat (i zapadliska) ku północy w badenie, czy ku północnemu wschodowi w sarmacie (Royden, Baldi, 1988; Jarosiński i in., 2009) (fig. 7A). Mogła być ona jednak stowarzyszona ze zmianą kierunków transportu tektonicznego Karpat, u ku SE w pliocenie–dolnym czwartorzędzie (Royden, Baldi, 1988 – fig. 7A). Zmiana kierunku transportu tektonicznego mogła wówczas spowodować reaktywację uskoku pierwotnie prawoprusuwczego (Roztocze Fault Zone – Jarosiński i in., 2009) na lewoprusuwczy. Tego typu reorientację naprężeń w tym regionie sugerował wcześniej



**Wiek i typ utworów:**  
 Age and type of rocks:

- (M) miocen (wapienie)  
 Miocene (limestones)
- (Mp) miocen (piaskowce)  
 Miocene (sandstones)
- (Mm) miocen (mułowce)  
 Miocene (mudstones)
- (K) utwory kredowe (magle, opoki, gezy)  
 Cretaceous rocks (sandy-siliceous marls)

**Fig. 4. Położenie płaszczyzn spękań w obrębie skał Roztocza na diagramach kierunkowych i konturowych. Położenie warstw na diagramach punktowych (projekcja biegunów na dolną półkulę)**

Pozostałe objaśnienia na figurze 3

Position of joint surfaces in rocks of the Roztocze region on rose and contour diagrams.  
Position of the beds is presented on pole point diagrams (projection on lower hemisphere)

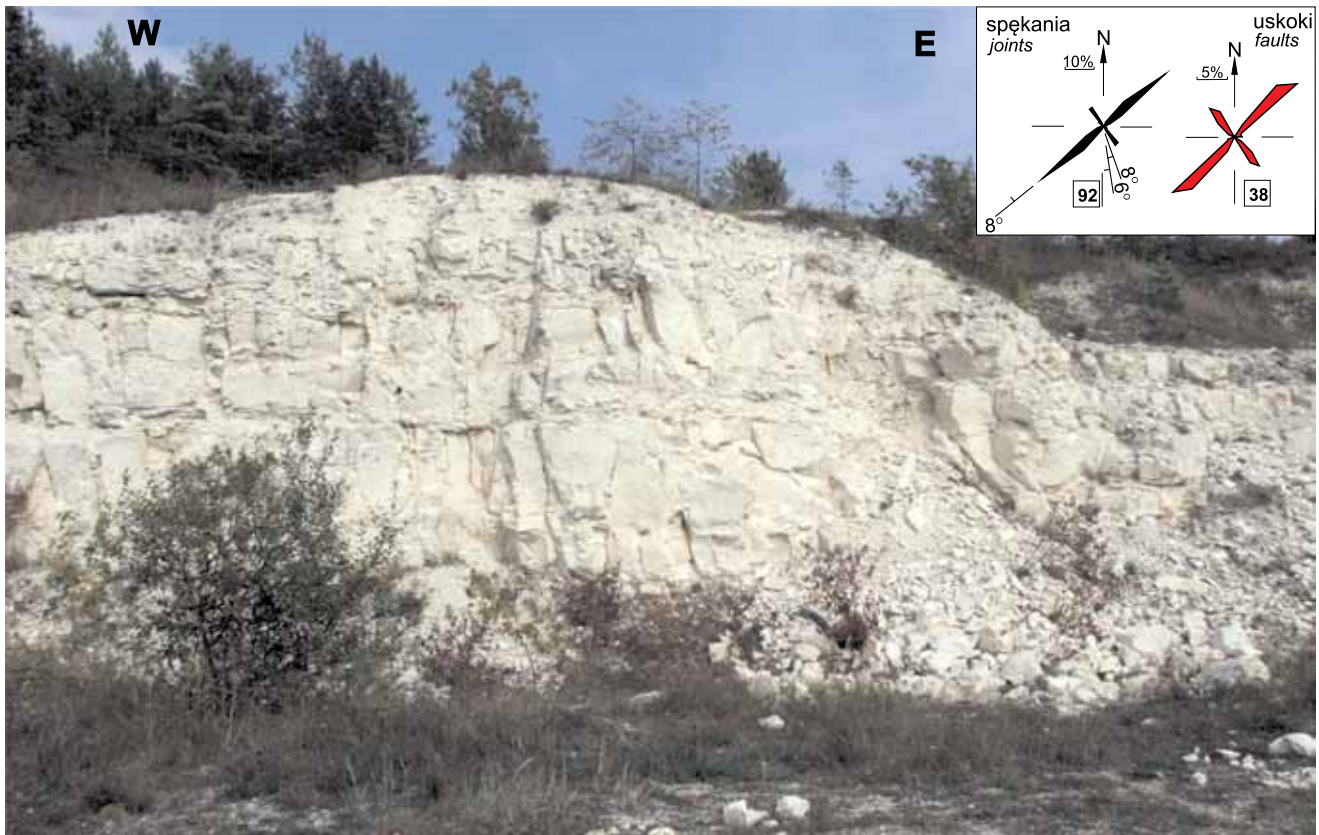
Other explanation on Figure 3

←

Jaroszewski (1977), wiążąc składową poziomą pola naprężeń z „szariażową fazą ruchów wschodniokarpackich”.

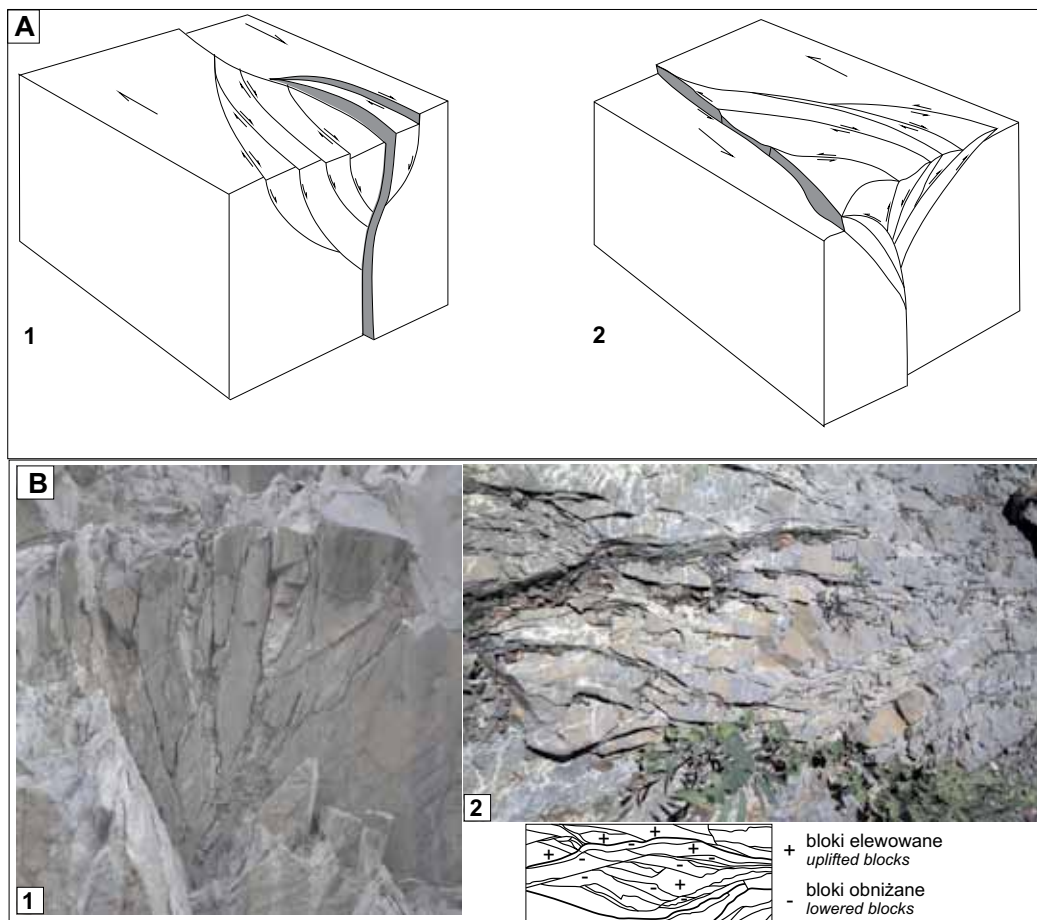
Istotną kwestią, wymagającą wyjaśnienia, jest przebieg i charakter uskoku obramowujących wał Roztocza od SW i NE. Dotychczas w literaturze były one wiązane z reaktywacją starszych, niekiedy głęboko zakorzenionych dyslokacji (Ney, 1969; Pożaryski, 1974, Buraczyński, 2002; Brzezińska – Wójcik, 2013; Dobrowolski i in., 2014). Jak już wspomniano, według niektórych autorów południowa dyslokacja tworzy wręcz strefę uskoku (Roztocze Fault Zone – Jarosiński i in., 2009). Charakter struktury kwiatowej, związanej z uskokiem przesuwczym, wyklucza jednak możliwość istnienia zespołu dyslokacji ograniczających klasyczny zrąb *sensu stricto*, którym Roztocze tak naprawdę nie jest (stąd autorzy używają sformułowania: „struktura zrębo-

wa”). Struktura kwiatowa jest bowiem zespołem bloków o szczególnej geometrii, poroździelanych szeregiem dyslokacji (Harding, 1985; Dadlez, Jaroszewski, 1994). Cała struktura powstała jednak wzdłuż jednej, głęboko zakorzenionej strefy dyslokacyjnej (o charakterze *master fault*), odziedziczonej najpewniej po starszych etapach górotwórczych (i w tym aspekcie odwzorowuje uskoki głębokiego podłoża), której rzeczywisty przebieg mogą ustalić badania sejsmiczne (fig. 6). Strefa krawędziowa (niekiedy są to nawet dwie krawędzie: wewnętrzna i zewnętrzna – Buraczyński, 2002) o charakterze progu morfologicznego, nie jest ponadto na Roztoczu ciągła. Często jest ona rozczłonkowana kulisowo ułożonymi strefami nieciągłości, niekiedy zanika (m.in. pomiędzy Nowinami i doliną Tanwi) lub jest spłaszczona (rejon Horyniec–Radruż – Krąpiec i in., 2011). Prezentowane



**Fig. 5. Sieć uskoku i spękań tnących utwory Roztocza widoczna w obrębie margli i opok wieku kredowego. Kamieniołom w Bliżowie (fot. W. Margielewski)**

Fault and joint sets cutting rocks in the Roztocze region, well visible in Cretaceous marls exposed in the Bliżów quarry (photo by W. Margielewski)



**Fig. 6. Struktura kwiatowa**

**A.** Modele tworzenia struktur kwiatowych związanych z uskokiem przesuwczym: **1** – struktury negatywne (tulipanowe); **2** – struktury pozytywne (palmowe) (wg: Harding, 1985; Dadlez, Jaroszewski, 1994); **B.** Przykład struktur kwiatowych powstałych w efekcie formowania uskoku przesuwczego w mezoskali: **1** – przekrój przez strukturę kwiatową powstałą w obrębie piaskowców magurskich, uskoku prawoprusuwczego (kamieniołom w Wierchomla, Beskid Sądecki); **2** – powierzchnia struktury kwiatowej widziana od góry, z elementami obniżanymi i podnoszonymi (margle podcergowskie, Lipowica, koryto Jasiołki) (fot. W. Margielewski)

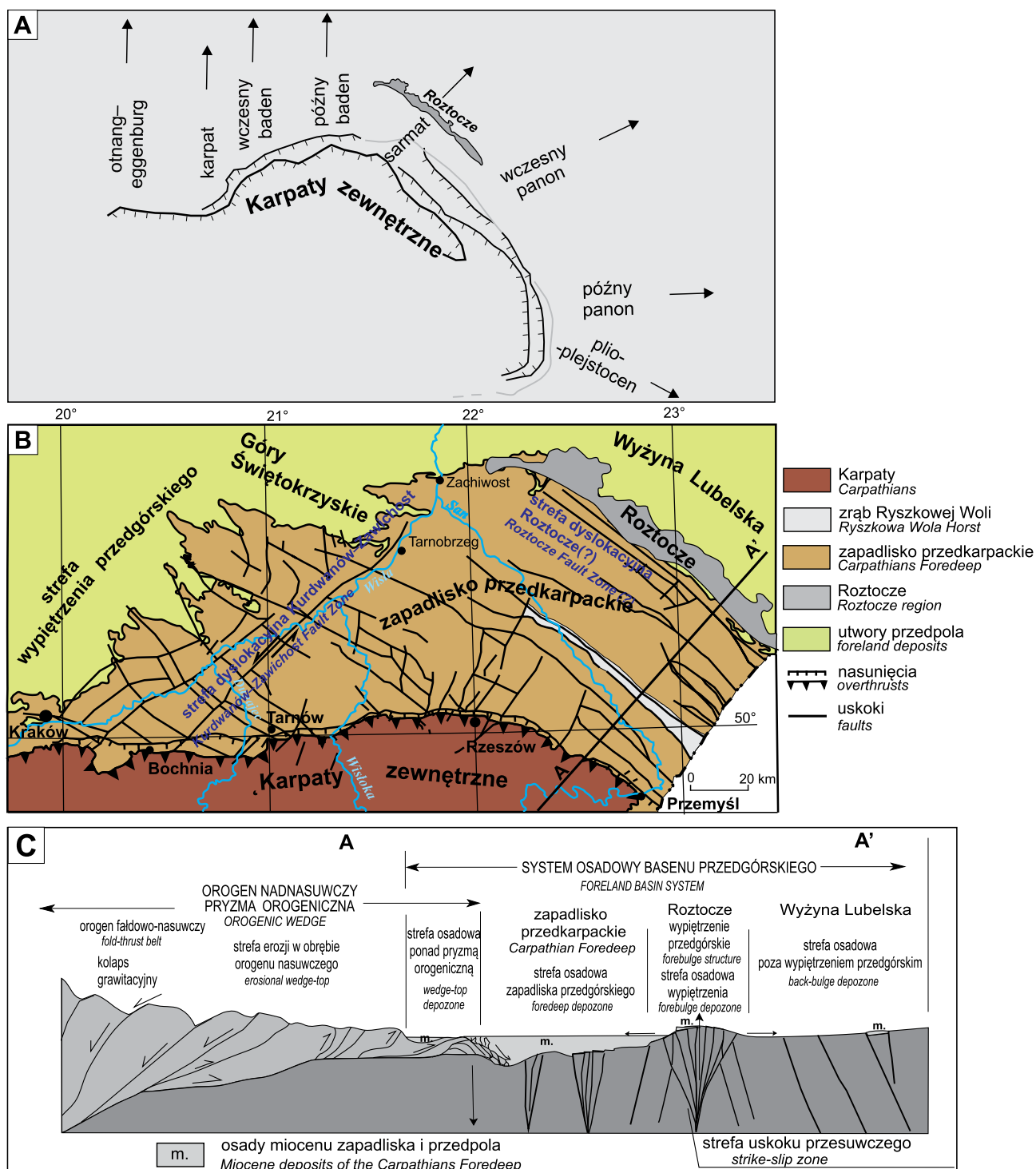
#### Flower structure

**A.** Block diagrams of flower structures formed due to strike-slip fault development: **1** – negative structures (tulip -structure); **2** – positive structure (palm-structure) (after: Harding, 1985; Dadlez, Jaroszewski, 1994); **B.** Examples of flower structures in meso-scale: **1** – cross section of the flower structure formed in the Magura Sandstone (Wierchomla Quarry, Beskid Sądecki Mts.); **2** – surface of a flower structure (orthogonal projection, with scheme), with elevated and lowered elements (sub-Cergowa marls, outcrop in the Jasiołka riverbed, Lipowica) (photo by W. Margielewski)

dotychczas linie dyslokacyjne, ograniczające południową krawędź Rostocza (Buraczyński, 2002; Oszczytko, 2006; Jaroński i in., 2009), nie znajdują odzwierciedlenia w kierunkach rzeczywistych uskoku pomierzonych w obrębie skał strefy krawędziowej (fig. 2, 3).

Zróżnicowanie wysokościowe poszczególnych segmentów Rostocza wskazuje na występowanie na przemian stref podnoszonych i obniżanych, typowych właśnie dla struktur kwiatowych (fig. 6B1, B2). Jednak obserwowany układ litostratygraficzny utworów w obrębie stref jednocześnie dźwiganych i obniżanych jest anomalny. Należałoby się bowiem spodziewać, że na obszarach obniżanych tektonicznie powinny się zachować pokrywy młodszych utworów (neogeo-

skich), podobnie jak jest to w rowie tektonicznym Sołokiji (zresztą o przebiegu kulisowym – typowym dla elementu struktury kwiatowej), z zachowaną tam sukcesją osadów eocenu i miocenu (na występowaniu tam osadów miocenu wskazują bieżące oznaczenia mikropaleontologiczne). Tymczasem wzdłuż strefy krawędziowej obszary obniżane są pozbawione współcześnie utworów neogenu (występują tu jedynie utwory kredowe), zaś strefa silnie wydzwignięta ma najbardziej miększą i charakteryzującą się największym rozprzestrzeniem pokryw utworów neogeońskich (z poziomem burowęgla) zalegającą na skałach wieku kredowego (masyw Działu i Krągłego Goraja). Może to wskazywać na wieloetapowy charakter kształtowania się tej strefy, której



**Fig. 7. Kierunek nasuwania się Karpat zewnętrznych**

**A** – zmiany kierunku nasuwania Karpat zewnętrznych w czasie (wg Royden, Baldi, 1988; Zuchiewicz, 1997); **B** – relacja przestrzenna Roztocza, zapadliska przedkarpackiego (*sensu stricto*) i Karpat (wg Rauch, 2009; Zuchiewicz, 2010); **C** – hipotetyczny model rozwoju Roztocza, formowanego wraz z reorientacją pola naprężeń na przedpolu nasuwających się Karpat: interakcja między powstawaniem struktur kwiatowych związanych z uskoki przesuwczym (reaktywowanym) i wypiętrzeniem przedgórskim, dzielącym basen na poszczególne strefy osadowe (wg schematu DeCelles, Giles, 1996; zmodyfikowany przez Krzywca, 2006, uzupełniony i zmieniony)

Thrusting direction of the Outer Carpathians

**A** – transformation of the thrusting direction of the Outer Carpathians during Miocene–Pleistocene time (after Royden, Baldi, 1988; Zuchiewicz, 1997); **B** – spatial relation between the Roztocze region, the Carpathian Foredeep and the Carpathians (after Rauch, 2009; Zuchiewicz, 2010); **C** – hypothetical, heterogenic model of the Roztocze development, formed during the reorientation of stress field in the Carpathian Foreland: interaction between the formation of flower structures affected by the strike-slip fault zone (reactivated), and the formation of forebulge structure dividing the foredeep sedimentary basin into various deponzones (after the scheme of DeCelles, Giles, 1996; adapted by Krzywec, 2006, modified and supplemented)

poszczególne segmenty były najpierw obniżane, później zaś wynoszone w trakcie kolejnych etapów tektogenezy Karpat i ich przedpola. Jak już wspomniano, było to najprawdopodobniej związane z nierównomiernym podnoszeniem i obniżaniem poszczególnych elementów struktury kwiatowej

w efekcie formowania się (lub reaktywacji) uskoku przesuwczego, z jednoczesnym tworzeniem się wypiętrzenia przedgórskiego Roztocza wskutek nacisku orogenu karpackiego nasuwającego się na obszar zapadliska (fig. 7C).

## MODEL ROZWOJU ROZTOCZA W ŚWIETLE FORMOWANIA ZAPADLIKA PRZEDKARPACKIEGO

Za przyczynę powstania zapadliska przedkarpackiego najczęściej uznaje się uginanie płyty przedpola pod wpływem obciążenia orogenu Karpat (Krzywiec, 1999, 2006; por. również: Bradley, Kidd, 1991). Powstanie systemu uskoków zapadliska, rozdzielających je na bloki, czemu zwykle towarzyszyć miał rozwój deformacji o typie uskoków normalnych, tłumaczone jest „interakcją miocenijskiej ekstensji fleksuralnej oraz kompresji wywołanej kolizją kontynentalną” (Krzywiec, 2006). Przesuwanie ku północy bądź północnemu-wschodowi orogenu Karpat Zewnętrznych, miało mieć znaczny wpływ na charakter i rodzaj deformacji przedpola i także zmianę kierunku naprężeń (por. Royden, Baldi, 1989). Tworzenie zatem przestrzeni akomodacyjnej dla utworów miocenu, miało się odbywać poprzez stopniowe uginanie przedpola i zapelnianie go facjami klastycznymi (Krzywiec i in., 2005). Dostawa materiału klastycznego następowała tu zarówno od południa, jak i północy (Jaroszewski, 1977). Migracja górotworu Karpat i doprowadzenie do skośnej kolizji ze strukturami w podłożu przedpola Karpat musiały spowodować m.in. reaktywację starszych struktur odziedziczonych po wcześniejszych etapach deformacji obszaru znajdującego się na północ od orogenu.

Pod koniec orogenu, przed czołem aktywnego orogenu Karpat uformował się basen przedgórski. Początkowo w basenie tym osadzały się gruboklastyczne osady lądowe i płytkomorskie, a od środkowego miocenu zaczęła dominować sedymentacja morska. Subsycjencja dna zapadliska przedkarpackiego była spowodowana obciążeniem nasuwających się ku północy płaszczowin karpackich (Krzywiec, 2006; Oszczytko, 1996; 2006) (fig. 7C). Według niektórych badaczy (m.in. Krzywiec, 1999; Krzywiec i in., 2005) ekstensja ugięciowa mogła mieć istotny wpływ na charakter rozkładu facjalnego i układu systemów depozycyjnych w obrębie morza miocenijskiego.

We wczesnym-środkowym miocenie, w miarę przesuwania się orogenu karpackiego ku północy, zaznaczył się stopniowy wzrost subsycjencji dna basenu przedpola (Oszczytko, 2006). Przesuwaniu się orogenu karpackiego ku N i NE i tektonice ucieczkowej towarzyszyło formowanie się zespołu uskoków przesuwczych obramowujących w formie klina zapadlisko przedkarpackie, tworzone u czoła nasuwającego się orogenu. Współcześnie klin ten zaznacza się w widłach dolin Wisły i Sanu. Ówczesny układ kierunków naprężeń ( $\sigma_1$ ) związany z kompresją (początkowo ku północy, później północnemu-wschodowi) nawiązuje do dwusiecznej kąta wyznaczonego współcześnie przez osie dolin

Wisły i Sanu (fig. 7B). Kierunek naprężeń kompresyjnych (generalnie: S–N) spowodował, że od północnego wschodu zapadlisko musiało być obramowane uskokiem (pierwotnie) prawoprzesuwczym (*Roztocze Fault Zone* – Jarosiński i in., 2009), zaś od północnego zachodu – uskokiem (strefą dyslokacyjną) lewoprzesuwczym, zwanym strefą dyslokacyjną Kurdwanów–Zawichost (Laskowska-Wysoczańska, 1979; Krysiak, 2000; Rauch, 2009). Charakterystyczne jest przy tym, że uskok przesuwczy ograniczający zapadlisko od północnego wschodu jest w przybliżeniu równoległy do kierunku struktur odziedziczonych po starszych orogenezach, takich jak wyniesienie dolnego Sanu i (generalnie) strefa Tesisseyre’a-Tornquista zaś uskok ograniczający zapadlisko od północnego zachodu nie owe struktury poprzeczne. Uwidacznia się to w przebiegu współczesnych krawędzi zapadliska: krawędź północno-wschodnia (przyroztoczańska) jest rozwinięta w miarę linijską, z występującą na jej przedpolu rozległą strukturą kwiatową. Północno-zachodnia krawędź zapadliska ma natomiast nieregularny przebieg (fig. 7B). Jej obecny przebieg i charakter jest efektem kolejnych etapów deformacji tektonicznych Karpat i przedpola. Szczególnie dobrze jest tu zapisana zmiana kierunku nasuwczego Karpat w pliocenie i dolnym czwartorzędzie ku SSE (zob. Royden, Baldi, 1988) jak też posarmacki etap kolapsowego rozpadu Karpat i przedpola (Mazzolli i in., 2010; Andreucci i in., 2013). W tej części zapadliska etap kolapsowy odzwierciedlił się w powstaniu tzw. „zatok” na granicy zapadliska i Gór Świętokrzyskich (w których rozcięte są utwory sarmatu). Zatoki te (m.in. Korytnicka, Chmielnika) powinny więc mieć założenia tektoniczne.

Obniżanie i podnoszenie poszczególnych segmentów Roztocza w trakcie tworzenia struktury kwiatowej, potwierdza charakter występowania ewaporatów na jego obszarze. Utwory ewaporatowe (*sensu stricto*) stwierdzono bowiem dotychczas jedynie na Roztoczu Lwowskim (Łomnicki, 1897; Peryt, 2006). Na obszarze polskiego Roztocza, jedynymi utworami chemicznymi traktowanymi jako odpowiednik facjalny formacji ewaporatowej, są tzw. wapienie z Radruża, występujące na bardzo ograniczonym obszarze wokół miejscowości o tej samej nazwie (Ney, 1969; Peryt, 2006) (fig. 1). Są to jednak klastyczne utwory morskie, o czym świadczy fauna otwornicowa występująca w ich obrębie, jak też domieszka detrytycznego kwarcu (Peryt, Kasprzyk, 1992; Peryt-Peryt, 1996; Peryt, 2006; Krąpiec i in., 2011). Nie są to ewaporaty *sensu stricto* (czy, jak utrzymywano, wapienie pogipsowe – Ney, 1969). W trakcie późno-

badeńskiego kryzysu salinarnego (BSC – *Badenian Salinity Crisis*), podczas którego w zapadlisku następowało osadzanie utworów chemicznych (Garlicki, 1979; Bąbel., 2004; De Leeuw i in., 2010), poziom oceanu światowego obniżył się aż o 40–50 m (John i in., 2004; Westerhold i in., 2005). Stąd obecność ewaporatów na Roztoczu Lwowskim (są tu poziomy gipsu) świadczy o tym, że ta część Roztocza musiała być wówczas silnie obniżona. Obniżanie to mogło być związane z opisanym uprzednio kulisowym układem uskoku (tzw. *transition zone*) powiązanych ze strukturą tulipanową (negatywną, tu: wówczas jeszcze związaną z uskokiem prawoprusuwczym).

Nasuwanie się Karpat i formowaniu się uskoku przesuwczego (i struktury kwiatowej) w rejonie Roztocza towarzyszyło powstawanie kroczącej struktury wypiętrzenia przedgórskiego: oś subsydencji podłoża zapadliska przesunęła się bowiem od karpatu po sarmat aż o 85 km ku NE, zaś w trakcie samego sarmatu – o kolejne 50 km (Oszczytko, 2006). Wyniesienie Roztocza *en masse* jest więc zapisem końcowego położenia wypiętrzenia przedgórskiego, związanego z nasuwaniem się Karpat. Wcześniejszymi strukturami tego typu są: grzbiet Cieszyna–Sławkowa, wyspa Rzeszowska i – bezpośrednio na przedpolu Roztocza – zrąb Ryszkowej Woli. Wypiętrzanie przedpola spowodowało, że pierwotnie uskoki prawoprusuwcze ograniczające Roztocze (jak i transformujące strukturę zrębową wyniesioną w efekcie formowania wypiętrzenia) musiały zostać reaktywowane jako uskoki inwersyjne. Oczywiście uskoki te wykorzystywały sprzężone dyslokacje przesuwcze, tworzone i rozwijane cały czas równocześnie z formowaniem się wypiętrzenia przedgórskiego i struktury kwiatowej. Wynoszeniu struktury wypiętrzenia przedgórskiego towarzyszyły zazwyczaj silne procesy krasowe rozwijające się w obrębie utworów węglanowych (zob. Bradley, Kidd, 1991). Na Roztoczu procesy krasowe w obrębie skał węglanowych są zjawiskiem powszechnym, zarówno w podłożu kredowym (Harasimiuk, Henkiel 1974; Krąpiec i in., 2011), jak i w skałach węglanowych neogenu (Maruszczak, Wilgat, 1956; Harasimiuk i in., 1969; Harasimiuk, Henkiel, 1976).

Formowanie się Roztocza jako struktury *forebulge* mogło się więc rozpocząć najwcześniej w badenie górnym. W sarmacie Roztocze miało już bowiem charakter typowego wyniesienia przedgórskiego, o czym świadczą duże zróżnicowanie facjalne występujących tu bardzo płytkowodnych utworów klastycznych typowych dla strefy osadowej wypiętrzenia przedgórskiego oraz datowania mikropaleontologiczne występujących tu osadów neogeńskich (por. Czepiec, 1996). Jest znamienne, że dotychczas wiek wapieni organodetrytycznych (biokalkarenitów), budujących strefę krawędziową Roztocza od Józefowa po Brusno, uznawano za badeński (Szczuchura, 1982; Musiał, 1987; Wysocka, 2002, 2006; Wysocka i in., 2006). O ile rzeczywiście materiał detrytyczny mógł być efektem redepozycji utworów badenu (w tym utworów rafowych występujących na Roztoczu – por. Pisera, 1985; Jasionowski, 1997), badania mikropaleontologiczne (otwornicowe, nanoplanktonowe) wkładek pelitycznych występujących w tych wapieniach

(a więc równowiekowych z czasem sedymentacji), wskazują jednoznacznie na sarmacki (niekiedy nawet górnosarmacko-panoński) wiek sedymentacji tych utworów (Czepiec, 1996; Krąpiec i in., 2011, oznaczenia wykonane na potrzeby niniejszego artykułu<sup>3</sup>). Zarówno bowiem stropowa część piasków glaukonitowych kompleksu piaszczystego w Szopowie (koło Stanisławowa), wkładki pelitów w obrębie wapieni organodetrytycznych strefy krawędziowej w kamieniołomach w Tarnowoli, Józefowie i Pardysówce oraz Bruśnie, jak też piaski glaukonitowe podścielające masyw kalkarenitowy Nowin są, w świetle najnowszych analiz mikropaleontologicznych, równowiekowe z łałami krakowieckimi zapadliska, które na Roztoczu stwierdzono dotychczas jedynie w strefie krawędziowej w dolinie potoku Sopot (Kurkowski, 1998b; Janiec, Czarniecka, 2006; Krąpiec i in., 2011).

Część najmłodszych utworów kalkarenitowych czy piaszczystych Roztocza jest więc płytkowodnym odpowiednikiem łał krakowieckich występujących wspólnie w jednym systemie depozycyjnym, zróżnicowanym facjalnie. W świetle datowań mikrofaunistycznych Roztocze w sarmacie było więc w pełni wykształconym wypiętrzeniem przedgórskim, dzielącym basen na *foredeep depozone* (zapadlisko z deponowanymi w tym czasie łałami krakowieckimi), *forebulge depozone* (obszar Roztocza z biokalkarenitami, rzadziej piaskami kwarcowymi i glaukonitowymi) i *back-bulge depozone* (utwory wapienne i piaszczyste sarmatu Wyżyny Lubelskiej) (fig. 7C). O wyniesieniu Roztocza w tym czasie świadczą także zróżnicowane kierunki transportu w trakcie zachodzącej tu wówczas sedymentacji. W obrębie utworów wapiennych masywów Józefowa czy Żelebska stwierdzono transport materiału klastycznego zarówno w kierunku południowo-zachodnim, jak i północno-wschodnim (Jaroszewski, 1977; obserwacje własne). Niezgodności kątowe, stwierdzone pomiędzy utworami badenu górnego i sarmatu (Areń, 1962), wskazują, że sedymentacja osadów miocenu górnego na obszarze basenu sedymentacyjnego ponad strefą wypiętrzenia przedgórskiego następowała tu w obrębie aktywnych półrowów rotowanych wzdłuż osi podłużnej – typowych struktur migrującego przedpola (por. Jaroszewski, 1977).

O rozpadzie Roztocza na bloki o różnej geometrii, determinowanej elementami struktury kwiatowej (geometrii wyraźnie odmiennej, od prezentowanej w dotychczasowych koncepcjach – por. np. Buraczyński, 2002), zadecydował kolaps grawitacyjny Karpat zachodnich, zachodzący w zasadzie ku południowi, datowany jako post-sarmacki (Mazzoli i in., 2010; Andreucci i in., 2013). Obszar Roztocza znalazł się wówczas w polu ekstensji. Na Roztoczu spowodowała ona reaktywację uskoku inwersyjnych jako normalnych. Rozpad Roztocza na bloki uformowane wcześniej w efekcie utworzenia struktury kwiatowej, spowodował rotację poszczególnych bloków względem siebie (w tym przemieszczenia antytetyczne – por. Jaroszewski, 1977), co współcześnie doskonale odzwierciedla układ nieciągłości tektonicznych występujących w skałach regionu (fig. 2–4).

<sup>3</sup> Oznaczenia wykonała M. Garecka z Oddziału Karpackiego PIG-PIB

Na postsarmacki wiek tej generacji uskoku wskazują datowane nanoplanktonem na sarmat–panon (analizy wykonano na potrzeby bieżącego artykułu) wkładki mułowcowe występujące w kalkarenitach, w kamieniołomach w Józefowie i Pardysówce, cięte przez te uskoki.

W pliocenie–dolnym czwartorzędzie kierunek nasuwczy Karpat uległ zmianie na SSE (fig. 7A) (Royden, Baldi, 1988; Zuchiewicz, 1997). W północno-wschodniej, przyroztoczańskiej krawędzi zapadliska taka zmiana kierunku nasuwczego Karpat niemal równoległego do krawędzi Roztocza musiała spowodować reaktywację występującego tu uskoku pierwotnie prawoprzesuwczego na lewoprzesuwczy. Reaktywacji tej towarzyszyła transformacja występującej tu struktury kwiatowej i dalsze formowanie wypiętrzenia przedgórskiego (szczególnie w południowo-wschodniej, lwowskiej części Roztocza z ewaporatami) związane z nasuwaniem się Karpat ku SSE. Współcześnie struktura kwiatowa jest odzwierciedlona w kulisowym układzie uskoku na obszarze Roztocza (fig. 2). Do tych kierunków nawiązuje przebieg dolin rzecznych: Tanwi–Raty, Szumu–Wieprza, Białej Łady na Roztoczu (fig. 1). Z reaktywacją i przebudową struktury kwiatowej był związany także kolejny etap dźwignia i obniżania poszczególnych bloków. Pierwotnie obniżany obszar Działu i Krągłego Goraja, gdzie mogły zachować się niezerodowane pokrywy utworów neogeńskich, jak również obszar Roztocza Lwowskiego, gdzie były deponowane ewaporaty, uległ podnoszeniu, zaś obszar pomiędzy Nowinami i Hutą Różaniecką, ze zdartą pokrywą utworów neogeńskich, uległ zapewne obniżeniu.

Uskoki przesuwcze i normalne, tworzące charakterystyczną sieć o przebiegu kulisowym związanym ze strukturą kwiatową (reaktywowaną), mogły mieć charakter listryczny (szuflowy), co znalazło odzwierciedlenie w rotacjach bloków (fig. 4). Wraz z naprzemiennym podnoszeniem i obniżaniem bloków w obrębie struktury kwiatowej z równoczesnym dźwigniem wypiętrzenia przedgórskiego Roztocza, poszczególne segmenty struktury kwiatowej podlegały przemieszczeniom pionowym wzdłuż uskoku zrzutowych: normalnych lub inwersyjnych. Wraz z powstaniem asocjacji uskoku zrzutowych normalnych w obrębie Roztocza, rozdzielających poszczególne bloki tektoniczne, rozpoczął się etap elewacji przydyslokacyjnych (*footwall elevation; isosta-*

*tic rebound*) (por. Wernicke, Axen, 1988), który trwa do dziś. W jego efekcie następuje neotektoniczne, nierównomierne dźwignanie obszaru Roztocza, w tempie sięgającym 2 mm/rok dla Roztocza Lwowskiego i ok. 1 mm/rok dla Roztocza Tomaszowskiego (Buraczyński, 2002; Brzezińska-Wójcik, 2013).

Zróznicowanie przestrzenne poszczególnych bloków Roztocza, związane z ich rotacją względem siebie, skutkowało rotacją położenia warstw (w tym także utworów kredowych). W efekcie „struktury” te były interpretowane jako „struktury fałdowe” (Ney, 1969; Pożaryski, 1974; Buraczyński, 2002). Wydzielano tu bowiem liczne antykliny i synkliny, często ze zredukowanymi skrzydłami.

Według dotychczasowych poglądów podział poszczególnych segmentów Roztocza na bloki miał być efektem bezpośrednich replikacji starych dyslokacji, często głęboko zakorzenionych w podłożu (Buraczyński, 2002; Brzezińska-Wójcik, 2013). Tymczasem analiza przestrzenna powierzchni nieciągłości tektonicznych, występujących w obrębie skał Roztocza (fig. 2–4), wskazuje, że wzajemne przemieszczenia bloków o charakterze rotacyjnym są związane z formowaniem struktury kwiatowej o charakterze regionalnym. Jakkolwiek sama struktura kwiatowa jest głęboko zakorzeniona w podłożu, specyficzny charakter jej rozwoju raczej wyklucza bezpośredni wpływ licznych głębokich dyslokacji (paleozoicznego lub starszego planu strukturalnego) na formowanie poszczególnych bloków Roztocza (fig. 6A).

Ostatni etap rozwoju tektonicznego Roztocza miał być związany z lądolodami pokrywającymi jego obszar, szczególnie zaś z izostatycznym dźwigniem obszaru w efekcie deglacjacji (Buraczyński, 2002). W świetle ostatnich badań obszar Roztocza był co najmniej dwukrotnie pokryty lądolodem w trakcie zlodowaceń południowopolskich: sanu 1 (które miało sięgać aż po Lwów) i sanu 2, które sięgnęło po linię Brusno–Rawa Ruska (Gozhik i in., 2012; Lindner i in., 2013). Z tym etapem dźwignia izostatycznego wiążano zarówno młode ruchy neotektoniczne, podnoszące krawędź Roztocza (m.in. Maruszczak, Wilgat, 1956; Laskowska-Wysoczańska, 1979; Buraczyński, 2002), jak i blokowe ruchy pionowe w obrębie Roztocza (Ney, 1969), charakteryzujące się zróżnicowanym tempem dźwignia (Brzezińska-Wójcik, 2013).

## PODSUMOWANIE

Analiza położenia powierzchni nieciągłości skał, tworzących dwa piętra strukturalne struktury zrębowej Roztocza: mezozoiczne (utwory kredowe) i neogeńskie (utwory miocenu), jednoznacznie wskazuje na kulisowy układ spękań i uskoku typowy dla struktury kwiatowej (*flower structure*), związanej z uskokiem (uskokami) przesuwczym o regionalnym charakterze. O ile geometria nasunięcia Karpat ku północy wskazuje na prawoprzesuwcze założenia tego uskoku, jego obecny, lewoprzesuwczy charakter (m.in. Rauch, 2009), jest efektem reaktywacji tego uskoku w trakcie reorientacji

pola naprężeń Karpat w plio-plejstocenie. Ostatecznie struktura tektoniczna Roztocza powstała w efekcie formowania się uskoku przesuwczego (początkowo prawoprzesuwczego) i tworzenia związanej z nim rozległej struktury kwiatowej o charakterze regionalnym (zakorzenionej w głębokim podłożu), z jednoczesnym powstawaniem wyniesienia przedgórskiego (*forebulge*) będącego efektem nacisku nasuwających się Karpat na przedpole. Wypiętrzenie to spowodowało reaktywację poszczególnych elementów strefy dyslokacyjnej najpierw jako uskoki inwersyjne, dzielące Roztocze wzdłuż



elementów struktury kwiatowej na zrotowane bloki, w końcu zaś, w trakcie kolapsu grawitacyjnego Karpat, reaktywowane jako uskoki normalne. Zmiana kierunku transportu tektonicznego Karpat wschodnich i południowych w plio-plejstocenie na SSE, wymusiła lewoprzesuwczą dominantę uskoku (właśc. strefy dyslokacyjnej) przesuwczego reaktywowanego jako lewoprzesuwczy. Następująca wówczas reaktywacja i całkowita przebudowa struktury kwiatowej Roztocza spowodowała inwersję morfologiczną bloków: obszary pierwotnie wyniesione uległy obniżaniu, zaś obniżone – tektonicznemu dźwignaniu. Taką inwersją można tłumaczyć naprzemiennym występowaniem wzdłuż krawędzi Roztocza obszarów wynoszonych (masyw Żelebska, masyw Krągłego Goraja i Działu), na których zachowały się współcześnie miąższe i znacznie rozprzestrzenione płyty utworów miocenu i obniżanych – współcześnie pozbawionych pokrywy miocenińskiej (obszar pomiędzy Pardysówka i Hutą Różaniecką) lub pokrytych stosunkowo cienką warstwą tych osadów (rejon Horyńca–Rawy Ruskiej), z burowęgłami karpata występującymi tu niemal na powierzchni.

Analiza zróżnicowania facjalnego utworów miocenu występujących na Roztoczu wskazuje na związek systemu depozycyjnego (w tym rozprzestrzenienia facji) z procesem

migracji struktury wyniesienia przedgórskiego wskutek ciągłego, progresywnego dźwignania przedpoła Karpat przed frontem nasuwającego się górotworu. Datowanie utworów budujących strefę krawędziową Roztocza wskazuje, że wał Roztocza był wyniesiony już w sarmacie, dzieląc basen na *foredeep depozone* (zapadlisko z deponowanymi w sarmacie łałami krakowieckimi), *forebulge depozone* (obszar Roztocza z deponowanymi w sarmacie utworami węglanowymi i piaszczystymi) i *back-bulge depozone* (Wyżyna Lubelska aż po obszar Pagórów Chełmskich, z utworami wapiennymi i piaszczystymi sarmatu).

Neotektoniczne, nierównomierne dźwignanie struktury Roztocza może być związane z elewacjami przydyslokacyjnymi (*footwall elevation*), zaś ostateczny rozpad blokowy i silniejsze dźwignanie strefy krawędziowej Roztocza mogło następować wskutek ruchów izostacyjnych w efekcie ustąpienia łałodolów zlodowaceń południowopolskich.

**Podziękowania.** Autorzy składają serdeczne podziękowania dr Małgorzacie Gareckiej z Oddziału Karpackiego PIG-PIB za oznaczenia mikropaleontologiczne utworów miocenu, Państwu Renacie i Januszowi Rybakom ze Zwierzynca za życzliwość i zabezpieczenie logistyczne badań terenowych.

## LITERATURA

- ALEXANDROWICZ S.W., GARLICKI A., RUTKOWSKI J., 1982 — Podstawowe jednostki litostratygraficzne miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Kwar. Geol.*, **26**: 470–471.
- ANDREUCCI B., CASTELLUCCIO A., JANKOWSKI L., MAZZOLI S., SZANIAWSKI R., ZATTIN M., 2013 — Burial and exhumation history of the Polish Outer Carpathians: Discriminating the role of thrusting and post-thrusting extension. *Tectonophysics*, **608**: 866–883.
- AREN B., 1962 — Miocen Roztocza Lubelskiego między Sanną i Tanwią. Z badań trzeciorzędu w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, **30**, 3: 5–86.
- BAŁAGA K., 1998 — Post-Glacial vegetation changes in the middle Roztocze (E Poland). *Acta Palaeobot.*, **38**, 1: 175–192.
- BĄBEL M., 2004 — Badenian evaporite basin of the northern Carpathian Foredeep as a drawdown salina basin. *Acta Geol. Pol.*, **54**: 313–337.
- BIRKENMAJER K., 1986 — Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians. *Stud. Geol. Pol.*, **88**: 7–32.
- BIRKENMAJER K., 1992 — Wycieczka A.1.4. Strefa kontaktu jednostki czorsztyńskiej z jednostką Grajcarka, najstarszy flisz karpcki (Alen) w tej ostatniej jednostce. W: Przewodnik 63 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Koninki 17–19 września 1992 (red. W. Zuchiewicz, N. Oszczypko): 45–50.
- BRADLEY D.C., KIDD W.S.F., 1991 — Flexural extension of the Upper Continental crust in collisional foredeeps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **103**: 1416–1438.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 1997 — Aktywność tektoniczna w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego w świetle wskaźników morfometrycznych. *Ann. UMCS, Sect. B*, **52**: 57–75.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 1999 — Przełom Sopotu przez strefę krawędziową Roztocza Tomaszowskiego (SE Polska). *Ann. UMCS, Sect. B*, **54**, 5: 83–97.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 2002 — The dependence of relief on tectonics in the south-west escarpment zone of Roztocze Tomaszowskie. *Landform Analysis* **3**: 13–24.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 2013 — Morfotektonika w annopolsko-lwowskim segmencie pasa wyżynnego w świetle analizy cyfrowego modelu wysokościowego oraz wskaźników morfometrycznych. Wydaw. UMCS, Lublin.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., RAUCH M., 2013 — Młode uskoki w strefie krawędziowej Roztocza Tomaszowskiego na przykładzie kamieniołomu Babia Dolina w Józefowie. W: Neotektonika Polski w świetle dotychczasowych badań. Perspektywy rozwoju (red. T. Brzezińska-Wójcik). Lublin 27–28 września 2013: 58–60.
- BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., CHABUDZIŃSKI Ł., GAWRYSIAK L., 2010 — Neotectonic mobility of the Roztocze Region, Ukrainian Part, Central Europe: insight from morphometric studies. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, **80**: 167–183.
- BURACZYŃSKI J. (red.), 2002 — Roztocze. Środowisko przyrodnicze. Wyd. Lubelskie, Lublin.
- BURACZYŃSKI J., WOJTANOWICZ J., 1988 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark Sawin. Wyd. Geol., Warszawa.
- CZEPIEC I., 1996 — Biostratygrafia i warunki depozycji osadów północnej strefy brzeżnej sarmatu Polski. *Geologia AGH*, **22**, 4: 309–337.
- DADLEZ R., JAROSZEWSKI W., 1994 — Tektonika Wyd. PWN, Warszawa.
- DECELLES P.G., GILES K.A., 1996 — Foreland basin systems. *Basin Res.*, **8**: 105–123.
- DE LEEUW A., BUKOWSKI K., KRIJGSMAN W., KUIPER K., F., 2010 — Age of the Badenian salinity crisis; impact of Miocene climate variability on the circum-Mediterranean region. *Geol.*, **38**, 8: 715–718.

- DOBROWOLSKI R., HARASIMIUK M., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rzeźby Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. *Prz. Geol.*, **62**, 1: 51–56.
- GARLICKI A., 1979 — Sedymentacja soli mioceńskich w Polsce. *Pr. Geol. PAN*, **119**: 1–67.
- GĄGAŁA L., VERGES J., SAURA E., MALATA T., RINGENBACH J.C., WERNER P., KRZYWIEC P., 2012 — Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, **532/535**: 223–241.
- GAŚIEWICZ A., CZAPOWSKI G., PARUCH-KULCZYCKA J., 2004 — Granica baden-sarmat w zapisie geochemicznym osadów północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **52**, 2: 413–420.
- GOZHİK P., LINDNER L., MARKS L., 2012 — Late Early and early Middle Pleistocene limits of Scandinavian glaciations in Poland and Ukraine. *Quatern. Internat.*, **271**: 31–37.
- GRAD M., JANIK T., YLINIEMI J., GUTERCH A., LUOSTO U., TIIRA T., KOMMINAHO K., ŚRODA P., HOEING K., MAKRIŠ J., LUND C.E., 1999 — Crustal structure of the Mid-Polish Trough beneath the Teisseyre-Tornquist Zone seismic profile. *Tectonophysic*, **314**, 1/3: 145–160.
- GUTERCH A., GRAD M., THYBO H., KELLER G.R., POLONAISE Working Group, 1999 — Polonaise'97 international seismic experiment between Precambrian and Variscan Europe in Poland. *Tectonophysic*, **314**, 1/3: 101–121.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1974 — Zjawiska krasowe we wschodniej Polsce. *Speleologia*, **8**: 37–49.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., 1976 — Kras na wapieniach detrytycznych w Żelebsku koło Biłgoraja (Roztocze). *Speleologia*, **9**: 3–19.
- HARASIMIUK M., RUTKOWSKI J., 1972 — O strukturach deformacyjnych i sedymentacji piasków sarmatu rejonu Chełma. *Rocz. PTG*, **42**, 2/3: 271–284.
- HARASIMIUK M., HENKIEL A., PEKALA K., 1969 — Rozwój zjawisk krasowych okolic Frampola w pliocenie i czwartorzędzie. *Annales UMCS Sect. B*, **24**: 149–193.
- HARDING T.P., 1985 — Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *A.A.P.G. Bull.*, **69**: 582–600.
- JANIEC B., CZARNECKA B., 2006 — Iły krakowieckie jako wskaźnik litostratygrafii w dolinie rzeki Sopot na Roztoczu. *Prz. Geol.*, **54**, 10: 913–919.
- JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., 2014 — Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Prz. Geol.*, **62**, 1: 29–35.
- JANKOWSKI L., PROBULSKI J., 2011 — Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia. *Geologia AGH*, **37**, 4: 555–583.
- JAROSZEWSKI W., 1977 — Synsedymentacyjne przejawy mioceńskiej ruchliwości tektonicznej na Roztoczu Środkowym. *Prz. Geol.*, **25**, 8/9: 418–427.
- JAROSIŃSKI M., POPRAWA P., ZIEGLER P. A., 2009 — Cenozoic dynamic evolution of the Polish Platform. *Geol. Quart.*, **53**, 1: 3–26.
- JASIONOWSKI M., 1997 — Zarys litostratygrafii osadów mioceńskich wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **375**: 43–61.
- JASIONOWSKI M., PERYT T.M., WYSOCKA A., POBEREZHSKY A., 2012 — Brzeźne facje badenu i sarmatu dolnego zbiornika przedkarpackiego w SE Polsce i zachodniej Ukrainie – wyniki badań ostatniego dwudziestolecia. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **449**: 71–86.
- JOHN C.M., KARNER G.D., MUTTI M., 2004 —  $\delta^{18}\text{O}$  and Marion Plateau backstripping: Combining two approaches to constrain late middle Miocene eustatic amplitude. *Geol.*, **32**: 829–832.
- KARNKOWSKI P.H., 2008 — Regionalizacja tektoniczna Polski – Niż Polski. *Prz. Geol.*, **56**, 10: 895–903.
- KASIŃSKI J., PIWOCKI M., 1994 — Neogene coal-forming sedimentation in the Carpathian Foredeep, southern Poland. *Geol. Quart.*, **38**, 3: 527–552.
- KŁUSEK M., 2006 — Fossil wood from Roztocze region (Miocene, SE Poland) – a tool for paleoenvironmental reconstruction. *Geol. Quart.*, **50**, 4: 465–474.
- KRĄPIEC M., JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., BURACZYŃSKI J., KRĄPIEC P., URBAN J., WYSOCKA A., DANEK M., SZYCHOWSKA-KRĄPIEC E., BOLKA M., BRZEZIŃSKA-WÓJCIK T., CHABUDZIŃSKI Ł., WASKOWSKA A., 2011 — „Geopark Kamienny Las na Roztoczu” koncepcja geochrony wraz z wykonaniem dokumentacji i badań naukowych niezbędnych dla funkcjonowania tej formy ochrony. *Narod. Arch. Geol. PIB* <http://kamienny-las.pl/plytka/tekst/pdf>.
- KRĄPIEC M., JANKOWSKI L., MARGIELEWSKI W., URBAN J., KRĄPIEC P., 2012 — Geopark „Kamienny Las na Roztoczu” i jego walory geoturystyczne. *Prz. Geol.*, **60**, 9: 468–479.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., DADLEZ R., 1996 — Vertical discontinuities of the Earth's crust in the TESZ zone in Poland – gravity data. *Geol. Quart.*, **40**, 2: 155–168.
- KRYŚIAK Z., 2000 — Tectonic evolution of the Carpathian Foredeep and its influence on Miocene sedimentation. *Geol. Quart.*, **44**, 2: 137–156.
- KRZYWIEC P., 1999 — Mioceńska ewolucja tektoniczna wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Przemysł–Lubaczów) w świetle interpretacji danych sejsmicznych. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **168**: 249–275.
- KRZYWIEC P., 2006 — Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniem do zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 404–412.
- KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., RYZNER-SIUPIK B., PAPIERNIK B., SIUPIK J., MASTALERZ K., WYSOCKA A., KASIŃSKI J., 2005 — Budowa geologiczna i geneza mioceńskiego zrębu Ryszkowej Woli w rejonie Sieniawy–Rudki (wschodnia część zapadliska przedkarpackiego) – wyniki interpretacji danych sejsmiki 3D. *Prz. Geol.*, **53**: 656–663.
- KUBICA B., 2004 — Litostratygrafia i litofacje mioceńskich osadów podgipsowych morawianu w północnej części zapadliska przedkarpackiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **407**: 5–28.
- KURKOWSKI S., 1994 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnobród. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KURKOWSKI S., 1996 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Krasnobród. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KURKOWSKI S., 1998a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Józefów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KURKOWSKI S., 1998b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Józefów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KWAPISZ B. 1998a — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz Aleksandrów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- KWAPISZ B., 1998b — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Aleksandrów. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

- LASKOWSKA-WYSOCZAŃSKA W., 1979 — Czwartorzędowe ruchy pionowe brzeżnej strefy zapadliska przedkarpackiego u podnóża Rostocza. *Prz. Geol.*, **27**, 6: 318–321.
- LESZCZYŃSKI K., 2010 — Rozwój litofacjalny późnej kredy Nizy polskiego. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **443**: 33–54.
- LINDNER L., MARKS L., NITA M., 2013 — Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quatern. Internat.*, **292**: 113–123.
- ŁOMNICKI A.M., 1897 — Atlas geologiczny Galicji 1:75 000. Zeszyt 10: Rawa Ruska 4, X; Żółkiew 4, XI; Jaworów i Gródek 5, X; Lwów 5, XI. Wiedeń.
- MALINOWSKI J., MOJSKI J., 1978 — Mapa geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych w skali 1:200 000, arkusz Lublin. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MÁRTON E., GRABOWSKI J., PLAŠIENKA D., TÚNYI I., KROBICKI M., HAAS J., PETHE M., 2013 — New paleomagnetic results from the Upper Cretaceous red marls of the Pieniny Klippen Belt, Western Carpathians: Evidence for general CCW rotation and implications for the origin of the structural arc formation. *Tectonophysics*, **592**: 1–13.
- MARUSZCZAK H., 1991 — Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. *W: Podstawowe profile lessowe w Polsce* (red. H. Maruszczak): 13–35. UMCS, Lublin.
- MARUSZCZAK H., 2001 — Skamieniałe szczątki lasu mioceńskiego na Rostoczu (Polska SE i Ukraina NW). *Prz. Geol.*, **49**, 6: 532–537.
- MARUSZCZAK H., WILGAT T., 1956 — Rzeźba strefy krawędziowej Rostocza Środkowego. *Annales UMCS, Sec. B*, **10**: 1–107.
- MASTELLA L., ZUCHIEWICZ W., TOKARSKI A.K., RUBINKIEWICZ J., LEONOWICZ P., SZCZĘSNY R., 1997 — Application of joint analysis for paleostress reconstructions in structurally complicated settings: case study from Silesian Nappe, Outer Carpathians, Poland. *Prz. Geol.*, **45**: 1064–1066.
- MAZZOLI S., JANKOWSKI L., SZANIAWSKI R., ZATTIN M., 2010 — Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (<11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *C. R. Geosci.*, **342**: 162–169.
- MORYC W., 1989 — Miocen Przedgórze Karpat Zachodnich w strefie Bielsko–Kraków. *W: Tektonika Karpat i Przedgórze w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane)*. Kraków 30 marca 1989. Kom. Tekt. Kom. Nauk Geol. PAN, Kraków, 1989: 179–195.
- MUSIAŁ T., 1987 — Miocen Rostocza, Polska południowo-wschodnia. *Biul. Geol. UW*, **31**: 5–149.
- MYŚLIWIEC M., ŚMIST P., 2006 — Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnobrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego). *Prz. Geol.*, **54**, 8: 724–730.
- NESCIERUK P., WÓJCIK A., MALATA T., ALEKSANDROWSKI P., 2007 — Tektoniczne struktury deformacyjne w łańcuch krakowieckich sarmatu w Wylewie koło Sieniawy (zapadlisko przedkarpackie): świadectwo młodej przesuwowej aktywności podłoża miocenu. *Prz. Geol.*, **55**, 8: 690–698.
- NEY R., 1969 — Piętra strukturalne w północno-wschodnim obramowaniu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. PAN*, **53**: 1–110.
- NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., ŚLUPCZYŃSKI K., 1974 — Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. *Pr. Geol. PAN*, **82**: 3–65.
- OSZCZYPKO N., 1996 — Mioceńska dynamika polskiej części zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **44**: 1007–1018.
- 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.
- PERYT T.M., 2006 — Stop III – odsłonięcie Góra Ratyńska. *W: Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórzskich*. Materiały II Konferencji Sedymentologicznej POKOS2 (red. A. Wysocka, M. Jasionowski): 49–52.
- PERYT T.M., KASPRZYK A., 1992 — Carbonate – evaporate sedimentary transitions in the Badenian (Middle Miocene) basin of southern Poland. *Sediment. Geol.*, **76**: 257–271.
- PERYT T.M., PERYT D., 1996 — Badenian (Middle Miocene) Ratyń Limestone in western Ukraine and northern Moldavia: microfacies, calcareous nannoplankton and isotope geochemistry. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **42**: 127–136.
- PISERA A., 1985 — Palaeoecology and lithogenesis of the Middle Miocene (Badenian) algal-vermetid reefs from the Rostocze Hills, south-eastern Poland. *Acta Geol. Pol.*, **35**: 89–155.
- PLAŠIENKA D., MIKUŠ V., 2010 — Geological setting of the Pieniny and Saris sectors of the Klippen Belt between Litmanova and Drienica villages in the Eastern Slovakia. *Mineralia Slovaca*, **42**: 155–178.
- POPIELSKI W., 1995 — Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski w skali 1:50 000, arkusz Teresopol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POPIELSKI W., 1996 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Teresopol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POPIELSKI W., 2000 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Horyniec i Sieniawa. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POŻARYSKI W. (red.), 1974 — Niż Polski. Budowa Geologiczna Polski. T. 4, Tektonika. Wyd. Geol., Warszawa.
- RAUCH M., 2009 — Neogene stress field in the central and eastern parts of the Outer Polish Carpathians Foredeep. *Geodinamica Acta*, **22**: 145–156.
- ROYDEN L.H., BALDI T., 1988 — Early Cenozoic tectonics and palaeogeography of the Pannonian and surrounding region. *W: The Pannonian Basin. A study in Basin evolution* (red. L.H. Royden, F. Horvath). *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir*, **45**: 27–48.
- RZECHOWSKI J., SUPERSON J., 1998 — Osady czwartorzędowe Rostocza. *W: Przewodnik 69 Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Krasnobród*: 79–89. Wyd. UMCS, Lublin.
- SIEMIRADZKI J., 1923 — Płody kopalne Polski. Wiedza współczesna, T. 6. H. Altenberg. Księgarnia Wydawnicza we Lwowie.
- SUPERSON J., 1993 — Litologia i stratygrafia utworów stokowych Rostocza Tomaszowskiego. *Annales UMCS Sect B*, **37**, 6: 109–134.
- SZCZUCHURA J., 1982 — Middle Miocene foraminiferal biochronology and ecology of SE Poland. *Acta Palaeontol. Pol.* **27**: 3–45.
- ŚWIDROWISKA J., 2007 — Kreda w regionie lubelskim – sedymentacji i jej tektoniczne uwarunkowania. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **422**: 63–78.
- TOŁWIŃSKI K., 1950 — Brzeg Karpat. *Acta Geol. Pol.* 1: 130–35.
- TURNAU-MORAWSKA M., 1949 — Spostrzeżenia dotyczące sedymentacji i diagenety sarmatu Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS Sect B*, **4**.
- WERNICKE B., AXEN G.J., 1988 — On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, **16**: 848–851.
- WESTERHOLD T., BICKERT T., RÖHL U., 2005 — Middle to Late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP Site 1085

- (SE Atlantic): New constrains in Miocene climate variability and sea-level fluctuations. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **217**: 205–222.
- WYSOCKA A., 2002 — Clastic Badenian deposits and sedimentary environments of the Roztocze Hills across the Polish-Ukrainian border. *Acta Geol. Pol.*, **52**, 4: 535–561.
- WYSOCKA A., 2006 — Klastyczne utwory badeńskie Roztocza – przebieg sedymentacji w północnej marginalnej strefie basenu zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, **54**, 5: 430–437.
- WYSOCKA A., KRZYWIEC P., MAKSYM A., 2006 — Stop III – Kamieniołom Józefów. *W: Przebieg i zmienność sedymentacji w basenach przedgórskich*. II Polska Konferencja Sedymentologiczna POKOS 2 (red. A. Wysocka, M. Jasionowski): 19–24. Inst. Geo. Podst. Wydz. Geol. UW.
- ZUCHIEWICZ W., 1997 — Reorientacja pola naprężeń w polskich Karpatach zewnętrznych w świetle wstępnych wyników analizy ciosu. *Prz. Geol.*, **45**, 1: 105–109.
- ZUCHIEWICZ W., 2010 — Neotektonika Karpat polskich i zapadliska przedkarpackiego. Wyd. AGH, Kraków.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1987 — Development of the carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. *Prz. Geol.*, **35**: 230–237.

## SUMMARY

The paper presents a new concept of tectonic development of the Roztocze region, regarded by now as an uplifted tectonic horst. The Roztocze region is composed of two separate, but overlapping geological units: the Lublin Synclinorium, whose youngest part of the sedimentary succession is represented by Cretaceous deposits, and the marginal parts of the Carpathian Foredeep filled with Neogene deposits (Fig. 1). In the marginal zone of the uplifted rampart of the Roztocze region, there are sheets of Miocene littoral, often redeposited sediments (Fig. 1). Specific brackish sand-clay deposits of the Carpathian stage (Lower Miocene), ascribed to the Trzydnik Formation, contain seams of lignite (called brown coal) which has been mined until recently. However, part of the wood deposited in the brackish environments underwent silicification, repeated redeposition and dispersion all over the Roztocze area. In consequence, fragments of silicified wood represent the unique fossils of the region. The Carpathian brackish deposits were accumulated in lagoons, therefore the sediments formed a discrete but relatively uniformly elevated horizon. Nowadays, the lignite seams occur at very different levels/depths (the differences reach even several hundred metres) both in the Roztocze region (in its central and marginal parts) and in the more central part of the Carpathian Foredeep (Fig. 1). Consequently, the process of formation (strictly uplift) of the Roztocze rampart evidently occurred not earlier than after the Carpathian stage. Moreover, current differentiation of the elevations of lignite seams in the Roztocze region indicates also alternating elevations and downdropping of particular parts (blocks) in the Roztocze region, not only along its marginal zone, but also along transversal and diagonal directions to the axis of the morphological rampart (Fig. 1).

The analysis of the orientation and nature of tectonic discontinuities within the Cretaceous and Miocene succession unequivocally indicates oblique direction of joints and faults in relation to the morphological margin of the Roztocze rampart (Figs. 2–5). The spatial orientation of echelon faults suggests at least three stages of tectonic evolution of the Roztocze region after the Cretaceous regression (Fig. 2). During the first stage, connected with the drawing of the Carpathians over their foreland toward the north (Badenian-Sarmatian), a regional strike-slip dextral fault was

formed within the marginal zone of the Roztocze unit (framing the Carpathian Foredeep from the east) (Fig. 2). This fault generated the formation of the regional flower structure of the Roztocze unit, deeply rooted in the basement (Fig. 6A–B1), and the horsetail structure spatially associated with it. These structures caused the division of the Roztocze unit into separate blocks which are alternately elevated and depressed (Fig. 6A1). During the next stage of tectonic evolution, in the Sarmatian, when the direction of the Carpathian movements changed from northward to northeastward (Fig. 7A), a radial fault system developed (Fig. 2). The development of the forebulge structure in the Roztocze zone, probably during this stage, resulted from the stress of the Carpathian movements (Fig. 7B–C). The formation of this forebulge gave rise to the reactivation of rotated blocks of the flower structure, initially along the inverse faults dissecting the Roztocze unit, and finally, during the gravitational collapse of the Carpathians, reactivated as normal faults (Fig. 3). The change in the direction of tectonic transport of the Eastern and Southern Carpathians towards the SSE in the Plio-Pleistocene (Fig. 7A) caused that the marginal fault framing the Roztocze from the SW was reactivated as a sinistral strike-slip fault. This reactivation and total restoration of the Roztocze flower structure generated morphological inversion of its blocks. Consequently, the initially elevated areas/blocks became depressed, while those initially downdropped – underwent tectonic uplift. Such inversion produced the alternating occurrence (along the Roztocze region) of elevated areas (Żelebsko massif, Krągły Goraj and Dział massifs), currently covered with thick and extensive sheets of Miocene sediments and downdropped areas deprived of Miocene sediments (the area between Pardysówka and Huta Różaniecka) or covered with relatively thin sediments (Horyniec–Rawa Ruska area), with the Carpathian brown coal horizons occurring close to the ground surface (Fig. 1).

Analysis of Miocene facies differentiation in the Roztocze region indicates a relation of the depositional system (also paleogeography of the facies) to the process of forebulge structure migration due to the continuous and progressive elevation of the Carpathian foreland before the front of

the drawing Carpathian massif (the Ryszkowa Wola Horst, currently buried under Miocene sediments of the Carpathian Foredeep, is the forebulge structure older than the Roztocze rampart). Biostratigraphic dating of the deposits in the marginal zone of Roztocze (palaeontological study of M. Gಾರೆcka from the Polish Geological Institute-NRI, Carpathian Branch in Kraków) proves that the Roztocze rampart was elevated as a forebulge structure in the Sarmatian, dividing the foredeep basin into a *foredeep depozone* (part of the basin with the Krakowiec clays), a *forebulge depozone* (Roztocze area with carbonates and sands deposited usually owing to the erosion and re-deposition of Badenian rocks) and a *back-bulge depozone* (Lublin Upland, as far as the Pagóry Chełmskie subregion towards the north, with Sarmatian limestones and sands).

Neotectonic irregular uplift of the Roztocze horst structure could have been connected with footwall elevations developed close to the faults, while the ultimate dissection into the blocks and more intense uplift of the marginal part of the Roztocze region could have been generated by isostatic movements owing to the retreat of ice-sheets of the South Polish glaciations.

Roztocze is among numerous areas with subsurface geology revealing an extensive regional flower structure. Similar geometry is specific for, e.g., the Świętokrzyskie (Holy Cross) Mountains adjoining this region on the NW,

which comprise an elevated flower structure rooted in the deep basement (Trans-European Suture Zone – TESZ), re-activated at the stage of gravitational collapse. The process of flower structure formation is also common in the Carpathians and their foreland. The Zgłobice Unit situated in the boundary zone between the Carpathian overthrust and the Miocene deposits of the Carpathian foreland is a flower structure in nature. Giant strip (strike-slip) zones with flower structures occur also along the northern and southern edges of the Central Carpathian Depression. However the most apparent flower structure is the Pieniny Klippen Belt, along which the counter-clockwise rotation of the Inner Carpathians (in relation to the Outer Carpathians) ranged 50°. Recent studies indicate that the Pieniny Klippen Belt is a sedimentary chaotic complex formed in the Inner Carpathian foreland basin, where large blocks of various sizes (up to several kilometres in sizes) of the Late Cretaceous orogenic front of the Inner Carpathians were inserted into the Inoceranian (Jarmuta) depositional system. This complex was incorporated into the regional flower structure. The sequences deposited in the Magura zone of the Outer Carpathians (Upper Cretaceous–Eocene) and the younger sedimentary cover commonly occurring in a larger area of the Carpathians (Malcov Beds) were also included into this structure, forming the so-called Grajcarek Unit, tectonically deformed during the Miocene.