

**Nowe spojrzenie na budowę geologiczną  
Karpát – ujęcie dyskusyjne**



**Leszek Jankowski**

**Nowe spojrzenie na budowę geologiczną  
Karpát – ujęcie dyskusyjne**

**Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy**

---

**2015**

**Redakcja naukowa:**

Maria Ciechanowska  
Wiesława Urzędowska  
Jacek Jaworski  
Jan Lubaś  
Piotr Such

**Wydawca:**

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy  
ul. Lubicz 25A  
31-503 Kraków

**Redaktor wydania:** Agnieszka J. Kozak

**Korekta językowa:** Katarzyna Wróbel

**Skład i łamanie, DTP, projekt okładki:** Paweł Noszkiewicz

**Druk i oprawa:**

Drukarnia K&K reklama i poligrafia  
ul. Ostatnia 22  
31-444 Kraków

**Nakład:** 150 egz.

**Copyright © 2015 INiG – PIB Kraków, ul. Lubicz 25A, Poland**

**ISSN 2353-2718**

Wszelkie prawa zastrzeżone. Żadna część niniejszej publikacji nie może być, bez uprzedniej pisemnej zgody wydawcy, gromadzona w systemach zbierania informacji, transmitowana lub reprodukowana, włączając w to fotokopie, fotografie, zapis magnetyczny lub inny.

Prenumeratę i wysyłkę prac naukowo-badawczych oraz materiałów informacyjnych prowadzi redakcja.





# Spis treści

|  |            |
|--|------------|
| Streszczenie.....  | 11         |
| Abstract.....  | 14         |
| Wprowadzenie.....  | 17         |
| <b>Tło geologiczne kompleksów chaotycznych.<br/>Zarys historii basenowo-tektonicznej orogenu.....</b>                                  | <b>19</b>  |
| Etapy rozwoju tektonicznego.....   | 56         |
| <b>Etap uskoków przesuwczych – Proces formowania<br/>struktur przyuskokowych.....</b>  | <b>66</b>  |
| Baseny przyuskokowe.....   | 93         |
| Ekstensja wzdłużna – uskoki radialne.....  | 95         |
| Proces kolapsu orogenu.....  | 97         |
| Geneza okien tektonicznych.....  | 111        |
| <b>Kompleksy chaotyczne o genezie sedymentacyjnej – grawitacyjne<br/>umiejscowienia poszczególnych bloków w strukturze Karpat.....</b> | <b>117</b> |
| Kompleksy o genezie tektonicznej.....  | 119        |
| Aspekt morfologiczny.....  | 131        |
| Podsumowanie i przyczyny dodatkowych etapów deformacji.....  | 134        |
| Wnioski.....   | 137        |
| Literatura.....  | 139        |

# Spis rysunków

|   |     |
|---|-----|
| Rys. 1. Model rozprzestrzenienia facji w systemie inoceramowym (Kreda/Paleocen). Formowanie basenu przedpola.....   | 25  |
| Rys. 2. Model ukazujący proces skośnego ścinania w stosunku do geometrii systemu depozycyjnego (przykład ujmowania tego samego elementu facjalnego w różnych elementach tektonicznych).....                                       | 27  |
| Rys. 3. Układ przestrzenny basenu przedpola (za De Celles i Giles, 1996).....   | 27  |
| Rys. 4. Mechanizm utrzymywania stałego kąta krytycznego pryzmy akrecyjnej;<br>a) podwyższanie wartości kąta w wyniku nasunięcia pozasekwencyjnego;<br>b) zmniejszenie kąta poprzez proces formowania kompleksu chaotycznego)..... | 32  |
| Rys. 5. Model tworzenia basenu fliszu podhalańskiego, formowania pienińskiej struktury kwiatowej oraz reaktywacji uskoków przesuwczych w procesie kolapsu.....  | 33  |
| Rys. 6. Reaktywacja powierzchni nasunięcia jako uskok przesuwczy.....   | 67  |
| Rys. 7. Elewacja masywu Tatr i obszarów przyległych w systemie uskoków przesuwczych; uskoki przesuwcze, uskoki normalne związane z etapem ekstensji wzdłużnej i kolapsu.....  | 89  |
| Rys. 8. System uskoków przesuwczych formujących małe baseny z rozdarcia, wykorzystywane przez San.....  | 90  |
| Rys. 9. Rozpad masywów górskich w strefie przyuskokowej.....  | 91  |
| Rys. 10. Model tworzenia okien tektonicznych przez formowanie uskoków normalnych.....   | 112 |
| Rys. 11. Model wyniesienia okna tektonicznego w strukturze „kwiatowej”.....   | 113 |

## Spis fotografii

|  |    |
|--|----|
| Fot. 1. Kąty. PPS. Spływ margli pstrych w obręb systemu inoceramowego.....   | 29 |
| Fot. 2. Potok Sztolnia. PPS. Zmelanżowana facja typu debrytowego.<br>Proces formowania basenu przedpola w późnej kredzie.<br>System inoceramowy.....   | 30 |
| Fot. 3. Sinaia. Zlepiénce Ceahlău (Bucegi). Kompleks przedpola<br>„frontu laramijskiego”.....  | 31 |
| Fot. 4. Hadle Szklarskie. Warstwy inoceramowe. Kompleks spływowy<br>rozwinęty na obszarze wypiętrzenia przedgórskiego.<br>System inoceramowy.....  | 35 |
| Fot. 5. Trochanów. Karpaty Ukrainiskie. Warstwy popielskie. Facja<br>typu debrytowego, wyznaczająca północny skłon basenu<br>przedpola w późnym eocenie.....   | 38 |
| Fot. 6. Bircza. Uskok przesuwczy związany z etapem uskoków przesuwczych.....   | 39 |
| Fot. 7. Kamieniołóm Kłęzany. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu.<br>Tektoniczna granica tzw. półokna Piszarzowej.....   | 41 |
| Fot. 8. Kamieniołóm w Skrzydlniej. Wypełnienie kanału (facja cergowska).....   | 42 |
| Fot. 9. Kamieniołóm w Barwałdzie. Piaskowce cergowskie.<br>Kierunek transportu od południa.....  | 44 |
| Fot. 10. Szaflary. Szaflarski kompleks chaotyczny o spływowej genezie.<br>Znaczony dotychczas jako strefa złatniańska lub myjawska.<br>Rozwinęty po obu stronach uskoku pienińskiego. Wyznacza<br>skłon formującego się basenu tzw. centralnokarpackiego paleogenu<br>(flisz podhalański)..... | 45 |
| Fot. 11. Grybów. Browar. Spływowy kompleks warstw krośnieńskich.<br>Skłon południowy basenu przedpola w oligocenie.....  | 48 |
| Fot. 12. Dobromil. Karpaty Ukrainiskie. Warstwy balickie. Typ sedimentacji<br>krośnieńskiej na obszarze przedpola w okresie miocenu.....   | 49 |
| Fot. 13. Karpaty ukraińskie, rejon Centralnej Depresji Karpackiej.<br>Utwory o typie spływu wypełniające CDK.....  | 50 |
| Fot. 14. Wrota Podpołozia, Karpaty ukraińskie. Spływy w obrębie CDK.<br>W <i>matriks</i> bloki margli pstrych.....   | 51 |

---

|   |    |
|---|----|
| Fot. 15. Bachórzec. Utwory miocenu znaczone na mapach jako warstwy krośnieńskie. Koniec sedymentacji w resztkowym basenie krośnieńskim .....                    | 52 |
| Fot. 16. Warstwy menilitowe. Powszechne w Karpatach dajki klastyczne w obrębie warstw menilitowych – charakteryzują niestabilność skłonów.....                  | 53 |
| Fot. 17. Warstwy menilitowe. Struktury dokumentujące proces ekstensji na niestabilnych skłonach.....  | 54 |
| Fot. 18. Slon, Karpaty Rumuńskie. Facja Slon – typ warstw worotyskich.....  | 58 |
| Fot. 19. Wetlina. Strefa melanżu tektonicznego. Uskoki normalne (radialne) związane z procesem tzw. ekstensji wzdłużnej.....                                    | 63 |
| Fot. 20. Struktura o typie struktury „kwiatowej”. Warstwy menilitowe.....   | 68 |
| Fot. 21. Okolice Bielska. Uskoki normalne związane z etapem kolapsu.....  | 69 |
| Fot. 22. Zawoja, Skawica. System uskoków normalnych związanych z procesem kolapsu, formujący rów tektoniczny Skawicy.....                                       | 70 |
| Fot. 23. Słowacja. Melanż tektoniczny. Pieniński Pas Skałkowy.....  | 71 |
| Fot. 24. Szaflary, Białka. Melanż tektoniczny PPS. Bloki w <i>matriks</i> . <i>Matriks</i> złożona głównie z utworów warstw inoceramowych i margli pstrych..... | 72 |
| Fot. 25. Potok Rabski, Bieszczady. Strefa uskoku przesuwczego. Struktura o typie „końskiego ogona”.....   | 73 |
| Fot. 26. Łodyna, Potok Dźwiniacz. Strefa melanżu związana ze strukturą „kwiatową” Łodyny.....   | 74 |
| Fot. 27. Stebnik k. Ustrzyk Dolnych. Strefa melanżu związana z uskokiem przesuwczym.....  | 75 |
| Fot. 28. Świątkowa. Strefa melanżu związana z formowaniem się okna Świątkowej.....  | 76 |
| Fot. 29. Wysowa. Strefa melanżu.....  | 77 |
| Fot. 30. Brunary k. Grybowa. Rzeka Biała. Strefa melanżu.....   | 78 |
| Fot. 31. Regietów Niżny. Melanż związany ze strefą uskoku przesuwczego.....   | 79 |
| Fot. 32. Mihalovce, Rejon Smilna. Strefa melanżu związana z formowaniem okna tektonicznego Smilna.....  | 80 |
| Fot. 33. Sopotnia. Strefa melanżu formująca strukturę „kwiatową” okna Sopotni.....  | 81 |
| Fot. 34. Rejon Pochodzitej. Strefa melanżu formująca tzw. jednostkę przedmagurską (strefę uskoku przesuwczego). Odsłonięcie obecnie nie istnieje.....           | 82 |
| Fot. 35. Rajbrot. Melanż tektoniczny strefy lanckorońsko-żegocińskiej.....  | 83 |

---

|  |     |
|--|-----|
| Fot. 36. Potok Dobrocieszka. Strefa Wojakowej (Michalczowej). Utwory melanżu związane z formowaniem strefy Wojakowej.....  | 84  |
| Fot. 37. Kuków k. Suchej Beskidzkiej. Strefa melanżu związana ze strefą uskoków przesuwczych.....  | 85  |
| Fot. 38. Haligovce. Strefa uskoku pienińskiego.....  | 87  |
| Fot. 39. Czarny Dunajec. Uskok normalny, południowe obrzeżenie basenu orawsko-nowotarskiego.....   | 94  |
| Fot. 40. Olszany k. Przemyśla. Utwory miocenu z systemem uskoków normalnych typu radialnego.....   | 96  |
| Fot. 41. Potok Leśnianka. Zachodnie obrzeżenie okna tektonicznego Żywca. Uskoki normalne.....  | 98  |
| Fot. 42. Słowacja. Flisz podhalański. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu.....   | 99  |
| Fot. 43. Okno Mszany. Melanż tektoniczny, tzw. warstw z Poręby. Uskoki normalne związane z procesem denudacji tektonicznej – cofnięcia nasunięcia magurskiego na południe..... | 100 |
| Fot. 44. Okolice Zakliczyna. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu.....  | 101 |
| Fot. 45. Mików, Bieszczady. Warstwy przejściowe. Uskoki związane z procesem kolapsu i denudacji tektonicznej.....  | 102 |
| Fot. 46. Lipinki, fałd Gorlic. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu.....  | 103 |
| Fot. 47. Lipa k. Birczy. System uskoków normalnych (zapadających w stronę północy) związanych z procesem kolapsu w jednostce skolskiej.....                                    | 104 |
| Fot. 48. Szymbark, potok Bystrzanka. Melanż tektoniczny związany z procesem obsuwania się masywu Maślanej Góry.....  | 105 |
| Fot. 49. Szymbark, potok Bystrzanka. Uskoki normalne związane z procesem denudacji tektonicznej i obsuwania bloku Maślanej Góry.....   | 106 |
| Fot. 50. Łukowe, Centralna Depresja Karpacka. Uskoki typu „radialnego” – proces kolapsu w obrębie CDK.....   | 107 |
| Fot. 51. Targaniczanka. Strefa melanżu brzegowej części Karpat znaczone jako „jednostka podśląska”.....  | 123 |

# Streszczenie

Niniejsza publikacja poświęcona jest przede wszystkim kompleksom chaotycznym występującym w Karpatach. Omawiana jest tu ich geneza i pozycja w strukturach górotworu. Z różnego rodzaju kompleksów chaotycznych o strukturze „bloki w matriks” najwięcej uwagi poświęcono melanzom tektonicznym – nieomawianym w polskich opracowaniach naukowych. W publikacji przedstawiono także dyskusyjne ujęcie historii basenowo-tektonicznej. Krytycznie przedyskutowano m.in. powszechnie przyjmowaną koncepcję Karpat jako orogenu związanego z procesem subdukcji. Krytyce poddano także pogląd o istnieniu szerokich stref oceanicznych mających występować w czasie rozwoju basenu Karpat. Zaproponowano znacznie prostszą historię rozwoju basenowego. Basen Karpat wypełniony osadami składającymi się na Karpaty wewnętrzne i zewnętrzne był, według przedstawionego tu ujęcia, jedną strefą basenową, podlegającą zmianom i przemieszczaniu. W przyjętym w niniejszej publikacji założeniu, proces formowania basenu Karpat odbył się na pasywnej krawędzi platform wschodnio- i zachodnioeuropejskiej, rozciąganej w procesie ekstensji oraz ponownie zestalonej w procesie zamykania basenu i kolizyjnego etapu deformacji tektonicznej. We wczesnej kredzie kończy się okres ekstensji (tworzenia przestrzeni akomodacyjnej w geometrii półrowów) i zaczyna proces inwersji i zamykania, wykształcony też zostaje basen przedpola. Początek formowania typowego basenu przedpola znaczy pojawienie się inoceramowego systemu depozycyjnego. Pojawiają się facje „fliszowe”; najpierw w obszarze Karpat wewnętrznych. Zatem od późnej kredy basen Karpat zewnętrznych jest basenem przedpola (ang. *foredeep basin*) w stosunku do wcześniej zestalonej części górotworu (któremu odpowiada rejon Karpat wewnętrznych). Wobec wspólnej historii basenowo-tektonicznej tradycyjny podział Karpat na tzw. Karpaty wewnętrzne i zewnętrzne jest podziałem sztucznym i nie ma żadnego uzasadnienia. Obszar tzw. Karpat wewnętrznych i zewnętrznych przeszedł te same etapy deformacji tektonicznych.

Sam proces zamykania i kompresji charakteryzował się przemieszczaniem układu: orogen – (ang. *backstop*) – basen przedpola (*foredeep basin*) – wypiętrzenie przedoroge-

niczne (ang. *forebulge*). Obszar skłonu basenu przedpola i wypiętrzenia dostarczał materiału klastycznego do basenu, pełniąc rolę czasowo istniejących „kordyliier”. Na charakter i rozkład facji w niektórych okresach wpływ mają także eustatyczne zmiany poziomu morza. Z czasem centrum depozycji przesuwa się w kierunku północnym. Proces migracji basenu przedpola trwa aż do zatrzymania w późnym miocenie.

Zaproponowano kilka modeli ukazujących rozwój oraz rozprzestrzenienie i wzajemne relacje facji w poszczególnych okresach. Ponadto zaproponowano modele rozwoju geologicznego regionu okołopienińskiego. Uznawany za rejon graniczny obszar Pienińskiego Pasa Skałkowego jest jedynie pozostałością po kolapsie późnokredowego frontu orogenicznego. W rejonie polskich Karpat Pieniński Pas Skałkowy jest kompleksem chaotycznym o genezie sedymentacyjnej, o typie „bloki w matriks”, uformowanym w wyniku kolapsu frontu orogenicznego i zrzucenia bloków do tworzącego się basenu przedpola, czyli systemu inoceramowego.

Poszczególne facje, tradycyjnie zaliczane do odrębnych subbasenów, a nawet do regionów (Karpaty wewnętrzne czy zewnętrzne), współwystępują często w jednym systemie depozycyjnym i jednym obszarze basenowym – np. facje jarmucka, inoceramowa, istebniańska, margli krzemionkowych, frydeckich oraz szelfowych piaskowców o typie piaskowców z Rybia są elementami tego samego systemu depozycyjnego, sąsiadując ze sobą. Znacząca okres przejściowy między etapem ekstensji a kompresji, szeroko rozprzestrzeniona (aż do obszaru tatrzańskiego) facja lgocka jest podłożem sedymentacyjnym dla migrującego basenu przedpola.

Tradycyjnie wyróżniane elementy tektoniczne (tzw. jednostki karpackie; jak np. jednostka śląska magurska czy skolska) nie są ściśle związane z tzw. basenami lub subbasenami, są jedynie elementami tektonicznymi, a nie tektoniczno-basenowymi. Proces zamykania basenu i budowania orogenu poprzez tworzenie ścią tektonicznych skośnych do osi systemów depozycyjnych powoduje, że te same facje znajdują się w kilku jednostkach tektonicznych (jak np. facja lgocka, inoceramowa, czy piaskowców cergowskich).

Dla końcowego uformowania zarówno Karpat wewnętrznych, jak i PPS oraz tzw. Karpat zewnętrznych istotne znaczenia mają wtórne (po etapie kolizyjnym) deformacje tektoniczne, czyli etap formowania uskoków przesuwczych i etap kolapsu orogenu. Szczególne znaczenie dla geometrii Karpat ma etap uskoków przesuwczych. W znacznej mierze reaktywowane zostały pierwotne powierzchnie nasunięć „w sekwencji” (ang. *in sequence*) oraz pozasekwencyjnych (ang. *out-of-sequence thrusts*). Etap uskoków przesuwczych powoduje powstawanie szeregu asocjacji uskoków przesuwczych. Tworzą się liczne w Karpatach struktury o typie „końskiego ogona” (ang. *horse tails structure*) i struktur „kwiatowych” (ang. *flower structure*) oraz liczne baseny typu „z rozdarcia” (ang. *pull-apart basins*). Powstają



także liczne uskoki normalne, wynikające z ekstensji równoległej do przebiegu głównych elementów tektonicznych.

Ostatnim etapem rozwoju tektonicznego jest etap kolapsu orogenicznego, powodujący rozpad orogenu i cofnięcie procesu nasuwania. Proces kolapsu zachodzi zarówno w Karpatach wewnętrznych, zewnętrznych, ale także w obszarze okołokarpackim. W tym etapie niektóre nasunięcia zostały reaktywowane jako uskoki normalne (m.in. nasunięcia w obrębie jednostki magurskiej). Dla wyjaśnienia sposobu powstawania okien tektonicznych zaproponowano kilka modeli: model powstawania okien w strukturach „kwiatowych”, przy strefach uskoków normalnych i w procesie powstawania nasunięć pozasekwencyjnych. Istotne znaczenie w procesie migracji oraz budowania górotworu, a także w procesie tworzenia dużych kompleksów chaotycznych (o genezie sedymentacyjnej) mają nasunięcia pozasekwencyjne (*out-of-sequence thrusts*) oraz proces utrzymania stałego kąta pryzmy (ang. *wedge equilibrium*). Wiele stref tektonicznych w Karpatach uległo wielokrotnie reaktywacji we wtórnych (poza procesem kompresji) etapach deformacji. Proces tworzenia melanży tektonicznych zachodzi głównie w wyniku reaktywacji tektonicznej tych samych stref uskokowych. Większość stref melanży tektonicznych związana jest z etapem uskoków przesuwczych. Wtórne etapy deformacji tektonicznych mają także zasadnicze znaczenie dla obrazu geomorfologii Karpat, szczególnie etap uskoków przesuwczych i etap kolapsu orogenu. W opracowaniu postawiono kilka hipotez mogących wyjaśnić przyczyny dodatkowych etapów deformacji tektonicznych oraz przebudowy basenu Karpat. Jednym z powodów może być proces tworzenia orokliny karpackiej, przejawiający się w zaginaniu zarówno przestrzeni basenowej, jak i formującego się orogenu. Proces ów może być także przyczyną zmian nachylenia osi basenu.

## Abstract

This study is devoted to chaotic complexes occurring in the Carpathian Mountains. Their genesis and location in the Orogen structure is discussed. Among different types of chaotic complexes revealing “blocks in the matrix” structure, the focus was put on tectonic mélanges, so far not mentioned in Polish literature. In the study a controversial concept on tectono-sedimentary history of the Carpathians is also presented. Commonly accepted theory of the Carpathians as orogeny associated with the subduction process was questioned. An opinion regarding the existence of wide oceanic areas contributing to evolution of the Carpathian basin was also criticized. A much simpler model of history of the basin was proposed. The Carpathian basin filled with sediments which make up the Inner and Outer Carpathians, according to the presented approach, was a single basin zone, subjected to changes and movements during its history. In adopted in the study assumption, the process of forming of the Carpathian basin took place on the passive edge of Eastern and Western European Platforms, stretched due to extension, re-solidified in the basin closing process and finally subjected to tectonic deformation in collisional stage. In the early Cretaceous the extension period ends (creation of accommodation space in geometry of semi-trenches) and begins the process of inversion and closing – the Carpathians Foredeep Basin is formed. The beginning of formation of typical foreland basin means the appearance of Inoceramus depositional system. The flysch type facies appear first in the area of Inner Carpathians. Therefore, from the late Cretaceous, Outer Carpathians basin becomes foredeep basin in relation to previously solidified sediments, corresponding to the Outer Carpathians zone. In the view of shared tectono-sedimentary history, the traditional Carpathians division into so called Inner and Outer Carpathians is artificial and has no justification. The area of so called Inner and Outer Carpathians have undergone the same stages of tectonic deformations.

The very process of closing and compression was characterized by following movements within the Carpathians orogen system: orogeny backstop – foredeep basin – fore-

bulge uplift. Both foreland basin slope and uplift zones provided clastic material into the basin, acting as a temporary existing “Cordillera”. The character and distribution of facies in some geological periods were also influenced by eustatic changes of sea level. Over time, the deposition center moved toward the north. The migration processes of foreland basin lasted until the late Miocene.

Several models explaining development, distribution and facies relationships in different geologic periods were proposed. In addition, the proposed models of geological development of the Pieniny Mountains area was suggested. Considered as a border area, Pieniny Klippen Belt is only a residue after collapse of orogenic front in the late Cretaceous. In the area of Polish part of the Carpathian Mountains, Pieniny Klippen Belt is a chaotic complex of “blocks in the matrix” structure type, with the sedimentary genesis, formed as a result of orogenic front collapse and blocks dumping into developing foreland basin – Inoceramus system.

Particular facies, traditionally included in the separated basins and even separated regions (Inner and Outer Carpathians), often coexist within one depositional system and one basin zone. i.e. Jarmuta beds, Inoceramus beds, Istebna beds, siliceous marls, Fryderyk type marls and Rybie sandstones are elements belonging to the same depositional system, coexisting with each other. Widely spread Lgota beds (up to the Tatras area) comprised sedimentary basement for migrating foreland basin. Lgota beds were deposited during transition period between extension and compression stages.

Traditionally distinguished tectonic elements (i.e. Carpathian units such as: Silesian, Magura and Skole units) are not closely related to so called basin and subbasins, but only are elements of tectonic not tectono-sedimentary elements. The process of basin closing and orogeny formation through creating tectonic shearing zones oblique to the axis of depositional systems are responsible for the occurrence of the same facies in several tectonic units (eg. Lgota beds, Inoceramus beds or Cergowa sandstones).

For the final stage of the formation of both Inner Carpathians and Pieniny Klippen Belt secondary (after the collision phase) tectonic deformation processes - strike-slip faulting phase and collapse of the orogen were of great significance. Strike-slip faulting especially influenced the geometry of the Carpathians. Many of primary thrust surfaces have been reactivated forming in sequence and out-of-sequence thrusts. Strike-slip faulting resulted in formation of number of associations of strike-slip faults. In the Carpathians numerous structures of horse tail structure type, flower structure type and many pull-apart basins are present. Also many normal faults resulting from extension acting parallel to the direction of major tectonic elements have been formed.

The ultimate phase in the tectonic development was orogeny collapse, disintegrating the orogeny and withholding the process of thrusting. The collapse process occurs in the Carpathians, both Inner and Outer, but also in the surrounding area. At this stage some thrusting sheets were reactivated as normal faults (among others thrusts in Magura unit). Several models explaining the genesis of tectonic windows were proposed: formation of tectonic windows in flower structures, nearby normal faults zones and during out – of - sequence thrusting. For the migration processes, orogeny and large chaotic complexes (with sedimentary genesis) formation, out-of-sequence thrusts and the process of maintaining the wedge equilibrium play an important role. Many tectonic zones in Carpathians has been repeatedly reactivated in the secondary deformation process excluding compression.

The process of tectonic *mélange* formation occurs mainly as a result of the tectonic reactivation of the same fault zones. Most areas with tectonic *mélange* occurrence is associated with the strike-slip faulting. Secondary tectonic deformation processes were also essential for the present geomorphology of Carpathians, especially strike slip faulting and the stage of orogeny collapse. In the study, several hypotheses that may explain the reasons for additional phases of tectonic deformation and redevelopment of the Carpathian basin were made. One reason may be the process of Carpathian Orocline creation, manifesting itself in bending both the basin area and the Orogen. This process can also be the cause of the changes in slope of the basin axis.

# Wprowadzenie

Niniejsze opracowanie jest kontynuacją wcześniejszych prac autora poświęconym karpackim kompleksom chaotycznym [54–59]. Wprowadzony przez autora do polskiego piśmiennictwa termin [57] określa szereg kompleksów o genezie zarówno sedymentacyjnej, jak i tektonicznej oraz odnosi się do utworów o strukturze chaotycznej, z reguły typu „bloki w matriks”. Utwory te, szeroko opisywane w literaturze światowej [157, 185], doczekały się również w Polsce większego zainteresowania i są ostatnio szerzej opisywane z obszaru Karpat. Jak dotychczas autorzy nie poświęcali większej uwagi melanżom tektonicznym, koncentrując się na utworach o typie olistostromy np. [25]. Melanże tektoniczne nie są zauważane. Ponadto w dotychczasowych opracowaniach brakuje opisu mechanizmów powstawania oraz dyskusji o ich pozycji w strukturach orogenu. Zauważyć można także liczne błędy zarówno w zrozumieniu pojęć odnoszących się do kompleksów chaotycznych, jak i brak opracowań kartograficznych dokumentujących pozycję tego typu kompleksów w strukturach górotworu Karpat.

W opracowaniu przedstawiono pozycję szeregu nowoodkrytych badaniami kartograficznymi kompleksów chaotycznych – zarówno o genezie sedymentacyjnej, jak i tektonicznej. Nowe badania ujawniły ogromne znaczenie kompleksów chaotycznych zarówno w procesie rozwoju basenowego, jak i rozwoju tektonicznego. Utwory te są najbardziej istotnym wskaźnikiem wtórnych etapów deformacji tektonicznych i dokumentują zdarzenia z historii basenowej. Badania terenowe stref melanży wymuszają nowe interpretacje historii basenowo-tektonicznej Karpat. Niniejsze opracowanie ma charakter dyskusyjny, zwłaszcza w ujęciu historii basenu i historii rozwoju tektonicznego. Jest wstępem do przygotowywanego przez autora szerszego i bardziej szczegółowego ujęcia tematu rozwoju basenowo-tektonicznego i roli kompleksów chaotycznych. Przygotowywane są ponadto opracowania kartograficzne w różnej skali. Prezentowane tu poglądy wynikają z obserwacji terenowych i są oparte na wieloletnich obserwacjach autora. Kontynuacja badań pozwoliła autorowi nie tylko odkryć ogromną ilość kompleksów chaotycznych w różnych rejonach

Karpat (nie tylko polskich) – część z nich została już zamieszczona w publikowanych opracowaniach kartograficznych [56, 60–64, 73], ale również ustalić ich pozycję w strukturach górotworu. Odkryte kompleksy chaotyczne dokumentują zarówno istotne zdarzenia w historii basenowej, jak również opisane ostatnio kolejne etapy deformacji tektonicznych [68, 69, 71, 118]. Ustalenia odnośnie wtórnych etapów deformacji jeszcze nie zadomowiły się na dobre w literaturze karpackiej ani w świadomości badaczy, ale w istotny sposób zmieniają sposób tłumaczenia zjawisk geologicznych i historii orogenu.

Odkrywane badaniami kartograficznym kompleksy chaotyczne zdają się mieć istotny udział w ogólnej masie górotworu, daleko większy niż zakładano w pierwszych opracowaniach ich dotyczących. Utwory te grają również istotną rolę w systemie naftowym. Przeprowadzone przez autora obserwacje terenowe w różnych regionach orogenu potwierdzają istotną rolę kompleksów chaotycznych nie tylko w części Karpat zewnętrznych, ale także w Karpatach wewnętrznych, co oznacza istnienie tych samych mechanizmów rządzących rozwojem basenowo-tektonicznym całych Karpat. Ustalenia te negują tradycyjny i niezrozumiały obecnie podział na dwa regiony: Karpat wewnętrznych i zewnętrznych.

Ideą tego wstępnego opracowania jest przedstawienie koncepcji rozwoju historii basenowo-tektonicznej oraz omówienie poszczególnych etapów, a przede wszystkim informacja o odkrytych strefach ścięć i melanży tektonicznych związanych z poszczególnymi etapami rozwoju Karpat.

# Tło geologiczne kompleksów chaotycznych. Zarys historii basenowo-tektonicznej orogenu

Mimo wieloletniej historii badań orogenu karpackiego nie rozwiązano wielu podstawowych problemów dotyczących zarówno jego rozwoju basenowego, jak i wielo-etapowej deformacji tektonicznej. Można nawet powiedzieć, że wraz z dokładniejszym rozpoznaniem kartograficznym pojawiły się rysy na wielu, jak się wydawało „ustalonych poglądach”. Wyjaśnieniu historii tektoniczno-basenowej posłużyły różnorakie mody i trendy pojawiające się w literaturze światowej, przy czym w rozważaniach pomijano zasadę mówiącą o tym, że najmniej skomplikowane tłumaczenia są najbardziej prawdopodobne. Kilka głęboko zakorzenionych w literaturze poglądów zdaje się być podstawą rozważań o Karpatach; m.in. pogląd nadsubdukcyjnego ułożenia basenu karpackiego czy związku karpackiego wulkanizmu z procesem subdukcji. Nie skomentowano poglądu na temat istnienia nawet kilku stref subdukcji w różnych regionach Karpat [6, 41, 134, 163]. Opracowania geofizyczne [45, 53, 114] ukazują brak w obrazie sejsmicznym takich stref. Dominującym poglądem w paleorekonstrukcjach jest pogląd o szerokim rozprzestrzenieniu stref basenowych, które mają przyjmować charakter stref oceanicznych. Powszechne jest także przekonanie o dalekim transporcie tektonicznym [130] niektórych fragmentów orogenu. Prawie całkowity brak łatwo zauważalnej w skali odsłoneń struktury jaką jest kliważ, nakazuje kategorycznie odrzucić taki pogląd. Pogląd nie został zrewidowany mimo coraz precyzyjniej wykonanych bilansowań [20, 38, 130], ukazujących zaledwie kilkudziesięcioprocentowe skrócenie przestrzeni basenowej. Zatem w piśmiennictwie nader często pojawia się termin „ocean” dla opisanego hipotetycznych, niekiedy krótko istniejących stref. Ciągłe dominuje przekonanie [106] o „głębokowodności” fliszu karpackiego, nawet w strefach brzegowych basenu karpackiego. Nie dyskutuje się nielogicznego „wysegregowania” i włączania do procesu budowania orogenu jedynie facji głębokich, bez uwzględnienia współczesnych im. facji płytkich. Istotnym zagadnieniem, któremu

opracowania nie poświęcają miejsca, jest mechanizm zmian zasięgu i przekształceń basenu karpackiego, ale też brak jest tłumaczenia przyczyn deformacji tektonicznych czy powstawania rozległych obniżen w strukturach orogenu (np. tzw. Centralna Depresja Karpacka). W rysowanych tabelach stratygraficznych [184] zauważalny jest brak wyraźnie podkreślonych zdarzeń w basenie karpackim o charakterze zmian poziomu morza czy etapów deformacji tektonicznych i migracji orogenu. Widoczna jest natomiast idealizacja profili, co skutkuje brakiem znaczonych luk sedymentacyjnych. Pokutuje przekonanie o istnieniu stabilnych (rozdzielanych niezmiennymi w czasie barierami zwanymi kordylierami) długowiecznych „rowów” sedymentacyjnych zwanych w literaturze basenami [144], których wypełnienia osadowe składać się miały na tradycyjnie wyróżniane jednostki tektoniczno-facjalne. Pogląd ów dominuje mimo np. pojawiania się tych samych facji w różnych regionach (por. facja lgocka, istebniańska, inoceramowa, piaskowców ciężkowickich, menilitowa, czy np. piaskowców cergowskich oraz piaskowców z Mszanki). Ciągłe zatem w literaturze pojawiają się pojęcia „basen podśląski” [142] czy basen dukielski, choć wiadomo jakie facje dominują w tych regionach. Rewizji i omówienia wymaga termin kordyliera – rejon kordylier miały być głównymi obszarami dostarczającymi materiał klastyczny, ale z drugiej strony nie tłumaczy się mechanizmów pojawiania się i znikania kordylier, co dziwi tym bardziej, że termin pojawia się zarówno dla opisanego etapu ekstensyjnego, jak też kompresyjnego. Wobec takich braków problemem jest narysowanie choćby najprostszego diagramu Wheelera. Rzadko ponadto dyskutowany jest problem skali i wielkości zjawisk w regionie karpackim. Zjawiska takie jak np. proces subdukcji omawiane są dość bezkrytycznie pomimo tego, że opisywane z różnych regionów świata występują tam w daleko innej skali niż w ograniczonym obszarze Karpat. Realia karpackie bezkrytycznie odnoszone są do skali światowej. Dotyczy to zarówno wulkanizmu, jak i procesu przenoszenia subdukcji (ewentualnego procesu typu tzw. *roll back*). Sam problem przestrzeni pozostaje istotnym zagadnieniem dla rozpoznania całej paleogeografii rejonu karpacko-alpejsko-dynarskiego, został niegdyś przytomnie skomentowany przez M. Książkiewicza [107]. Zgniecione orokliny górotworów regionu wschodniej i południowej Europy, skompresowane między Afryką a płytą wschodnioeuropejską, ujęte między przestrzenią rozszerzającego się Atlantyku a uciekającymi ku zachodowi mikro płytami (typu płyty mezyjskiej) doczekały się w omawianiu ich historii mnóstwa oceanicznych stref subdukcji, przemieszczeń i „relokacji” stref ryftowych [6, 41, 43]. Co istotne, rozkład alpejskich oroklin Europy sugeruje raczej większą rolę nacisku równoleżnikowego (z dobrze określonymi ekstruzjami m.in. Karpat i płyty anatolijskiej) niż nacisku południkowego, jednakże w literaturze dominuje przekonanie o decydującym wpływie płyty afrykańskiej na ułożenie górotworów w przestrzeni pomiędzy stabilnymi



plytami Europy wschodniej czy środkowej. W samych paleorekonstrukcjach można dostrzec się często rozbieżności w określeniu ruchu fragmentów (różnice m.in. w kierunku przemieszczania płyty mezyjskiej [160, 161]). Jedynie na obrzeżach głównego nurtu publikacji pojawia się problem istnienia w regionie Karpat stref subdukcyjnych [18, 19]. Warto zauważyć, że przekroje przez symetryczne alpejskie orogeny zwykle przedstawiają „strefy subdukcji” jako wysokokątowe strefy ścięć spajające dwie strony symetrycznych orogenów, co sugeruje konieczność rozważenia procesu górotwórczości w tym regionie jako wyniku transpresyjnych ruchów przesuwczych. Unika się też omawiania – mających istotne znaczenie w procesie kolizji czy subdukcji – różnic gęstościowych pomiędzy płytą wschodnioeuropejską a migrującym ku niej górotworem (wraz z pochłanianymi w procesie subdukcji a mającym znaczne gęstości strefami skorupy oceanicznej), co powinno mieć zasadnicze znaczenie w rozważaniu procesu subdukcji.

Jednym z „faktów” na poparcie dogmatycznie ujmowanego procesu subdukcji było występowanie wulkanizmu pienińskiego (okolice Szczawnicy), który lokowany miał być na płycie schodzącej (w obrębie jednostki magurskiej) – tylko ten „fakt” nakazuje ponowne przedyskutowanie dogmatycznych pojęć. Nie rozważa się zupełnie możliwości „niesubdukcyjnego” pochodzenia młodego wulkanizmu karpackiego – zwanego niegdyś wulkanizmem finalnym. Ponadto historię karpackiego wulkanizmu tworzy się w całkowitym oderwaniu od bazaltowej strefy wulkanicznej rozpostartej pomiędzy przedpołem Karpat (Góra Świętej Anny) aż po nizinę niemiecką. Setki prac odnoszących się do PPS (Pieniński Pas Skałkowy) skoncentrowane są raczej na rozpoznaniu (opartym o rwane, szczątkowe, widziane w blokach profile) starszych facji triasowo-kredowych, lecz obserwacje terenowe dotyczące facji pstrych łupków i margli oraz różnorako nazwanych wydzieleni facji inoceramowej przepełnionej różnej skali blokami, olistolitami czy okruchami skał przedgórnokredowych sugerują rozważenie innej genezy, przynajmniej części PPS. Do dziś istnieje przekonanie o wyjątkowo ważnej roli, jaką w historii geologicznej i w strukturze Karpat miał spełniać Pieniński Pas Skałkowy, mimo istnienia dużo ważniejszych (z geometrycznego punktu widzenia) stref tektoniczno-basenowych w obrębie Karpat, co potwierdzają znane od lat opracowania grawimetryczne i magnetotelluryczne [170]. Co niezrozumiałe, mimo powoływania się na badania geofizyczne, w rozważaniach o przestrzennych relacjach czy strefach subdukcji nie są brane pod uwagę badania zróżnicowania gęstościowego (anomalie Bougera), ukazującego zupełnie inny rozkład stref nieciągłości. Problem obrazu anomalii wynikających z badań geofizycznych rozważany był jedynie w kilku opracowaniach [198, 200]. W tym kontekście znika rola PPS jako ważnej struktury tektonicznej, znacznie mniej istotnej od strefy Zazriva–Nowy Targ–Nowy Sącz–Gorlice. Słabo opisany jest też proces zmiany reżimu

tektonicznego – przejścia od procesu rozszerzania basenu do procesu skracania (inwersji). Płynny mechanizm przechodzenia basenu o reżimie ekstensyjnym w basen przedpola, dający się łatwo zastosować w przypadku Karpat, nie jest w literaturze brany pod uwagę ze względu na przyjmowanie oceanicznych stref separujących podobne w mechanizmie powstawania i jednolite litologicznie facje.

Zauważalny w badaniach nad Karpatami jest brak aktualnych opracowań kartograficznych, obejmujących cały obszar Karpat (od Czech po Rumunię), a znakomita większość opracowań dotyczy jedynie ich zachodniego segmentu. Brakuje ponadto opracowań podsumowujących stan wiedzy o Karpatach w rodzaju monumentalnego dzieła M. Książkiewicza [104], w którym autor wnikliwie i rzetelnie (bez pomijania opracowań kartograficznych) omawiał stan poglądów i różnorakie hipotezy. Szczególnie szkodliwy dla analiz basenowych okazał się proces nadmiernego tworzenia wydzieliń, m.in. w wyniku tzw. procesu formalizacji [9, 139, 140], który zupełnie zagmatwał możliwości porównania facji i odtworzenia systemów depozycyjnych. Powszechność występowania niektórych elementów facjalnych na znacznej przestrzeni (oczywista dla starszej generacji geologów „alpejskich”), została zamazana poprzez coraz nowsze kreowania wydzieliń, często przez geologów o znikomym doświadczeniu kartograficznym.

Tych kilka zaledwie zarysowanych zastrzeżeń nakazuje rozważyć na nowo historię basenowo-tektoniczną Karpat. Założeniem przedstawionego tutaj zarysu jest ukazanie historii rozwoju Karpat w znacznie prostszym i łatwiejszym do wytłumaczenia ujęciu – biorąc pod uwagę szereg danych terenowych, jak np.: podobieństwo facji czy też rozmieszczenie stref tektonicznych. Wzięto pod uwagę najnowsze ustalenia zarówno w zakresie deformacji tektonicznej, jak i historii basenowej. Rozpoznane w toku badań kompleksy chaotyczne w znacznym stopniu dokumentują nowe poglądy oraz ułatwiają odtworzenie historii orogenu. Ukazana poniżej historia rozwoju basenowo-tektonicznego Karpat jest jedynie podstawą do dyskusji. Przedstawiono w skrótownym i wybiórczym ujęciu dyskusyjny scenariusz rozwoju basenowo-tektonicznego, zarysowując jedynie ogólnie historię, z wyraźnym akcentem na jej ostatnie etapy, kładąc nacisk przede wszystkim na zewnętrzne regiony górotworu.

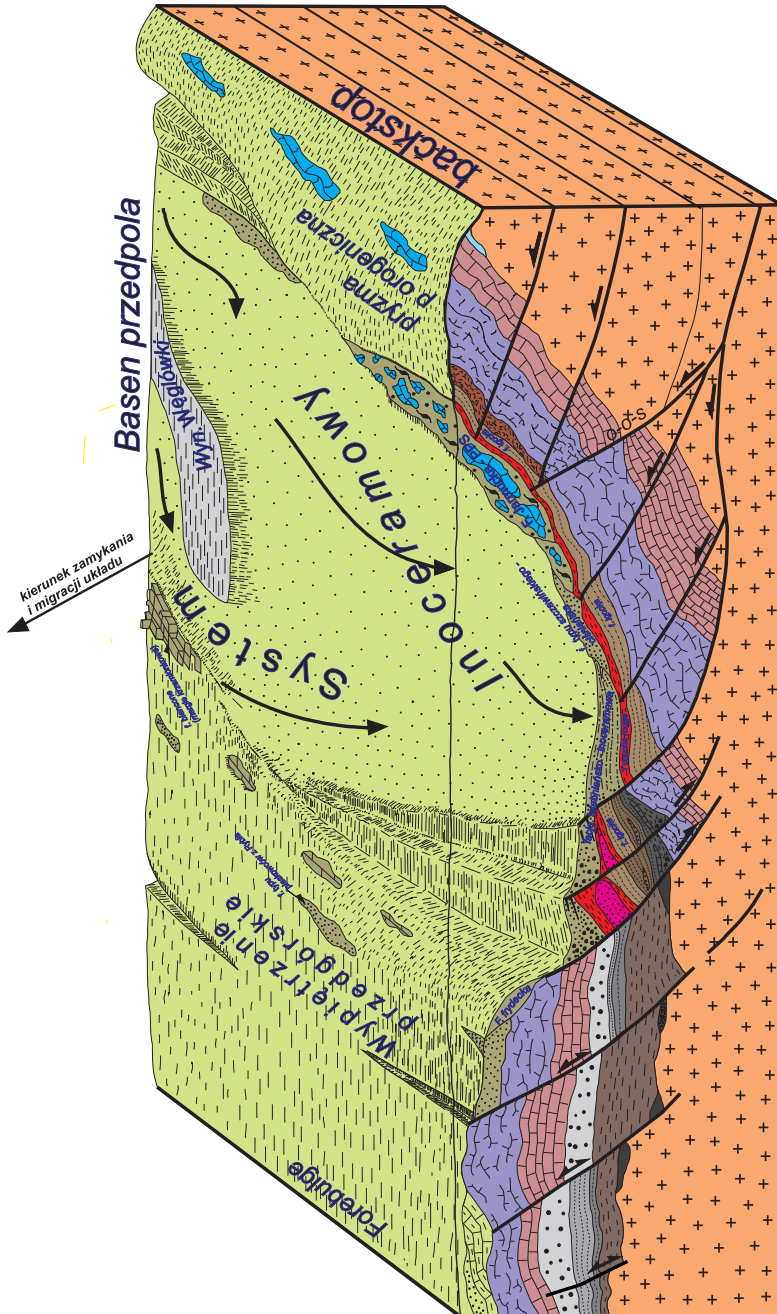
Można przyjąć, że Karpaty są orogensem powstałym na krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej. Powstanie przestrzeni akomodacyjnej dla basenów samych Karpat jest wynikiem ekstensyjnego rozbicia południowego fragmentu platformy europejskiej, która pełniła rolę pasywnej krawędzi [20, 192, 193]. Sekwencje osadowe, składane na niej od triasu do okresu wykształcenia basenu przedpola w późnej kredzie, są sekwencjami pasywnej krawędzi brzegu. Część z nich ulega później erozji podczas migracji orogenu i basenu przedpola wraz z wypiętrzeniem przedgórskim, a część wbudowywana jest

w struktury orogenu. Zacznie prostsze jest założenie, że cała historia basenowo-tektoniczna odbyła się „na jednej płycie” – jedynie rozciągniętej i ponownie zestalonej w procesie zamykania. W przypadku założenia o braku istotnych stref „oceanicznych” separujących poszczególne fragmenty basenów Karpat zewnętrznych i wewnętrznych, cała sekwencja osadowa Karpat jest sekwencją pasywnego brzegu – krawędzi platformy wschodnio- i zachodnioeuropejskiej. Wspólny basen przedpola, widoczny jeszcze w górnej kredzie, świadczy o połączeniu tejże przestrzeni z basenem przedpola Alp. Pierwotne poglądy na temat rozwoju Karpat i tworzenia przestrzeni akomodacyjnej zakładały stały północno-południowy układ stref basenowych Karpat: od pokrywy platformy, poprzez jednostki Karpat zewnętrznych ku południowi, rozbite później na szereg bloków jednostki Karpat wewnętrznych. Z czasem zaczęto komplikować prostą historię rozwoju „odkrywając” sukcesje świadczące o szerokich „oceanicznych” strefach rozdzielających poszczególne połacie basenu Karpat [96]. Rysowane rekonstrukcje paleogeograficzne nie biorą pod uwagę np. procesu oroklinalnego zaginania. Zakłada się istnienie daleko rozprzestrzenionych, szerokich stref oceanicznych [41, 43]. Historię basenu Karpat, fragmentu Tetydy, rozpoczyna proces ekstensyjnego tworzenia przestrzeni akomodacyjnej dla basenów karpaccich rozpoczęty pojawieniem się facji typu Verrucano, dobrze udokumentowany od triasu. Ekstensyjne rozbitcie platformy formuje geometrię stref basenowych w rodzaju półrowów czy typu *horst-graben* [2, 65, 192, 193].

Na obszarze rozbijanej krawędzi formuje się przestrzeń basenowa Karpat, rozpo-starta między północnymi platformami a w istocie jedyną dobrze określoną, ryftową strefą oceaniczną (między rejonem Karpat a Dynarydami).

W wyniku procesu ekstensji najpierw formowane są przestrzenie basenowe w rejonach bardziej południowych. Przenoszenie ekstensji na północ formuje przestrzeń nie tylko dla facji włączanych obecnie do Karpat wewnętrznych, ale też tworzy przestrzeń (o charakterze półrowów) np. dla facji typu cieszyńsko-wierzowskiego. Różnice facjalne w geometrii półrowów wynikają z miejsca tworzenia facji. Granice tektoniczne półrowów pełnią rolę izolującą poszczególne segmenty basenu (w niektórych opracowaniach nazywano je kordylierami [167]), podobną rolę pełnią później strefy wypiętrzenia przedgórskiego (ang. *forebulge*). Zatem najwcześniej tworzy się przestrzeń akomodacyjna dla obszaru zestalonego później w tzw. Karpaty wewnętrzne – wypełniana m.in. przez płytkowodne facje (np. typu facji *fleckenmergel* czy facji gozawskiej), z obecnością radiolarytów [2], które osadzone są na głębokościach do kilkuset metrów. Procesowi rozciągania towarzyszy wulkanizm w postaci dajek przecinających wypełnienia osadowe półrowów – najbardziej na północ rozwinięty w półrowach cieszyńskich. Istotny wpływ na rozwój basenu, jak i na późniejszą architekturę orogenu, mają odziedziczone po

poprzednich epokach górotwórczych struktury tektoniczne (główne strefy uskokuwe) pasywnej krawędzi, czyli krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej czy zachodnioeuropejskiej, wpływające na proces nasuwania, lecz dobrze widoczne dopiero we wtórnych etapach tektonicznych (wspólnie zdeformowane z pokrywą nasuniętego orogenu). Zarys przebiegu reaktywowanych struktur podłoża, wpływających na rozwój tektoniczny i deformacje Karpat, wyraźnie zaznacza się w opisanym poniżej procesie tworzenia uskokuw przesuwczych, ale szczególnie dobrze w obrazie kartograficznym na nowo opracowanych mapach. Wzór systemu struktur tektonicznych podłoża widoczny jest dobrze dopiero na etapie kolapsu górotworu. Rozwijane od dalekiego przedpola uskoki, przechodzące od obszaru okołokarpackiego [11, 12], reaktywowane w procesie kolapsu tną orogen wraz z podłożem, przekształcając pierwotnie naskórkowy (ang. *thin-skinned tectonic*) [21] górotwór w orogen o typie „gruboskórnym” (ang. *thick-skinned tectonic*), w którym podłoże przechodzi wspólną deformację wraz z nasuniętym orogenem. Analizując pierwotną geometrię stref basenowych na tle geologii tej części Europy, warto przytoczyć sugestię Żytki [198] o koncepcji trójzłącza, w której karpacki segment basenu stanowi element trójzłącza wraz z rowem śródpolskim – sugerują to m.in. dane grawimetryczne. Jak wspomniano powyżej, zasięg ekstensji w kierunku północnym (częściowo na obszar platformy wschodnio- i zachodnioeuropejskiej) wyznaczają facje cieszyńskie; typowe szelfowo-sklonowe facje, w znacznej mierze o charakterze debrytowym. Jednakże cieszyński system depozycyjny to nie tylko facje ujęte później w struktury górotworu, ale również fragment tzw. pokrywy epiplatformowej. W segmencie wschodnim zasięg ekstensji rozszerza się jeszcze bardziej na północ, co stwarza przestrzeń akomodacyjną dla młodszych (od cieszyńskich) facji typu wierzowsko-szypockiego. Stąd przewaga facji cieszyńskich, np. w wewnętrznych elementach tektonicznych Rumuni czy Ukrainy, a facji wierzowskich w tych bardziej zewnętrznych. Warto dodać, że szeroko dyskutowanym w literaturze problemem jest proces rozciągania i ścieniania skorupy kontynentalnej, jak i problem ukazania się w procesie rozciągania skorupy oceanicznej. Jak wspomniano, dominuje pogląd pojawiania się szerokich stref z podłożem skorupy oceanicznej, choć dowody nie są przekonujące. Reżim ekstensyjny w północnym fragmencie Karpat zdaje się panować aż do okresu wczesnej kredy. Szeroko rozprzestrzenione są facje kredowe o typie warstw lgockich (różnorako nazywanych w rejonie pienińsko-tatrzańskim), stanowiące podłoże sedymentacyjne dla uformowanego później basenu przedpola, stąd też obecność facji lgockiej w rozmaicie klasyfikowanych elementach tektonicznych. Stanowią one niekiedy powierzchnię odklucia w niektórych regionach Karpat polskich, ukraińskich czy rumuńskich [14, 146]. W tym czasie zarysowuje się w regionie Karpat wewnętrznych front zestalonego wcześniej orogenu (znaczony platformą węglanową – por. rysunek 1).

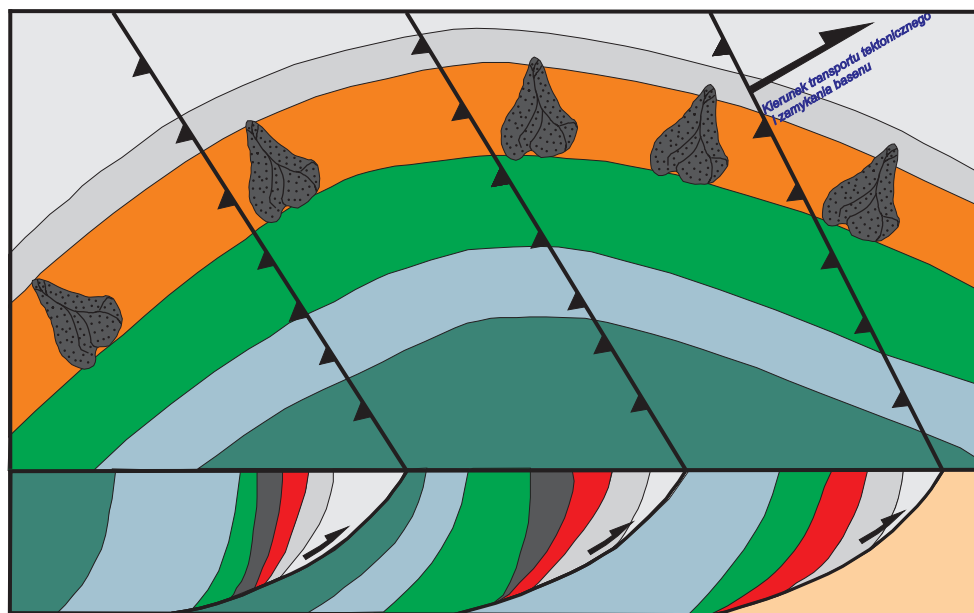


Rys. 1. Model rozprzestrzenienia facji w systemie inoceramowym (Kreda/Paleocen). Formowanie basenu przedpola

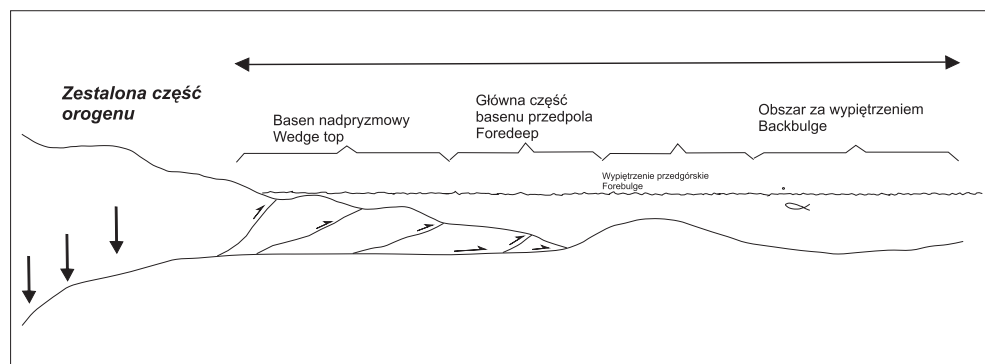
Na zmianę trendu w procesie rozwoju wskazuje wyraźna granica sekwencji, widzialna np. w Tatrach, rozwinięta ponad znaczący zarys wspomnianej platformy węglanowej urgońską facją typu wapieni murańskich. Wynoszony już fragment zestalonego orogenu pokrywany jest facjami czerwonych margli i łupków (typu *couche rouge*) czy rozwijającą się już zdecydowanie w reżimie kompresyjnym facją inoceramową (sięga ona obszaru Karpat wewnętrznych i zwana jest niekiedy fliszową [143]). Co naturalne, zmiana trendu zapisuje się wcześniej w najbardziej wewnętrznych regionach Karpat, gdzie najwcześniej dochodzi do wytworzenia basenu przedpola. Zaczyna się proces inwersji basenu. Istotne znaczenie w historii rozwoju basenowego Karpat ma zatem zmiana trendu rozwoju basenu, wyraźnie już widoczna od późnej kredy – dochodzi do przejścia z etapu ekstensyjnego tworzenia przestrzeni akomodacyjnej do typowego basenu przedpola, rozpoczyna się tzw. faza fliszowa. Ogólnie, na obszarze polskich Karpat zewnętrznych i wewnętrznych zmiana ta wiąże się z wykształceniem systemu inoceramowego. W celu odtworzenia paleogeografii późnej kredy czy młodszych okresów należy odrzucić błędne założenie o rozkładzie facji w czasie rozwoju basenu podobne do obecnego ułożenia górotworu. Mioceńskie, skośne (w stosunku do np. późnokredowego rozłokowania stref basenowych) ścinanie tektoniczne („w sekwencji”) powoduje wkładanie elementów facjalnych tych samych stref basenowych do różnych elementów tektonicznych ([84], rysunek 2). Ten proces ścinania skośnego dawnych stref basenowych jest przyczyną niezrozumiałych dyskusji o przynależności niektórych facji do jednostek tektonicznych. Jak wspomniano, przejawem uformowania typowego basenu przedpola jest ukształtowanie się inoceramowego systemu depozycyjnego, którego elementy facjalne spotykamy w prawie wszystkich elementach tektonicznych górotworu; od tatrzańsko-pienińskich, aż po najbardziej zewnętrzne, np. skolskie. Analiza układu facji, ich wzajemnego współwystępowania i zastępowania oraz migracja centrum depozycji wskazuje na klasyczny w Karpatach *sensu* De Celles i Giles [30] (rysunek 3) układ basenu przedpola, obejmując: zestalony orogen (ang. *backstop*), basen przedpola (ang. *foredeep depozone*), wypiętrzenie przedgórskie (ang. *forebulge*) oraz obszar za wypiętrzeniem (ang. *backbulge*). Strefa przedpola jest jednakże wielokrotnie poszerzana w wyniku retransgresji (ang. *wedge top depozone*), obejmując zarówno fragmenty zestalonej części orogenu oraz silnie tektonizowanego przedpola.

Facja warstw inoceramowych *sensu stricto* jest typową facją „fliszową”, deponowaną głównie przez prądy zawiesinowe, wyznaczającą oś basenu w późnej kredzie; przejdzie stopniowo (w istocie bez zmiany kierunków transportu) w fację hieroglifową. To stopniowe przejście odzwierciedlające się zmianą litologii widoczne jest w rejonach południowych w wykształcaniu tzw. facji beloweskiej. Stopniowe przechodzenie od litologii warstw inoceramowych do litologii warstw hieroglifowych powodowało problemy z klasyfika-

cją na mapach. W profilach warstw belowskich w niższej części profilu widoczne jest podobieństwo do facji inoceramowej, a w wyższej – już do hieroglifowej.



Rys. 2. Model ukazujący proces skośnego ścinania w stosunku do geometrii systemu depozycyjnego (przykład ujmowania tego samego elementu facjalnego w różnych elementach tektonicznych)



Rys. 3. Układ przestrzenny basenu przedpola (za De Celles i Giles, 1996)



Klastyczna sedymentacja inoceramowa rozwinięta na podłożu późnokredowych łupków i margli typu *couche rouge* znana jest już z rejonu tatrzańskiego [143]. Wspomniana niezgodność tektoniczna między utworami dolnej a górnej kredy Karpat wewnętrznych wskazuje, że utwory górnej kredy są już osadzone na uformowanym (ze starszych facji) i częściowo sfałdowanym rejonie górotworu, który stanowi zaplecze dla późnokredowego przedpola (por. rysunek 1, 3). Sięgająca na zestalony fragment Karpat wewnętrznych sedymentacja typu marglistych warstw lgockich, utworów pstrych (*couche rouge*) oraz warstw inoceramowych po części stanowi fragment basenu rozwiniętego nad częściowo zestalonym fragmentem pryzmy orogenicznej (ang. *wedge top sedimentation sensu* De Celes, Gilles, 1996, rysunek 3). Depozycja warstw lgockich oraz utworów margli i łupków pstrych jest zatem okresem przejściowym od etapu ekstensji do etapu przedpola. Uformowany w kredzie front górotworu (odkłucie sięga facji triasowych), stopniowo wynoszony, stanowi południowe ograniczenie basenu przedpola, buduje jego skłon i ulega kolapsowi – bloki pochodzące z tego frontu orogenicznego zostają przeniesione do basenu przedpola formując pas skałek (zwanych Pienińskim Pasem Skałkowym – np. fot. 1, 2) w inoceramowej *matriks*. Podobnie sytuacja przedstawia się w rumuńskim sektorze Karpat – bloki w zlepieńcach Ceahlău (Karpaty rumuńskie – fot. 3), tak jak w systemie inoceramowym, pochodzą z niszczonego (w kredzie) frontu orogenu, zbudowanego głównie z mezozoicznych osadów zestalanych wcześniej fragmentów Karpat.

Ważnym zagadnieniem badawczym jest pewność istnienia pienińskiego regionu facjalnego. Sygnalizowane od czasów Uhliga [180], wyznaczone w oparciu o obserwacje rwanych profili w blokach Pienin dwa regiony facjalne: głębszy i płytszy (pieniński i czorsztyński) wskazują na możliwość istnienia (na etapie ekstensji) wyodrębnionego czasowo półrowu pienińskiego – asymetrycznego w kształcie (wyniesiona część czorsztyńska i obniżona pienińska). Sytuacja w dolinie Wagu wskazywać może na włączenie wypełnienia osadowego tego regionu w obręb frontu orogenicznego (czyli w zestalony fragment tatrzański) – w rejonie polskich Pienin obserwujemy już jedynie bloki w obrębie systemu inoceramowego.

Przyczyną kolapsu frontu orogenicznego i przeniesienia rozdrobnionych fragmentów do systemu inoceramowego może być (podobnie jak później w obszarze Karpat zewnętrznych) przeciążenie południowego skłonu basenu przedpola (por. rysunek 1). Towarzyszyć temu może gwałtowne wyniesienie strefy frontowej w wyniku wykształcenia nasunięcia pozasekwencyjnego (podobny mechanizm, jak opisany poniżej, zachodzi przy tworzeniu bardziej zewnętrznych kompleksów chaotycznych – por. rysunek 4).





Fot. 1. Kąty. PPS. Spływ margli pstrych w obręb systemu inoceramowego

Strefa tego nasunięcia pełni istotną rolę w późniejszej historii tektonicznej regionu. Wzdłuż niej uformuje się następnie struktura „kwiatowa” ujmująca utwory systemu inoceramowego (z blokami pienińskimi), fragmenty młodszej paleoceńsko-eoceńskiej pokrywy osadowej tradycyjnie zaliczanej do regionu magurskiego (głównie facje typu belowesko-hieroglifowego, zwanego np. w rejonie pienińskim – kluszkowskimi), a ponadto utwory oligoceńskie, które zaliczyć można do rozwiniętego na całym obszarze Karpat systemu menilitowo-krośnieńsko-malcowsko-podhalańskiego – por. rysunek 5.

Tradycyjnie PPS interpretowany jest jako strefa o skomplikowanej historii basenowej, niekiedy z wieloma strefami oceanicznymi czy strefami subdukcji [6–8, 41, 43, 130, 142, 163]. Pas skałek bywał już interpretowany jako kompleks spływowy [127]. W ostatnim czasie pojawiają się także inne opinie wskazujące na odmienny od dotychczasowego sposób interpretacji pozycji bloków pienińskich, np. jako tzw. „dziki” flisz [20]. W podobnym ujęciu PPS zinterpretowany został jako kompleks spływowy, o różnym stopniu

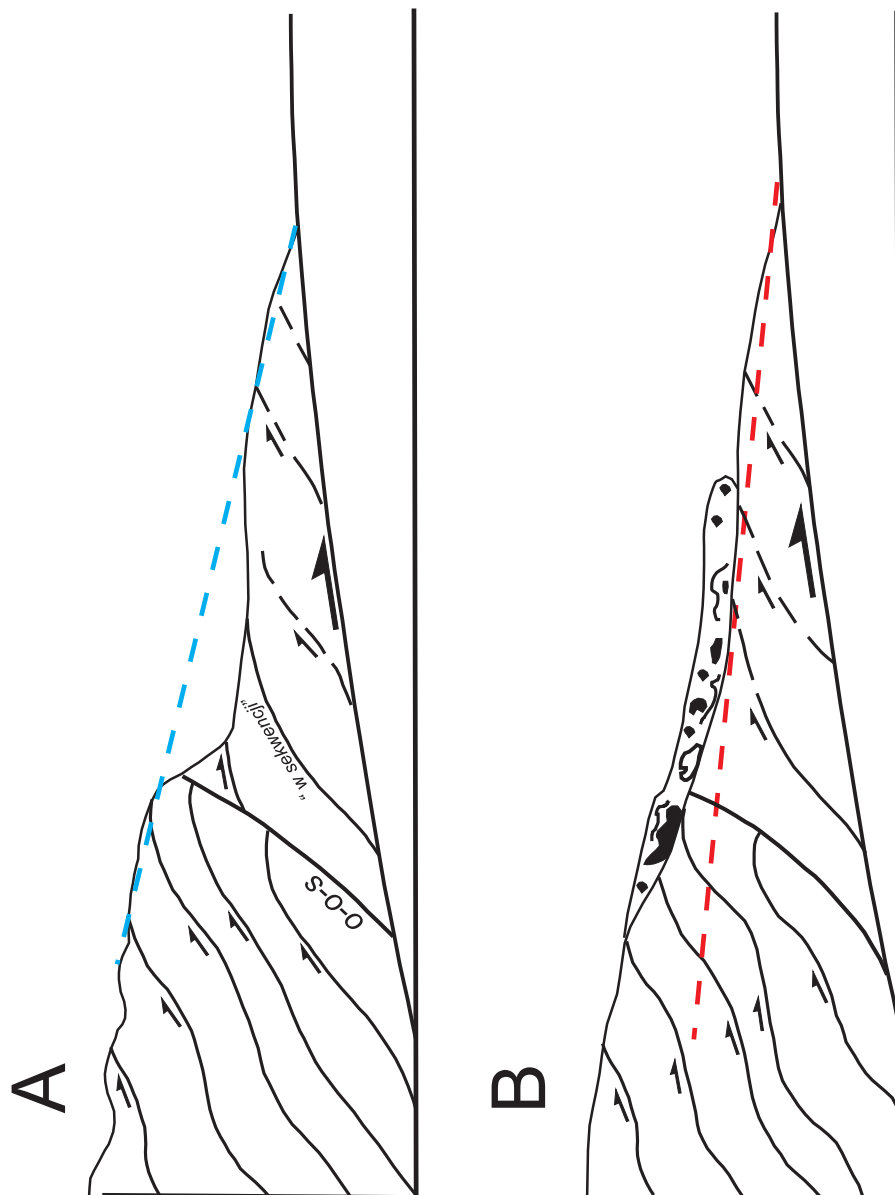


Fot. 2. Potok Sztolnia. PPS. Zmelanizowana facja typu debrytowego. Proces formowania basenu przedpola w późnej kredzie. System inoceramowy

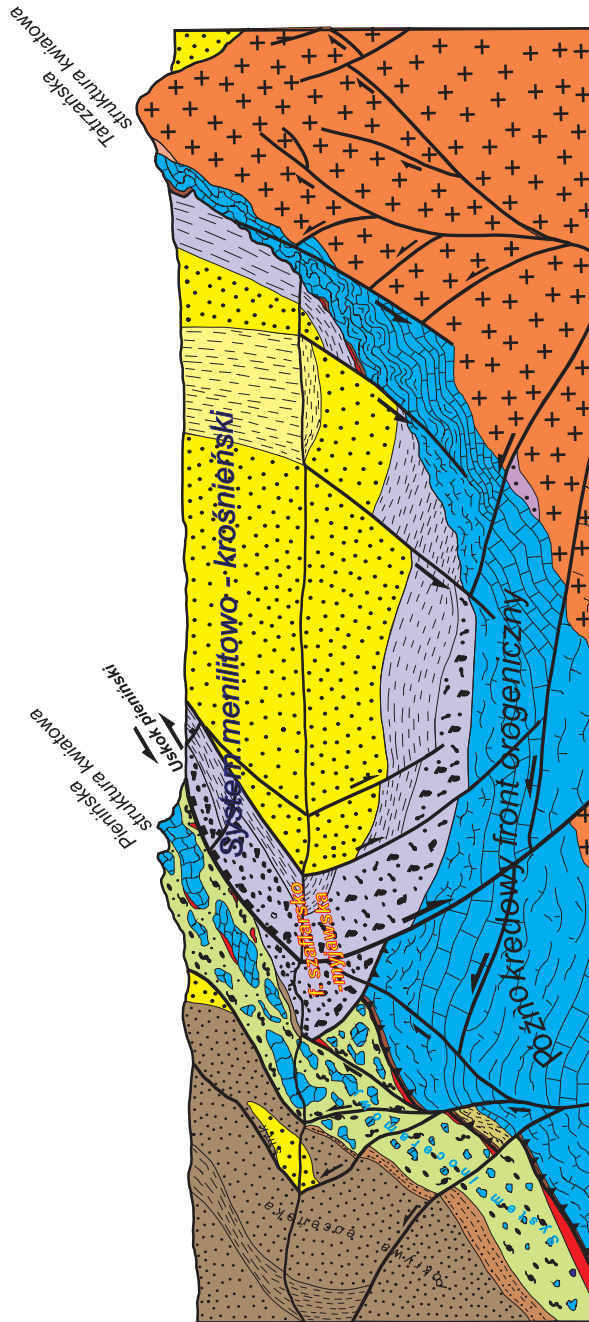




Fot. 3. Sinaia. Zlepienie Ceahlău (Bucegi). Kompleks przedpola „frontu Iaramijskiego”



Rys. 4. Mechanizm utrzymywania stałego kąta krytycznego przyzmy akrecyjnej; a) podwyższanie wartości kąta w wyniku nasunięcia pozasekwencyjnego; b) zmniejszenie kąta poprzez proces formowania kompleksu chaotycznego)



Rys. 5. Model tworzenia basenu fliszu podhalańskiego, formowania pieninckiej struktury kwiatowej oraz reaktywacji uskoku przesuwczego w procesie kolapsu

rozdrobienia i wielkości bloków zrzucanych z zewnętrznych fragmentów kredowego frontu orogenicznego Karpat [68] w obręb systemu inoceramowego. W zrzucanych blokach, podobnie jak w tzw. „półwyspach jednostki magurskiej” [59], zachowane są niekiedy fragmenty przedkredowych profili Karpat wewnętrznych (forma ześlizgu). Obecny charakter PPS wynika z późniejszego procesu deformacji (do typowego melanzu) w wyniku uformowania strefy przesuwczej i ujęcia facji inceramowej wraz z młodszą pokrywą w strukturę „kwiatową” (rysunek 5). Późnokredowy, wielofacjalny, szeroko rozwinięty system depozycyjny – asymetryczny w rozłożeniu facji i geometrii (można go określić jarmucko-inoceramowo (sensu stricto)-istebniańsko-frydeckim) oddaje istotę basenu przedpola w późnej kredzie (rysunek 1). Obserwujemy pełne wykształcenie facji dwóch brzegów basenu przedpola: od facji szelfowych i skłonowych regionu pienińskiego, dalej skłonowych i basenowych ujętych w tektoniczne elementy magurskie, wreszcie do głębokiej, turbidytowej, typowej facji basenowej, jaką jest piaskowcowo-lupkowa facja inoceramowa (skośne w stosunku do osi basenu ścięcia tektoniczne powodują, że jest ona wyróżniana obecnie w kilku elementach tektonicznych). Co istotne, w typowych warstwach inoceramowych, wyróżnianych w prawie wszystkich elementach tektonicznych Karpat, dominują kierunki transportu ze wschodu lub północnego wschodu – przeciwnie niż w starszych elementach facjalnych. Północną stroną tego samego systemu depozycyjnego, stanowiącego pokrycie północnego skłonu przedpola (rozwiętego na południowym w tym czasie fragmencie wypiętrzenia przedgórskiego) tworzy m.in. facja istebniańska (najczęściej deponowana rampowo, przy krawędziach tektonicznych) oraz wykształcona czasowo – platforma węglanowa (facje typu biancone, zwane margłami krzemionkowymi). Dobrze określone jest tu środowisko skłonu basenu (facja typu margli fydeckich) i szelfu (typu piaskowców z Rybia, Gorzenia). We wschodniej części polskich Karpat, w brzeżnej strefie, można obserwować spływowe facje inoceramowe (fot. 4). Wpływ zmian poziomu morza na rozkład facji na obszarze wypiętrzenia przedgórskiego jest widoczny w regionie szelfu [83]. Facje skłonowo-szelfowe (w wyniku skośnego ścięcia) zostaną później ujęte w kilku jednostkach tektonicznych. Opisany poniżej proces skośnych ściec „w sekwencji” ujmuję brzegowy fragment basenu Karpat w różne elementy tektoniczne: od podśląskiej zachodniej poprzez skolską i borysławsko-pokucką [83]. Tradycyjny pogląd sugerujący rozdzielanie regionów inoceramowego i istebniańskiego (nigdy nie tłumaczono jednoczesnego występowania facji inoceramowej w rejonie skolskim i magursko-dukielskim) skutkowało niezrozumieniem relacji facji inoceramowo-istebniańsko-frydeckich. Zazębianie się facji inoceramowej i istebniańskiej jest powszechne w Karpatach. Tzw. wkładki typu inoceramowego w warstwach istebniańskich występują w różnych regionach [56, 61, 87, 166, 175]. Osady typu warstw istebniańskich

mogą być rozprzestrzenione po obydwu stronach strefy osiowej (jak wspomniano, wyznaczanej piaskowcowo-łupkowymi warstwami inoceramowymi). Współwystępować mogą z facją typu warstw ciśnieńskich, np. tzw. facja ze Smorza [66], co także powodowało problemy klasyfikacyjne. Podobnie jest obserwowane w terenie „zazębianie się” facji istebniańskiej z współwystępującą z nią płytszą facją frydecko-fukoidową [172].



Fot. 4. Hadle Szklarskie. Warstwy inoceramowe. Kompleks splayowy rozwinięty na obszarze wypiętrzenia przedgórskiego. System inoceramowy.

Jak wspomniano, północna strefa szelfu podlega zmianom facjalnym wynikającym z wahań poziomu morza. Szeroko rozwija się facja o typie *biancone* – tzw. margli krzemionkowych, która w zachodniej części Karpat zwana jest marglami żegocińskimi (występują tu także płytkowodne czerwone wapień). Facje szelfowe, płytsze od szarych margli frydeckich, reprezentowane są przez szereg facji piaskowcowych, w brzeżnej części Karpat nazywanych



m.in. piaskowcami z Rybia (widoczne w ławicach tych piaskowców są całe, niezniszczone liście roślin [83]). W wyniku transgresji na obszar wypiętrzenia przedgórskiego piaskowce zastępowane są facjami marglisto-łupkowymi.

Gwałtowny spadek poziomu morza na granicy kreda–paleocen zmienia charakter systemu inoceramowego. Znikają osadzone w warunkach relatywnie wysokiego poziomu morza facje o typie margli krzemionkowych. Redepozycja przenosi rozdrobniony materiał z płytkich facji (o typie margli krzemionkowych czy frydeckich) do klastycznych facji warstw inoceramowych i istebniańskich. Z procesem gwałtownego spadku poziomu morza związane jest pojawienie się masywnych piaskowców typu ciśniańskiego (zwanych zależnie od regionu m.in. piaskowcami z Mutnego, tarniczorskimi, skupowskimi, wielkobierieżniańskimi czy krasnoszorskimi) [66].

Spadek poziomu morza powoduje także wyraźną paleoceńską lukę w profilu czerwonych margli węglowieckich – pokrywie osadowej wewnątrzbasenowego wyniesienia węglowieckiego [83], (rysunek 1). Pojawienie się ujednociających basen facji łupków istebniańskich górnych (interpretowanych niekiedy jako tzw. facje typu pozagrobłowego [33]) oraz warstw z Majdanu, może wynikać właśnie z podwyższania poziomu morza w końcu paleocenu. Zmiana kierunków transportu widoczna w facjach wczesnej i późnej kredy wynika z gwałtownej przebudowy basenu, co powoduje zmiany facjalne, lecz przede wszystkim zmianę geometrii (zmianę nachylenia) basenu.

W tym miejscu warto zastanowić się nad przyczyną gwałtownej przebudowy basenu przedpola. Jedną z nich może być zaginanie jego przestrzeni. Sygnalizowane przez Sandulescu [160, 161] przemieszczenie się platformy mezyjskiej na zachód zaczyna zaginać przestrzeń basenową, prawdopodobnie początkowo o mniej łukowatym kształcie niż obecny zarys orogenu. Dochodzi do rotacji całego układu górów–przedpole–wypiętrzenie. Wynoszenie rejonu rumuńskiego widoczne jest już przed okresem późnej kredy, na co, jak wspomniano, wskazują potężne masywy płytkowodnych lub lądowych zlepieńców Ceahlău (odpowiadające w pozycji strukturalnej spływowi w części zachodniej, które określa się jako Pieniński Pas Skałkowy) – zlepieńce Ceahlău mogą być rozwijane wcześniej. Wynikać to może z wcześniejszego wynoszenia wschodniego fragmentu kredowego frontu orogenicznego pod naciskiem płyty mezyjskiej. Wspomniany powyżej proces nacisku od wschodu powoduje oroklinalne zaginanie całego regionu karpackiego. Kierunki transportu podobne dla wielu facji osiowych sugerują, że zarys przestrzenny basenu mógł być prosty, o równoleżnikowym układzie. Zaginanie oroklinalne powoduje rozrywanie i ścieśnianie strefy basenowej częściowo wspólnej z Alpami (zwanej niekiedy basenem fliszu renodanubskiego [135] i w końcu separację tych dwóch, ujętych w różne kierunki nacisku, pierwotnie połączonych regionów.



W literaturze strefę fliszu renodanubskiego często koreluje się z jednostką magurską, co jest nieścisłością. Strefa ta (bardziej ścieśniona) odpowiada właśnie szeroko rozwiniętej, opisanej powyżej, strefie przedpola inoceramowo-istebniańskiego. W rejonie fliszu renodanubskiego widoczny jest współwystępujący tam układ facji margli frydeckich (zwanym tam *Altengbacher schichten*), piaskowców istebniańskich (zwanym tam piaskowcami *Wördener*) i warstwami inoceramowymi (zwanymi facją warstw z *Altengbach*) [44]. Podobnie jak w całym Karpatach, podłożem tego systemu przedpola jest facja typu lgockiego [98].

W eocenie zasięg basenu przedpola i obszaru wypiętrzenia znaczą resztki platformy węglanowej, widoczne w postaci tzw. wapieni pasieczniańskich (zwanymi w Karpatach rumuńskich wapieniami Doamna). Eoceński okres rozwoju basenu charakteryzuje raczej niewielki postęp układu górotwór–przedpole–wypiętrzenie i odzwierciedla się jedynie w niewielkiej zmianie miejsca depozycji facji ciężkowickiej w stosunku do istebniańskiej. Zmiany facjalne w tym okresie wynikać mogą raczej ze zmian eustatycznych, co może mieć związek z eoceńskimi fluktuacjami klimatycznymi [151]. Pojawianie się w basenie facji typu piaskowców ciężkowickich zdaje się być korelowalne na znacznej przestrzeni Karpat. Sedymentacja typu ciężkowickiego o charakterze stożków basenowych, wynikająca z gwałtownego obniżenia poziomu morza, wciną się w pokrywy skłonu (najczęściej są to pelagiczne łupki pstry) i zazębia się z rozwijaną w osi basenu facją hieroglifową. Ma to miejsce w każdym segmencie Karpat: od Rumunii aż po polski segment. Mamy do czynienia, podobnie jak w okresie późnej kredy i paleocenu, z jednym basenem, częściowo zróżnicowanym morfologicznie. Ogólnie rzecz ujmując, rozwija się szereg stożków typu ciężkowickiego: od jamneńskich i ciężkowickich, poprzez pasierbiecki, osielecki i ciężkowicki (tzw. piaskowce ciężkowickie jednostki magurskiej). Od strony południowej mamy migrację facji z rozwijanym, prawdopodobnie aż do oligocenu, piaskowcem magurskim, ponadto z rozwojem płytkowodnych i skłonowych facji w rodzaju margli łąckich [10, 148]. Proces migracji facji i przenoszenia strefy osiowej od facji inoceramowej poprzez podobną jej fację belowską i wreszcie hieroglifową jest dobrze zapisany w profilach jednostki magurskiej [100–103, 105]. Paleogeografia eocenu wymaga ponownych badań, zwłaszcza kierunków transportu facji typu ciężkowickiego, które nie różnią się ani litologią, ani charakterem sedymentacji. Można założyć, że system stożków ciężkowickich ścinany skośnymi w stosunku do eoceńskich osi basenu nasunięciami lokuje później te piaskowce w różnych elementach tektonicznych, choć są one deponowane w jednej strefie basenowej wyznaczając pozycję wypiętrzenia przedgórskiego (*forebulge*). Skłonowy charakter ma tu facja łupków pstrych, natomiast głęboki, basenowy – facja warstw hieroglifowych. Jak wspomniano, na skłonie południowym tego basenu zaczyna rozwijać się litotyp magurski z rozbudowywanym piaskowcem typu magurskiego (począwszy od zlepieńców

krynickich), lecz z czasem kierunek rozprowadzania materiału w piaskowcach magurskich dostosuje się do osi basenu, utrzymując stały kierunek transportu nawet w oligocenie, co widać w zachodniej części Karpat Polskich. Świadczy to już o całkowitym ujednoczeniu basenu – całkowicie znika wewnątrzbasenowe wyniesienie widoczne w części wschodniej. Facja magurska jest wyraźnym wskaźnikiem skłonowej, południowej części basenu przedpola – widoczna aż do regionu rumuńskiego, rozwijana na przedpolach laramijskiego frontu orogenicznego tatrzańsko-marmaroskiego. Wcinając się, migrujący skłon basenu przedpola współwystępuje z różnymi facjami typu skłonowego (np. marglami łąckimi i łupkami pstrymi) i schodząc w głąb basenu zazębia się w późnym eocenie z facją hieroglifową. Podobnie też obserwujemy zazębianie się osiowej facji hieroglifowej zarówno z elementami północnego skłonu (skłon „wypiętrzenia przedgórskiego”), jak i z facjami skłonu południowego. W późnym eocenie skłon basenu wyznacza skłonowa facja popielska (fot. 5).



Fot. 5. Trochanów. Karpaty Ukraińskie. Warstwy popielskie. Facja typu debrytowego, wyznaczająca północny skłon basenu przedpola w późnym eocenie.



Fot. 6. Bircza. Uskok przesuwczy związany z etapem uskoków przesuwczych

Sedymentacja o typie pokrywy pelagicznych łupków pstrych trwa w basenie Karpat (od facji kredowych, najczęściej margli i łupków) także w późnym paleocenie i eocenie (fot. 6) – rozwijana równocześnie z deponowaną w centrum basenu facją hieroglifową. Spotykamy tu różnego rodzaju profile, w których facja łupków pstrych zazębia się z warstwami hieroglifowymi – co stwarza problemy w odtworzeniu relacji wiekowo przestrzennych na poszczególnych obszarach. Jak wspomniano, późniejsze – skośne w stosunku do rozłożenia facji ciężkowickiej, jamneńskiej czy pasierbieckiej – pościananie tektoniczne rozkłada ją na różne elementy tektoniczne.

Oligoceński etap rozwoju basenowego Karpat zdaje się przebiegać w warunkach izolacji tej części Tetydy [154]. Facja menilitowa rozwija się nad szeroko rozprzestrzenionym wczesnooligocenijskim poziomem margli globigerynowych [85, 86]. Jednakże ciemne



utwory pojawiają się już w późnym eocenie – tzw. facja papińska [63, 66, 88]. Fację menilitową tradycyjnie uważa się za deponowaną w anoksycznych warunkach, jednak niektóre badania wskazują na istnienie stref dobrze dotlenionych [117]. Bliskość brzegu, zwłaszcza podczas depozycji w strefie wypiętrzenia przedgórskiego, powoduje znaczną dostawę materii organicznej – tradycyjnie warstwy menilitowe uważane są za główną skałę macierzystą Karpat. Okres sedymentacji menilitowo-krośnieńskiej to dalszy proces przemieszczania centrum depozycji i przenoszenia jej coraz bardziej ku północno-wschodnim rejonom aż do miocenijskiego etapu rozwoju basenu przedpola.

Podczas wczesnooligocenijskiego spadku poziomu morza wyraźnie wyróżnia się południowy skłon basenu przedpola. Charakteryzują go ciemne, margliste facje skłonowe, wypełnienia kanałów i facje podmorskich stożków w postaci piaskowców cergowskich, oraz facje o typie debrytów, najczęściej widoczne w jednostce dukielskiej. Ciało piaskowcowe piaskowca cergowskiego pojawiają się (we wschodniej części na tle sedymentacji menilitowej) w rejonie od góry Mały Wyżyn w Karpatach Ukraińskich, poprzez rejon bieszczadzki, okolice Dukli, Nowego Sącza (m.in. w rejonie Dąbrowy i Klęczan – fot. 7), Skrzydłnej (fot. 8), aż do brzegu Karpat (m.in. eksploatowane są w Barwałdzie – fot. 9).

Wszystkie te wystąpienia piaskowców cergowskich cechuje transport materiału z południa. Piaskowce cechuje zwiększona odporność na wietrzenie oraz zmienna miąższość. Charakter sedymentacji piaskowca cergowskiego jest dobrze widoczny w licznych odsłonięciach – od płytkowodnego wypełnienia kanału (w kamieniołomie w Skrzydłnej [69], fot. 8) aż po najbardziej dystalne partie stożka – facja taka rozwinięta jest w okolicach Rymanowa. Istnieje problem w rozpoznaniu pozycji piaskowców cergowskich w sekwencji warstw menilitowych. Piaskowce cergowskie występują m.in. w obrębie ciemnych łupków menilitowych, lecz także pokryte są bardzo młodym osadem typu łupków krośnieńskich (np. w okolicach Cergowej – kamieniołom w Lipowicy), co sugeruje włożenie sedymentacji kanałowej w osad tła o typie pelagicznych lub skłonowych utworów menilitowych. Jest możliwe, że facja cergowska znaczy nie tylko pozycję skłonu oligocenijskiego basenu menilitowego, ale jej rozprzestrzenienie wyznacza także kierunek jego przestrzennego przemieszczania podczas zaginania orokliny. Ponadto facje cergowskie mogą być starsze na wschodzie, a młodsze na zachodzie (po przemieszczeniu skłonu). Także i w tym przypadku proces skośnego ścinania „w sekwencji” powoduje umieszczenie ich w różnych jednostkach tektonicznych, co było powodem różnorakich i zmieniających się klasyfikacji piaskowca cergowskiego w różnych elementach tektonicznych [16]. Podobnie wyznacznikiem skłonu basenu przedpola jest spotykana na przedpolu jednostki magurskiej facja tzw. wapieni łużańskich [17, 86] – obserwowane w niej klastyki pochodzą z zniszczonego płytkiego szelfu eocenijskiego.



Fot. 7. Kamieniołom Klęczany. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu. Tektoniczna granica tzw. półokna Piszczowej

Warto zauważyć, że w literaturze pojawia się pojęcie tzw. kordyliery śląskiej [104, 181, 182, 183] uważanej za długowieczny i trwały element geometrii basenu, mający na długo rozdzielać poszczególne strefy basenowe. Obszar kordylier uznawany był zwykle za obszar alimentacyjny wielu facji, jednak obserwacje terenowe wskazują, że strefy separujące jedynie czasowo basen mają charakter stref mobilnych, rozdzielających wyłącznie w niektórych okresach strefy basenowe. Mechanizm pojawiania się wyniesień w geometrii basenu podczas etapu kompresji należy raczej wiązać z migracją strefy wypiętrzenia (*forebulge*), ewentualnie mogą pojawiać się one przy wynoszeniu niektórych rejonów basenu w procesie formowania ścięć pozasekwencyjnych. Jak już wspomniano, na etapie ekstensji rolę „kordylier” rozdzielających przestrzeń basenu pełnią horsty lub też strefy tektonicznych

granic półrowów. Można też założyć, że np. skłon wyznaczony przez piaskowce cergowskie jest skłonem czasowo istniejącego wyniesienia rozdzielającego basen w oligocenie, a nie istnieje w tym samym miejscu choćby w okresie kredowym. Należy podkreślić, że jednostki magurska i dukielska mają w swoich profilach te same starsze facje od warstw lgockich aż po eocen – wspólne jest podłoże osadowe facji eocenu i oligocenu. Problem błędnego traktowania i wydzielania tzw. jednostek tektoniczno-facjalnych w Karpatach bywa już interpretowany odmiennie od utartych schematów [65].



Fot. 8. Kamieniołom w Skrzydlnej. Wypełnienie kanału (facja cergowska)

Podczas wędrówki układu górotworu i przedpola warstwy menilitowe pokrywają wyniesione od kredy do paleocenu tzw. wyniesienie węglowieckie. Ścięcie pozasekwencyjne powoduje powstawanie na przedpolu węglowieckim, na przelomie oligocenu i miocenu, potężnych kompleksów chaotycznych znanych z okolic Frysztaka i Strzyżowa, zrzucanych do



systemu krośnieńskiego. Północny fragment strefy menilitowej rozwinięty jest w tym czasie na obszarze wypiętrzenia (ang. *forebulge*) i strefy „zawypiętrzeniowej” (ang. *backbulge*). Facja menilitowa jest rozlana na szerokim obszarze aż po region Roztocza [126]. Większość z obserwowanych facji w rejonie północnym to region później ujęty w brzeżne jednostki tektoniczne, zaś podłoże mioceńskiego basenu przedpola stanowią facje szelfowe [74, 121]. Widoczny jest w nich rozwój struktur typu *flaser* oraz warstwowanie typu kopułowego (ang. *hummocky cross-stratification*). Warto w tym miejscu dodać, że facja menilitowa nie została całkiem ujęta w strukturach górotworu, stanowi ona m.in. podłoże basenu przedpola (częściowo została usunięta w wyniku migracji układu basenu przedpola i wypiętrzenia), występuje też w rejonie Moraw i tam również nie została włączona w struktury orogenu. Najbardziej płytkie, pokrywające głównie obszar oligoceński, wypiętrzenia przedgórskiego strefy warstw menilitowych zostały ujęte w jednostki skolską (rumuńska Tarceu) czy borysławsko-pokucką (rumuńska jednostka fałdów marginalnych). Elementy facji menilitowej ujęte są też w nasunięte i stektonizowane łuski zaliczane tradycyjnie do jednostki samborskiej (w Polsce ścienia sięgają także fragmentów eocenu – nawiercone w rejonie Jaksmanic). Ponadto pojawiające się w obrębie warstw menilitowych poziomy diatomitowe [91–95] wskazują na znaczne spływanie basenu. Istotne znaczenie ma będąca wyznacznikiem północnej, szelfowej pokrywki wypiętrzenia facja kliwska. Jest to płytkowodna facja, w której materiał może być rozprowadzany na dwie strony wypiętrzenia przedgórskiego. Obszar wypiętrzenia mógł być nawet wynurzony w oligocenie, o czym świadczy brak osadów menilitowych w rejonie Rybotycz [46, 47].

Bardziej południowy fragment menilitowego systemu depozycyjnego, na południe od skłonu oligoceńskiego przedpola, stanowi w najniższym oligocenie sedimentacja nadpryzmowa (ang. *wedge top sedimentation*) o typie tzw. warstw nadmagurskich. Wcześniej, z okresem relatywnie niskiego poziomu morza, związana jest depozycja (ku południowi) piaskowca wątkowskiego [85–87]. Strefa wyniesienia wewnątrzbasenowego, z którego pochodził materiał facji wątkowskiej, jak też rozwiniętej na jej północnym fragmencie facji typu piaskowców z Magdaleny, w swojej historii tektonicznej była niezbyt pogrążona (B. Andreucii – informacja ustna). Relacja piaskowców z Magdaleny do piaskowców wątkowskich nie jest jasna – obecnie, w wyniku ścienia „w sekwencji” te elementy facjalne znajdują się w odrębnych jednostkach tektonicznych, lecz mogą być deponowane na tym samym wyniesieniu – ich pojawianie może być wynikiem zarówno zmian eustatycznych, jak i lokalnych ruchów tektonicznych. Warto dodać jednak, że piaskowce magdaleńskie związane są z takimi elementami tektonicznymi, jak tzw. fałd Gorlic, który podobnie jak wiele elementów tektonicznych regionu gorlicko-dukielskiego wykazuje cechy umiejscowienia grawitacyjnego, o cechach spływu, stąd też jego pozycja nie jest jasna, co należy wziąć pod uwagę w przypadku analiz basenowych.

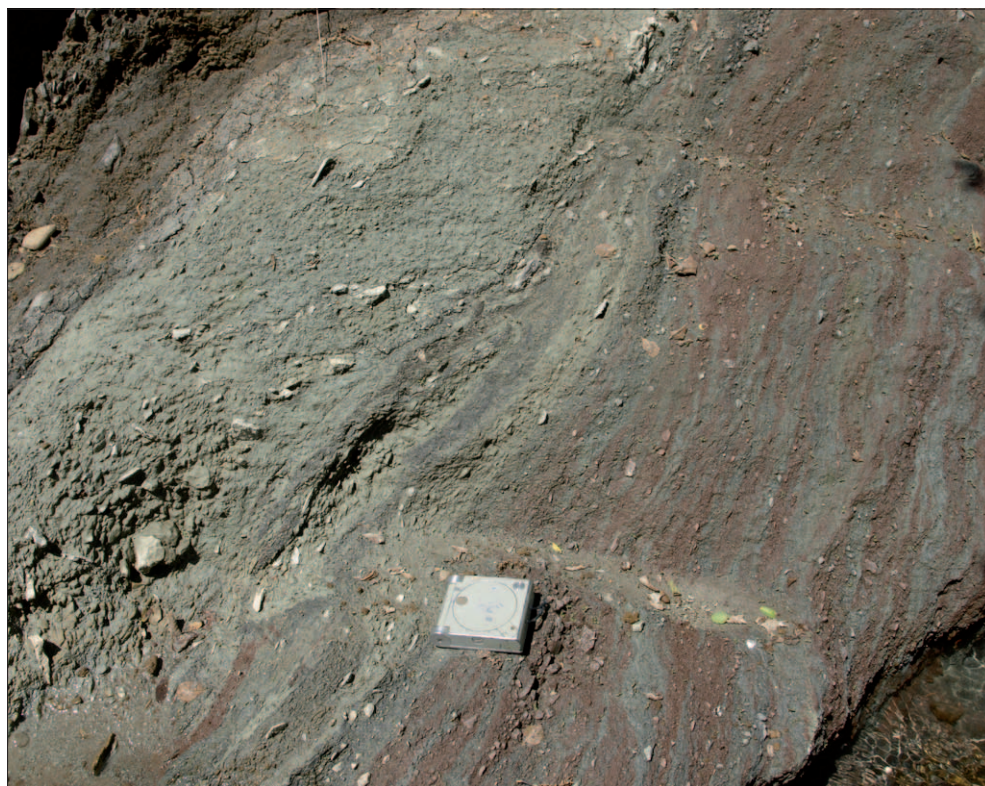


Fot. 9. Kamieniołom w Barwałdzie. Piaskowce cergowskie. Kierunek transportu od południa

Po wczesnym oligocenie (po czasie osadzania poziomów rogowcowych – rogowce menilitowe występują rzadko w warstwach nadmagurskich [102, 105]) sedymentacja menilitowa rozlewa się na znaczny obszar. Jak wspomniano, sięga na obszar będący później podłożem basenu przedpola, ale tworzy się także basen na zapleczu zestalonego górotworu – basen podhalański (zwany niekiedy centralnokarpackim paleogenem). Niektóre opracowania, ujmujące historię basenową w konwencji tektoniki płyt, przypisują mu pozycję basenu rozwiniętego na górnej płycie jako basen typu *retroarc* [186, 178], lecz nie ma przekonującego uzasadnienia dla takiej koncepcji. Basen o podobnym typie rozwija się także na rumuńskim zagórzu, ale nie jest w tej samej pozycji w strukturach górotworu. Basen fliszu podhalańskiego i rumuńskiego zagórza to baseny ekstensyjne separowane od siebie strefami wyniesień, co sugeruje ich powstanie przy potężnej strefie przesuwczej. Proces tworzenia się asymetrycznego basenu fliszu podhalańskiego na zapleczu zestalanego orogenu rozpoczyna facja szaflarska, przepelniona sphywami (zrzucone są do niej bloki m.in.



starszych od kredowych skał, czyli także przerobione bloki jarmuckie, ale również margle (rysunek 5). Facja szaflarska rozwija się jako fragment wspólnej dla całego basenu pokrywy menilitowo-krośnieńskiej na aktywnym, północnym, nachylonym ku południowi skłonie asymetrycznego w tej części basenu centralnokarpackiego paleogenu (fliszu podhalańskiego). Jednolitość oligoceńskiej pokrywy (dla regionu magurskiego, pienińskiego i fliszu podhalańskiego) dokumentują odsłonięcia w rejonie wsi Udol zwanej także Ujakiem [104, 176]. Rejon występowania facji szaflarskiej został rozcięty zarówno uskokiem przesuwczym formującym pienińskie struktury „kwiatowe”, ale przede wszystkim pienińskim uskokiem normalnym powstałym na etapie kolapsu – obecnie jest ona rozwinięta po obu stronach tego uskoku – odsłonięcia w Zaskalu (fot. 10) czy w Szaflarach.



Fot. 10. Szaflary. Szaflarski kompleks chaotyczny o spływowej genezie. Znaczony dotychczas jako strefa zlatniańska lub myjawska. Rozwinięty po obu stronach uskoku pienińskiego. Wyznacza skłone formujące się basenu tzw. centralnokarpackiego paleogenu (fliszu podhalański)

W niektórych opracowaniach południowy fragment Pienin uważany jest za osobny rejon depozycyjny, tzw. strefę myjawską czy złotniańską. Przyczyniło się do tego odkrycie w tej strefie młodszych od kredy osadów [122, 123, 162]. Za wyróżnianie w analizach paleogeograficznych takiej strefy (szerokiej i odległej od np. rejonu Grajcarka) wydaje się być odpowiedzialne postrzeganie regionu pienińskiego jako rozległej strefy basenowej rozdzielanej „strefami oceanicznymi”. W niniejszym ujęciu tzw. strefa myjawska jest jedynie fragmentem wspólnej dla całego regionu pokrywy eoceńsko-oligocieńsko-miocenińskiej. Nad wspomnianą facją szaflarską (można ją nazwać myjawską) rozciąga się typowa facja menilitowa (zwana tu lokalnie warstwami zakopiańskimi), a ponad nią typowa facja warstw krośnieńskich (zwana tu chochołowskimi). Proces rozwoju transgresji nie jest dobrze widoczny na tle w znacznej mierze zerodowanych, starszych utworów pokrywy, zaliczanych do jednostki magurskiej. Część osadów oligocenijskiej pokrywy osadowej została usunięta – znacznie lepiej widoczna jest młodsza pokrywa typu krośnieńskiego, rozłokowana i widoczna najczęściej w obniżeniach przy strefie przesuwczej Pienin, np. rejon Kremnej [128]. Pokrywa krośnieńska (zwana przez słowackich geologów malcowską) może być w pewnych miejscach w ciągłości sedymentacyjnej z podłożem magurskim. Proces całkowitego spłykania sedymentacji menilitowo-krośnieńskiej widoczny jest w regionie przypienińskim, a właściwie w otoczeniu nowotarsko-orawskiego basenu „z rozdarcia” (ang. *pull-apart basin*), gdzie występują młodsze oligocenijsko-miocenijskie facje [23, 195]. Jedną z przyczyn pojawiania się facji klastycznych warstw krośnieńskich zdaje się być proces ruchu układu orogen–przedpole, co wywołuje w znacznej mierze efekt względnego obniżenia poziomu morza. Proces ów powoduje zresztą przeniesienie centrum depozycyjnego coraz bardziej na zewnątrz, aż do ukształtowania się ostatniego etapu przedpola – przedpola miocenijskiego. Klastyczna facja krośnieńska rozwinięta jest na tle (mającej najczęściej cechy sedymentacji pelagicznej) facji warstw menilitowych. Facja menilitowa jest zarówno podłożem facji krośnieńskiej i jednocześnie współwystępuje z nią czasowo jeszcze w późniejszym oligocenie i najstarszym miocenie.

W południowej części oligocenijskiego basenu głównego, centrum depozycji stanowił obszar osadzania elementów facjalnych ujętych głównie w jednostkę śląską (częściowo odpowiadać mu może rejon tzw. centralnej depresji karpackiej). Istotne znaczenie dla rozkładu facjalnego i basenowego ma proces oligocenijskiej ekstensji dotyczącej niektóre z regionów Karpat, m.in. formujące rejon Centralnej Depresji karpackiej i basen fliszu podhalańskiego. Ekstensja ta zdaje się mieć jednak ograniczony (do niektórych regionów) zasięg. Proces przechodzenia od środowiska anoksycznego do natlenionego odzwierciedlają profile tzw. warstw przejściowych (wreckich), które są także wyznacznikiem południowego skłonu głównej części basenu przedpola (ujęte w procesie skra-

cania w skład jednostki dukielskiej) i zastępowane są później przez silnie klastyczną sedymentację piaskowców otryckich (z licznymi wkładkami typu debrytowego – por. ławica bukowiecka, przenoszonymi z pobliskiego szelfu, odsłonięcia w rejonie Użoka).

W tym czasie, w osiowej części basenu trwa sedymentacja facji piaskowcowo-łupkowej warstw krośnieńskich – jest ona stałym elementem systemu depozycyjnego warstw krośnieńskich. Rozkład facji w głównej części basenu przedpola w późniejszym oligocenie (poziom nanoplanktonowy NP24) odzwierciedla występowanie w poszczególnych elementach systemu depozycyjnego chronohoryzontu tzw. wapienia jasielskiego [79–82, 90]. Horyzont ów wskazuje na współwystępowanie kilku facji.

To współwystępowanie facji widać dobrze we wschodniej części polskich Karpat. Rejon wypiętrzenia zatem pokrywa szelfowa facja menilitowa, która głębiej przechodzi w szelfowo-sklonową fację tzw. piaskowca leskiego i wreszcie w turbidytową, basenową fację piaskowcowo-łupkowych warstw krośnieńskich. Ten zazębiający się układ ukazywany jest zazwyczaj w profilach jako następstwo czasowe – rzeczywisty układ w basenie tłumaczy tzw. prawo Waltera. Ponadto taki układ facjalny był powodem trójczłonowego podziału opartego o litologię warstw krośnieńskich w tym regionie [137].

Na skłon południowy przedpola, jak też na pozostałą część zestalonego górotworu (aż do rejonu magurskiego i wreszcie do basenu podhalańskiego) sięga, na przełomie oligocenu i miocenu, pelagiczna facja krośnieńska (fot. 11). Facja ta (zwana lokalnie, w jednostce skolskiej, łupkami z Niebylca) rozwija się od czasu depozycji wapienia jasielskiego (obecność w niej wapienia jasielskiego np. w okolicach Gorlic wskazują badania terenowe [87, 173] aż do przełomu oligocen/miocen). Obserwowane w niektórych obszarach jej występowania struktury (riplemarki fałowe na stropowych powierzchniach) sugerują płytkowodne, szelfowe środowisko.

Główne centrum depozycji w systemie menilitowo-krośnieńskim w najstarszym miocenie przenosi się poza pogrążane wewnątrzbasenowe wyniesienie węglowiecko-holatyńskie, by następnie przejść już poza rejon wypiętrzenia oligoceńskiego. Proces przenoszenia sedymentacji typu krośnieńskiego na obszar przedpola dokumentują facje typu polanickiego (włączone obecnie do najbardziej zewnętrznych jednostek tektonicznych Karpat – prawdopodobnie deponowane już po północnej stronie wypiętrzenia przedgórskiego). Warto dodać, że najbardziej powszechnym typem litologicznym warstw krośnieńskich są popielate piaskowce z dużą ilością łyszczyków, współwystępujące wraz z szarymi marglistymi łupkami. Wykazują one wyraźne podobieństwo litologiczne do utworów przedpola (np. warstw balickich – fot. 12), co świadczy o kontynuacji facji krośnieńskiej i jej przeniesieniu do basenu przedpola. Kierunki transportu materiału utrzymane są podobnie jak w basenie oligoceńskim.





Fot. 11. Grybów. Browar. Spływowo kompleks warstw krośnieńskich. Słkon południowy basenu przedpola w oligocenie

We wczesnym miocenie następuje proces wypełniania basenu typu krośnieńskiego w obszarze przedpola oligoceniowego. Proces dopełnia stopniowe, ku północy (początkowo przed wyniesieniem węglowieckim), zapełnianie go ogromnymi kompleksami spływowymi [54–57, 59, 62, 63]. Jest to dobrze widoczne na przedpolu jednostki magurskiej – w głąb basenu schodzą duże fragmenty frontowej części o charakterze zsuwu (niekiedy zachowując spoiłość profilu – ang. *slide*) jednostki magurskiej i coraz bardziej rozczłonkowane ześlizgi (ang. *slump*). Charakter spływowo mają też warstwy krośnieńskie na przedpolu fałdu Biecza (okolice Rożnowic). Podobnie też przedpole wyniesienia węglowieckiego pokrywają spływowo facje warstw krośnieńskich, ze zrzucenymi z pokrywy wyniesienia marglami czerwonymi (okolice Wielopola Skrzyńskiego) [75–77, 174]. Częściowo charakter spływowo mają także warstwy krośnieńskie rejonu Wojnicza. Można także założyć zapełnianie regionu Centralnej Depresji ześlizgami obejmującymi całe fragmenty orogenu – niektóre z „fałdów” w obrębie

CDK mogą mieć charakter spływowy (fot. 13). Warto dodać, że proces „rozmywania” czasowo istniejącego wyniesienia węglowiecko-holatyńskiego następuje także w kierunku południowym. W rejonie Niżnich Vorot (Karpaty ukraińskie) fragmenty tej pokrywy (fot. 14) znoszone są na południe od wyniesienia węglowiecko-holatyńskiego, co świadczy o zróżnicowanej morfologii tego wyniesienia i istnieniu różnorodnie morfologicznie ukształtowanych stref przejściowych. Etap zamykania resztkowego basenu krośnieńskiego zaznaczają facje spływowe także wewnątrz części basenu ujętej w struktury jednostki skolskiej – facje spływowe z obecnością redeponowanych diatomitów (okolice Leszczawki). Warto dodać, że w zewnętrznych częściach basenu krośnieńskiego, ujętych w najbardziej zewnętrzne łuski jednostki skolskiej (w okolicach Woli Węgierskiej – na mapach znaczone jako warstwy krośnieńskie [47]) – widzimy już spływowe facje przypominające typowe osady miocenu (fot. 15).



Fot. 12. Dobromil. Karpaty Ukraińskie. Warstwy balickie. Typ sedimentacji krośnieńskiej na obszarze przedpola w okresie miocenu





Fot. 13. Karpaty ukraińskie, rejon Centralnej Depresji Karpackiej. Utwory o typie sphywu wypielniające CDK



Fot. 14. Wrota Podpołozia, Karpaty ukraińskie. Spływy w obrębie CDK. W *matrix* bloki margli pstrych





Fot. 15. Bachórzec. Utwory miocenu znaczone na mapach jako warstwy krośnieńskie. Koniec sedymentacji w resztkowym basenie krośnieńskim

Wciąż istotnym problemem badawczym jest odtworzenie środowiska sedymentacji warstw krośnieńskich (np. określenie paleogłębokości), w większości opracowań ciągle jeszcze uważanych za utwory głębokowodne, choć uznane już były nawet za facje częściowo lądowe. Ważne jest także określenie obszaru alimentacyjnego dla facji basenowej – utrzymującej stały kierunek transportu, związany już z oligoceńskim kierunkiem nachylenia basenu. Boczny, w stosunku do basenowego, kierunek transportu materiału wskazujący na rozmieszczenie stref skłonowych obserwować można w facjach: leskiej i otrzyckiej. Należy jednak rozważyć istnienie obszaru alimentacyjnego dla warstw krośnieńskich w obszarze Sudetów, odciętych od Karpat na etapie zaginania orokliny. Znane są tam kaniony rozwijane od eocenu [149]. Rozłokowana w obszarze basen przedpola–strefa wypiętrzenia facja menilitowo-krośnieńska charakteryzuje się niestabilnością skłonów. Wskazują na to szczególnie liczne, obserwowane, w całych Karpatach w obrębie warstw menilitowych, dajki klastyczne



(fot. 16), obserwowane także w skali odsłoneń struktury, wskazujące na proces synsedymencyjnego rozciągania (fot. 17). Proces wynoszenia wypiętrzenia przedgórskiego może być ponadto przyczyną stosunkowo często obserwowanych w Karpatach (na co wskazują otwory, kontakty w oknie Kurowa, Sopotni czy Żywca) kontaktów utworów dolnej kredy bezpośrednio z warstwami krośnieńskimi lub menilitowymi (innym sposobem tłumaczenia mogą być ścicia typu pozasekwencyjnego).



Fot. 16. Warstwy menilitowe. Powszechne w Karpatach dajki klastyczne w obrębie warstw menilitowych – charakteryzują niestabilność skłónów

Tradycyjnie w literaturze Karpat z pojęciem basenu przedpola utożsamia się ostatnią fazę jego rozwoju w miocenie. W tym opracowaniu termin ten odnosi się jednakże do wędrującego, uformowanego na przedpolu, wcześniej zestalonego górotworu, wytworzonego w wyniku ugięcia pod obciążeniem górotworu (rysunek 3). Jak wspomniano, z fazą fliszową i basenem przedpola mamy na pewno do czynienia już w późnej kredzie. W istocie

basen przedpola utożsamiać należy z basenem Karpat zewnętrznych – włączając do nich także basen przedpola mioceńskiego. Tradycyjne rozdzielanie Karpat na obszar Karpat wewnętrznych, zewnętrznych i obszar przedpola mioceńskiego nie ma żadnego uzasadnienia. Nadużywany w polskiej literaturze termin „flisz” odnosić się może co najwyżej do osadów deponowanych w tej właśnie fazie rozwoju basenowo-tektonicznego. Znaczna część osadów basenu przedpola nosi charakter utworów deponowanych przez prądy zawieszinowe – wtedy też basen wykazuje stosunkowo duże przegłębienia, większe od paleogłębokości facji Tatr, czy facji bloków pienińskich. Jak wspomniano, w basenie przedpola mamy kilka facji wyznaczających jego osie. Są one niezmiennie w litologiczno-facjalnym wykształceniu i migrują (w przestrzeni) na północ od rozpoczynającej historię basenu przedpola facji inoceramowej, przejściowej-beloweskiej, hieroglifowej i wreszcie krośnieńskiej, której to kontynuacją (po przeniesieniu za rejon oligoceńskiego wypiętrzenia) są facje typu stebnicko-balickiego. Proces tworzenia basenu przedpola w ostatnim, mioceńskim etapie jego rozwoju współgra zatem z zasypywaniem resztkowego basenu krośnieńskiego (wspomniane facje Leszczawki i odkryte w okolicach Woli Węgierskiej i Bachórca).



Fot. 17. Warstwy menilitowe. Struktury dokumentujące proces ekstensji na niestabilnych skłonach

Wyraźnym wskaźnikiem uformowania nowego skłonu basenu przedpola jest pojawienie się debrytowej facji warstw worotyckich i dębowieckich na zachodzie. Facja worotycka rozwija się na podłożu eocenu i warstw menilitowych (rozwinętych aż pod region Roztocza). Stąd też później w zdeformowanych elementach jednostki stebnickiej (samborskiej) ukazują się uchwycone w procesie ścinania facje eocenu i oligocenu (np. w otworach w Jaksmanicach) lub też w tzw. fałdach wgłębnych okolic Borysławia. Podłoże menilitowo-worotyckie rozcinane jest kanałowymi facjami o typie zlepieńców słobódzkich (zwanymi w okolicach Przemyśla zlepieńcami z Dubnika). Głębokość rozcięcia facjami kanałowymi jest powodem problemów z umieszczeniem facji słobódzkiej w odpowiednim miejscu w profilu. Facja przejściowa kanałowo-olistostromowa jest obserwowana na obszarze przedpola Karpat ukraińskich (tzw. facja łanczyńska). W kierunku basenu rozwijają się facje stebnicko-balickie. Facje stebnicka i balicka to w istocie ta sama facja (prawo Waltera) rozwijana w kierunku basenu, zachowująca identyczny kierunek transportu co warstwy krośnieńskie – jest ich kontynuatką. Zatrzymanie procesu migracji układu górotwór-wypiętrzenie na terenie segmentu polsko-ukraińskiego jest widoczne w sarmacie. Znaczą je szelfowe facje rozwinięte na północnej krawędzi sarmackiego basenu przedpola [68, 113] odpowiadające basenowym facjom o typie ilów facji krakowieckich. W wyniku zaginania całej przestrzeni górotworu centrum depozycji w najmłodszym miocenie stopniowo przenosi się w rejon rumuńskiego przedpola. Odkryte w rejonie Andrychowa utwory bardzo młodego miocenu [196] mogą być już utworami niezwiązanymi z typowym basenem przedpola, ale z wypełnieniem formujących się na obrzeżach orogenu karpackiego rozwiniętych radialnie ekstensywnych rowów (np. rów Kędzierzyna). Sedymentację w rejonie Karpat kończy okres wypełniania różnego rodzaju zapadlisk śródgórskich – proces ich powstawania jest opisany w dalszej części niniejszej pracy.

## Etapy rozwoju tektonicznego

Proces budowania orogenu i deformacji tektonicznych rozpoczyna się na etapie uformowania basenu przedpola (*sensu* De Celles i Gilles, rysunek 3) wraz z początkiem jego przemieszczania. W przypadku Karpat zaczyna się on wraz ze zmianą trendu w rozwoju basenowym: z ekstensyjnego tworzenia do kompresyjnego procesu skracania i zamykania. Zatem rozwój tektoniczny jest także elementem rozwoju basenowego. W tym ujęciu założono, że proces zaginania całego pasa oroklinalnego i przestrzeni basenowej jest istotnym czynnikiem wpływającym na zmiany facjalne i kształt basenu. Typowe także dla procesu formowania się orogenu Karpat jest pierwotne składanie pryzmy orogenicznej w procesie dobudowywania kolejnych elementów ze ściśle ustaloną kolejnością, zwanym tu procesem „w sekwencji” (ang. *in sequence*) – nazwa ta będzie stosowana w dalszej części tekstu. Obrazowo ujmując geometrię nasunięć można go także nazwać stylem „na barana” (ang. *piggy back style*). Proces ten formuje klin akrecyjny budowany przez stopniowe odkłuwanie na przedpolu frontu orogenicznego kolejnych elementów tektonicznych i dobudowywanie ich do wędrującego, już zestalonego, górotworu. W budowaniu orogenu Karpat obserwujemy coraz to większy udział młodszych sekwencji osadowych w najmłodszych odkłutych i doklejanych elementach (np. jednostka skolska, borysławsko-pokucka, a wreszcie samborsko-stebnicka). Najstarsze, najwcześniej odkłute elementy tektoniczne Karpat zewnętrznych zajmują najwyższą pozycję w strukturach górotworu i dobudowywane są do wyraźnie zaznaczonego w późnej kredzie frontu orogenicznego (jednostki tektoniczne z udziałem jurajsko-triasowych facji), zestalonego już częściowo fragmentu orogenu zwanego Karpatami wewnętrznymi. Sygnalizowany w niektórych opracowaniach [34] odwrotny proces tworzenia (najpóźniej odkłute elementy tektoniczne miałyby znajdować się najwyżej w strukturach pryzmy), nie znajduje potwierdzenia w układzie górotworu – kierując się na północ obserwujemy coraz to młodsze elementy facjalne w coraz to później odkłutych i doklejonych elementach tektonicznych. W najbardziej zewnętrznej części klina akrecyjnego widzimy je w obrębie

jednostki skolskiej, borysławsko-pokuckiej czy samborskiej. Osobnym zagadnieniem jest problem ogólnego stylu tektonicznego orogenu. W Karpatach najbardziej zdeformowany jest rejon brzeżny (jednostki skolska, borysławsko-pokucka, samborska), a najmniej jednostka magurska, co sugeruje proces grawitacyjnego umiejscawiania dla znacznych fragmentów orogenu. Jednym z większych błędów i uproszczeń w omawianiu procesu pierwotnego składania „w sekwencji” jest funkcjonujące w literaturze pojęcie tzw. jednostek tektoniczno-facjalnych, ściśle wiążących element tektoniczny z „subbasenami”, czy rowami sedymentacyjnymi; niektóre z facji są nawet tradycyjnymi wyznacznikami jednostek (Igocka, istebniańska czy np. cergowska). Zakładane analizy paleogeograficzne ukazują równoległość przebiegu tych „rowów sedymentacyjnych” do obecnego przebiegu struktur orogenu [99]. To założenie można zakwestionować [58, 65] opierając się na obserwacjach terenowych czy analizie rozprzestrzenienia facji. Istotą proponowanego tu ujęcia jest założenie, że sekwencje głównych jednostek tektonicznych są jedynie częściowo związane z rejonami basenowymi. Jak wcześniej opisano, wielokrotnie strefy ścięcia „w sekwencji” tną skośnie systemy depozycyjne, powodując ujęcie tego samego elementu facjalnego w różnych elementach tektonicznych. Podstawowym założeniem jest także istnienie jednego basenu Karpat wewnętrznych i zewnętrznych w znacznym okresie jego rozwoju, co dokumentują wspólne facje. Proces migracji zestalonego orogenu (ang. *backstop*), jego basenu przedpoła, strefy wypiętrzenia przedgórskiego i regionu za wypiętrzeniem (ang. *backbulge*) powoduje przenoszenie centrum migracji, lecz ciągle w obrębie tego samego basenu sedymentacyjnego. Niektóre facje (np. facja Igocka) są wspólnym podłożem sedymentacyjnym dla rozwoju np. basenu przedpoła. Model skośnego ścinania (tłumaczący obecną pozycję różnych facji w kolejnych elementach tektonicznych) został zaproponowany w poprzednich opracowaniach [84]. Np. facja Igocko-szypocko-Audia jest wspólna zarówno dla obszaru Tatr (jest to rejon *backstop* dla okresu późnokredowego), rejonu Pienin, regionu magurskiego [16, 146], dukielskiego (okolice Pereczyna – Karpaty Ukraińskie [64, 65]), śląskiego i wreszcie brzeżnych fragmentów basenu (jednostka skolska). Podobnie też facja jarmucko-inoceramowo-istebniańsko-frydecka stanowi jeden system depozycyjny (rysunek 1). Np. w eocenie system piaskowca ciężkowickiego wyznacza pozycję wypiętrzenia przedgórskiego – skośne ścięcie powoduje ujęcie facji typu ciężkowickiego w różnych jednostkach. Przykładem wspólnej pokrywy osadowej tego samego basenu jest system menilitowo-krośnieński rozwinięty od rejonu Roztocza aż po region centralnokarpackiego paleogenu (flisz podhalański). Systemy depozycyjne zostały ścięte na etapie „w sekwencji” skośnymi (w stosunku do ich przebiegu) nasunięciami, co powoduje powstawanie różnych sekwencji jednostek tektonicznych i ujmowanie facji tego samego systemu (Igockiej, inoceramowej, cergow-



skiej itd.) w różnych elementach tektonicznych. Ciekawym przykładem skośnego ścięcia i dolepiania podczas przemieszczania frontu orogenicznego do kolejnych elementów facjalnych tej samej facji wyznaczającej ówczesną pozycję skłonu jest system miocenijskich facji debrytowych, rozwijanych na przedpolu frontu orogenicznego (od facji dębowieckich na zachodzie, poprzez worotyjską i fację Slon – fot. 18 – w Karpatach rumuńskich).



Fot. 18. Slon, Karpaty Rumuńskie. Facja Slon – typ warstw worotyjskich

Częściowo są one nawet przykrywane przez front orogeniczny (facja dębowiecka), a w części wschodniej później „dolepiane” do nasunięcia skolskiego czy borysławsko-pokuckiego (tzw. fałdów marginalnych). Nie są zatem wyznacznikiem facjalnym konkretnej jednostki tektonicznej. To skośne ścinanie tektoniczne i dołączanie do frontu orogenu facji debrytowych było m.in. powodem dyskusji na temat przebiegu i klasyfikacji niektórych

jednostek zewnętrznych (problem tzw. fałdów wgłębnych [63, 93, 94, 197]. W rejonie Przemysła (okolice Książyc) facje menilitowe i worotyckie rozwinięte są na przedpolu frontu nasunięcia jednostki skolskiej i w istocie nie ma znaczenia, czy są elementem jednostki borysławsko-pokuckiej czy samborskiej (stebnickiej). Na etapie składania „w sekwencji” orogenu karpacki wykazuje cechy typowego orogenu naskórkowego (ang. *thin-skinned tectonic* [21]), z dobrze określonym nasunięciem spągowym (nasuwanie odbywa się bez żadnej interakcji z podłożem). Wskazuje na to m.in. niezależność transportu tektonicznego od przebiegu struktur podłoża. Inaczej jednakże wygląda ów proces w opisanych poniżej etapach wtórnych deformacji tektonicznych. Mechanizm tworzenia pryzmy orogenicznej, w której najwyżej ułożonymi są najwcześniejsze odkłute elementy tektoniczne, i stopniową wędrowkę przestrzeni basenowej zaburza pojawianie się rejonów o ekstensyjnych założeniach – np. tzw. Centralnej Depresji Karpackiej czy tzw. centralnokarpackiego paleogenu (zwanego po polskiej stronie fliszem podhalańskim). Zatem typowy klin akrecyjny Karpat wewnętrznych i zewnętrznych rozerwany jest regionalnymi strefami ekstensji (obszar Centralnej Depresji Karpackiej, czy tzw. centralnokarpackiego paleogenu). Dyskusyjny problem, związany z określeniem charakteru Karpat jako orogenu naskórkowego czy gruboskórnego (ang. *thick-skinned tectonic*), w czym istotna jest geometria nasunięcia spągowego (ang. *sole thrust*), jest łatwiejszy do rozwiązania, gdy weźmie się pod uwagę końcowe etapy deformacji.

Istotne znaczenie zarówno dla ostatecznego obrazu kartograficznego, jak też dla kolejnych etapów rozwoju (również procesu tworzenia opisanych poniżej kompleksów chaotycznych) ma pojawianie się w historii tektonicznej i basenowej tzw. ścięć pozasekwencyjnych [124]. Mechanizm ich tworzenia jest ściśle związany z procesem migracji układu orogen–basen przedpola–wypiętrzenie przedgórskie. Ścięcia pozasekwencyjne w polskiej części Karpat odkryte zostały w toku badań mezostrukturalnych [31, 36] (dla opisu charakteru deformacji miocenijskich), ale widoczne są w obrazie kartograficznym [63, 64]. Charakteryzują je także obserwowane w terenie odmienne kontakty tektoniczne, m.in. układ nasunięć typu „młodsze na starsze”. Należy podkreślić, że tego typu kontakty obserwować można także w przypadku ekstensyjnego kolapsu (przy uskokach normalnych), należy zatem rozpoznać charakter strefy uskokowej. Warto dodać, że typowy dla pierwotnego formowania klina akrecyjnego sposób „w sekwencji” (rodzaj kontaktów typu „starsze na młodsze”) w Karpatach odzwierciedla się najczęściej (w zależności od głębokości odkłucia) nasuwaniem utworów dolnej lub górnej kredy (np. inoceramowych lub istebniańskich) na warstwy krośnieńskie, czy też starszych oligoceńskich na młodsze oligoceńskie (np. menilitowych na krośnieńskie). Stosunkowo częsty, bezpośredni kontakt utworów wczesnej kredy i oligocenu (widoczny w wielu miejscach



np. oknie Kurowa, oknie Sopotni, jak też notowany w otworach np. Ropa-1) może mieć związek zarówno z migracją przedpola i elewacją wypiętrzenia przedgórskiego, jak i może wynikać z nasunięcia pozasekwencyjnego. Co istotne, strefy pierwotnych nasunięć pozasekwencyjnych są dobrze widoczne w obrazie kartograficznym, zwłaszcza w zachodniej części Karpat i rozcinają skośnie układ „w sekwencji”, czyli przebieg tradycyjnie wyróżnianych jednostek tektoniczno-facjalnych. Ścięcia pozasekwencyjne mogą się pojawiać na wielu etapach postępu przyzmy, wywołując m.in. zmiany w kącie krytycznym [28, 29, 37] przyzmy orogenicznej (rysunek 4). Z drugiej strony, samo pojawianie się potężnych kompleksów chaotycznych na różnych etapach rozwoju basenowego sugeruje powstawanie nasunięć pozasekwencyjnych także we wcześniejszych niż mioceńskie, etapach rozwoju tektoniczno-basenowego. Zwykle wysokokątowe (odmienne w geometrii od typowych nasunięć „płaszczowinowych”) nasunięcia pozasekwencyjne rozcinają podnóża aktywnych skłonów powodując ich kolaps i schodzenie potężnych spływów w głąb migrującego basenu przedpola. Proces formowania się ścięcia pozasekwencyjnego (rysunki 1 i 4) powoduje szybsze wynoszenie górnego fragmentu skłonu (co odzwierciedla się niekiedy pierwotnie formowaniem zespołu facji kanałowych – np. piaskowców typu cergowskiego rozwiniętych na oligoceńskim skłonie basenu przedpola), układ ów zostaje następnie całkowicie przebudowany w wyniku kolapsu skłonu (np. rozwój potężnych spływów w obręb basenu krośnieńskiego [59] lub też uformowanie się jarmuckiego kompleksu chaotycznego). Proces migracji klina orogenicznego odbywa się z zachowaniem kąta krytycznego, co odzwierciedla się tendencją do jego wyrównywania; zarówno poprzez tworzenie nasunięć pozasekwencyjnych (podnoszących kąt krytyczny klina orogenicznego), jak też poprzez proces formowania zsuwów i ześlizgów rozciągających kształt górotworu (pomniejszając w ten sposób kąt klina – rysunek 4). Zatem te dwa procesy są ściśle ze sobą związane. Kolejne etapy formowania dużych kompleksów spływowych, świadczących o przemieszczaniu się górotworu i przestrzeni basenowej, widać w wytwarzaniu coraz to nowych pasów kompleksów chaotycznych. Na obecnym etapie badań można wyróżnić kilka etapów w rozwoju tektoniczno-basenowym, w którym ścięcia pozasekwencyjne idą w parze z formowaniem kompleksów chaotycznych o znacznych rozmiarach. Co istotne, ścięcia pozasekwencyjne jedynie w pewnych przestrzeniach wykorzystują przebieg nasunięć z etapów „w sekwencji”. Zatem przebieg ścięć pozasekwencyjnych, wyraźnie zaznaczający się w obrazie kartograficznym i morfologii Karpat, jest ściśle związany m.in. z przebiegiem okien tektonicznych i kompleksów melanży tektonicznych. Uformowane na etapie rozwoju basenowego strefy nasunięć pozasekwencyjnych, podkreślane pasami kompleksów chaotycznych, są dodatkowo wykorzystywane w etapach wtórnych deformacji [71] na

etapie uskoków przesuwczych i etapach kolapsu. Reaktywowane w późniejszych etapach deformacji ścięcia pozasekwencyjne to opisane poniżej główne strefy uskoków przesuwczych, wzdłuż których rozwijają się strefy typu „końskich ogonów”, „struktur kwiatowych” oraz lokalnych wyniesień, obniżień basenów z rozdarcia (ang. *pull-apart*), okien tektonicznych, zatok itd. Tworzenie ścięć pozasekwencyjnych może już być powiązane z reakcją ze strukturami podłoża podkarpackiego, choć jest to dobrze widoczne dopiero po etapie kolapsowym – reaktywowane struktury podłoża zdają się wyraźnie odcinać na strukturach nasunięcia karpackiego. Wielokrotnie reaktywowane strefy ścięć pozasekwencyjnych są głównymi obszarami tworzenia stref melanży tektonicznych, a w konsekwencji – strefami migracji węglowodorów i roztworów z mineralizacją, zwłaszcza na etapie ekstensyjnego kolapsu. Strefy nasunięć pozasekwencyjnych są zwykle „głęboko zakorzenione” i tworzą główne strefy przesuwcze (ang. *master fault*), wzdłuż których zazwyczaj rozwija się szereg struktur tworzących skomplikowane asocjacje uskoku przesuwczego. Istnienie dużej strefy przesuwczej wpływa na geologiczny charakter sąsiadujących z nią regionów – w sąsiedztwie tworzą się łukowato rozwinięte strefy ścięć tektonicznych (wynik formowania struktury „kwiatowej”), ale także naprzemianległe strefy obniżień i wyniesień. Ekshumacja głównych stref przesuwczych nie jest w Karpatach równomierna. Wyniesienie głównej strefy przesuwczej (jak to ma miejsce np. w rejonie Bieszczadów) ukazuje silnie zmelanżowaną, przesyconą mineralizacją strefę. Kilka stref pierwotnie wykształconych jako nasunięcia pozasekwencyjne odgrywa szczególnie ważną rolę w strukturach Karpat i zostały omówione zarówno w kontekście rozwoju tektoniczno-basenowego, jak też obserwowanych w terenie stref melanży. Jeden z wcześniejszych etapów formowania nasunięć pozasekwencyjnych zaznacza się w krawędziowej strefie tzw. Karpat wewnętrznych, przyczyniając się do wytworzenia struktury Pienińskiego Pasa Skałkowego (PPS). Przebieg pienińskiej (bo tym w istocie jest obecnie tzw. Pieniński Pas Skałkowy) struktury „kwiatowej” i melanżu pienińskiego jest prawdopodobnie związany pierwotnie z uformowaniem nasunięcia pozasekwencyjnego, rozwiniętego na skłonie tworzącego się basenu przedpola (zwanego tradycyjnie basenem Karpat zewnętrznych). Aktywność strefy nasunięcia pozasekwencyjnego ma wyraźny wpływ na kolaps skłonu na przedpolu późnokredowego frontu orogenicznego, zrzucającego fragmenty (zestalonego już częściowo fragmentu orogenu, czyli tzw. Karpat wewnętrznych) do formującego się basenu przedpola (jarmucko-inoceramowy system depozycyjny – rysunek 1). System inoceramowo-jarmucki w swoim wewnętrznym rejonie to rozwinięty ciąg utworów spływowych od zsuwów (zachowane częściowo relacje facjalne obserwowane w dużych blokach PPS, ang. *slide*), poprzez zdeformowane ześlizgi (w znacznej mierze zdeformowane fragmenty przedpóźnokredowych sekwencji,

ang. *slump*), aż po typowo debrytowe sekwencje widziane w niektórych facjach systemu inoceramowo-jarmuckiego (fot. 2). Udział oraz wielkość egzotyków w formacji inoceramowej wyraźnie spada w kierunku północnym basenu, choć obecność egzotyków z tzw. Karpat wewnętrznych jest widoczna nawet w młodszych facjach Karpat zewnętrznych [140], daleko od rejonu pienińskiego. Pokryta młodszymi osadami (postinoceramowymi) strefa nasunięcia pozasekwencyjnego reaktywowana jest w późniejszych etapach deformacji; zarówno na etapie uskoków przesuwczych, jak i na etapie kolapsu. W oparciu o strefę nasunięcia pozasekwencyjnego tworzy się silnie zdeformowana strefa tektoniczna o charakterze struktury „kwiatowej”, ujmującej system jarmucko-inoceramowy (z blokami starszych utworów wypreparowane z inoceramowego *matriks* tworzą malowniczy pas zwany Pienińskim Pasem Skałkowym). Młodsze od systemu jarmuckiego pokrywy: eoceńskie i oligoceńskie zostały rozpostarte nad systemem jarmuckim (m.in. sekwencje magurskie), ale też wypełniają tworzący się ekstensyjny basen centralnokarpackiego paleogenu (rysunek 5). Facje inoceramowe Tatr, Pienin, rejonu magurskiego, śląskiego, jak i strefy brzegowej są elementami tego samego basenu sedymentacyjnego. Nad nimi rozpościera się ta sama pokrywa osadowa, której zasięg zmienia się w zależności od eustatycznych lub wymuszonych lokalną tektoniką zmian poziomu morza. Struktura „kwiatowa” obejmuje znacznie większą przestrzeń niż facja jarmucka (z wystąpieniami skałek) – niezauważenie tego powoduje błąd w interpretacjach przekładających się z czasem na specjalne wyróżnianie tzw. Pienińskiego Pasa Skałkowego i traktowanie go jako wyjątkowo istotną strefę tektoniczną – jakkolwiek rejon ten jest jedynie miejscem formowania laramijskiego frontu orogenicznego (cały front orogeniczny przechodzi także etap kolapsu i formowania spływów grawitacyjnych). Elementy tektoniczne znajdujące się w obrębie potężnej struktury „kwiatowej” są różnako nazywane, np. jako strefa Grajczarka (północny fragment struktury), albo strefa myjawsko-złatniańska. Nad błędnym rozpoznaniem genezy tych stref zaciążyło przekonanie o dalekiej separacji „strefami oceanicznymi”. Kolejną, w kierunku północnym, strefę związaną ze ścięciem pozasekwencyjnym wyróżnić można na przedpolu frontu magurskiego – z potężnymi spływami o typie tzw. „półwyspów”, szeroko rozwiniętych na przedpolu jednostki magurskiej, dobrze już rozpoznanych w Karpatach [54–59, 169], obejmujących prawdopodobnie całe połacie krawędziowej strefy Magury.

Pierwotnie wykształconą jako nasunięcie pozasekwencyjne i reaktywowaną strefą jest również bieszczadzka strefa melanżu [59, 60, 63, 65, 74], dająca się śledzić na znacznej przestrzeni (od miasta Stawne na Ukrainie, poprzez Wołosate, Wetlinę aż po Jabłonki – np. fot. 19). Jej wschodnie przedłużenie widoczne jest aż po półkno tektoniczne Podpołozia w Karpatach Ukraińskich [63]. Kolejnym, ku północy, miejscem uformowania

nasunięcia pozasekwencyjnego (tworzonym już w miocenijskim etapie deformacji), rozwiniętym wzdłuż nasunięcia pozasekwencyjnego jest przedpole tzw. jednostki węglowieckiej (mylnie zwanej w tej części Karpat podśląską i utożsamianej z brzegową strefą basenu Karpat).



Fot. 19. Wetlina. Strefa melanzu tektonicznego. Uskoki normalne (radialne) związane z procesem tzw. ekstensji wzdłużnej

Podobnie, strefą rozwiniętą pierwotnie jako nasunięcie pozasekwencyjne z okresu oligocenijskiego jest strefa lancokorońsko-żegocińsko-grybowski-smilneńska (L-Z). Wielka blizna na nasuniętych gmachach Karpat jest wielokrotnie reaktywowaną strefą z doskonale



rozwinęta przy niej sekwencją uskoku, pierwotnie rozwiniętego jako nasunięcie pozasekwencyjne. Strefa uskokowa została reaktywowana jako uskok lewoprzesuwczy z towarzyszącymi jej strefami obniżen i wyniesień, strefami okien i półokien tektonicznych, basenów z rozdarcia (ang. *pull-apart*), jak np. strefa Michalczowej [24], zwana też strefą Wojakowej. Obecnie, po etapie kolapsu grawitacyjnego jest to w istocie strefa rowu tektonicznego (choć w literaturze zwana niekiedy strefą okien, które powstały na etapie uskoków przesuwczych). Strefa L–Z tnie skośnie przebieg stref z okresu „w sekwencji”. W pewnej mierze może być genetycznie związana z tzw. linią tektoniczną Kraków–Lubliniec [11, 12] chowającą się pod Karpaty, w przebiegu nawiązując do przedalpejskich struktur dobrze zaznaczających się na przedpolu. Strefa L–Z jest przykładem, jak rysy spękań tektonicznych odziedziczonych z etapów przedalpejskich odbijają się na obrazie kartograficznym nasunięcia karpackiego, co wynika ze wspólnego etapu deformacji tektonicznych (zarówno nasunięcia Karpat, jak i podłoża) w czasie procesu kolapsu.

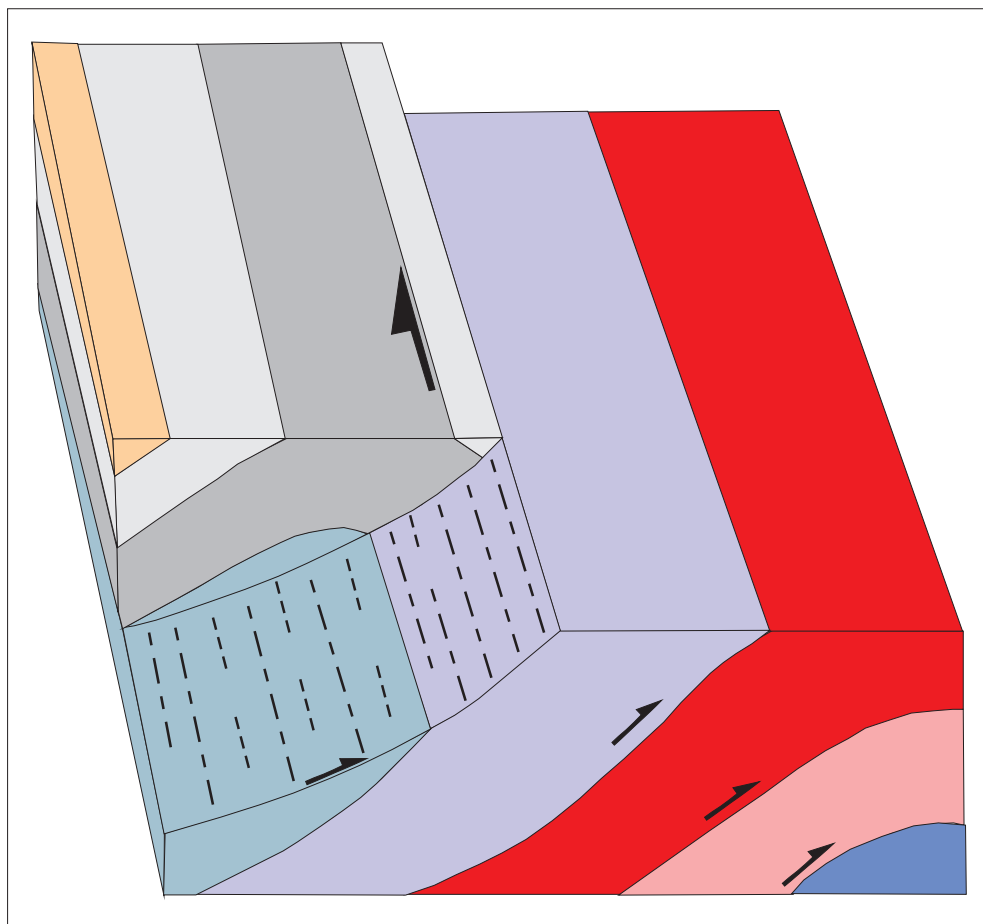
Ukształtowanie nasunięcia pozasekwencyjnego w zachodniej części polskich Karpat rozpoczyna proces późniejszego wynoszenia strefy okna tektonicznego Żywca. Strefa ta (co jest dobrze widoczne w morfologii) odcina blok Beskidu Małego od warstw krośnieńskich regionu Łodygowic. Dalej ku wschodowi stanowi granicę między warstwami krośnieńskimi a Blokiem Beskidu Małego. Wysokokątowa strefa nasunięcia pozasekwencyjnego powoduje wyniesienie strefy melanżu tektonicznego (zwykle wyróżnianej jako jednostka podśląska). Nasunięcie pozasekwencyjne „rozdzwaja” strefę melanżu kształtowaną podczas nasuwania orogenu, nazywaną jednostką podśląską. Ta zwarta strefa melanżu nasunięciowego, wychodząca na powierzchnię u brzegu Karpat (znaczona jako jednostka podśląska), rozcinana jest wysokokątowymi nasunięciami pozasekwencyjnymi. Południowe (w przekroju) nasunięcie pozasekwencyjne, obserwowane w tym regionie, to szeroka strefa ścięcia tzw. jednostki przedmagurskiej. Nasunięcie pozasekwencyjne rozdziela pokrywę warstw krośnieńskich (ta sama pokrywa widoczna jest jako warstwy krośnieńskie Łodygowic i okolic Kamesznicy) wynosząc w rejonie Żywca widoczną w oknie strefę melanżu. Jest ona później ujęta w strukturę kwiatową i stanowi jej centralny fragment. Odślania się, idąc ku wschodowi, w strefie melanżu widocznej w odślonięciach m.in. w Wieprzu czy Gilowicach. Warto dodać, że istnienie melanżu sugeruje analiza profilu wierceń (Łodygowice-1 czy Bystra-1 [108]). Kontakty resztkowej pokrywy warstw krośnieńskich sugerują istnienie etapu ekstensji podczas istnienia resztkowego basenu krośnieńskiego w tym regionie. Pozycję warstw krośnieńskich tego regionu porównać można z tzw. krosnem łuski Stroń czy krosnem rejonu na południe Brzeska. Istnieje też możliwość powstawania lokalnych stref ekstensji wykształczanych podczas procesu zaginania oroklinalnego w oligocenie – zwykle są to strefy o trójkątnym zarysie – co do dziś widoczne jest w obrazie kartograficznym.

Proces zaginania oroklinalnego przenosi w przestrzeni pozycję wypiętrzenia przedgórskiego (razem z piaskowcem cergowskim). Zmienia się też kierunek zamykania basenu na północno-wschodni, co powoduje powstanie rejonów o dużej ekstensji (na zachód od południka Tarnowa). Warstwy krośnieńskie zazwyczaj wypełniają zatem trójkątne strefy ograniczane nasunięciami pozasekwencyjnymi (jak np. strefa Jablunkov–Frydek [201]), skośnymi do układu nasunięć „w sekwencji”. Strefy tych nasunięć stanowią obecnie granice dużych bloków, dobrze zarysowanych także w morfologii. Podsumowując, mechanizm wędrówki układu i proces tworzenia niektórych stref silnie skomplikowanych tektonicznie jest podobny na całym obszarze Karpat – od strefy PPS aż do znacznie rozleglejszej od PPS strefy brzegowej (zwanej niekiedy zewnętrzną strefą skałkową, ze skałkami typu andrychowskiego czy Pavlowskich Kopców). Proces nasunięć pozasekwencyjnych został dodatkowo opisany poniżej w rozdziale dotyczącym rozpoznanych w terenie stref melanży związanych z m.in. z tym procesem.

## Etap uskoków przesuwczych – Proces formowania struktur przyuskokowych

Badania kartograficzne i obserwacje stref tektonicznych (głównie stref melanżu) uwidocznily istotną rolę wtórnego (po etapie „w sekwencji”) etapu deformacji tektonicznych (zwanego w tym opracowaniu etapem uskoków przesuwczych). Reaktywowane są wtedy zarówno strefy ścięć tektonicznych z etapu „w sekwencji”, czyli nasunięć głównych elementów tektonicznych (jednostek karpackich), lecz przede wszystkim głęboko zakorzenionych stref nasunięć pozasekwencyjnych. Na szczególną ważność tego etapu w procesie formowania Karpat zwrócono uwagę w przypadku omawiania geometrii strefy węglowieckiej [71]. W etapie tym dochodzi m.in. do przekształcenia stref nasunięć o wergencji północnej lub północno-wschodniej w strefy przesuwcze (rysunek 6), niekiedy z czasem reaktywowane. Konsekwencją tego etapu deformacji jest wyraźne przekształcenie obrazu kartograficznego Karpat i wytworzenie szeregu struktur związanych już ze strefami uskoków przesuwczych. Jak wspomniano, tworzone są tzw. asocjacje uskoku przesuwczego. Ten etap deformacji decyduje m.in. o procesie powstawania naprzemianległych (w stosunku do głównej strefy przesuwczej – z ang. *master fault*) stref obniżień i wyniesień, struktur „kwiatowych”, czy tzw. struktur „końskiego ogona”. W strefach okołoprusuwczych powstaje ponadto szereg związanych z nimi basenów „z rozdarcia” (ang. *pull-apart basins*), stref okien i półokien tektonicznych, czy chociażby tzw. zatok rozwiniętych w strefie nasunięcia karpackiego. Etap ten powoduje ułożenie wielu regionów w Karpatach w struktury o łukowatym zarysie (jest to widoczne zarówno w obrazie morfologicznym, jak i kartograficznym), co wynika z geometrii formowanych struktur „kwiatowych”.





Rys. 6. Reaktywacja powierzchni nasunięcia jako uskok przesuwczy

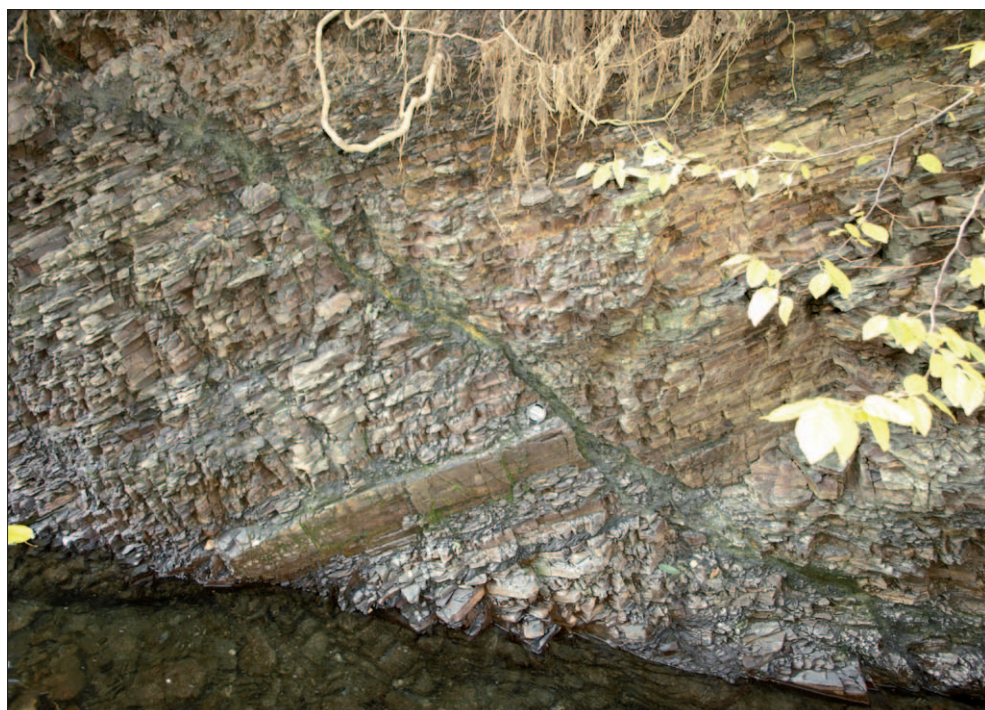
Proces formowania struktur „kwiatowych” wyjaśnia dość powszechne w Karpatach (widziane zarówno w skali odsłonięć – fot. 20 – jak i w przekrojach) powstawanie nasunięć wstecznych, czy formowanie wachlarzowatej w przekroju geometrii elementów tektonicznych. Ten etap deformacji wpływa na obraz kartograficzny w każdym segmencie Karpat: od zachodnich aż po Karpaty rumuńskie. Większość szerokich stref melanży tektonicznych związanych jest właśnie z tym etapem deformacji (np. fot. 19–37). Proces reaktywacji w znaczny sposób przekształca ułożony sposobem „na barana” (ang. *piggy back mode*) „w sekwencji” system nasunięć. Jest jednakże zanedbywany w wykonywanych przekrojach zbilansowanych [38, 130].



Fot. 20. Struktura o typie struktury „kwiatowej”. Warstwy menilitowe

Dla poprawnego zbilansowania powinien zostać uwzględniony wraz z obliczeniem wielkości przesuwu. Wykształcanie struktur „kwiatowych” powoduje niekiedy kłopotliwe (dla klasyfikacji na mapach geologicznych) „przemieszczenie” w obrębie struktury „kwiatowej” elementów facjalnych, tradycyjnie zaliczanych do sąsiadujących ze sobą jednostek tektonicznych. Tego „przemieszczenia” nie tłumaczono w literaturze, lecz bywało ono powodem

wieloletnich dyskusji co do przynależności niektórych regionów do konkretnej jednostki tektonicznej (np. w rejonie jednostki dukielskiej). Jest to wyraźnie widoczne choćby w dobrze udokumentowanych wierceniach polach naftowych Wola Jasienicka, Łodyna czy Grabownica, rozwiniętych wzdłuż strefy węglowieckiej, np. margle węglowieckie (tradycyjny wyznacznik facjalny jednostki węglowieckiej) znajdują się w obrębie struktury kwiatowej, która łączy ze sobą elementy tradycyjnie zaliczane do jednostki węglowieckiej albo do śląskiej [190]. Struktury „kwiatowe”, przekształcone dodatkowo na etapie kolapsu orogenu są jednym z głównych miejsc migracji i nagromadzeń złóż ropy naftowej (m.in. złoża Grobla, Łodyna, Wola Jasienicka, Węglówka). Strefy melanży (np. fot. 26) łatwo wyróżnialne w czasie badań terenowych (nieujmowane zwykle w dotychczasowych opracowaniach kartograficznych) są właśnie wyznacznikiem głównej strefy przesuwczej, wzdłuż której formują się struktury o znacznej niekiedy wielkości ze skomplikowaną geometrią. I znowu wspomnieć należy o strefie lanckorońsko-żegocińskiej jako jednym z najbardziej widocznych w całych Karpatach regionie tworzenia stref tektonicznych o wieloetapowej genezie.



Fot. 21. Okolice Bielska. Uskoki normalne związane z etapem kolapsu





Fot. 22. Zawoja, Skawica. System uskoków normalnych związanych z procesem kolapsu, formujący rów tektoniczny Skawicy



Fot. 23. Słowacja. Melanż tektoniczny. Pieniński Pas Skalkowy





Fot. 24. Szaflary, Białka. Melanż tektoniczny PPS. Bloki w *matryks*. *Matryks* złożona głównie z utworów warstw inoceramowych i margli pstrych



Fot. 25. Potok Rabski, Bieszczady. Strefa uskoku przesuwczego. Struktura o typie „końskiego ogona”





Fot. 26. Łodyna, Potok Dźwiniacz. Strefa melanitu związana ze strukturą „kwiatową” Łodyny



Fot. 27. Stebnik k. Ustrzyk Dolnych. Strefa melanżu związana z uskokiemi przesuwczym





Fot. 28. Świętkowa. Strefa melanżu związana z formowaniem się okna Świętkowej





Fot. 29. Wysowa. Strefa melanżu



Fot. 30. Brunary k. Grybowa. Rzeka Biała. Strefa melanżu





Fot. 31. Regietów Niziny. Melanż związany ze strefą uskoku przesuwczego



Fot. 32. Mihalovce, Rejon Smilna. Strefa melanżu związana z formowaniem okna tektonicznego Smilna





Fot. 33. Sopotnia. Strefa melanzu formująca strukturę „kwiatową” okna Sopotni





Fot. 34. Rejon Pochodzitej. Strefa melanzu formująca tzw. jednostkę przedmagurską (strefę uskoku przesuwczego). Odstąpienie obecnie nie istnieje



Fot. 35. Rajbrot. Melanz tektoniczny strefy lanckorońsko-zegocinśkiej





Fot. 36. Potok Dobrocieszka. Strefa Wojakowej (Michalczowej). Utwory melanżu związane z formowaniem strefy Wojakowej



Fot. 37. Kuków k. Suchej Beskidzkiej. Strefa melanżu związana ze strefą uskoków przesuwczych



Wtórny etap reaktywacji (uskoków przesuwczych) ma zasadnicze znaczenie dla uformowania się strefy melanżu tektonicznego Pienińskiego Pasa Skalkowego. Jak to ujęto powyżej w rozdziale rozwoju basenowego, front nasunięcia Karpat wewnętrznych stowarzyszony był prawdopodobnie ze strefą nasunięcia pozasekwencyjnego. Reaktywacja tej strefy powoduje powstanie szeregu struktur o typie struktury kwiatowej, związanych z przebiegiem PPS. Proces ujęcia znacznego obszaru (większego niż tradycyjnie znaczony na mapach zakres PPS) w obrębie struktury kwiatowej jest dobrze widoczny w rejonie PPS. Głębokie otwory m.in. Lubina-1, Hanusovce czy Nowy Targ-1 [111, 112, 147, 199] wskazują zarówno na nasunięcie elementów PPS w stronę północy (o stromych kątach) lub też na nasunięcia wsteczne, jak i na skomplikowany, zmienny w nachyleniu przebieg głównej strefy ścięcia (dobrze widocznej np. w potoku Grajcarek). W istocie PPS jest ujętą w strukturę „kwiatową”, zmelanżowaną strefą antyklinalną (w jądrze występują warstwy inoceramowe z blokami starszych skał), z młodszą pokrywą (o wieku eocen–oligocen/miocen), por. rysunek 5. Geometria Pienińskiego Pasa Skalkowego, jako struktury o typie „strukturalnego wachlarza” o dobrze widocznych nasunięciach wstecznych, sygnalizowana była wcześniej [1, 199]. Pienińska struktura „kwiatowa” obcięta jest ekstensyjnym uskokiem (zwanym tu uskokiem pienińskim – fot. 38), uformowanym podczas tworzenia basenu centralnokarpackiego paleogenu – proces formowania basenu i uskołu pienińskiego znaczą skłonowe facje typu warstw szafarskich. Podsumowując, w obręb struktury kwiatowej włączone są zarówno starsze osady, prawdopodobnie od warstw łgockich, różnorako nazywanych w rejonie PPS, poprzez późnokredowe utwory pstre, aż do utworów paleoceńsko-eoceńskich (zaliczanych tradycyjnie do jednostki magurskiej), łącznie z menilitowo-krośnieńską – wspólną dla całego regionu Karpat zewnętrznych, PPS i fliszu podhalańskiego z oligoceńsko-miocenią pokrywą. Proces reaktywacji wzdłuż strefy przesuwczej formuje pienińską strefę melanżu, w której główną *matriks* stanowią rozarte, przepelnione „skalkami” starszych utworów warstwy inoceramowe i pstre margle oraz łupki (rysunek 5). Było to powodem różnych interpretacji, np. koncepcji okien tektonicznych [97]. Dodatkowo proces formowania dużej strefy przesuwczej tworzy (jak w innych miejscach Karpat) naprzemianległe strefy obniżenia i elewacji (zarówno w sensie geologicznym, jak i morfologicznym); np. obniżone są strefy Udola i Kremnej, wypełnione sedymentacją krośnieńsko-malcowską [128].

Ciekawie wygląda front nasunięć wewnątrzkarpackich w rejonie Wagu [110, 119], przemieszanych w obrębie struktury „kwiatowej”, gdzie elementy „pienińskie” występują na zapleczu tatrzańskich. Ujęcie w geometrię struktury „kwiatowej” tłumaczy „przemieszanie” jednostek na terenie Karpat Ukraińskich, np. w rejonie na południowy zachód od Niżnich Vorot (z masywem Połoniny Runej).



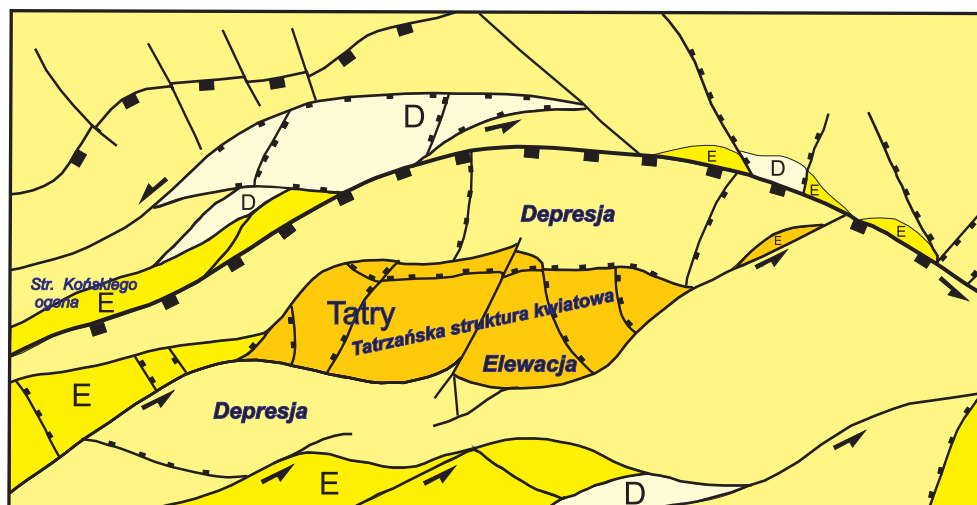


Fot. 38. Haligovce. Strefa uskoku pienińskiego

Taki sam układ można zaobserwować w potężnej strukturze „kwiatowej” rozwiniętej na przedpolu masywu marmaroskiego, gdzie palczasty układ elementów tektonicznych [63, 64, 159] jest wynikiem ujęcia tej strefy w obrębie struktury kwiatowej. Przemieszane są tutaj jednostki: dusińska, suchowska, turicka czy marmaroska [63, 64]. Proces zaawansowanego rozwoju stref przesuwczych i ich kolapsu może formować także miotłaste w obrazie kartograficznym, powszechne w Karpatach struktury typu „końskiego ogona”, widoczne zarówno w skali mapy, jak i obserwowalne w skali odsłoneń. Część asocjacji uskoków przesuwczych tworzy miotłaste struktury typu „końskiego ogona”, początkowo wyniesione, ale reaktywowane na etapie ekstensji. Strefa uskokowa Dragos-Voda wynosi potężną strukturę „kwiatową” (w jej obrębie ujęte są łuski; Leordina, tzw. czarnego fliszu czy Botizii – uznawane tam za elementy magurskie [40, 64]). Faliście przebiegająca na znacznym obszarze Karpat polskich i ukraińskich strefa tektoniczna

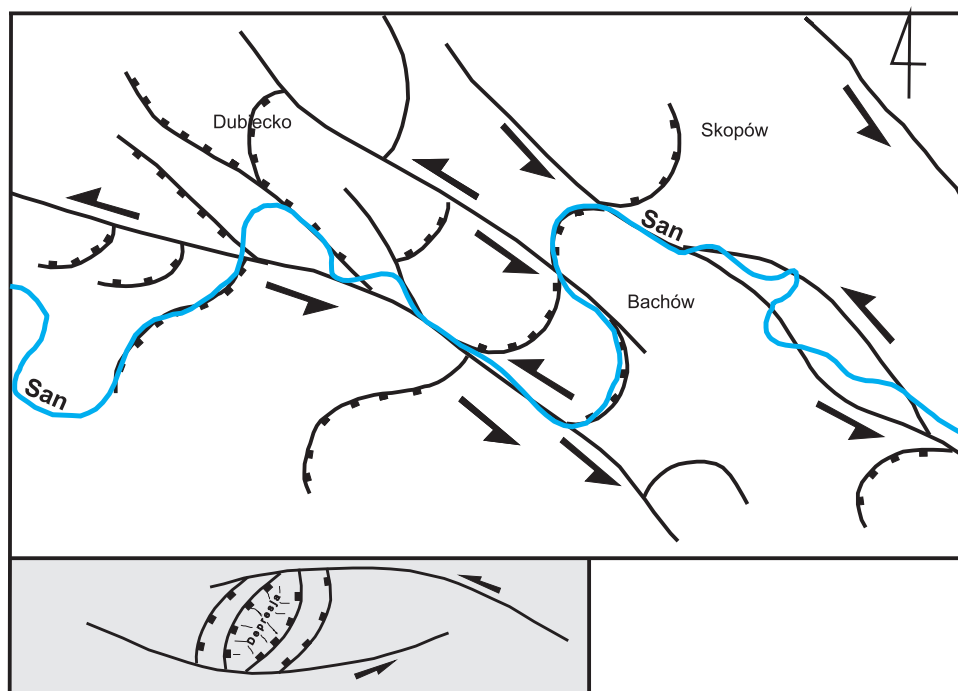
węglowiecko-holatyńska [63, 64] tworzy naprzemianległe regiony wyniesione (jak np. struktura węglowiecka i struktura w okolicach Holatyna) i obniżone – np. Centralna Depresja Karpacka (ujęta w dwie strefy tektoniczne), czy najbardziej wewnętrzna część jednostki skolskiej na południe od Skolego. Otoczenie strefy węglowiecko-holatyńskiej szczególnie obfituje w szereg struktur typu „końskiego ogona” lub struktur „kwiatowych” rozwiniętych wzdłuż jej przebiegu. Układ typu struktury „kwiatowej” (przekształconej uskokiemi radialnymi, równoległymi do osi głównych elementów tektonicznych) zdaje się odpowiadać za rozczłonkowanie frontu nasunięć w rumuńskim segmencie Karpat (szereg tzw. półokien), ale też w rejonie bitkowskim (Karpaty ukraińskie). Proces podobny do formowania tzw. zatok wzdłuż frontu nasunięcia Karpat widoczny jest też w polskim segmencie. Ponadto proces ujmowania w strukturę „kwiatową” i „przemieszania utworów” różnych elementów tektonicznych jest przyczyną pojawiania się tzw. fliszowych utworów stosunkowo daleko od linii uznawanej za nasunięcie Karpat (zatoka gdowska). Tektoniczna reaktywacja jest współczesna z osadzaniem się utworów miocenkich „zatok” – stąd przyczyna ich zróżnicowanej budowy. Niektóre z „zatok” mają podłoże fliszowe, a inne profil wskazujący na jedynie miocenkie wypełnienie [131]. Geometria struktury „kwiatowej” jest przyczyną charakterystycznego układu tzw. fałdów bocheńskich [164, 165], struktury kopalni Grobla, czy też pojawienia się utworów „fliszowych” na przedpolu Karpat w rejonie Rzeszowa [194]. W obrazie kartograficznym jednostki skolskiej Karpat przemyskich najważniejsze znaczenie ma strefa przesuwczą biegnąca m.in. w rejonie Krościenko–Trzcianiec–Leszczawa–Dąbrówka Starzeńska. Na północny wschód od niej widzimy łukowato ułożone strefy ścięć (fusek) jednostki skolskiej. Jednym z najlepszych przykładów uformowania struktury „kwiatowej” jest rejon Węglówki. Cały obszar ujęty jest w dwa systemy ścięć: na południe od wyniesienia węglowieckiego oraz na przedpolu. W centralnej części tej negatywnej struktury „kwiatowej” znajduje się tzw. czapka Bonarówki. Układy typu struktur „kwiatowych” mają istotny wpływ na przebieg i uformowanie wielu elementów tektonicznych w Karpatach, na co wskazuje łukowaty zarys niektórych elementów tektonicznych, jak np. fałd Rzepienników–Biecha–Rożnowic. Układ Karpat wewnętrznych, a zwłaszcza soczewkowaty kształt masywu tatrzańskiego, sugeruje także wyniesienie tego fragmentu w ramach potężnej struktury „kwiatowej” (por. model rysunek 7). Formują ją głównie dwie strefy ścięcia rozcinające region centralnokarpackiego paleogenu. Jedna biegnie od Rużemberoka, przechodzi w tzw. uskoki podtatrzański południowy, kieruje się w stronę Rużbachów (w strefie przyskokowej wynoszona jest tzw. struktura Rużbachów) i kończy na strefie pienińskiego uskoku normalnego – związanej z procesem kolapsu, młodszej od strefy przesuwczej wynoszącej Tatrę. Jednakże tatrzańska struktura „kwiatowa” przechodzi etap rozciągania

(formowanie uskoków radialnych), jak i kolapsu grawitacyjnego (wspomniane poniżej uskoki normalne m.in. w kierunku północnym), rozpadając się na bloki. Szereg uskoków normalnych wywołuje nierównomierne wynoszenie regionu tatrzańskiego powodując efekt wynoszenia strefy poduskokowej (ang. *footwall elevation*). Warto zauważyć geometrię o typie „końskiego ogona” doskonale zarysowaną w obrazie kartograficznym strefami ścięcia [110] w rejonie Karpat wewnętrznych. Rozdzielane strefami uskoków pierwotnie przesuwczych są bloki m.in. Małej i Wielkiej Fatry, łącznie z regionem Bielskich Karpat i Niskich Karpat. Cały ten region zdaje się być obecnie (miotłastą w zarysie) strukturą „końskiego ogona”, uformowaną pierwotnie w ogromnej strefie przesuwczej (przemieszane są tam regiony pieniński i tatrzański), przekształconej w etapie kolapsu orogenu. Ujmuje ona obecnie kilka jednostek zarówno Karpat wewnętrznych, jak i zewnętrznych. Doskonale widoczne są strefy ścięcia m.in. w regionie Bytcza–Považska Bystrzyca–Trenczyn czy Terchowa–Strecno–Rajec wykorzystywane przez rzeki (m.in. Wag). Przy strefach uskokowych formuje się szereg struktur „kwiatowych”, m.in. w rejonie Vratnej, Kysuckiego, Nowego Miasta czy na zachód od Twardoszyňa. Są one obecnie, po etapie kolapsu, granicami zapadlisk wypełnionych osadami miocenu i pliocenu (np. zapadliska Trnawy czy Martina). Etap uskoków przesuwczych odgrywa także ważną rolę w lokalnym obrazie morfologicznym.



Rys. 7. Elewacja masywu Tatr i obszarów przyległych w systemie uskoków przesuwczych; uskoki przesuwcze, uskoki normalne związane z etapem ekstensji wzdłużnej i kolapsu

Genezę przyuskokową mają też małe baseny „z rozdarcia” (ang. *pull-apart*), które wykształcone są wzdłuż biegów głównych rzek polskich Karpat (rysunek 8). Są miejscem poszerzenia dolin i silniejszego meandrowania. Z tym procesem wydają się być związane szersze doliny Sanu (w okolicach Sanoka–Bykowiec czy Dynowa–Bachórcza), jak też np. Wisłoka (w okolicach Odrzykonია–Łączek Jagiellońskich).

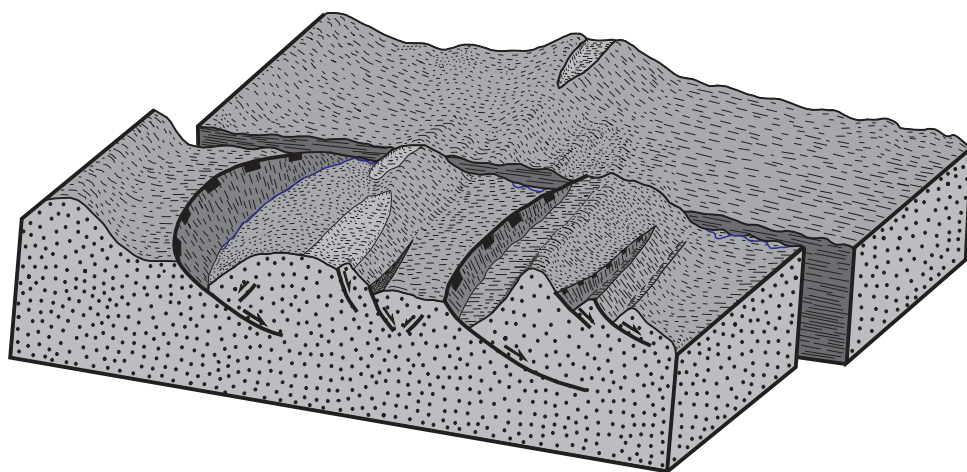


Rys. 8. System uskocków przesuwczych formujących małe baseny z rozdarcia, wykorzystywane przez San

Proces przesuwania wpływa na obraz morfologiczny strefy przyuskokowej. „Ciągnięcie” w tej strefie uskockowej powoduje rozpad na bloki stref przyuskokowych (rysunek 9). Powoduje to rozpad blokowy masywów górskich rozłożonych przy uskoku. Poszczególne bloki są niekiedy rotowane wokół osi prostopadłych do strefy uskockowej. Strefy uskockowe rozdzielające masywy, generalnie prostopadłe do głównej strefy uskockowej, mają łukowate kształty (co wynika z geometrii strefy uskocków normalnych) i są zwykle wykorzystywane



przez potoki, co powoduje szczególny obraz morfologiczny. Jest to znakomicie widoczne zwłaszcza na Pogórzu Przemyskim (np. wzdłuż strefy uskokowej Leszczawa–Lipa–Dąbrówka Starzeńska). Jednym z tłumaczeń blokowego rozpadu tzw. krawędziowej strefy Roztocza może być model zaprezentowany na rysunku 9. Podobny model sugeruje łukowaty zarys przebiegu dolin rzecznych na Podhalu, ponadto rozpad blokowy dodatkowo wyjaśnia nierównomierne wynoszenie tego obszaru.



Rys. 9. Rozpad masywów górskich w strefie przyskokowej

Warto zauważyć, że proces formowania potężnych struktur przyskokowych ma znaczenie nie tylko w rejonie karpackim, ale także w okołokarpackim. Kluczowe jest rozpoznanie wpływu stabilnego kratonu (platformy wschodnioeuropejskiej, a zwłaszcza jej zachodniego ograniczenia), czyli strefy ścięcia zwanej linią T–T, na cały układ tektoniczny – nie tylko regionu Polski, a szczególnie na jego reaktywację w różnych etapach orogenezy alpejskiej. Wynoszone struktury „kwiatowe” (reaktywowane także później w reżimie ekstensyjnym, jak Góry Świętokrzyskie czy cały region świętokrzyski) to potężna struktura „kwiatowa” skośnie ułożona do T–T. Podobny układ geometryczny (w stosunku do linii T–T) można obserwować w rejonie Koszalina [109]. Formowanie uskoków przesuwczych wykorzystujących starsze strefy nieciągłości tektonicznych wynika z ułożenia w geometrię struktury kwiatowej [68]. Blok Gór Świętokrzyskich podlega rozpadowi na etapie kolapsu orogenu karpackiego. Sinistralny zwrot strefy ścięcia (w ostatnim etapie deformacji linii T–T)

w warunkach ekstensji może też wpływać na układ ekstensyjnych stref pozornie niezwiązanych z tą linią [144]. Co istotne, region Wyżyny Krakowskiej (przedpola Karpat) z dobrze widocznym układem spękań jest związany z etapem uskoków przesuwczych zmieniającym Karpaty. System ścięć i uskoków normalnych, rozbijających na bloki region Wyżyny Krakowskiej wynika ze wspólnej deformacji Karpat oraz przedpola na etapie uskoków przesuwczych, a przede wszystkim na etapie kolapsu orogenu. W obrazie kartograficznym możemy dostrzec dobrze uformowaną strukturę o typie „końskiego ogona” ujmującą rejon brzegowy Karpat, miocen przedpola oraz blok Wyżyny Krakowskiej.

# Baseny przyuskokowe

Jednym z dobrze widocznych w obrazie kartograficznym Karpat efektów etapu uskoku przesuwczego jest powstawanie przy strefach przesuwczych wielu basenów o typie przyuskokowych basenów z rozrywania (ang. *pull-apart basins*). Szczególnie istotne są dwa baseny, rozlokowane w strefie znacznej anomalii grawimetrycznej (rozciągającej się od rejonu Zazrivy aż po rejon gorlicki). Południowo-zachodnia strefa to basen orawsko-nowotarski, rozwinięty pierwotnie jako basen z rozrywania [152, 153]. W następnym etapie (kolapsu orogenu) przekształcony został on w typowe, otoczone już uskokami normalnymi (fot. 39) zapadlisko śródgórskie. Basen ten jest rozwinięty na podłożu reszkowej sedymentacji typu krośnieńsko-malcowskiego [23, 195]. Rozwinięty klasycznie jako basen przyuskokowy (przekształcenie lokalnej morfologii powoduje wypełnianie go pierwotnie klastykami z otaczających regionów), profil ukazuje przejścia w środowisko morskie i znowu w brakiczne [186–189]. W rejonie północno-wschodnim w obrębie anomalii grawitacyjnej rozwija się następny basen przyuskokowy, rozwinięty w strefie uskoku Dunajca, tzw. basen nowosądecki [22]. Podobnie jak i basen orawsko-nowotarski, przekształca się on w etapie kolapsu w śródgórskie zapadlisko otoczone systemem uskoku normalnych (patrz rozdział etap kolapsu grawitacyjnego). Warto dodać, że na formowanie basenu sądeckiego ma także wpływ ekstensja SE–NW (uskoki normalne widoczne w Kamienicy Nawojowskiej). Genezę przyuskokową mają również szybko obniżane strefy Iwkowej [150] oraz Brzeska [70]. Swego rodzaju „basenem z rozdarcia” jest istotna w obrazie kartograficznym Karpat tzw. Centralna Depresja Karpacka, ujęta w dwa systemy przesuwcze: wspomniany powyżej węglowiecki oraz rozlokowany przed frontem nasunięcia magurskiego, związany z (opisaną szerzej poniżej) strefą melanżu bieszczadzkiego.



Fot. 39. Czarny Dunajec. Uskok normalny, południowe obrzeżenie basenu orawsko-nowotarskiego



# Ekstensja wzdłużna – uskoki radialne

Jedną z bardziej powszechnych struktur obserwowanych zarówno w skali odsłoneń, jak i skali mapy, jest sieć uskoków ze względu na wachlarzowaty (w skali orogenu) układ, zwanych w tym opracowaniu radialnymi [71]. Są to uskoki normalne lub zrzutowo-przesuwcze dzielące na bloki fragmenty orogenu, m.in. szereg struktur „kwiatowych” oraz fałdów. Ich powstanie wynika z ekstensji równoległej (wzdłużnej) do przebiegu struktur (uskoki są ułożone prostopadle do przebiegu struktur „kwiatowych” i jednostek tektonicznych). Tworzą one radialny układ w obrazie kartograficznym Karpat, przedpola, a nawet obrzeżenia przedpola [68] i są kluczowe dla rozwoju sieci rzecznej – decydują o jej tzw. rusztowym układzie. W zachodniej części Karpat ich przebieg to NNW–SSE, na południku Krakowa to N–S, natomiast w części wschodniej polskich Karpat mają przebieg NNE–SSW. Uskoki te widoczne są także w Karpatach ukraińskich oraz rumuńskich, a szczególnie czeskich i słowackich. Są one wykorzystywane przez rzeki (doliny Soły, Skawy, Raby, Dunajca) i mają kluczowy wpływ na obraz kartograficzny. W obrazie kartograficznym, jak i w morfologii wyróżniają się strefy uskokowe, np. Łużnej, Harkłowej, Jaśła, zachodniego obrzeżenia okna Żywca oraz okna Mszany (strefa uskokowa Mszanki i Kamienicy). Składowa przesuwcza reaktywowanych uskoków radialnych powoduje także powstawanie mniejszych struktur okołoprzesuwczych, co widoczne jest np. w dolinie Kamienicy. Etap ekstensji wzdłużnej i powstawania sieci uskoków radialnych datują rozcinane tymi uskoki utworzy miocenu Nowego Sącza (odsłoneńca w Kamienicy Nawojowskiej) czy miocenu Olszan k. Przemysła (fot. 40). Ekstensja radialna jest odpowiedzialna za rozpad orogenu na szereg bloków i zapadlisk, doskonale odzwierciedlonych w morfologii terenu. Proces ten w znacznej mierze przekształca tektonicznie i morfologicznie struktury z etapu uskoków przesuwczych (typ struktur „kwiatowych” i „końskiego ogona”) rozbijając je na mniejsze. Ma też zasadnicze znaczenie dla powstawania zapadlisk o typie rowów tektonicznych w najbardziej zewnętrznych częściach górotworu (o typie tzw. bram, np. bramy wilkowickiej) i na morfologiczną izolację poszczególnych bloków (np. bloku Beskidu Małego i Beskidu Śląskiego). Zasięg

uskoków radialnych sięga daleko na przedpole Karpat. Ekstensja wzdłużna może być jedną z przyczyn prostopadłego do frontu orogenu Karpat ułożenia rafowych facji typu „Miodobród” [120].



Fot. 40. Olszany k. Przemyśla. Utwory miocenu z systemem uskoków normalnych typu radialnego

# Proces kolapsu orogenu

Istotne znaczenie dla obrazu kartograficznego, morfologii oraz systemu naftowego ma kolejny po etapie uskoków przesuwczych etap deformacji Karpat – kolapsu grawitacyjnego orogenu. Etap kolapsu grawitacyjnego w polskiej części Karpat został rozpoznany w ostatnich latach [67–69, 71, 72, 74, 118]. Zaznacza się w całym regionie Karpat, w ich zachodnim segmencie (od wewnętrznych, poprzez zewnętrzne), aż do zapadliska i jego obrzeżenia. Proces ekstensji zauważalny jest także w obszarze zapadliska, przekształcając strefy uskoków przesuwczych w struktury typu „końskiego ogona”. Taką strefą pierwotnie przesuwczą jest np. obecnie ujęty w strukturę „końskiego ogona” region rowu Wielkich Oczu i zrębu Ryszkowej Woli. Cały obszar zapadliska podlega procesowi kolapsu. Dominują tu struktury ekstensyjne – typu rów/zrąb, przekształcające powszechne w obszarze zapadliska i w regionie przykarpackim struktury przesuwcze o typie „końskiego ogona”.

Proces kolapsu orogenicznego wynika zwykle z wywoływanej różnymi czynnikami [32] tzw. późnoorogenicznej ekstensji. Powoduje ona niestabilność grawitacyjną orogenu, kolaps korzeni litosferycznych, jak i wyniesień topograficznych (co jest szczególnie dobrze widoczne w Karpatach, w ich blokowym rozpadzie morfologicznym) i może przemienić się w tzw. postorogeniczną ekstensję, wywoływaną m.in. reorganizacją ruchu płyt, a w niektórych fragmentach orogenu także zaginaniem oroklinalnym.

Badania terenowe przeprowadzone w całym obszarze zachodnich Karpat (inaczej wygląda sytuacja w segmencie rumuńsko-ukraińskim) wskazują na powszechność struktur ekstensyjnych (por. fot. 7, 19, 21, 22 oraz 41–50). Zdecydowana większość struktur tektonicznych widocznych obecnie w skali odsłoneń to uskoki normalne, związane z etapem kolapsu. Na istnienie szeregu struktur związanych z procesem kolapsu wskazuje analiza map oraz bezpośrednie obserwacje terenowe. Podobnie jak na etapie powstawania uskoków przesuwczych, struktury wynikające z procesu kolapsu wykorzystują w znacznym stopniu strefy ścięć tektonicznych powstałe we wcześniejszych etapach deformacji tektonicznych. Wykorzystywane są zarówno strefy nasunięć pozasekwencyjnych, ale także (rzadziej) strefy nasunięć głównych elementów tektonicznych z tzw. etapu „w sekwencji”. Badania terenowe wskazują, że strefy nasunięć podjednostek magurskich zostały reaktywowane już na etapie

uskoków przesuwczych, zaburzając układ z etapu „w sekwencji”, co powoduje problemy z wytyczeniem granic tzw. podjednostek magurskich. Nasunięcia podjednostek magurskich zostały reaktywowane w procesie kolapsu jako uskoki normalne. Układ kartograficzny wskazuje, że niektóre kontakty rysowane jako nasunięcia o północnej wergencji nie mogą być nimi, gdyż geometria tego typu jest niemożliwa. Dotyczy to m.in. strefy kontaktu jednostek dukielskiej ze skolską i magurską w rejonie Tylawa–Folusz [63]. Badania terenowe [61] wskazują na wykształcenie strefy melanżu wzdłuż strefy uskoku normalnego. Największe znaczenie dla obrazu kartograficznego oraz dla historii rozwoju rejonu przypienińskiego ma południowy uskok pieniński odcinający PPS od tzw. fliszu podhalańskiego, ścinający rozkład facji warstw szaflarskich (na północ od uskoku zaliczanych do PPS i klasyfikowanych jako facja złotniańska), zakopiańskich i chochołowskich (przebieg facji jest lekko skośny – mapy geologiczne wymagają ponownego wykonania). Rozcina on m.in. szaflarską strefę kompleksów chaotycznych i jest doskonale zauważalny np. w rejonie Haligowiec (fot. 38). Proces kolapsu widać w obrębie obszaru centralnokarpackiego paleogenu (fliszu podhalańskiego – fot. 42).



Fot. 41. Potok Leśnianka. Zachodnie obrzeżenie okna tektonicznego Żywca. Uskoki normalne





Fot. 42. Słowacja. Flisz podhalański. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu



Fot. 43. Okno Mszany. Melanż tektoniczny, tzw. warstw z Poręby. Uskokki normalne związane z procesem denudacji tektonicznej – cofnięcia nasunięcia magurskiego na południe





Fot. 44. Okolice Zakliczyna. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu



Fot. 45. Mików, Bieszczady. Warstwy przejściowe. Uskokki związane z procesem kolapsu i denudacji tektonicznej





Fot. 46. Lipinki, fald Gorlic. Uskoki normalne związane z procesem kolapsu



Fot. 47. Lipa k. Birczy. System uskoków normalnych (zapadających w stronę północy) związanych z procesem kolapsu w jednostce skolskiej





Fot. 48. Szymbark, potok Bystrzanka. Melanż tektoniczny związany z procesem obsuwania się masywu  
Masłanej Góry



Fot. 49. Szymbark, potok Bystrzanka. Uskoki normalne związane z procesem denudacji tektonicznej i obsuwania bloku Maślanej Góry





Fot. 50. Łukowe, Centralna Depresja Karpacka. Uskoki typu „radialnego” – proces kolapsu w obrębie CDK

Proces kolapsu przyczynia się także do zmiany charakteru stref tzw. zapadlisk śródgórskich, które na etapie uskoków przesuwczych zostały utworzone jako typowe baseny przyuskokowe (typ basenów „z rozdarcia”, *pull-apart basins*). Baseny te dotknięte są zarówno procesem ekstensji wzdłużnej (wzdłuż struktur – opisany powyżej proces tworzenia uskoków zwanych tu radialnymi), jak też procesem kolapsu. Te procesy przekształcają geometrię basenu przyuskokowego (ograniczonego przez uskoki o znacznej składowej przesuwczej) na typowe zapadlisko śródgórskie, ograniczone uskokami normalnymi. Proces ten dotyka zarówno basen orawsko-nowotarski – wykształcony początkowo jako basen typu „z rozdarcia” a następnie przekształcony w otoczony uskokami normalnymi basen zapadliskowy (fot. 39) – jak i tzw. basen nowosądecki, otoczony obecnie uskokami normalnymi (wskazującymi na ekstensję zarówno NW–SE, jak i SSW–NNE). Uskoki normalne otaczają także szereg małych zapadlisk śródgórskich wypełnionych utworami miocenu, m.in. w Olszanach. Proces kolapsu zdaje się być przyczyną rozpadu wytworzonych w czasie kompresji struktur i jest stowarzyszony z rozpadem masywów górskich oraz poślizgiem wielkich bloków [67, 69]. Masyw Babiej Góry obcięty jest z kilku stron zarówno uskokami formującymi typ struktury „końskiego ogona”, jak też radialnymi, co jest widoczne na północnym przedpolu Babiej Góry (fot. 22). Na południowym stoku rozwinięta jest potężna strefa poślizgu schodząca do rejonu zapadliska orawskiego. Te dwie strefy uskokowe (kolapsowe) nadają masywowi Babiej Góry asymetryczny kształt. Warto dodać, że znaczony na mapie zasięg basenu orawsko-nowotarskiego może nie odpowiadać jego rzeczywistemu zasięgowi, granica jest maskowana schodzącymi z Babiej Góry zsuwami. Granica basenu orawsko-nowotarskiego może sięgać zdecydowanie bardziej na północ, o czym świadczą badania sejsmiczne przeprowadzone po stronie słowackiej, sugerujące strefę rozłamu tuż przy południowej krawędzi masywu Babiej Góry. Potężne strefy melanżu związane z poślizgiem masywów górskich występują w wielu miejscach Karpat. Proces kolapsu orogenicznego wywołuje tzw. denudację tektoniczną. Reaktywacja pierwotnych struktur nasunięciowych i w istocie cofnięcie procesu nasuwania (opisane w odniesieniu do Babiej Góry czy Bieszczadów [67, 69]) tłumaczy wyniki badań [52, 177] wskazujące na znaczną wielkość erozji. Jest to jedynie tzw. erozja tektoniczna – cofnięcie procesu nasunięcia tworzącego wyniesienie morfologiczne (proces denudacji tektonicznej). Dochodzi do ponownego rozsunęcia nasuniętych pierwotnie na siebie (w etapie kompresji „w sekwencji”) elementów tektonicznych przez proces uskoków normalnych. Z procesem kolapsu wywołującym denudację tektoniczną mamy do czynienia w przypadku cofnięcia nasunięcia jednostki dukielskiej w Bieszczadach, cofnięcia nasunięcia jednostki godulskiej na tzw. jednostkę cieszyńską, jak też cofnięciem całego fragmentu jednostki magurskiej w południowym obrzeżeniu okna tektonicznego Mszany Dolnej (uskoki normalne w melanżu zwanym warstwami z Poręby – fot. 43). Proces

kolapsu może mieć wpływ na powstawanie okien tektonicznych – w dalszej części opisano kilka modeli tłumaczących powstawanie okien w obrębie górotworu Karpat. Co istotne, procesem ściśle związanym z procesem kolapsu – przemieszczaniem wielkich bloków – jest proces izostaticznej reakcji na osuwanie, odzwierciedlony częściowym wynoszeniem strefy znajdującej się pod powierzchnią uskokową (ang. *footwall elevation*), co tłumaczy nierównomierne opadanie czy też wynoszenie niektórych regionów w Karpatach [67, 69]. Proces kolapsowego obsuwania jest powodem wytworzenia stref melanży podścielających obsunięte bloki. Opisane to zostało [67, 69] dla przypadków Babiej Góry, masywu Jaworzyny Krynickiej czy Pasma Radziejowej (zaburzenia są także widoczne w obrazie kartograficznym na stokach tych masywów).

Podobny mechanizm powstawania struktury, jak i jej przekształcenia (na dwu etapach), widoczny jest w tzw. Centralnej Depresji Karpackiej (CDK) – to romboidalna struktura ograniczona do fragmentu jednostki śląskiej, doskonale zaznaczająca się w morfologii polskiej części Karpat. Jak wspomniano, ujęta została w dwa systemy ścięć: jeden związany z nasunięciem pozasekwencyjnym formującym geometryczny układ strefy węglowieckiej [71], a drugi z przedpolem jednostki dukielskiej i przeddukielskiej, rozciągnięty od rejonu Bieszczadów do rejonu Gorlickiego. Ten system ścięć jest głęboko zakorzeniony [170, 20]. Depresja została dodatkowo pogłębiona przez proces kolapsu (fot. 50). Rów tektoniczny CDK ma wpływ na lokalną morfologię i stanowi przestrzeń akomodacyjną dla zsuwanych z obszaru przyległego bloków – zatem jest przyczyną rozpadu morfologicznego strefy okalającej CDK. Proces kolapsu zachodzi we wszystkich regionach polskich Karpat. Na znacznym obszarze przeważa cofanie i przemieszczanie bloków na południe (wspomniane rejonu jednostki magurskiej), ale też bloki zrzucają się w stronę północy. Dochodzi również do zrzutów w kierunku północnym (m.in. w kierunku CDK). Przemieszczanie na północ, jak i istnienie uskoku normalnych o zrzucie w kierunku północnym zachodzi w obrębie zewnętrznego fragmentu orogenu (w obrębie jednostki skolskiej, okolice Przemyśla), co dokumentują otwory. Zsuwania bloków ku północy obserwowane są na przedpolu strefy węglowieckiej, co jest widoczne w rejonie tzw. czapki Bonarówki. Proces kolapsu orogenicznego dotyczy zarówno cały region zachodnich Karpat, jak i zapadliska miocenijskiego i jego obrzeżenia. W tym etapie dochodzi do reaktywacji struktur nasuniętego orogenu starszych „przedalpejskich” struktur podłoża Karpat oraz otoczenia. Odzwierciedla się to w przebiegu stref tektonicznych (o charakterze uskoku normalnych), tnących zarówno nasunięty orogen, jak i jego zapadlisko oraz rejon obrzeżający. Strefy tektoniczne z rejonu obrzeżenia wchodzi w rejon Karpat, tnąc skośnie strefy nasunięć powstałych na etapie kompresyjnego formowania orogenu („w sekwencji”). Dają się śledzić na znacznych przestrzeniach; ich przebieg i geometria struktur orogenu rozwiniętych wzdłuż tych stref sugerują wspólny

udział w deformacji tektonicznej Karpat już na etapie uskoków przesuwczych. Ostateczna wspólna deformacja zachodzi podczas etapu kolapsu.

Szczególnie proces kolapsu orogenicznego zaznacza się w rejonie tatrzańsko-podhalańskim. W celu wyjaśnienia procesu elewacji regionu tatrzańskiego przyjęto tu model struktury „kwiatowej” wyniesionej podczas etapu uskoków przesuwczych (por. rysunek 5). Tak jak i w innych regionach (np. strefach okiennych), rejon tatrzańskiej struktury „kwiatowej” został dotknięty procesem kolapsu. Kontakty o typie uskoków normalnych (choćby w regionie Giewontu) wskazują na szczególne znaczenie tego procesu dla formowania morfologii, który komplikuje układ pierwotnych nasunięć – częściowo o charakterze nasunięć grawitacyjnych, co sugerują przekroje [129] i niektóre opracowania [156]. Należy rozważyć znaczenie procesu powstawania uskoków normalnych dla powstawania dolin zawieszonych, którym dotychczas przypisuje się pochodzenie związane z lodowcami. Z procesem kolapsu wiązać można wreszcie powstawanie szerokich zapadlisk morfologicznych w formie tzw. bram wykorzystywanych np. przez Wisłę lub Bečwę w zachodnim segmencie Karpat. Ekstensyjny proces denudacji tektonicznej, cofnięcia nasuniętego orogenu i oddzielenia go od przedpola może być przyczyną powstania wielkiej bramy morawskiej. Przemieszczenia i procesy tektoniczne związane z procesem kolapsu mają największe znaczenie dla procesu powstawania osuwisk w całym obszarze Karpat. Szczególne ich nagromadzenie zwykle jest związane z aktywnymi strefami uskoków normalnych.

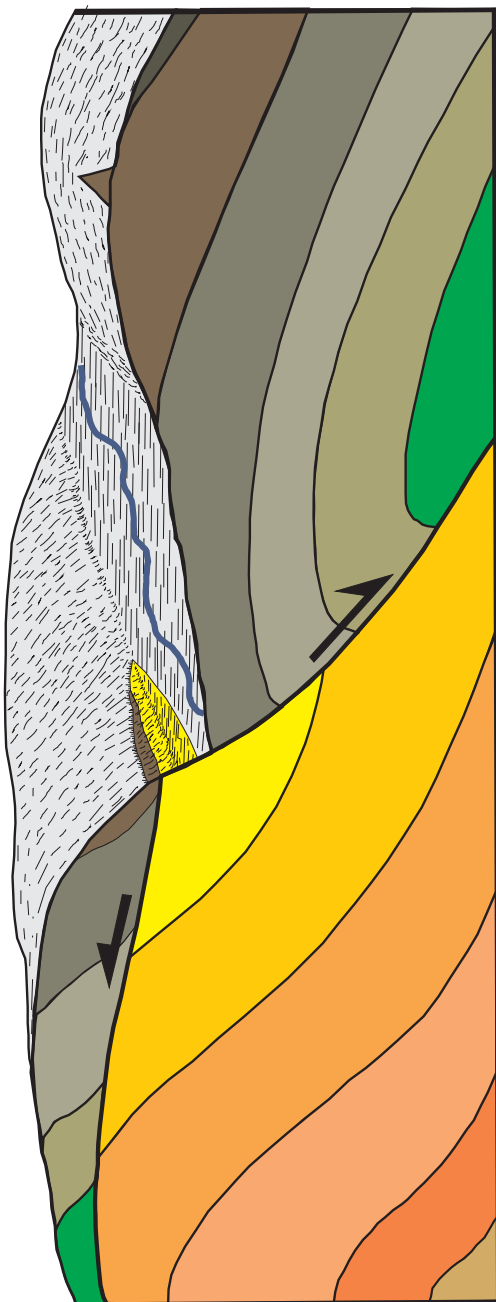


# Geneza okien tektonicznych

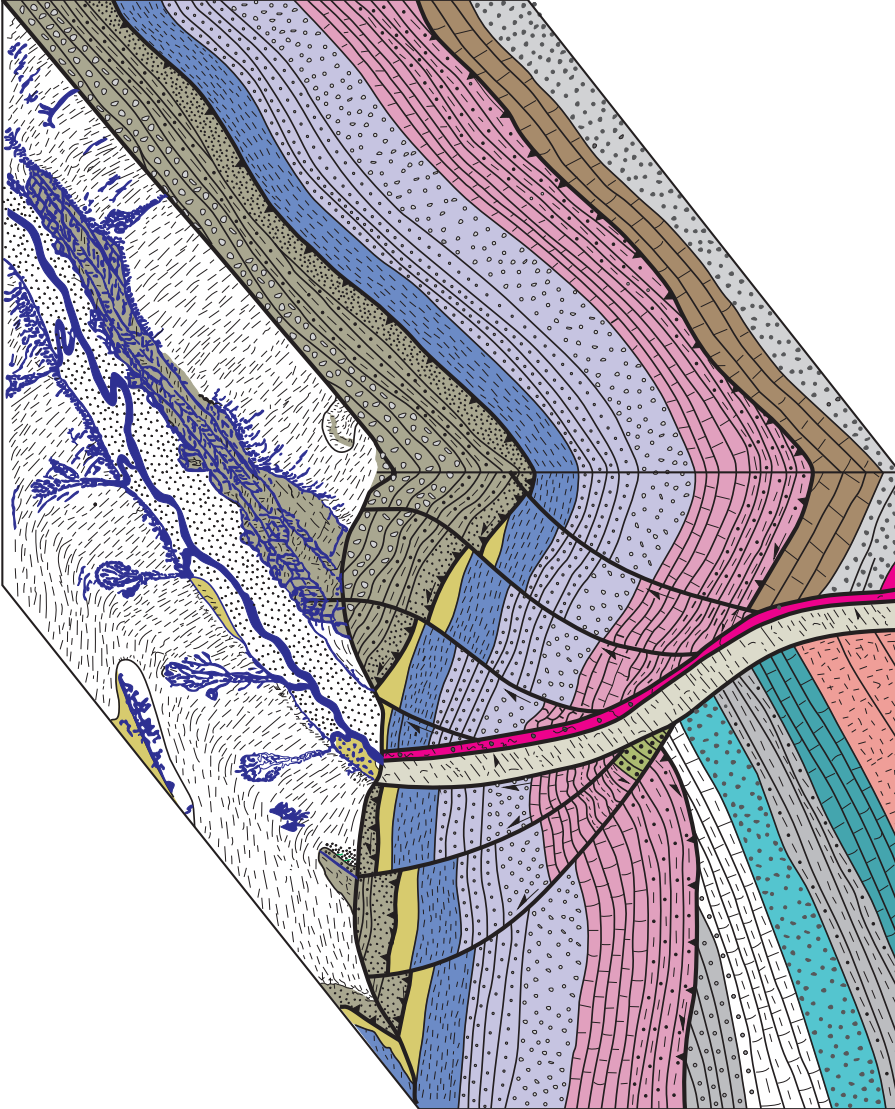
W polskiej części Karpat występuje szereg okien tektonicznych – głównie w obrębie jednostki magurskiej. Natomiast w obrębie jednostki śląskiej największe jest okno tektoniczne Żywca, w zachodniej części polskich Karpat. Rozmiarami dorównuje mu okno Wiśniowej k. Dobczyc. W obydwu tych oknach jednostki śląskiej istnieje problem rozpoznania charakteru i przynależności tektonicznej ukazujących się tam utworów. Utwory odsłaniające się w oknie Żywca i Wiśniowej tradycyjnie zalicza się do jednostki podśląskiej [15].

W brzegowej części jednostki magurskiej, oprócz okien tektonicznych wyróżnia się kilka stref o charakterze półokien – m.in. półokno Piszczkowskiej, Ropy czy Kurowa. W rozprzestrzenieniu niektórych okien tektonicznych tej jednostki można zauważyć pewną tendencję do ułożenia ich w ciągach liniowych, np. ciąg okien od półokna Ropy poprzez okno Odernego aż do okna Smilna na terenie Słowacji [87]. Badania terenowe autora dotyczące charakteru stref ścięcia związanych z oknami i pozycji okien tektonicznych w polskim segmencie Karpat wskazują na wyraźny związek tworzenia i wynoszenia rejonów okien z procesem wtórnych deformacji tektonicznych (etapem uskoków przesuwczych, ekstensji wzdłużnej czy z etapem kolapsu). Dla wyjaśnienia procesu powstawania okien tektonicznych w polskich Karpatach można zaproponować kilka modeli ich tworzenia – wszystkie jednakże związane są z dodatkowymi etapami deformacji tektonicznych i, co istotne, zwykle są one stowarzyszone z szerokimi strefami melanży tektonicznych.

W jednym z modeli, przedstawionym już w 2001 r. [84], proces wynoszenia rejonu okna tektonicznego odbywa się przez wysokokątowe nasunięcia pozasekwencyjne. Inny model zakłada proces powstawania okna przy strefach uskoków normalnych (rysunek 10) związanych z procesem kolapsu orogenu. Najbardziej prawdopodobnym modelem tłumaczącym proces powstawania okien, zwłaszcza tych o trójkątnych lub łukowatych zarysach, jest model wynoszenia fragmentu orogenu w obrębie struktury kwiatowej (rysunek 11).



Rys. 10. Model tworzenia okien tektonicznych przez formowanie uskoku normalnych



Rys. 11. Model wymiesienia okna tektonicznego w strukturze „kwiatowej”

Dla rozważań nad problemem powstawania okien istotne jest rozpoznanie pozycji stref melanży tektonicznych w otoczeniu lub w strukturach okien, jak również zbadanie charakteru i geometrii uskoków oraz osadów odsłaniających się w oknach. Istotne znaczenie dla wyjaśnienia genezy ma rozpoznanie w strukturach okna stref melanży tektonicznych oraz ich położenia w stosunku do geometrii okna. Okna w strukturach kwiatowych rozwinięte są zazwyczaj wokół strefy uskoku głównego (rys. 11), natomiast strefy okien powstałych w wyniku ekstensji, przy uskoku normalnym mają strefy poślizgu rozwinięte od strony skrzydła wiszącego. W przypadku formowania okna tektonicznego przy strefie uskoku normalnego istotną rolę gra jednak czynnik erozji. Geneza kilku okien tektonicznych jest przedmiotem dyskusji od wielu lat [104]. Obserwacje terenowe w oknie tektonicznym Żywca wskazują widoczne tam strefy melanżu wypełniające strefę okienną. Jest to w istocie kompleks typu bloki w *matriks*. Otwory wykonane w Łodygowicach, przewiercające warstwy krośnieńskie (ograniczające strefę okna od północy) wchodzą w tę samą strefę melanżu, która widoczna jest w oknie tektonicznym (tradycyjnie interpretowaną jako jednostka podśląska). Strefa melanżu schowana pod warstwami krośnieńskimi Łodygowic wychodzi znowu na powierzchnię w brzeżnej części orogenu – tu też interpretowana jest jako jednostka podśląska [42]. Tradycyjnie okno Żywca rysowane jest na opracowaniach kartograficznych w formie trójkąta otoczonego silnie stektonizowanymi strefami (dobrze widoczne np. w potoku Leśnianka), zaliczanymi do kredy dolnej [17]. W stektonizowanej strefie zachodniego ograniczenia okna tektonicznego Żywca sygnalizuje się także występowanie fragmentów warstw krośnieńskich. Wykonane wiercenia kartograficzne w zachodnim otoczeniu okna Żywca [132] sygnalizują nasunięcie ku zachodowi utworów dolnej kredy otoczenia okna na warstwy godulskie, silnie rozwinięte na zachód od okna Żywca – blok Beskidu Śląskiego. System uskoków widocznych w silnie spękanych utworach dolnej kredy zachodniego obrzeżenia okna wskazuje na reaktywację tej pierwotnie przesuwczej strefy jako uskoku normalny (fot. 41). Ponadto w morfologii zachodniego otoczenia okna Żywca obserwujemy także trójkątne lica uskokowe, które wskazują na zapadanie tej jego części. Co istotne, te uskoki normalne postdatują pierwotne strefy uskokowe związane z etapem uskoków przesuwczych. Zatem genezę okna tektonicznego Żywca należy wiązać przede wszystkim z etapem uskoków przesuwczych. System uskoków widoczny w bloku Beskidu Śląskiego, na zachód od okna Żywca, wskazuje na pierwotny równoleżnikowy układ ściąg, wskazujący na istnienie geometrii typu struktury kwiatowej (potwierdzają to obserwacje w terenie). Sugeruje to wyniesienie w jej obrębie struktury kwiatowej utworów melanżu, wraz pokrywą warstw krośnieńskich (odsłaniającą się na północ od okna). Zaproponowany przez M. Książkiewicza [104] model wyniesienia okna Żywca w systemie uskoków klawiszowych nie znajduje potwierdzenia w układzie



tektonicznym otoczenia okna – uskoki o typie klawiszowym nie kontynuują się w kierunku jednostki magurskiej i nie tną potężnej strefy uskoków przesuwczych przedpola jednostki magurskiej (okolice Kamesznicy, Wieprza, Rychwałdu). Proces formowania strefy okna żywieckiego pozornie wydaje się skomplikowany, jednak można go prosto wytłumaczyć ujęciem pierwotnie w strukturę kwiatową. Jak wspomniano w rozdziale powyżej, dotyczącym nasunięć pozasekwencyjnych, proces tworzenia okna tektonicznego rozpoczyna formowanie się tego typu nasunięcia. Nasunięcie pozasekwencyjne rozcina warstwy krośnieńskie stref Łodygowic i Kamesznicy (pierwotnie była to jedna pokrywa warstw krośnieńskich) wynosząc strefę melanżu nasunięciowego przyzmy Karpat. Cały region ujęty jest w rozległy system uskoków, rozwinięty na etapie uskoków przesuwczych. Potwierdzać to mogą zarówno struktury obserwowane w otoczeniu okna, ale też budowa geologiczna całego obszaru (łącznie jednostka magurska, tzw. strefa przedmagurska i jednostka śląska oraz brzegowa strefa melanżu widoczna w okolicach na północ od Bielska, klasyfikowana jako jednostka podśląska). Obecny układ geometryczny regionu jest jednak wynikiem ostatecznego przekształcenia na etapie ekstensji wzdłużnej (formowanie ekstensyjnych w założeniu uskoków radialnych – co widać w strefie ograniczającej okno od zachodu) i etapu kolapsu. Przekształcenia z etapu uskoków radialnych i etapu kolapsu tłumaczą paradoks morfologiczny okna Żywca. Jak już wyjaśniono, strefa okienna Żywca ograniczona jest od zachodu strefą uskoku normalnego, co dokumentują doskonale widoczne w morfologii lica trójkątne. Deformacje z etapu kolapsu i ekstensji wzdłużnej tłumaczą zapadanie (i morfologiczną kotlinę) tej strefy okiennej, która jako okno tektoniczne powinna być wyniesiona w stosunku do otaczających obszarów. Układ struktury „kwiatowej” okna potwierdza dodatkowo obraz kartograficzny regionu – cały region (przedpola jednostki magurskiej, jak i jej wnętrza) jest ujęty w dużej skali systemem przesuwczym. Nieopodal, w rejonie Sopotni Małej, wyniesione jest okno tektoniczne ujęte w strukturze „kwiatowej”. Ten sam mechanizm tworzenia wykazuje geometria strefy okiennej w rejonie Wiśniowej; w jej przypadku wynoszenie melanżu (także zwanego tu jednostką podśląską, o dużej miąższości, co dokumentuje otwór Wiśniowa) odbywa się w wyniku reaktywowania pierwotnego uskoku pozasekwencyjnego, omawianego w związku ze strefą L–Z. Warto jednak podkreślić, że melanże widoczne w oknie Żywca odsłonięte być mogą także w wyniku cofnięcia ku południowi (nasuniętej pierwotnie ku północy) jednostki magurskiej, na co wskazują liczne uskoki normalne w tej strefie. Wyjaśnienia wymaga dodatkowo charakter i relacja utworów melanżu w oknie Żywca, jak też określanych jako warstwy cieszyńskie w okolicach Bielska i bramy wilkowickiej – jeśli mamy do czynienia z utworami o typie melanżu typowymi dla okna, i strefy brzegowej Karpat, to okno Żywca może być w istocie strefą półokna.

Mechanizm podobny do utworzenia strefy okna Żywca występuje także w przypadku wynoszenia okna Mszany Dolnej. Pierwotnie zostało ono wyniesione w strukturze „kwiatowej” a potem dotknięte procesem kolapsu. Uskoki związane procesem ekstensji wzdłużnej i formowania uskoków radialnych widoczne są w zachodniej części okna Mszany, a te z procesem cofnięcia nasuniętej jednostki magurskiej widać w melanzu tektonicznym zwanym warstwami z Poręby (fot. 43).

Klasycznym, jak wskazują obecne badania terenowe, przykładem okien tektonicznych wyniesionych w strefach struktur kwiatowych jest m.in. okno tektoniczne Sopotni (fot. 33) rozwinięte wzdłuż strefy melanzu (strefa ta charakteryzuje się widoczną mineralizacją). Ponadto tym modelem można wytłumaczyć genezę m.in. okna Świątkowej, półokna Ropy – wszystkie o łukowatym kształcie, z wachlarzowatym układem warstw i otoczeniem warstw inoceramowych. Szczególnie duże znaczenie dla formowania przyległych do tej strefy okien tektonicznych ma strefa uskokowa lanckorońsko-żegocińska (L-Z), sama traktowana jako strefa okienna. Tworzy ona asocjację uskokową, z którą ściśle związane są obszary półokien, wyniesień oraz obniżień, i jest reaktywowana w końcowych etapach deformacji jako uskok przesuwczy. Z nią związana jest strefa tzw. półokna Kurowa oraz zapadliskowa, obecnie strefa Wojakowej (Michalczowej) i po części wypełniony mioceniem rów tektoniczny Iwkowej. Rów ten ma charakter pierwotnego basenu „z rozdarcia”.

# Kompleksy chaotyczne o genezie sedymentacyjnej – grawitacyjne umiejscowienia poszczególnych bloków w strukturze Karpat

Jak wspomniano w poprzednich opracowaniach autora [59], kompleksom chaotycznym przypisać można genezę spływową (grawitacyjną) jak też ściśle tektoniczną lub uznać, że tworzone są w wyniku tych dwóch procesów jednocześnie. Większość kompleksów chaotycznych w Karpatach o sedymentacyjnej genezie związanych jest z przebudową basenu Karpat i przemieszczaniem centrów depozycji. Kompleksy o dużych rozmiarach (najwcześniej rozpoznane w wyniku badań) zrzucane są u podnóża aktywnych skłónów basenu przedpola [59]. Najwcześniejsze badania autora skoncentrowane w regionie gorlickim ukazały spływowy charakter tzw. półwyspów Harkłowej i Łuźnej. Badania terenowe przeprowadzone w następnych latach ukazały stosunkowo duże rozprzestrzenienie kompleksów o genezie spływowej i ich związek z różnymi etapami rozwoju basenowego. Kompleksy o genezie spływowej, jak też grawitacyjne umiejscowienia znacznych fragmentów w strukturze górotworu (niekiedy całych łusek czy fragmentów płaszczowin) związane są zwykle z procesem znacznych przemieszczeń orogenu.

Skłónowa (w przypadku Karpat – południowa) część asymetrycznego zwykle basenu przedpola cechuje się niestabilnością tektoniczną i znacznym przekroczeniem skłónów. Podczas postępu pryzmy orogenicznej dochodzi do ich kolapsu i dezorganizacji całych systemów depozycyjnych. Szczególnie intensywnie proces ten rozwija się na południowych skłónach resztkowych basenów wykształczanych w kolejnych etapach migracji przedpola. Pojawienie się potężnych kompleksów spływowych wyznacza zatem kolejne stadia migracji układu orogen-basen przedpola-wypiętrzenie. Jakkolwiek proces powstawania różnorodnych

zarówno w genezie, jak i wielkości oraz charakterze (od nierozczłonkowanych zsuwów aż do utworów o typie debrytu) nagromadzeń spływów może występować w wielu przypadkach w historii basenowej, to szczególne etapy gwałtownej przebudowy i szybszego postępu w rozwoju tektonicznym i basenowym sprzyjają zwiększeniu intensywności tego typu wystąpień. Bardziej diastroficzny charakter ma historia basenu z czasu jego zamykania niż ekstensyjnego tworzenia przestrzeni akomodacyjnej.

Osobnym zagadnieniem jest proces umiejscawiania wielkich fragmentów orogenu w wyniku zsuwów grawitacyjnych. Istotne znaczenie ma dopracowanie metod geofizycznych [155] pomocnych w rozpoznaniu charakteru umiejscowień. Z obecnego punktu widzenia, charakter wielu płaszczowin tatrzańskich wskazuje na umiejscowienie grawitacyjne. Na ostateczne uformowanie struktury gmachu tatrzańskiego wpływ ma proces kolapsu grawitacyjnego, który dotknął cały orogen, a wcześniej etap uskoków przesuwczych wynoszący gmach w otoczeniu fliszu podhalańskiego. Grawitacyjnie umiejscowione płaszczowiny (jeden z nielicznych przypadków uprawnionych do używania tej nazwy) tatrzańskie są dodatkowo ścięte uskokami normalnymi, co w znacznej mierze wpływa na morfologię, ale też dodatkowo gmatwa budowę geologiczną – ten fragment orogenu wymaga ponownych badań geologicznych uwzględniających taki punkt widzenia. Jak wspomniano, silne stektonizowanie frontowej części orogenu Karpat (jednostki skibowe) w porównaniu do rozpostartej wachlarzowato na niższych elementach tektonicznych jednostki magurskiej sugeruje ważność grawitacyjnych umiejscowień w skali daleko większej, niż się obecnie sądzi. Proces grawitacyjnego umiejscowienia jednostki magurskiej sugerowano wcześniej [35] – obecne badania potwierdzają umiejscowienia grawitacyjne znacznej jej części [59]. Opisanie tu przemieszczenia (już po etapie kompresyjnym) dużych bloków są zaledwie jednym z możliwych procesów umiejscowień grawitacyjnych. Dotyczy on nie tylko polskiego segmentu Karpat, lecz także pozostałych. Rozważana była m.in. hipoteza grawitacyjnego przemieszczenia masywu Pikuja (V. Danysz, P. Tsarnenko – informacja ustna).



# Kompleksy o genezie tektonicznej

Oprócz kompleksów chaotycznych o genezie sedymentacyjnej, w ostatnich latach autor wykartował szereg wystąpień kompleksów chaotycznych także o genezie tektonicznej, tzw. melanży tektonicznych. O ile kompleksy o typie „olistostrom” stały się w ostatnich latach przedmiotem opracowań, o tyle melanże tektoniczne odkryte przez autora po raz pierwszy w polskim segmencie [59, 60, 63], strefy melanży tektonicznych nie są szeroko opisywane. Jak wspomniano, w niektórych rejonach zostały one już przedstawione na opracowaniach kartograficznych. Najczęściej odkrywanym przez autora typem kompleksów chaotycznych są właśnie strefy melanży tektonicznych dokumentujących opisane powyżej wtórne etapy deformacji tektonicznych – to im. oraz ich kontekstowi geologicznemu poświęcono najwięcej miejsca w tym opracowaniu. Przedstawiony wcześniej proces rozwoju basenowego i tektonicznego ma już swoje odzwierciedlenie w obrazie kartograficznym, ponadto każdy z opisanych etapów rozwoju przyczynił się do uformowania stref melanży z nim związanych. Proces tworzenia stref melanżu wynika przede wszystkim z reaktywacji tych samych stref tektonicznych – kolejne etapy przyczyniły się do stopniowego poszerzania stref ścięcia, ale też zacierania ich pierwotnego charakteru. Obserwacje mezostruktur ukazują wielokrotne wykorzystywanie tych samych stref w różnych reżimach tektonicznych. Opisane poniżej strefy melanży z różnych obszarów Karpat tworzą się właśnie w procesie reaktywacji stref tektonicznych wykształconych pierwotnie np. na etapie nasunięć pozasekwencyjnych, poszerzane są podczas etapu uskoków przesuwczych i dodatkowo także na etapie kolapsu. Rozpatrując genezę stref melanży nie da się zakwalifikować procesu ich tworzenia tylko do jednego z opisanych etapów – w istocie są wynikiem po części każdego z nich. Szerokie (w rozciągłości wychodni) strefy melanży, takie jak np. wspomniana strefa lanckorońsko-żegocińska, są wynikiem deformacji w każdym opisanym etapie rozwoju tektonicznego albo basenowego. Ponadto każdy z opisanych etapów rozwoju tektonicznego przyczynił się do umiejscowienia kompleksów chaotycznych (a zwłaszcza stref melanży tektonicznych) w różnych pozycjach struktury orogenu. Co warto podkreślić, przebieg szerokich stref

melanżu stosunkowo rzadko nawiązuje do przebiegu kontaktów tradycyjnie wyróżnianych jednostek tektonicznych. Zwykle granice jednostek tektonicznych powstałych na etapie „w sekwencji” nie charakteryzują się szerokimi strefami melanży i, co istotne, brak w nich mineralizacji czy śladów przepływu węglowodorów.

Szczególnie istotna dla obrazu kartograficznego Karpat, w każdym ich regionie, jest geometria stref struktur „kwiatowych”. W obrazie kartograficznym przybierają one łukowate kształty, które można geometrycznie wiązać z przebiegiem strefy głównego ścięcia. Oprócz etapu uskoków przesuwczych także etap kolapsu grawitacyjnego w wyraźny sposób zaznaczył się w obrazie kartograficznym – szczególnie w obszarze jednostki magurskiej. Układ stref ścięć i stref melanży jednostki magurskiej ukazuje przekształcenie jej przez uskoki przesuwcze, lecz głównie w strefie brzegowej i na jej zapleczu istotną rolę grała także tektonika grawitacyjna.

Kilka stref tektonicznych charakteryzuje szczególny rozwój stref melanży tektonicznych. Jak wspomniano, skośnie obecnie tnąca układ jednostek z etapu „w sekwencji” strefa lanckorońsko-żegocińsko-grybowski-smilneńska może być związana z etapem migracji układu orogen–przedpole. Kontakty obserwowane w jej otoczeniu (stosunkowo częste typu „młodsze na starszych”) sugerują uformowane tu na etapie basenowym nasunięcie pozasekwencyjne. Paradoksalnie strefa L–Z uznawana za strefę okienną [104] jest obecnie rodzajem rowu tektonicznego otoczonego strefami uskoków normalnych, co dokumentują widoczne w morfologii trójkątne lica uskokowe. Istotne znaczenie dla obecnego przebiegu tej, jak i innych stref mają uskoki zwane tu radialnymi – formowane na etapie ekstensji wzdłużnej. Powodują one rozcinanie tej strefy i „przesuwanie” jej w obrazie kartograficznym – co wynika z intersekcji. Owo „przesuwanie” nie jest wynikiem uskoku przesuwczego, lecz zrzutowego (najbardziej widocznym efektem działania uskoków normalnych – radialnych – w Karpatach jest tzw. strefa Zazriwy, tnąca melanż pieniński). Co warte podkreślenia, w szereg struktur związanych genetycznie ze strefą L–Z wchodziły twory zaliczane zarówno do jednostki magurskiej, jak też do śląskiej czy różnorako kwalifikowane obszary rejonu Skrzydlnej [14, 16]. Strefa L–Z to w istocie ciąg melanży obserwowanych na całym jej przebiegu, szczególnie dobrze rozwiniętych w okolicach Żegociny, Rybia Nowego czy Rajbrotu (fot. 42). W każdym miejscu jej występowania obserwujemy mniej lub bardziej stektonizowane twory. Najbardziej zmelanżowane twory obserwować można w osiowych partiach strefy L–Z, a w strefach zewnętrznych widoczne są rwane profile głównie utworów kredy dolnej i górnej. Co warte podkreślenia, „tworzenie profili” jednostek na opracowaniach kartograficznych w oparciu o odsłonięcia w strefie L–Z przypomina podobny proces „kreowania profili” jak w PPS. Obserwowane są ledwie fragmenty profili (obecność różnych elementów facjalnych została przedstawiona na mapach geologicznych [14, 16].

Sama strefa L–Z ma decydujący wpływ na formowanie jej otoczenia. W strefie przyuskokowej formuje się np. struktura „kwiatowa” tzw. Pieninek Skrzydlańskich [69], doskonale zaznaczona w morfologii obszaru. Również dobrze zaznacza się w morfologii obszaru struktura „kwiatowa” Starego Rybia–Tarnawy [16], ujmująca głównie dolnokredowe facje. Strefa L–Z jest tu pocięta uskokami normalnymi o przebiegu NW–SE (równoległe do potężnej strefy uskoku normalnego Raby) – strefy ścięcia tych stref uskokowych widoczne są m.in. w Sadku i Szyku. Pierwotnie w geometrię o typie struktury „kwiatowej” ujęty zastał cały obszar Beskidu Wyspowego – łukowato ułożone (przebieg szczytów) w jej obrębie są poszczególne masywy (m.in. Lubogoszczy, Śnieżnicy, Ćwilina czy Łopiennika), rozdzielane strefami ścięcia o łukowatych przebiegach. Dla ostatecznego uformowania morfologii tego masywu istotne znaczenie ma jednakże proces kolapsu, rozrzucający poszczególne fragmenty masywu i umiejscawiający je grawitacyjnie – jak np. zsunięty masyw Kostrzy [69]. Z formowaniem struktury „kwiatowej” związane są wysokokątowe, wachlarzowato ułożone nasunięcia (widoczne m.in. w małym łomie na przełęczy Gruszowiec) w obrębie warstw magurskich, rozcinane później uskokami radialnymi. Z etapem przekształceń i reaktywacji strefy L–Z związana jest m.in. tzw. strefa Wojakowej (Michalczowej), wykazująca ścisły związek z wcześniej wykształconym nasunięciem pozasekwencyjnym – wskazuje na to skośny jej przebieg w stosunku do przebiegu struktur w jednostce śląskiej oraz kontakty typu warstwy krośnieńskie/warstwy istebniańskie. W etapie uskoku przesuwczego formuje się tu lokalny basen z rozrywania (*pull-apart*). Podobny w genezie jest sąsiadujący z nią, bardziej pogłębiony, obszar tzw. miocenu Iwkowej. Obecnie strefa Wojakowej stanowi rów tektoniczny wytworzony już na etapie kolapsu; strefa uskoku normalnego widoczna jest w kontakcie warstw istebniańskich i krośnieńskich w rejonie Połomu, rozbijająca zwarty tzw. blok Czchowa. Podobnie uskoki normalne widoczne są w otoczeniu pogrążonej w tym rowie tzw. czapce jednostki magurskiej (masyw Sołtysich Gór i Rogożowej). W obrębie strefy Wojakowej rozcinane strefami ścięć są wypełniające ją warstwy menilitowo-krośnieńskie. Wykształcone zostały tam także strefy melanży – jedna z nich (fot. 36) była błędnie interpretowana jako tzw. warstwy z Jaworzynki [24]. Strefa Wojakowej jest analogiczna w pozycji i wykształceniu do strefy półokna Piszczowej i Kurowa. Wyniesienie dolnej kredy w oknie Kurowa wynika z pozycji tego regionu w obrębie struktury kwiatowej. Taki model rozwoju dokumentują liczne melanże w tzw. półoknie Piszczowej. Warto tu dodać, że rejon półokna Piszczowej podlega później procesowi kolapsu (dokumentują to strefy uskoku normalnych, widoczne m.in. w kamieniołomie w Klęczanach – fot. 7). Ma to zasadniczy wpływ na szczególny rozwój osuwisk w tym rejonie. Strefy tektoniczne Wojakowej i Piszczowej obejmują od północy i południa potężny blok (złożony z góry Kamionnej i góry Laskowej) oraz tzw. pasma Łososińskiego, o łukowato przebiegających grzbietach. Ten duży blok został

rozpołowiony na etapie kolapsu przez strefę uskokową (por. rysunek 9) wykorzystaną przez rzekę Łososinę. Jest to powszechny w tej części Karpat przykład etapowego formowania bloku morfologicznego (podobnie jak opisany powyżej przykład masywu Lubogoszczy i Ćwilina) pierwotnie w ramach formowania struktur „kwiatowych” i następnie rozdzielanego przez strefy uskoków normalnych powstających podczas etapu kolapsu. Ujęcie bloków przez aktywne strefy przesuwcze powoduje ich częściowe rotacje. Proces ten skutkuje powstawaniem przy dużych uskokach przesuwczych zrotowanych struktur zapadliskowych (np. zapadlisko Strzyżyca). Strefa L–Z rozciąga się ku południowemu wschodowi. W obrazie kartograficznym widać jej przerzucenie przez uskoki radialne – założone są na nich doliny Dunajca czy Białej Dunajcowej. Rozciąga się ona podkreślona melanżem widocznym w regionie od Łososiny nad Jeziołem Rożnowskim, Zbyszyc aż do Białej Wyżnej, odcinając tzw. okno Grybowa od jednostki śląskiej. Dalej przechodzi w bardzo dobrze widoczną w obrazie kartograficznym strefę okna tektonicznego Ropy i ciągnie się aż na rejon Karpat słowackich.

Jedną z najważniejszych stref melanżu tektonicznego, najwcześniej odkrytą w Karpatach [59, 63, 74] jest rozciągająca się na znacznej przestrzeni strefa melanżu bieszczadzkiego [74]. Związana jest z tzw. jednostką przeddukielską. Wzdłuż tej strefy melanżu (grającej rolę uskoku głównego) rozwija się m.in. tzw. łuska Bystrego koło Baligrodu – fot. 25. Ujęcie w geometrię struktury „kwiatowej” łuski Bystrego tłumaczy wergencje południowe (m.in. charakterystyczne dla struktur „kwiatowych” reaktywowane lustra tektoniczne) tego elementu tektonicznego. Podobnie jak łuska Bystrego, rozwinięta jest też silnie stektonizowana strefa przeddukielska, widoczna między Ustrzykami a Kalnicą, położona między nasunięciem dukielskim a pasmami Połonin. Melanże tej głównej strefy ścięcia widoczne są w odsłonięciach m.in. w potoku Wołosatka w Wołosatem i Ustrzykach Górnych, w potoku Rzeczyca i w rzece Wetlince (od Wetliny aż po Kalnicę). Strefa melanżu widoczna jest dalej w Dołżycy, wreszcie pojawia się w Habkowcach, biegnie przez Jabłonki, widoczna jest w potoku Rabskim a także w odsłonięciach w Huczwicach [60, 73]. Wzdłuż tej strefy naprzemianlegle występują rejonny wyniesione i obniżone zarówno w sensie morfologicznym, jak i geologicznym (łukowato ułożone synkliny i antykliny); wyniesiona łuska Bystrego i obniżony masyw (synklina) Łopiennika. W kierunku południowym od łuski Bystrego rozwinięta jest strefa o charakterze spływowych warstw krośnieńskich – dodatkowo zaburzona przemieszczeniami grawitacyjnymi z krawędziowej strefy jednostki dukielskiej (na przedpolu masywu Wysokiego Działu). Równoległa w przebiegu strefa melanżu odkryta została także badaniami kartograficznymi [60] w Balnicy, dalej ku zachodowi widoczna jest m.in. w potoku Magurycznym w Nowym Łupkowie. Strefa ta zdaje się być związana z uformowaniem struktury, w którą ujęte są wystąpienia warstw krośnieńskich i menilitowych w Łupkowie [60]. W rejonie przedpola Bieszczadów szerokie strefy melanżowe odkryte



zostały m.in. w potoku Stebnik w Stebniku (fot. 27), jak też w potoku Królówka w Bandrowie. Strefa melanżu widoczna jest także w potoku Dźwiniacz w Łodynie i w Dźwiniaczu (fot. 26). Wokół tych stref dobrze rozwinięte są struktury „kwiatowe”, wynoszące w swoich centralnych częściach warstwy inoceramowe. Pola naftowe obecne w tych miejscach są ściśle związane ze strukturami „kwiatowymi”, o wachlarzowatej geometrii (obustronne wergencje) i łukowato ułożonych warstwach, co dokumentują otwory. Obserwacje terenowe w brzeżnej części Karpat potwierdzają wcześniejsze sugestie [59] co do chaotycznego charakteru brzeżowej strefy nasunięcia Karpat, a przede wszystkim co do charakteru wystąpień np. tzw. jednostki podśląskiej czy wyróżnianych w literaturze utworów zwanych fliszem zewnętrznym [13, 104]. Obserwowane na mapach geologicznych [13] w rejonie na zachód od południka Krakowa wymieszanie utworów miocenu z utworami jednostek typu fliszu zewnętrznego czy jednostki podśląskiej sugerowało chaotyczny charakter obserwowanych tu wydzieleni. Obserwacje terenowe wskazują, że nie jest to zestaw łusek, ale typowa strefa melanżu tektonicznego (np. fot. 51).



Fot. 51. Targaniczanka. Strefa melanżu brzeżowej części Karpatznaczona jako „jednostka podśląska”

Pierwotnie ukształtowana jako kompleks chaotyczny zrzucony do basenu miocenijskiego z frontu nasuwczego pryzmy orogenicznej, później została zdeformowana tektonicznie zarówno w procesie nasuwania orogenu, ale także podczas reaktywacji (jako uskok przesuwczy) brzeżnej strefy nasunięcia. Pas kompleksów chaotycznych rozciąga się na całej przestrzeni strefy brzegowej Karpat. Obserwowany być może od Pogórza Przemyskiego (np. rejon Łupuszki [59]), jednakże najszerszej rozwinięty jest w regionie andrychowsko-wadowickim. Obecność wielkich bloków w melanżu była nawet przyczyną określenia tej strefy jako zewnętrznej strefy skałkowej [104]. Rozpoznanie charakteru utworów obserwowanych w odsłonięciach i wyniki oznaczeń stratygraficznych sugerują, że są to utwory zrzucone do miocenijskiego przedpola. Odpowiadające im. utwory, w znacznej części przykryte nasunięciem, to tzw. facje dębowieckie [179] nawiercane pod nasunięciem karpackim i zdeformowane tektonicznie w opisanych powyżej procesach. Zatem jest to pierwotnie kompleks o typie olistostromy (nadano mu wiele nazw [125]) zdeformowany tektonicznie do postaci melanżu tektonicznego. Kompleksowi dębowieckiemu w części wschodniej Karpat odpowiadają warstwy worotyckie.

Niewielka związłość litologiczna kompleksów chaotycznych rozwiniętych u brzegu Karpat i elewacje związane z procesem nasunięcia są przyczyną powstawania zwiększonej ilości osuwisk w tych regionach Karpat. Strefy melanżu można obserwować w rejonie Brzeska (na mapach znaczone jako utwory dolnej kredy). Podobnie też w rejonie Wrząsowic, na południe od Krakowa, gdzie w potoku Dorzyk obserwować można kompleksy chaotyczne (wieku miocenijskiego – M. Garecka inf. ustna) klasyfikowane na mapach jako utwory dolnej kredy. Najszerszy pas wychodni kompleksów chaotycznych rejonu brzegowego obserwujemy w rejonie wadowicko-andrychowskim. Dobrze widoczne odsłonięcia kompleksów chaotycznych widać też w rejonie Tłuczani, Zygodowic, Witanowic (występuje tu kompleks chaotyczny przepelniony egzotykami głównie wapieni typu sztramberskiego), Radoczy, Przybradza czy Choczni oraz np. w Targaniczance (fot. 51). Podobnie też melanże zlokalizowano w rejonie Roczyn i Czańca. Rejonowi występowania tzw. skałek andrychowskich, które znajdujemy w tej szerokiej strefie melanżowej, poświęcono wiele badań [13, 89, 104, 136], lecz trzeba zaznaczyć, że wymaga on powtórnych badań kartograficznych. Reaktywacja nasunięcia brzegowego Karpat powoduje dodatkowe (pomijając pierwotny zrzut do basenu przedpola utworów frontu orogenicznego – podobny mechanizm jak w przypadku formowania PPS) stektonizowanie strefy brzegowej i ujęcie jej w wielu miejscach w geometrię o typie struktury „kwiatowej”. Jest to powodem wynoszenia niektórych partii frontu orogenu. Stanowią one wyniesienia nie tylko z powodu litologii, ale także w wyniku ujęcia w strukturze typu „kwiatowego”. Wyniesienie wzgórza klasztornego w Kalwarii Zebrzydowskiej, czy wzgórz Lancokorony wynika z pozycji w obrębie struktury

„kwiatowej”, ujmującej tu szereg wyniesień. Melanże strefy ścięć tej struktury widoczne są m.in. w potoku w Barwałdzie. Silnie stektonizowana i zmelanżowana strefa zawiera też szereg bloków podłoża, w melanżach tektonicznych obserwujemy tu, oprócz innych skał egzotycznych, także znane granity z Bugaja [39].

W wyniku drugiego etapu deformacji wyraźnym przekształceniom ulega przedpole jednostki magurskiej, ze szczególnym nagromadzeniem stref ścięć oraz rozwojem stref melanży tektonicznych. Niekiedy w struktury geometryczne formowane w czasie etapu uskoków przesuwczych ujmowane są fragmenty zrzucone z frontu nasuwczego jednostki magurskiej. Istotne znaczenie dla obrazu kartograficznego ma strefa ścięcia (pierwotnie związana prawdopodobnie z nasunięciem pozasekwencyjnym) ujmująca zarówno fragmenty jednostki magurskiej, ale także elementy jej przedpola. Strefa ta, tnąca obszar niezależnie od frontu nasunięcia jednostki magurskiej, ciągnie się od Kątów na południe od Żmigrodu [61], poprzez rejon Folusza oraz Bednarki (pojawiają się tu warstwy krośnieńskie w niewielkim oknie między Magurą a blokiem Góry Cieklinki). Strefy melanży związane z tą strefą odślaniają się m.in. potoku Kłopotnica, są też dobrze widoczne w potokach wpadających od południa do potoku Bednarka w Rozdzielu i Bednarce. Dalej w kierunku zachodnim, ta strefa ścięcia tnie rejon fałdu Gorlic i w okolicy Gorlic i Szymbarku wchodzi w brzeżny fragment jednostki magurskiej [87]. Podobnie idąc ku wschodowi, na przedpolu jednostki magurskiej obserwować można struktury związane z procesem wtórnych deformacji. Istotne znaczenie dla geologii regionu Jaślick ma strefa uskokowa biegnąca od Woli Niżnej przez Daliową, łącząc się ze strefą uskokową Jasiołki (ta strefa jest później reaktywowana jako uskok normalny o zrzucie w stronę północną). Wzdłuż niej uformowana jest dobrze zarysowana w morfologii struktura „kwiatowa” masywu Góry Piotruś, czy łukowata w zarysie niecka warstw krośnieńskich widoczna na południe od Posady Jaślickiej [26]. Warto zwrócić uwagę na naprzemianległość wyniesień wzdłuż tej strefy uskokowej: podkreślają ją melanże widoczne m.in. w rzece Jasiołka w Jaślickach i Daliowej. Strefa uskokowa Daliowej–Woli Niżnej przerzucona jest w strefę uskokową Polan Surowicznych–Wisłoka Wielkiego–Czystohorbu. Melanże z nią związane widoczne są m.in. w rzece Wisłok w Czystohorbie. Cały rejon Beskidu Niskiego charakteryzuje sieć ścięć tektonicznych wykształcających wiele struktur przyuskokowych. Formuje się tu szereg bloków morfologicznych, których budowa geologiczna wskazuje na geometrię o typie struktur „kwiatowych” (np. blok Beskidu Dukielskiego, Kiczery Długiej, Pasma Bukowicy i inne) rozrzuczonych później na różne strony przez proces kolapsu.

Szereg melanży odkryto podczas obserwacji terenowych w zachodniej części polskich Karpat. Potwierdzają one przyjęty model reaktywacji strefy nasunięcia magurskiego. Jest to widoczne w omawianej częściowo (okno Żywca) tzw. strefie przedmagurskiej i jednostce

śląskiej. Została ona ułożona w szereg struktur „kwiatowych” i struktur o typie „końskich ogonów” podkreślających strefy ścięć widoczne m.in. w potokach Pewlica, Łękawka, Stryszawka, Koconka (z rozwiniętymi tam melanżami, m.in. szeroka strefa melanżu w Kukowie – fot. 37) i w Koszarawie. Ośią systemu przekształceń i najbardziej istotną tektonicznie strefą jest tu strefa pierwotnego nasunięcia magurskiego. Obecnie w tej strefie przesuwczej ujmowane i przemieszane są elementy wszystkich jednostek, co najlepiej widać w rejonie Kamesznicy, Pochodzitej (fot. 34) czy na południe od Istebnej. Silnie stektonizowana, miotłasta w zarysie struktura, z ogromną ilością stref ścięć i melanży ujmuje w swojej geometrii zarówno warstwy inoceramowe jednostki magurskiej, jak i warstwy krośnieńskie – wspólnej dla tego regionu pokrywy. Jej centralną częścią jest pasmo wychodni warstw krośnieńskich na przedpolu jednostki magurskiej. Struktura rozciąga się dalej na wschód. Silnie stektonizowany region Rychwałdu, Gilowic i Krzeszowa dodatkowo charakteryzuje się spływami w obrębie warstw krośnieńskich. Duże znaczenie ma aktywna strefa przesuwcza Lachowic, mająca charakter „końskiego ogona” (skośne do niej ścięcia znaczone są pojawianiem się fragmentów warstw menilitowych) strefa Oczkowa–Okrajnika. Melanże tej strefy widoczne są m.in. w potokach w Ślemieniu.

Już w obrębie jednostki magurskiej, w jej brzeżnej części, w okolicach Gorlic szczególnie dobrze widoczne są strefy melanżu związane z formowaniem się okna tektonicznego Męciny–Wapiennego. Melanże stref ścięcia formującej strukturę „kwiatową” wynoszącą okno Męciny–Wapiennego widoczne są w Wapiennem i Męcinie, a także w potoku w Pietrówce. Melanż związany z uskokiem przesuwczym (formującym struktury „kwiatowe” masywów Huszczy czy Kornutów) widoczny jest dobrze w Sękówce w Sękowej, czy w Bodakach. Inna strefa melanżu, wokół której wyniesiona jest strefa okna tektonicznego Świątkowej, widoczna jest szczególnie dobrze w potoku Krokowym w Świątkowej Wielkiej (fot. 28) – w jej obrębie znajdują się bloki tzw. wapieni ze Świątkowej. Ta duża strefa uskokowa z licznymi melanżami ciągnie się przez Krempną na wschód. Etap uskoczków przesuwczych przekształca w znacznym stopniu także bardziej wewnętrzne obszary jednostki magurskiej. Dobre odsłonięcia stref melanżu znajdują się też wzdłuż doliny Kamienicy Nawojowskiej – strefa ta jest szczególnie istotna dla obrazu kartograficznego tej części jednostki magurskiej, charakteryzując się łukowatym ułożeniem stref ścięć. Dobre odsłonięcia [69, 72] widoczne są m.in. w Łabowej (niezrozumiałe jest tu wydzielanie stratotypu tzw. warstw z Łabowej w strefie melanżu [9] czy w Nowej Wsi – odsłonięcia w strefie przymelanżowej ukazują łukowate ułożenia warstw ze ścięciami wewnątrzwarstwowymi. Równoległa do melanżowej strefy Kamienicy Nawojowskiej (podobnie łukowata w kształcie, w znacznej mierze wykorzystywana przez rzeki) strefa melanżu widoczna jest w dolinie Białej od Śnietnicy, poprzez odsłonięcia w Brunarach (fot. 30), Florynce, w Kąclowej i Zachełmiu.



Odsłonięcia melanży widoczne są także w potoku Binczarówka w Binczarowej, potoku Królowka w Boguszy i Królowej Górnej. Strefa Nowa Wieś–Łabowa–Nowy Sącz i strefa Śnietnica–Binczarowa–Królowa Górna tworzą przykład łukowatej w przebiegu struktury „kwiatowej” (z łukowatym w przebiegu układem pasm górskich Margoń–Kozie Żebro–Uboz–Pasieczna–Banicka Góra). Warto dodać, że łukowato ułożone pasma górskie (np. Jaworzyny Krynickiej czy pasma Radziejowej) są dodatkowo przekształcane i rozbijane na etapie kolapsu – formowane są struktury kolapsowe w formie zsuwów przekształcających partie południowe masywów, widoczne choćby właśnie w pasmach Jaworzyny Krynickiej czy paśmie Radziejowej. Obraz morfologiczny dopełniają wykorzystywane przez rzeki uskoki ekstensyjne (o typie radialnym) dzielące struktury „kwiatowe” na bloki. Uskoki te, prostopadłe do głównych stref przesuwczych, rozbijają na szereg bloków m.in. masywy Magury Wątkowskiej czy Góry Hańczowskie.

W rejonie tym odsłania się szereg stref melanży związanych także z etapem uskoków przesuwczych, przekształcających obraz kartograficzny i morfologiczny jednostki magurskiej. Strefy te mają istotne znaczenie dla powstawania osuwisk. Melanże obserwujemy m.in. w Muszynie, w Tyliczu i w Mochanczce, są one też widoczne w brzegach Ropy w Wysowej Zdroju (fot. 29). Podkreślone melanżami strefy ścięcia zaobserwowane zostały ponadto w Zdyni i Regietowie – fot. 31. Ich przedłużeniem jest strefa melanżu widoczna po słowackiej stronie w Regetovce i Smerekowcu. Duża strefa uskokowa (reaktywowana jako uskok normalny) wykorzystywana jest przez rzekę Ropę. Tworzące się tu niewielkie obniżenie typu przyuskokowego basenu „z rozrywania” (rysunek 8), zalane jest obecnie przez Jezioro Klimkowskie. Melanże związane z tą strefą widoczne są w dolinie Ropy w Kwiatoniu, Skwirtnem czy Zdyni. Strefa ta przechodzi ku północnemu zachodowi w rejon półkna tektonicznego Ropy (o łukowatym zarysie) i z nią to półkno jest genetycznie związane. Melanże tej strefy widoczne są aż w Gródku.

W obrębie jednostki magurskiej, w jej zachodniej części, szereg melanży tej strefy obserwować można w rejonie masywu Pochodzitej i Lalików – były one dobrze widoczne podczas budowy drogi transgranicznej (fot. 34). Jednym z najlepszych przykładów wpływu etapu reaktywacji stref nasuwczych na obraz kartograficzny Karpat jest region na zachód od południka Mszany, charakteryzujący się łukowato ułożonymi strefami ścięcia. Istotne jednakże znaczenie dla morfologii ma także etap kolapsu rozrzucający uformowane w systemie przesuwczym bloki na różne strony (m.in. blok Madejowej, góry Groniki czy góry Lasek nad Pewlą). W systemie uskoków przesuwczych wynoszone jest, w obrębie struktury „kwiatowej”, wspomniane już okno Sopotni, z dobrze widoczną strefą melanżu (fot. 33). W kierunku wschodnim sieć stref ścięć charakteryzuje się szeregiem melanży widocznych m.in. Stryszawie, Grzechyni (potok Grzechynia), w Budzowie, Zachełmnej, Bogdanówce,

Wieprzcu czy Skomielnej Czarnej. Rejon jednostki magurskiej od południowych stoków Babiej Góry poprzez rejon Sidziny, Jordanowa, dalej na wschód do Rabki i Mszany tworzy dobrze rozwinięty system stref ścięć także związanych z etapem uskoków przesuwczych. Jak wspomniano, najbardziej wyniesionym obszarem w tym potężnym systemie jest region okna tektonicznego Mszany, otoczony najstarszymi fragmentami sukcesji magurskiej – różnego rodzaju utworami systemu inoceramowego. Warto dodać, że system przesuwczy jest tu wykształcony podobnie jak system uskoków w regionie żywiecko-rajczańskim, gdzie wynoszone jest m.in. okno Żywca czy Sopotni. W rejonie południowym jednostki magurskiej melanże obserwować można w szeregu odsłoneń: m.in. w rejonie Sidziny czy Jordanowa, odsłoneń widoczne są też w brzegach Raby (np. w przysiółku Gilówka) w Rabce. Uformowana z szeregu ścięć, obejmująca południowy fragment jednostki magurskiej strefa przesuwcza (w istocie jest to struktura „końskiego ogona”), od południka Zawoi do południka Rabki, ulega procesowi kolapsu. Formuje się tu szereg uskoków normalnych, generalnie zrzucających ku obszarowi Podhala. Wykorzystywane przez rzeki strefy ścięć mają po etapie kolapsu charakter uskoków normalnych: tworzy się ogromny system zrzutowy lokowany w strefie anomalii grawitacyjnej, którego zaledwie częścią jest fragment basenu orawsko-nowotarskiego. Jak wspomniano, szczególnie istotne znaczenie ma strefa melanżu tektonicznego PPS. Rejon ten wymaga nowego ujęcia kartograficznego z uwzględnieniem nowych koncepcji, wyjaśniających relacje przestrzenne obserwowane w rejonie potężnej strefy melanżowej PPS oraz w kompleksach typu facji szaflarskiej. Obserwacje terenowe wskazują na całkowite ścięcie i zdeformowanie do postaci melanżu całego regionu PPS – (por. fot. 23). Obserwowane profile świadczą o całkowitym rozdrobieniu pierwotnego systemu inoceramowego. Bardziej odporne partie (jak np. twarde utwory jurajskie) otoczone są „ścięciową” *matriks* (np. fot. 24), proces melanżowania dodatkowo rozdrobnił bloki zrzucane z frontu orogenicznego do formowanego basenu przedpola (system inoceramowy). Ogrom pracy takich autorów jak L. Horwitz [48–51] czy K. Birkenmajer [3–5] został skoncentrowany na relacjach facjalnych obserwowanych w blokach, chociaż są one silnie zdeformowane w procesie splotu i tektonizacji.

Wgląd w charakter strefy melanżu daje choćby strefa widoczna w potoku Grajcarek. Strefa przesuwcza Grajczarka formuje strukturę „kwiatową” obejmującą zarówno fragment Pienin jak też regionu magurskiego (strefy melanży tej struktury widoczne są w potokach spływających z północy do Grajczarka, w Szlachtowej). Formowanie tutejszych stref melanżu wynika dodatkowo z etapu kolapsu, co potwierdzają nawet wykształcone trójkątne lica uskokowe widoczne w morfologii.

Struktury o typie uskoków normalnych, stref poślizgu czy melanży związane z etapem kolapsu orogenu są często obserwowane w terenie. Proces kolapsu zaznacza się w morfologii

przemieszczania wielkich bloków w różnych kierunkach; ogólnie można to określić procesem denudacji tektonicznej. Jak wspomniano, zaznacza się on m.in. cofaniem nasunięć, lecz też przemieszczaniem dużych bloków w kierunku formowanych tektonicznie obniżeń (jak CDK czy basen orawsko-nowotarski). Proces ten w znacznej mierze wyrównuje morfologię terenu i jest o wiele bardziej istotny od procesu wietrzenia. W morfologii zaznaczają się m.in. osiowe strefy grzbietowe, od których dochodzi do procesu odsuwania w odmiennych kierunkach. Procesy te doprowadzają także do utworzenia stref uskokowych (stref poślizgu), niekiedy podkreślanych strefami melanży, np. w rejonie Babiej Góry [67, 69]. Warto dodatkowo wspomnieć o kilku istotnych strefach poślizgu związanych przede wszystkim z etapem kolapsu i denudacji tektonicznej, których proces dobrze zarysował się zarówno w morfologii, jak i tektonice Bieszczadów. Reakcją na proces zsuwania bloków jest towarzyszące mu wynoszenie strefy poduskokowej (ang. *footwall elevation*), co wynika z mechanizmu izostazji. Poza wspomnianym procesem denudacji tektonicznej Bieszczadów, czyli cofnięciu na południe nasunięcia pasma Wielkiej Rawki na Połoniny, dodatkowo proces denudacji zaznacza się w przekształcaniu morfologii Połonin. W okolicy Tarnicy i Halicza (północny stok) można obserwować proces ześlizgiwania się stosunkowo dużych bloków. W morfologii zaznaczają się trójkątne lica znaczące uskoki normalne, które widoczne są również w odsłonięciach w paśmie Połonin a nawet na Tarnicy. Melanże uformowane w procesie denudacji tektonicznej Bieszczadów obserwować można w podpołonińskich potokach w Wetlinie, szczególnie w Pańskiej Dolinie. Proces denudacji tektonicznej jest widoczny m.in. w obsuwaniu niektórych masywów Beskidu Niskiego, a także – szczególnie dobrze – w zsuwaniu masywu Maślanej Góry. Strefy melanżu (fot. 48) i uskoków normalnych (fot. 49) formowane wzdłuż strefy uskokowej okalającej od wschodu i północy masyw Maślanej Góry [87] są dobrze widoczne w potokach Bystrzanka. Tektoniczny proces denudacji i obsuwania Maślanej Góry jest główną przyczyną szczególnego nagromadzenia osuwisk na tym obszarze. Ostatnie przeprowadzane tu obserwacje uzupełniają obraz kartograficzny regionu. Kompleks chaotyczny Łużnej rozpoznany przez L. Jankowskiego [54–56, 59] ma znacznie większe rozprzestrzenienie. Ułożone są na nim grawitacyjnie znacznie większe masy frontowej partii jednostki magurskiej niż pierwotnie zakładano. Kompleksy chaotyczne są widoczne dokoła masywu Maślanej Góry. Szczególnie ciekawą strefą, istotną w procesie kolapsu jest region Grybowa, w starszych opracowaniach zwaną oknem Grybowa. Strefa melanżu tektonicznego, ograniczająca ją od północy, jest dobrze widoczna w korycie Białej w Białej Niżnej – interpretowana jako pozostałości jednostki magurskiej. Strefa ta jednak ograniczona jest od północy uskokami normalnymi (widocznymi w ciągu odsłonień w korycie Białej, wzdłuż drogi w Białej Niżnej) i stanowi w istocie rów tektoniczny zapełniany po części kompleksami chaotycznymi o typie spływów warstw

krośnieńskich – doskonale odsłonięcia tej strefy widoczne są w korycie Białej powyżej mostu w Grybowie. Skomplikowany układ struktur w obrębie warstw menilitowych, widoczny w potoku pod Browarem w Siólkowej, także może być wynikiem spływu do wspomnianego rowu tektonicznego. Jak opisano wcześniej, stowarzyszony z etapem kolapsu proces przemieszczeń i rozpadu wielkich masywów m.in. Babiej Góry i Jaworzyny Krynickiej [67, 69] przyczynił się do rozfragmentowania stoków. Jest to widoczne na południowych stokach Jaworzyny Krynickiej, m.in. w okolicach Suchej Strugi, Życzanowa, Kokuszki czy Łomnicy; co dziwne w potoku Życzanowskim, w obszarze o całkowicie zaburzonej geometrii stoku, wydzielono stratotyp tzw. warstw z Życzanowa. Obserwacje terenowe w potokach Złockim i Jastrzębiku wskazują na obsunięcie całego bloku Wielkiego Łazka i Nowińskiej Góry. Powstają tu strefy ścięcia wynikające z procesu obsuwania – w ich obrębie obserwujemy wyziewy łączone zazwyczaj z procesami wulkanicznymi (tzw. mofety złockie).



# Aspekt morfologiczny

Poszczególne etapy deformacji tektonicznych mają swoje odzwierciedlenie w morfologii Karpat. Rozwój tektoniczny górotworu jest czynnikiem decydującym dla jego morfologii, znacznie bardziej istotnym niż odporność na wietrzenie. Piętrowy układ morfologiczny orogenu wynika z rozwoju basenowego [67, 69], jak też z poszczególnych etapów deformacji tektonicznych. Formowanie wyraźnie zaznaczających się w morfologii poszczególnych rejonów stref obniżen czy wyniesień morfologicznych wynika z deformacji tektonicznych i historii basenowej – jak opisane powyżej obniżenia i elewacje naprzemianległe w stosunku do strefy przesuwczej. W wielu opracowaniach kartograficznych widać wyraźny rozdzźwięk między ukazywaną na nich budową geologiczną a morfologią terenu – wiele stref uskokowych czy ścięć przebiega po szczytach gór, co jest niemożliwe [141], gdyż każda strefa nieciągłości jest silnie podatna na proces erozji.

Ujęcie kartograficzne musi spełniać kryterium morfologiczne – powyżej opisano kilka szczególnie istotnych przykładów wpływu deformacji tektonicznych na morfologię Karpat. I tak np. proces ekstensji wzdłużnej, formujący sieć uskokuw zwanych tu radialnymi, jest szczególnie istotny zarówno dla zewnętrznych części orogenu, jak i obszaru przykarpackiego (doskonale widać go także w blokowym rozpadzie choćby regionu krakowskiego). Powoduje on separację wielkich bloków morfologicznych (np. blok Beskidu Małego i Śląskiego), czy powstawanie wykorzystanych przez wielkie rzeki tzw. bram morfologicznych (np. brama wilkowicka). Proces reaktywacji stref uskokuw powoduje „ciągnięcie” przyuskokowe i rozpad blokowy przy strefie dużych uskokuw (rysunek 9). Jest to dobrze widoczne w rozłożeniu i przemieszczaniu nawet wielkich bloków (masywów) położonych w strefie przyuskokowej.

Jak opisano powyżej, istotne znaczenie ma szczególnie proces kolapsu orogenicznego, decydujący o przemieszczaniu wielkich bloków [67, 69]. Etap kolapsu nie zadamowił się jeszcze dostatecznie w świadomości morfologów. Dogmatycznie pojmowany proces

kompresji (ciągle w literaturze przyjmowany jako jedyny etap deformacji tektonicznych) nie uwzględnia ważności procesu kolapsu dla obrazu morfologicznego i nie rozważa procesu denudacji tektonicznej (polegającej w znacznej mierze na cofnięciu procesu nasuwania w poszczególnych regionach), a nawet procesu umiejscowienia całych Karpat; proces uformowania bramy morawskiej wynikać może właśnie z procesu ponownego odrywania Karpat od przedpola w procesie kolapsu – cofnięcia orogenu. Sieć rzeczna i jej układ przestrzenny, formowanie szerokich dolin czy stref przełomowych jest wynikiem przede wszystkim deformacji tektonicznych. I tak np. uskoki radialne współistniejące ze strefami ścień w obrębie struktur „kwiatowych” odpowiedzialne są w Karpatach za rozwój tzw. układu rusztowego sieci rzecznej. Strefy uskoków radialnych (aktywne tektonicznie uskoki normalne) mogą być przyczyną zróżnicowania wysokości poziomów tarasowych rozwiniętych wzdłuż rzek karpackich. Analiza tarasów po obu stronach rzek wskazuje na ciągłą aktywność tektoniczną orogenu – aktywna strefa uskokuwa rozcina pierwotnie ułożony na jednej wysokości poziom tarasów rzecznych. Należy więc przeprowadzić obserwacje w tzw. dolinach zawieszonych w Tatrach, których geneza przypisywana jest wyłącznie procesowi zlodowaceń. Mogą być one rozwijane przy aktywnych strefach uskoków kolapsowych. Wszystkie strefy ścień i melanży przekształcane są w cieki wodne i doliny. Szereg rzek karpackich wykorzystuje nagłe rozszerzenia się dolin (proces meandrowania – np. zbiornik w Czorsztynie, zakola Sanu, Ropa przy zbiorniku w Klimkówce czy podane wyżej przykłady). Rozszerzenia te są strefami o typie (i różnej skali) basenów „z rozrywania” (rysunek 8), wykształconymi wzdłuż stref uskoków przesuwczych (także wykorzystywanych przez rzeki). Powstawanie przełomów Dunajca założonych na uskokach normalnych zarówno w Pienińskim Pasiu Skalkowym, jak też w przełomie tyłmanowskim, to proces wynikający z ekstensji rozszczelniającej „wały” separujące starsze zlewnie. Zmiana reżimu tektonicznego (z przesuwczego na ekstensyjny), co jest powszechne w otoczeniu zapadlisk typu basenu orawsko-nowotarskiego, powoduje szczególny układ sieci rzecznych w otoczeniu zapadlisk. Żebrowate, trójkątne w zarysie ułożenie sieci rzecznej widzimy w rejonie na zachód do zapadliska Nowego Sącza, podobnie na północ od kotliny orawsko-nowotarskiej. Układ sieci rzecznej, zwłaszcza dużych rzek, odwzorowuje stan naprężeń tektonicznych – np. szczególny trójkątny zarys dolin Wisły i Sanu (a w głębi Karpat – Dunajca i Popradu) zdaje się wskazywać kierunek naprężenia głównego jeszcze w procesie kompresyjnym. Strefy tektoniczne bywają reaktywowane i formuje się inny układ naprężeń, odwzorowany np. w sieci rzecznej dopływu Sanu (równoległy do biegu Tanwi). Szczególna zmiana przebiegu Sanu z południkowego na równoleżnikowy, na wschód od Dynowa, jest raczej związana z wykształconą w procesie kolapsu strefą tektoniczną (zarówno w podłożu, jak i na nasuniętym orogenu) i niekoniecznie musi być

związana z pradoliną. Rozwinięte na południe od Cisnej Pasma Graniczne jest w istocie pasmem granicznym dla kierunków odsuwania bloków w etapie kolapsu i wyrównywania morfologii. Podstawą do podziału morfologicznego Karpat powinna być budowa geologiczna, a przyczyny wydzielenia regionów muszą mieć wytłumaczenie w budowie geologicznej i historii tektonicznej.

## Podsumowanie i przyczyny dodatkowych etapów deformacji

Zarysowane powyżej koncepcyjne ujęcie rozwoju tektoniczno-basenowego Karpat jest jednym z możliwych punktów widzenia, odmiennym w wielu miejscach od utartych poglądów. Cechuje je wyraźne uproszczenie nazbyt skomplikowanej historii, zwłaszcza odnośnie do rozwoju basenowego. Rozpoznane w trakcie badań strefy ścięć tektonicznych, wszechobecne struktury w postaci stref melanży czy uskoków normalnych, jak i gwałtowna zmiana kierunków transportu w facjach na przestrzeni epok wymagają podjęcia dyskusji nad ogólnymi przyczynami ułożenia i powstawania orogenu Karpat. Istotnym zagadnieniem badawczym jest sygnalizowana w wielu opracowaniach [31, 36] zmiana kierunku naprężenia głównego w czasie procesu zamykania basenu. Za jedną z przyczyn tego zjawiska uznaje się dość enigmatycznie i niezbyt precyzyjnie określany ruch mikropląt, z których składa się rejon zagórza. Są one szeroko opisywane w literaturze, chociaż mapy geologiczne powierzchniowe [115] nie do końca potwierdzają dogmatycznie przyjmowany podział na mikropląty [27]. Dyskusyjny jest już sam proces subdukcji, niepotwierdzany w świetle ostatnich badań geofizycznych [45, 114]. Dyskusji wymaga proces przenoszenia frontu kolizji i frontu subdukcyjnego. W literaturze nie tłumaczy się wyraźnej różnicy między kierunkami transportu w basenowych facjach późnej kredy, a kierunkiem transportu w analogicznych (jeśli chodzi o charakter sedymentacji i pozycję w systemie depozycyjnym) facjach oligocenu (np. warstwach inoceramowych i krośnieńskich). Warto zastanowić się na możliwych przyczynach wyraźnych zmian w geometrii i w zarysie orogenu. Sam proces kolizji, typowy dla formowania wielu orogenów, nie tłumaczy jednak przenoszenia i zmiany jego kierunków. Warto rozważyć dyskutowany od dziesięcioleci problem formowania oroklin w pasie fałdowym europejskich Alpidów. Jedną z najbardziej wyrazistych cech orogenów centralnej i południowej Europy jest ich oroklinalne zaginanie. Badanie procesu powstawania oroklin staje się bardziej powszechne [78, 171, 191], choć proces



zauważony był już dawno [18, 19]. Mechanizm oroklinalnego zaginania jest użyteczny dla wytłumaczenia wielu zjawisk, także w orogenicie Karpat.

Ważniejsze znaczenie zdaje się mieć proces otwierania Atlantyku i – przejawiający się w ucieczce płyty mezyjskiej i anatolijskiej na zachód – docisk od wschodu, niż nacisk od strony Afryki. Tezę tę potwierdza tzw. tektonika ucieczki płyty anatolijskiej na zachód, jak też płyty mezyjskiej w tym samym kierunku [160, 161]. Wyjaśnienia jednakże wymaga czas zaginania oroklin i jego wpływ na zmiany geometrii basenu. Proces zaginania zdaje się być powiązany z procesem zamykania basenu i wędrówki centrum depozycji w kierunku przedpola. Pozwala to tłumaczyć wiele istotnych problemów zarówno dla samej historii basenu, jak i dla podkowiastego ułożenia frontu nasuwczego Karpat – ewidentnej (podkreślonej formowaniem basenów typu *pull-apart*) ucieczki Karpat od Alp, mimo wspólnej strefy basenowej (inoceramowo-magurskiej). Zaginanie frontu orogenicznego południowego rumuńskiego fragmentu Karpat zdaje się wynikać z ruchu płyty mezyjskiej na zachód i jeszcze na etapie basenowym powoduje wynoszenie regionu wschodniego i nachylenie stref osiowych w basenie późnokredowym w kierunku zachodnim. Wynoszenie części wschodniej basenu powoduje zmianę nachylenia osi basenu. Nie rozważa się związku ruchu płyty mezyjskiej z aktywną tektonicznie strefą Vrancea w południowej Rumunii.

Zaginanie oroklinalne może być najprostszym wyjaśnieniem procesu ekstensji wzdłuż biegu elementów tektonicznych (zwanej tu wzdłużną). Odzwierciedla się ona opisaną powyżej powszechnością uskoków prostopadłych do przebiegu stref nasuwczych oraz wyraźnym rozbiciem na bloki bardziej zewnętrznych stref orogenu Karpat, niż stref wewnętrznych. Wreszcie, zaginanie oroklinalne może tłumaczyć odmienny w kierunkach ruch rotacyjny bloków wewnątrz orokliny karpackiej: lewostronny w części zachodniej, a prawostronny w części rumuńskiej [116]. Dodatkowo tłumaczy też różnice w wielkości stopnia rotacji (wielkość kąta rotacji w Karpatach wewnętrznych jest większa niż w zewnętrznych) oraz wyjaśnia ruchy blokowe zanotowane w utworach zapadliska (sinistralne strefy uskokowe na przedpolu Karpat). Oroklinalne zaginanie orogenu może być przyczyną wtórnego etapu deformacji (etapu uskoków przesuwczych), objawiającego się opisanym powyżej procesem reaktywacji stref nasuwczych, powstawaniem basenów przyskokowych itd., ale przede wszystkim zmianą kierunku naprężenia głównego i przenoszeniu frontu nasuwczego w stronę południowo-wschodnią oraz rozbicia obszaru Karpat wewnętrznych. Wymuszony zaginaniem ruch względem siebie przesuwanych bloków tłumaczy niekiedy odmienne kierunki przesuwania (naprzemian prawo- i lewoskrętne) na granicach bloków, jak też zmianę kierunku przesuwu obserwowaną w niektórych strefach przesuwczych (np. w strefie Popradu). Przenoszenie frontu nasuwczego w stronę Karpat rumuńskich znacznie łatwiej wytłumaczyć oroklinalnym zaginaniem, wymuszonym ruchem płyty

mezyjskiej (prawoskrętny ruch przesuwczy między fragmentem południowych Karpat a płytą mezyjską) niż przenoszeniem frontu subdukcyjnego. Układ górotwór–wypiętrzenie zmienia kierunek przemieszczania w wyniku zagięcia i przenosi cały układ facjalny ku wschodowi – natomiast w polskiej części kierunek naprężenia głównego to NE, co wynika z geometrii zagiętej orokliny, której proces zaginania tłumaczyć może przyczyny reaktywacji stref przesuwczych z prawoskrętnych na lewoskrętne, obserwowane w obszarze przedpola [158]. Układ wielkich rzek, np. Sanu i Wisły, Popradu i Dunajca wskazuje na kierunek regionalnej kompresji z okresu zaginania orokliny, ukazując miejsce zgięcia – jest ono później reaktywowane w warunkach ekstensji. Oroklinalne zaginanie tłumaczy także powstawanie trójkątnych, „łokciowych” w zarysie stref, jak np. ujęta w widły Sanu i Wisły strefa zapadliska, trójkątny zarys przebiegu warstw krośnieńskich w rejonie Szczyrzyca, Łodygowic czy Łuski Stroń. Jednym z istotnych zagadnień jest także przyczyna etapu kolapsu. Strefy ekstensji przejawiające się w uformowaniu szeregu struktur o typie rowów tektonicznych i zapadlisk widoczne choćby w morfologii obszaru układają się w kołowy wzór, w którym centralną pozycję zajmuje rejon węgierskiego wulkanizmu. Należy rozważyć także rolę procesu schładzania tzw. batolitu węgierskiego dla tworzenia przestrzeni akomodacyjnej dla procesu kolapsu czy formowania basenów w obszarze zagórza.

# Wnioski

W niniejszym opracowaniu przedstawiono dyskusyjne ujęcie historii basenowo-tektonicznej, będące alternatywnym punktem widzenia w stosunku do przyjmowanych dotychczas poglądów. Poniżej podano kilka założeń tego ujęcia, z wypunktowaniem szczególnie ważnych koncepcji odnoszących się do wielu aspektów historii basenowo-tektonicznej, a nawet morfologicznych przekształceń karpackiego orogenu. Założono m.in. że:

- cały proces formowania i zamknięcia orogenu Karpat odbył się „na jednej płycie” i jest w istocie rozwojem na pasywnej krawędzi platformy europejskiej;
- proces rozwoju basenu Karpackiego i formowania orogenu następował w pobliżu lub na krawędzi platformy wschodnio i zachodnioeuropejskiej – nie ma podstaw wyróżniania wielu „stref oceanicznych” w historii rozwoju basenu Karpat;
- proces składania górotworu rozpoczyna się od zmiany trendu z ekstensyjnego na kompresyjny, z uformowaniem już w kredzie środkowej basenu przedpola (powstanie systemu inoceramowego) i trwa do zatrzymania w polskim segmencie na Roztoczu i przemieszczaniem na wschód;
- istotny wpływ na zamiany facjalne, kierunki przemieszczania i wachlarzowaty układ elementów tektonicznych ma proces formowania orokliny i zaginania frontu orogenicznego oraz przemieszczania basenów, wynikający prawdopodobnie ze zmiany kierunków zamykania przestrzeni tej części Tetydy z dominacją kierunku równoleżnikowego;
- tradycyjnie wyróżniane elementy tektoniczne nie mają wiele wspólnego z poszczególnymi rejonami basenu – proces ścinania tektonicznego jest niezależny od układu basenowego;
- proces tworzenia kompleksów chaotycznych o typie ześlizgów i spływów ma związek z procesem utrzymania stałego kąta przymy akrecyjnej podczas migracji układu orogen-basen przedpola-wypiętrzenie przedorogeniczne oraz

formowaniem nasunięć pozasekwencyjnych. Wyznacza to kolejne etapy przemieszczania układu;

- proces formowania melanży tektonicznych następował w wyniku kilku procesów: pierwotny był etap uskoków pozasekwencyjnych, wtórny uskoków przesuwczych, etap ekstensji wzdłużnej (formujący sieć uskoków radialnych) oraz kolapsu orogenicznego;
- poszczególne facje, tradycyjnie zaliczane do odrębnych subbasenów, a nawet do regionów (Karpaty wewnętrzne czy zewnętrzne), współwystępują w jednym systemie depozycyjnym i jednym basenie, np. facje jarmucka, inoceramowa, istebniańska czy wcześniej np. lgocka, zajmując różne pozycje w systemie;
- istotne znaczenie dla ukształtowania systemów depozycyjnych, przestrzeni akomodacyjnych, relacji poszczególnych fragmentów basenu, kierunków transportu materiału, wynoszenia niektórych fragmentów wędrującego górotworu (wpływ na lokalne zmiany poziomu morza) może mieć proces formowania orokliny Karpat;
- zasadniczy wpływ na obraz geologii Karpat ma formowanie wielu struktur przyuskokowych, tj. struktury „kwiatowe”, struktury o typie „końskiego ogona”, baseny „z rozdarcia”;
- proces formowania okien tektonicznych wynikać może zarówno z procesu ekstensji (przy uskokach normalnych), z procesu nasuwania pozasekwencyjnego, ale przede wszystkim z wynoszenia w strukturach „kwiatowych”;
- proces powstawania tzw. zapadlisk śródgórskich wynika z pierwotnego utworzenia przyuskokowych basenów „z rozdarcia”, przemienianych w procesie kolapsu na typowe zapadliska otoczone uskokami normalnymi (zapadlisko Iwkowej, Nowego Sącza, Nowego Targu, Brzeska), podobne w procesie powstawania są szerokie doliny niektórych rzek rozwinięte w strefach przyuskokowych.



# Literatura

- [1] Andrusov D.: *Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten*. SAV. Bratislava, 1968, p. 188.
- [2] Bernoulli D., Jenkyns H. C.: *Alpine Mediterranean and early Central Atlantic Mesozoic Facies in relation to the early evolution of the Tethys*. SEMP Spec. Publ. 1974, 19, p. 129–160.
- [3] Birkenmajer K.: *Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego w skali 1:10 000*. Arkusz Niedzica. 1960, Inst. Geol.
- [4] Birkenmajer K.: *Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego w skali 1:10 000*. Arkusz Czorsztyn. 1963, Inst. Geol.
- [5] Birkenmajer K.: *Jednostki litostratygraficzne jury i kredy w pienińskim pasie skałkowym Polski*. Studia Geol. Pol., 1974, vol. XLV.
- [6] Birkenmajer K.: *The Carpathian orogen and plate tectonics*. Publ. Inst. Geograph. Pol. Acad. Sc., A-2 (101), 1976, p. 43–53.
- [7] Birkenmajer K.: *The Pieniny Klippen Belt and major subduction zone in the West Carpathians*. Proc. 11<sup>th</sup> Congr. Carpatho-Balc. Geol. Assoc., 1977, Kiev.
- [8] Birkenmajer K.: *Stages of structural evolution of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians*. Studia Geologica Polonica, 1986, 88, p. 7–32.
- [9] Birkenmajer K., Oszczytko N.: *Cretaceous and paleogene lithostratigraphic units of the Magura Napp, Krynica Subunit, Carpathians*. Ann. Soc. Geol. Pol. 1989, V. 59, nr 1–2. Wrocław–Łódź.
- [10] Bromowicz J., Górniak K.: *Litologia i sedymentacja margli łączkich wschodniej części płaszczowiny magurskiej (Karpaty fliszowe)*. Annal. Soc. Geol. Poloniae, 1988, 58, nr 3–4, p. 385–421.
- [11] Buła Z., Habryn R. (red.): *Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat zewnętrznych i zapadliska przedkarpackiego*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa, 2008.

- [12] Buła Z., Habryn R., Krieger W., Kurek S., Markowiak M., Woźniak P.: *Atlas geologiczny paleozoiku bez permu w strefie kontaktu bloków górnośląskiego i małopolskiego*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 2002.
- [13] Burtan J., Konior K., Książkiewicz M.: *Mapa Geologiczna Karpat Śląskich*. PAU, Wyd. Śląskie, Kraków, 1937.
- [14] Burtan J., Paul Z., Watycha L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Mszana Górna (1033)*. WG Warszawa, 1978.
- [15] Burtan J., Skoczylas-Ciszewska K.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórze, arkusz Bochnia*. IG, 1956.
- [16] Burtan J., Skoczylas-Ciszewska K.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórze, arkusz Limanowa*. WG Warszawa, 1966.
- [17] Burtan J., Sokołowski S., Sikora W., Żytko K.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórze, arkusz Milówka*. IG Warszawa, 1959.
- [18] Carey S. W.: *The orocline concept in geotectonics: Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 1955, v. 89, p. 255–288.
- [19] Carey S. W.: *A tectonic approach to continental drift*. In: Carey S. W., ed., *Continental Drift: A symposium: Tasmania, Hobart*, 1958, p. 177–355.
- [20] Castelluccio A, Andreucci B., Zattin M., Ketcham R., Jankowski L., Mazzoli S., Szaniawski R.: *Coupling sequential restoration of balanced cross sections and low-temperature thermochronometry. The case study of the Western Carpathians*. Geological Society of America, 2015. doi:10.1130/L436.1.
- [21] Chapple W. M.: *Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts*. Geol. Soc. Amer. Bull., 1978, 89, p. 1189–1198.
- [22] Cieszkowski M.: *Charakterystyka litologiczna osadów miocenu w Niskowej koło Nowego Sącza*. Kwartalnik Geologiczny, 1974, t. 18, z. 4, p. 939–940.
- [23] Cieszkowski M.: *Marine Miocene deposits near Nowy Targ, Magura Nappe, Flysch Carpathians (South Poland)*. Geologica Carpathica 1992a, 43, p. 339–346.
- [24] Cieszkowski M.: *Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie*. Kwartalnik AGH, Geologia, 1992b, t. 18, z. 1–2.
- [25] Cieszkowski M., Golonka J., Ślącza A., Waškowska A.: *Role of the olistostromes and olistoliths in the tectonostratigraphic evolution of the Silesian Basin in the Outer West Carpathians*. Tectonophysics, 2012, 568, p. 248–265.

- [26] Cieszkowski M., Ślącza A., Zuchiewicz W.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, Arkusz Jaślicka*. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa, 1991.
- [27] Csontos L., Vörös A.: *Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region*. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 210, p. 1–56. doi:10.1016/j.palaeo.2004.02.033.
- [28] Dahlen F. A.: *Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1990, 18, 55–99.
- [29] Davis D., Suppe J., Dahlen F. A.: *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. Journal of Geophysical Research, 1983, 88, 1153–1172.
- [30] De Celles P. G., Giles K. A.: *Foreland basin systems*. Basin Research, 1996, 8, p. 105–123.
- [31] Decker K., Jankowski L., Kopciowski R., Nescieruk P., Rauch M., Reiter F., Świerczewska A., Tokarski A. K.: *Tectonics of the Polish Outer Carpathians – Final Report*. University of Vienna – Medusa Oil & Gas, 1999.
- [32] Dewey J. F.: *Extensional collapse of orogens*. Tectonics, 1987, 7, p. 1123–1139.
- [33] Dziadzio P., Jankowski L., Enfield M. A., Kopciowski R., Watkinson M. P.: *Field trip Guidebook. Application of modern exploration methods in a complex Petroleum System*. Carpathian Petroleum Conference. Field trip guidebook. Wysowa, 2001.
- [34] Dziadzio P., Matyasik I.: *Reconstruction of Petroleum System based on Integrated Geochemical and Geological Investigations. Selected Examples from the Middle Outer Carpathians in Poland*. [in] J. Golonka and F. J. Picha (ed). The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources, AAPG Mem., 2006, 84, p. 497–519.
- [35] Dżułyński S.: *Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej*. Acta Geol. Polon., 1953, 3, 3, 1–440.
- [36] Enfield M. A., Watkinson M. P., Blunt E. P., Philps B., Vangelov D., Nemčok M., Jankowski L., Dimov D., Dilov T., Gurbuz K., Seymour M.: *A structural and stratigraphic re-evaluation of the western polish Carpathians: Implications for hydrocarbon exploration*. [w:] Konferencja Naukowo-Techniczna pt., „Dzień dzisiejszy Przemysłu Naftowego”. Wysowa 1998.
- [37] Fagereng A.: *Wedge geometry, mechanical strength and interseismic coupling of the Hikurangi subduction thrust, New Zealand*. Tectonophysics, 2011, 507, p. 26–30.
- [38] Gągała Ł., Verges J., Saura E., Malata T., Ringenbach J. C., Werner P., Krzywiec P.: *Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling*. Tectonophysics, 2012, 532, p. 223–241.

- [39] Geroch S., Nowak W.: *Pozycja geologiczna granitu z Bugaja*. Sprawozdanie z Posiedzeń Naukowych IG, 1983, T./27/4:876–878.
- [40] Gherasi N., Bombita G., Vasilescu A., Krautner H.: *Geological Map, 1:200 000: M-34-XXXVI. 3. Baia Mare sheet*. Comite D' Etat Pour la Geologie, Institut Geologique, 1967. Bucarest.
- [41] Golonka, J.: *Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps, 1–125*, Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2000, Kraków.
- [42] Golonka J., Borysławski A., Paul Z., Ryłko W.: *Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Bielsko-Biała*. IG Warszawa 1979.
- [43] Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczytko N., Ślęczka A.: *Plate-tectonic evolution and Paleogeography of the Circum-Carpathian Region*, [in] *The Carpathians and their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*, AAPG Mem., 2005, 84, edited by J. Golonka and F. J. Picha, pp. 11–46.
- [44] Götzinger G.: *Abriss der Tektonik des Wienerwaldflysches*. Ber. Reischamt. Bodenforsch., Heft 5/8:73–80. Wien, 1945a.
- [45] Grad M., Guterch A., Keller G. R., Janik T., Hegedűs E., Vozár J., Ślęczka A., Tiira T., Yliniemi J.: *Lithospheric structure beneath trans-Carpathian transect from Precambrian platform to Pannonian basin: CELEBRATION 2000 seismic profile CEL05*. Journal of Geophysical Research, 2006, 111, B03301. doi:10.1029/2005JB003647.
- [46] Gucik S., Jankowski L., Rączkowski W., Żytko K.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000*. Arkusz Rybotycze–Dobromil. PIG Warszawa, 1991.
- [47] Gucik S., Paul Z., Ślęczka A., Żytko K.: *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, arkusz Przemysł–Kalników, Mapa bez utworów czwartorzędowych*. Wydanie B. IG., 1980, Warszawa.
- [48] Horwitz L.: *Sprawozdanie z badań geologicznych związanych z rewizją arkuszy „Nowy Targ” i „Szczawnica” Atlasu Geologicznego Galicji*. Posiedzenia Naukowe PIG, 9: 1–2, 1924.
- [49] Horwitz L.: *Sprawozdanie z badań geologicznych wykonanych w roku 1925 na arkuszach „Szczawnica” i „Nowy Targ”*. Posiedzenia Naukowe PIG, T. 14, 1926.
- [50] Horwitz L.: *C.R. des recherches geologiques faites en 1932 pour la revision des feuilles de Nowy Targ et Szczawnica de l'Atlas geol. de la Galicia*. Posiedzenia Naukowe PIG 35, 22–26, 1933.
- [51] Horwitz L.: *Nouvelle coupe schematique de la Zone Piénine des Klip-pes Karpates Polonaise (in Polish with French summary)*. Sprawozdania Państwowego Instytutu Geologicznego, 8 (3): 79–105, 1935.



- [52] Hurai V., Tokarski A. K., Świerczewska A., Kotulova J., Biron A., Sotak J., Hrusceky I., Marko F.: *Methane degassing and exhumation of the Tertiary accretionary complex and fore-arc basin of the Western Carpathians*. Geolines 2004, 17: 42–45.
- [53] Janik T., Grad M., Guterch A., Vozár J., Bielik M., Vozárová A., Hegedűs E., Kovács Cs. A., Kovács I., Keller G. R. and CELEBRATION 200 Working Group, 2011: *Crustal structure of the Western Carpathians and Pannonian Basin: Seismic models from CELEBRATION 2000 data and geological implications*. Journal of Geodynamics, 52, 97–113.
- [54] Jankowski L.: *Budowa geologiczna obszaru między Łużną a Stróżami*. W: Materiały konferencji naukowej: *Geologiczne i geofizyczne badania podstawowe w poszukiwaniu i ocenie złóż surowców skalnych*. Krynica 1995. AGH Kraków.
- [55] Jankowski L.: *Warstwy z Gorlic – najmłodsze utwory południowej części jednostki śląskiej*. Przegląd Geologiczny, 1997a, 45, 3: 5–20.
- [56] Jankowski L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, ark. Rzepien-nik*. Arch. Oddz. Karp. PIG Kraków, 1997b.
- [57] Jankowski L.: *Geologia przedpola jednostki magurskiej – nowe dane*. Posiedzenia naukowe PIG za okres 1.01–31.12.1999. Nr 56 (8): 79–82. Warszawa, 2000.
- [58] Jankowski L.: *Rozwój karpackiej pryzmy akrecyjnej – ujęcie koncepcyjne*. 75. Zjazd PTG. Iwonicz Zdrój 2004. Mat. Konf. PTG Kraków: 98–99.
- [59] Jankowski L.: *Kompleksy chaotyczne w rejonie Gorlickim (polskie Karpaty zewnętrzne)*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 2007, 426: 27–52.
- [60] Jankowski L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Łupków Nowy*. Archiwum PIG Warszawa, 2009b.
- [61] Jankowski L.: *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Rzepiennik*. Warszawa 2013. Pp. 36.
- [62] Jankowski L., Kopciowski R.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Żmigród Nowy*. Archiwum PIG Warszawa, 2009b.
- [63] Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W. (eds.): *Geological Map of the Outer Carpathians; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1:200 000*. Publication Dep. of Polish Geological Institute, Warsaw, 2004.
- [64] Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W. (eds.): *Geological Map of the Outer Carpathians; Borderland of Ukraine and Romania, 1:200 000*. Publication Dep. of Polish Geological Institute, Warsaw, 2007.

- [65] Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W.: *Stan wiedzy o budowie geologicznej Karpat zewnętrznych pomiędzy rzekami Białą a Rysa – dyskusja*. Biuletyn PIG, 2012a, 449:203–216.
- [66] Jankowski L., Kopciowski R., Ryłko W., Danysh V., Tsarnenko P. N., Hnylko O.: *Lithostratigraphic correlation of the Outer Carpathian borderland of Poland, Ukraine, Slovakia and Romania*. Biuletyn PIG, 2012b, 449:87–98.
- [67] Jankowski L., Margielewski W.: *Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie*. Przegląd Geologiczny, 2014, vol. 62, nr 1:29–35.
- [68] Jankowski L., Margielewski W.: *Pozycja tektoniczna Roztocza w świetle historii rozwoju zapadliska przedkarpacciego*. Biuletyn PIG, 2015, 462:7–28.
- [69] Jankowski L., Margielewski W., Urban J.: *Strukturalne i litofacjalne uwarunkowania rozwoju rzeźby polskich Karpat zewnętrznych*. III Warsztaty Geomorfologii Strukturalnej. Beskid Niski – Beskid Sądecki – Babia Góra. Kraków–Piwniczna. Wrzesień 2012, pp. 95.
- [70] Jankowski L., Paul Z.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Brzesko*. Archiwum PIG Warszawa, 2009.
- [71] Jankowski L., Probulski J.: *Rozwój tektoniczno-basenowy Karpat Zewnętrznych na przykładzie budowy geologicznej złóż Grabownica, Strachocina i Łodyna oraz ich otoczenia*. Geologia, 2011. T. 37. Z 4: 555–583.
- [72] Jankowski L., Szaniawski R., Mazzoli S. (eds): *European Geosciences Union. Polish Carpathians Fieldtrip*. Fieldtrip Guidebook. April 2013.
- [73] Jankowski L., Ślęczka A.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Jabłonki*. Archiwum PIG Warszawa, 2000.
- [74] Jarmołowicz-Szulc K., Jankowski L.: *Analiza geochemiczna i korelacje genetyczne czarnych łupków w jednostkach tektonicznych Karpat Zewnętrznych w południowo-wschodniej Polsce i na obszarze przyległym*. Biuletyn PIG, 2011, 444, 73–98.
- [75] Jasionowicz J.: *Nowy płat magurski Sowiny*. Kwartalnik Geologiczny 1961, T. 5, nr 3. Warszawa.
- [76] Jasionowicz J., Morgiel J.: *Wystąpienie pstrych margli węglowiekich w okolicy Wielopola Skrzyńskiego*. Kwartalnik Geologiczny, 1962, 6, 2, Warszawa.
- [77] Jasionowicz J., Szymakowska F.: *Próba wyjaśnienia genezy płatów magurskich w okolicy Jasła oraz płata podśląskiego z okolicy Wielopola Skrzyńskiego*. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 1963, T. 33, nr 3. Kraków.

- [78] Johnston, S. T., Mazzoli S.: *The Calabrian Orocline: Buckling of a previously more linear orogen*. [in] Murphy, J. B., Keppie, J. D., Hynes, A. J. (eds.), *Ancient Orogens and Modern Analogues*: London, 2009, Geological Society Special Publication 327, p. 113–125.
- [79] Jucha S.: *Łupki jasielskie w Karpatach fliszowych*. Przegląd Geologiczny, 1957, nr 11. Warszawa.
- [80] Jucha S.: *Łupki jasielskie, ich znaczenie dla stratygrafii i sedymentologii serii menilitowo-krośnieńskiej (Karpaty fliszowe)*. Prace Geologiczne Komitetu Nauk PAN, Oddz. w Krakowie, 1969, 52.
- [81] Jucha S., Kotlarczyk J.: *Próba ustalenia nowych poziomów korelacyjnych w warstwach krośnieńskich Karpat polskich*. Acta Geol. Pol., 1959, 9: 55–111.
- [82] Jucha S., Kotlarczyk J.: *Seria menilitowo-krośnieńska w Karpatach fliszowych*. Prace Geologiczne Komitetu Nauk Geologicznych PAN, Oddz. w Krakowie, 1961, 4.
- [83] Jugowiec-Nazarkiewicz M., *Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej polskich Karpat fliszowych*. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego, 426: p. 53–90. 2007.
- [84] Jugowiec-Nazarkiewicz M., Jankowski L.: *Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej*. Przegląd Geologiczny, 2001, 49, nr 12, 1186–1190.
- [85] Kopciowski R., Garecka M.: *Najmłodsze utwory strefy Siar – jednostki magurskiej*. Przegląd Geologiczny, 1996, 44, 5:486–488.
- [86] Kopciowski R., Jankowski L., Zimnal Z.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Osiek*. Archiwum Oddziału Karpackiego PIG Kraków, 1997.
- [87] Kopciowski R., Zimnal Z., Chrzastowski J., Jankowski L., Szymakowska F.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Gorlice*. Arch. Oddz. Karp. PIG Kraków, 1997.
- [88] Koráb T., Kotlarczyk J.: *Młodszy paleogen jednostki dukielskiej w Karpatach słowackich i próba jego powiązania z paleogenem polskim*. Rocznik PTG, 1977, t. 47, z. 1:93–111. Kraków.
- [89] Koszarski L.: *Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach*. Sprawozdania z Posiedzeń Komitetu Naukowego PAN Oddział w Krakowie, 1992, t. 34/1–2, I–XII 1990.
- [90] Koszarski L., Żytko K.: *Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych*. Biul. IG 166, 85–232, 1961.

- [91] Kotlarczyk J.: *Poziom diatomitowy z warstw krośnieńskich na tle budowy geologicznej jednostki skolskiej w Karpatach polskich*. Studia Geol. Pol., 1966, t. 19.
- [92] Kotlarczyk J.: *The role of Diatoms in Sedimentation and Biostratigraphy of the Polish Carpathians*. Geol. Acta. Acad. Sci. Hung., 1982, Vol. 25, no. 1–2.
- [93] Kotlarczyk J.: *An outline of the stratigraphy of marginal tectonic units of the Carpathian orogen in the Rzeszów–Przemyśl area*. [in] Kotlarczyk J., 1985, (ed.), *Geotraverse Kraków–Baranów–Rzeszów–Ustrzyki Dolne–Komańcza–Dukla*. Guide to Exc. 4, Carpatho-Balcan Geol. Assoc., 13<sup>th</sup> Congress, 1985, Cracow, Poland, 39–64.
- [94] Kotlarczyk J.: *Problemy sedymentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola*. Przew. 59 Zjazdu PTG, 1988.
- [95] Kotlarczyk J., Leśniak T.: *Dolna część formacji menilitowej z poziomem diatomitów z Futomy w jednostce skolskiej polskich Karpat*. Wyd. AGH, Kraków, 1990.
- [96] Kozur H., Mock R.: *New paleogeographic interpretations in the Slovakian Carpathians and their implications for correlations with the Eastern Alps*. Part I: Central Western Carpathians. Mineralia Slovaca, 1996, 28:151–174.
- [97] Krawczyk M.: *Kontakt strefy krynickiej płaszczowiny magurskiej z jednostką Grajcarka i pienińskim pasem skałkowym w rejonie Jaworek (polskie Karpaty Zewnętrzne)*. Pos. Nauk PIG, 2007, nr 64:34–35.
- [98] Krenmayr H. G., Schnabel W. (koord): *Geologische Karte von OberOsterreich 1:200 000*. Geologischen Bundesanstalt. Wien, 2006.
- [99] Książkiewicz M., [red.]: *Atlas geologiczny Polski – Zagadnienia stratygraficzno-facjalne*. 1:600 000, z. 13. *Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych*. IG Warszawa, 1962.
- [100] Książkiewicz M.: *Geologia regionu babiogórskiego*. Przew. XXXIX Zjazdu PTG, 1966. Babia Góra.
- [101] Książkiewicz M.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, w skali 1:50 000, arkusz Zawoja*. Wyd. Geol., Warszawa, 1968.
- [102] Książkiewicz M.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, w skali 1:50 000, arkusz Sucha Beskidzka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1969.
- [103] Książkiewicz M.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zawoja*. Instytut Geologiczny, Warszawa, 1971.
- [104] Książkiewicz M.: *Budowa geologiczna Polski*. Wyd. Geol., 1972, T. IV. Tektonika, cz. 3. Karpaty, pp. 228.



- [105] Książkiewicz M.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, w skali 1:50 000, arkusz Sucha Beskidzka*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1973.
- [106] Książkiewicz M.: *Bathymetry of the Carpathian Flysch Basin*. CTA Geol. Polon., 1975, 25:309–367.
- [107] Książkiewicz M.: *Hipoteza ruchów kier litosfery a powstanie Karpat*. Roczn. PTG, 1977, 47, 329–353.
- [108] Latoś Z.: *Karty otworów wiertniczych*. Arch. OK PIG. Kraków.
- [109] Lech S.: *Mapa podpermskich kompleksów skalnych Pomorza. 1:200 000*. Arch. INiG, 2001.
- [110] Lexa J., Bezak V., Elečko M., Mello J., Polaká M., Potfaj M., Vozar J. (eds.): *Geological map of Western Carpathians and adjacent areas, 1:500 000*. Geological Survey of Slovak Republic, Bratislava, 2000.
- [111] Leško B., Durkovič T., Gašparikova V., Kullmanova A., Samuel O.: *Nove poznatky o geologii Myjavskej pahorkatiny na zaklade vrtu Lubina I*. Geol. Prace, Spravy, 1978, 70, p. 35–55.
- [112] Leško B., Durkovič T., Gašparikova V., Samuel O., Snopkova P.: *Geologicke hodnotenie vrtu Hanušovce I*. Miner. Slovaca, 1984, 16, p. 217–255.
- [113] Leszczyński S., Nemeč W.: *Dynamic stratigraphy of composite peripheral unconformity in a foredeep basin*. Sedimentology, 62: 645–680, 2015.
- [114] Malinowski M., Guterch A., Narkiewicz M., Probulski J., Maksym A., Majdański M., Środa P., Czuba W., Gaczyński E., Grad M., Janik T., Jankowski L., Adamczyk A.: *Deep seismic reflection profile in Central Europe reveals complex pattern of Paleozoic and Alpine accretion at the East European Craton margin*. Geophysical Research Letters, 2013, vol. 40, 16.
- [115] Mahel M. (edit.): *Tectonic Map of the Carpathian-Balkan Mountain System and Adjacent Areas*. CBGA, Tect. Comm., Bratislava, 1974, Stur Geological Institute/UNESCO.
- [116] Márton E., Grabowski J., Plašienka D., Túnyi I., Krobicki M., Haas J., Pethe M.: *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, 2013, 592, 1–13.
- [117] Matyasik I.: *Biomarkery w charakterystyce genetycznej systemów naftowych*. Prace Naukowe INiG nr 177, 2011, pp. 220.
- [118] Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R., Zattin M.: *Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (< 11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland*. Comptes Rendus Geoscience, 2010.

- [119] Mello J. (eds): *Geological map of the middle Váh Valley region 1:50 000*. MŽP-ŠGÚDŠ, Bratislava, 2005.
- [120] Michalski A.: *Les "Miodobry" en Bessarabie*. Bull, Com, Geol, XXI, St. Petersburg, 1902.
- [121] Miclăuș C., Loiacono F., Puglisi D., Sorin Baciu D.: *Eocene-Oligocene sedimentation in the external areas of the Moldavide Basin (Marginal Folds Nappe, Eastern carpathians, Romania): sedimentological, paleontological and petrographic approaches*. Geologica Carpathica, 2009, 60, 5:397–417.
- [122] Morgiel J., Sikora W.: *Odkrycie utworów eocenu i oligocenu w pienińskim pasie skałkowym w Polsce*. Kwart. Geol., 1973, 17 (3): 640–642.
- [123] Morgiel J., Sikora W.: *O wieku utworów paleogeńskich w okolicach Złatego i Łapszów Niżnych (pieniński pas skałkowy)*. Kwart. Geol., 1974, 18 (4): 935–936.
- [124] Morley C. K.: *Out-of-sequence thrust*. Tectonics, 1988, vol. 7, no. 3, pp. 539–561.
- [125] Moryc W.: *Miocen Przedgórze Karpat Zachodnich w strefie Bielsko–Kraków*. (W:) *Tektonika Karpat i Przedgórze w świetle badań geofizycznych i geologicznych (zagadnienia wybrane)*. Referaty Sesji. Kraków 30 marca 1989 r. Komisja Tektoniki Komitet Nauk Geologicznych PAN, Kraków, 1989:179–195.
- [126] Myśliwiec M., Śmist P.: *Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnogrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego)*. Przegląd Geologiczny, 2006, vol. 54, nr 8 p. 724–730.
- [127] Nemčok J.: *Non-traditional view of East-Slovakian Klippen Belt*. Geologický Zborník. Geologica Carpathica, 1980, 31, 563–568.
- [128] Nemčok J.: *Geological Map of Pieniny, Lubovnianska Vrchovina Highland and Cergov Mts*. Geol. Ustav D. Štura. Bratislava, 1990.
- [129] Nemčok J. et al.: *Geological Map of the Tatra Mountains*. Geol Ust D. Stura. Bratislava, 1994.
- [130] Nemčok M., Nemčok J., Wojtaszek M., Ludhova L., Klecker R. A., Sercombe W. J., Coward M. P., Keith Jr. J. F.: *Results of 2D Balancing Along 20° and 21°30' Longitude and Pseudo-3D in the Smilno Tectonic Window: Implications for Shortening Mechanisms of the West Carpathian Accretionary Wedge*. Geologica Carpathica, 2000, vol. 51, no 5/2000, pp. 281–300, Bratislava.
- [131] Ney R.: *O wglębnym przekroju wschodniej części zatoki rzeszowskiej*. Geofizyka i Geologia Naftowa., 1965, nr 10–12, Kraków.
- [132] Nescieruk P.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Bielsko-Biała*. Arch. OK PIG. Kraków, w druku.

- [133] Ney R.: *O egzotykach wapieni jurajskich brzeżnej części Karpat i Przedgórze między Sanem a Wiarem*. Acta Geologica Polonica, 1957, vol. 7 p. 259–270.
- [134] Ney R.: *The Carpathians and plate tectonics*. Przegląd Geologiczny, 1976, 6 p. 309–316.
- [135] Oberhauser R.: *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen im Ostalpenraum*. Jb. Geol. Bundestanst., Wien 1968, 111:1–88.
- [136] Olszewska B., Paul Z., Ryłko W., Garecka M.: *Biostratygrafia olistolitów wapiennych zewnętrznego pasa skałkowego Karpat i skał otaczających*. AEM Studio Kraków 2011, pp. 93.
- [137] Opolski Z.: *O stratygrafii warstw krośnieńskich*. Sprawozdanie PIG, 1933, 7, 4 p. 565–636.
- [138] Oszczytko N.: *Exotic rocks of the Palaeogene of the Magura Nappe between Dunajec and Poprad rivers*. Ann. Soc. Geol. Pol., 1975, 45 (3–4):403–431.
- [139] Oszczytko N.: *Stratygrafia płaszczowiny magurskiej na północnych stokach Beskidu Sudeckiego*. Kwart. Geol., 1979, t. 23, nr 2.
- [140] Oszczytko N.: *Stratigraphy of the Paleogene deposits of the Bistrica Subunit (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians)*. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 1991, 39:415–431.
- [141] Oszczytko N., Oszczytko-Clowes M.: *Budowa geologiczna okolic Krynicy-Zdroju i Muszyny (SE część Beskidu Sudeckiego, Zewnętrzne Karpaty Zachodnie)*. Przedsiębiorstwo Badań Geologicznych „Geoprofil” Sp. z o.o., Kraków 2010.
- [142] Oszczytko N., Uchman A., Malata E. (eds): *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i Pienińskiego Pasa Skałkowego*. Instytut NG UJ. Kraków 2006, pp. 199.
- [143] Passendorfer E.: *Jak powstały Tatry*. Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa. 1983 s. 286.
- [144] Paszkowski M.: *Gdzie Rzym, gdzie Krym a gdzie Polska? Perygondwański superterrann Brna + Górnego Śląska – Pontydów Zachodnich*. XIX Konferencja terenowa sekcji tektonicznej PTG – Magura ’98. Szymbark, 15–17 października 1998:21–22.
- [145] Patrulius D., Bombita G., Krautner H., Krautner F.: *Geological Map, 1:200 000: M-35-XXXI.4. Viseu sheet*. Comite D’ Etat Pour la Geologie, Institut Geologique. Bucarest 1968.

- [146] Paul Z.: *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łącko*. Wydawnictwa Geologiczne Warszawa 1978.
- [147] Paul Z., Poprawa D.: *Geology of the Magura Nappe in the Peri-Pieniny Zone in light of the Nowy Targ PIG 1 borehole (in Polish with English summary)*. Przegląd Geologiczny, 1992, 40 (7):404–409.
- [148] Paul Z., Wieser T.: *Geneza i pozycja geologiczna margli łąckich*. Kwartalnik Geologiczny, 1989, t. 33, nr 2, p. 360.
- [149] Pomianowski P.: *Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej – wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych*. Przegląd Geologiczny, 2003, 51 (6):498–506.
- [150] Picha F.: *Ancient submarine Canyons of Tethyan Continental Margins, Czechoslovakia*. AAPG Bull. 1979, V. 63, No 1, p. 67–86.
- [151] Połtowicz S., Waśniowska J.: *Miocen Iwkowej*. Roczn. PTG, 1975, 45, 3–4: 433–445.
- [152] Pomerol C., Premoli-Silva I.: *The Eocene-Oligocene transition events and boundary*. [in] Pomerol C., Premoli-Silva (eds): *Terminal Eocene events. Developments in paleontology and Stratigraphy*, 9:1–24. Elsevier 1986.
- [153] Pomianowski P.: *Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych*. Rocznik PTG, 1995, t. 64, nr 1–4.
- [154] Popov S. V., Akhmetiev M. A., Bugrova E. M., Lopatin A. V., Amitrov O. V., Andreyeva-Grigorovich A. S., Zaporozhets N. I., Zherikin V. V., Krashennikov V. A., Nikolayeva I. A., Sytchevskaya E. K., Shcherba I. G.: *Biogeography of the Northern Peri-Thetys from the Late Eocene to the Early Miocene. Part. 2. Early Oligocene*. Russian Academy of Sciences 2002. *Paleontological Journal* 36, suppl. 3, p. 185–2259.
- [155] Probulski J.: *Osady chaotyczne Karpat w obrazie metod geofizyki poszukiwawczej*. [w:] Jankowski L. (red). *Kompleksy chaotyczne Karpat Polskich*. Materiały konferencyjne Kraków–Polańczyk. 2008, 1–3.
- [156] Prokešová R., Plašienka D., Milovský R.: *Structural pattern and emplacement mechanisms of the Krížna cover nappe (Central Western Carpathians)*. *Geol. Carpath.* 2012, 63 (1), 13–32, doi: 10.2478/v10096-012-0001-y.
- [157] Raymond L. A.: *Classification of melanges*. [in] Raymond L. A., Ed. *Melanges: Their nature, origin and significance*. Geological Society of America. Special Paper. 1984.
- [158] Rauch M.: *Neogene stress field in the central and eastern parts of the outer Polish Carpathian Foredeep*. *Geodinamica Acta* 22/1–2 (2009) 99–110.



- [159] Shakin V. A., Burov V. S., Vialov O. S., Glushko V. V., Kruglov S. S., Petrashkevich M. I., Temnjuk F. P.: *Geologicheskaja karta Ukraïnskikh Karpat i priliegajushchikh progibov (Geological Map of the Ukrainian Carpathians and adjoining areas)*, 1:200 000. 1976.
- [160] Săndulescu M.: *Geotectonics of Romania*. Ed. Tehnică, București, 1984, pp. 336.
- [161] Săndulescu M.: *Overview on Romanian Geology*. IInd ALCAPA Meeting, București, 1994, 3–15.
- [162] Sikora W.: *W sprawie transgresji eocenu w pienińskim pasie skałkowym Polski*. Kwartalnik Geologiczny 1970. T.14,1:165–179.
- [163] Sikora W.: *Kordyliery Karpat Zachodnich w świetle tektoniki płyt litosfery*. Przegląd Geologiczny 1976, nr 6, 336–348.
- [164] Skoczylas-Ciszewska K.: *Z tektoniki mas fliszowych na arkuszu Bochnia*. Pos. Referatowe. 5.05.1950. Geologiczny Biuletyn Informacyjny 1952. Z. 3:94–95. Wyd. PIG. Warszawa 1952.
- [165] Skoczylas-Ciszewska K., Burtan J.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1:50 000 (bez utworów czwartorzędowych), Region Karpat i Przedgórze, arkusz Bochnia*. IG Warszawa 1956. Wydanie tymczasowe, Wydawnictwo Geologiczne Warszawa.
- [166] Skoczylas-Ciszewska K., Kamieński M.: *O facji inoceramowej warstw istebniańskich Pogórza Wiśnicko-Rożnowskiego*. Kwartalnik Geologiczny 1959, T. 3, z. 4.
- [167] Słomka T.: *Utwory podmorskich ruchów masowych w łupkach cieszyńskich dolnych*. Kwartalnik AGH, Geologia, 1986, 12:25–35.
- [168] Soták J., Pereszlenyi M., Marschalko R., Milicka J, Starek D.: *Sedimentology and hydrocarbon habitat of the submarine-fan deposits of the Central Carpathian Paleogene Basin (NE Slovakia)*. Marine and Petroleum Geology, 18:87–114.
- [169] Starzec K., Malata E., Wronka A., Malina L.: *Mélanges and broken formations at the boundary zone of the Magura and Silesian nappes (Gorlice area, Polish Outer Carpathians) – a result of sedimentary and tectonic processes*. Geological Quarterly 2015, 59(1):121–146.
- [170] Stefaniuk M.: *Regionalne badania magnatotelluryczne w Polskich Karpatach Wschodnich*. Geologia 2003 (kwartalnik AGH), 29, 3–4, 131–168.
- [171] Sussman A. J., Weil A. B. (eds): *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses*. Geological Society of America Special Paper 2003, 383, p. 121–131.

- [172] Szymakowska F.: *Wpływ facji frydeckiej w obrębie dolnych warstw istebniańskich serii śląskiej w profilu Kobyla koło Frysztaku*. Sprawozdanie z Posiedzenia Naukowego Instytutu Geologicznego. Kwartalnik Geologiczny 1963, 3. T. 7:559–560.
- [173] Szymakowska F.: *Budowa geologiczna południowego skrzydła fałdu Gorlic między Gorlicami a Krygiem (Karpaty Środkowe)*. Rocznik PTG 1979, t. 49, z. 1–2: 85–104.
- [174] Szymakowska F.: *Zjawiskaolistostromowe w obrębie mioceńskiego rowu przedgórskiego w rejonie Cieszyn–Zamarski–Dębowiec na podstawie danych z głębokich wierceń*. Sprawozdanie z Posiedzenia Komitetu Naukowego, 1983. PAN, Oddz. w Krakowie, t. 27/1, I–VI 1983.
- [175] Świdziński H.: *Słownik stratygraficzny północnych Karpat fliszowych*. Biuletyn PIG, 37, Warszawa 1947.
- [176] Świdziński H.: *Observations géologiques faites dans les environs de Leluchów, de Plavec sur le Poprad et d’Ujak (Karpates polono-slovaques)*. Bull. Acad. Pol. Sc. Ser. Sc. Geol. Geogr., vol. 2. Varsovie 1961.
- [177] Świerczewska A.: *The interplay of the thermal and structural histories of the Mgura Nappe (Outer Carpathians) in Poland and Slovakia*. Mineralogia Polonica, 2005, 36:91–144.
- [178] Tari G., Baldi T., Baldi–Beke M.: *Paleogene retroarc flexural basin beneath the Neogene Panonian Basin: a geodynamic model*. Tectonophysics, 1993, 226:443–445.
- [179] Tołwiński K.: *Brzeg Karpat*. Acta Geol. Polon., 1:130–35. Warszawa 1950.
- [180] Uhlig V.: *Über die Tektonik der Karpathen*. Sitzungsberichte der Kaiserischen Akademie der Wissenschaften, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, 1907, 116, part I, 871–982.
- [181] Unrug R.: *Warstwy istebniańskie – studium sedymentologiczne*. Rocznik PTG, 1963, 33.
- [182] Unrug R.: *Kordyliera śląska jako obszar źródłowy materiału klastycznego piaskowców fliszowych Beskidu Śląskiego i Beskidu Wysokiego (Polskie Karpaty Zachodnie)*. Roczn. PTG, 1968, T. 38, z. 1.
- [183] Unrug R.: *Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before the Neogene tectogenesis*. Rocznik PTG, 1979, T. 49, z. 1–2: 3–14.
- [184] Wagner R. (red): *Tabela stratygraficzna Polski*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa 2008.
- [185] Wakabayashi J., Dilek Y. (eds): *Melanges. Processes of Formation and Societal Significance*. The Geological Society of America. Spec. Publ. 2011, 480, pp. 277.

- [186] Watycha L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski bez utworów czwartorzędowych, Rejon Karpat i Przedgórze, 1:50 000, Nowy Targ*. Instytut Geologiczny, Warszawa 1966.
- [187] Watycha L.: *Neogen niecki orawsko-nowotarskiej*. Kwartalnik Geologiczny, 1976a, 20, 3: 575–584.
- [188] Watycha L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Czarny Dunajec (1048)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa. 1976b.
- [189] Watycha L.: *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Jabłonka (1047)*. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa 1977.
- [190] Wdowiarz S.: *Geologia fałdu Grabownicy*. Biuletyn Instytutu Geologicznego 1953, 120:1–65.
- [191] Weil, A. B., Sussman, A. J.: *Classifying curved orogens based on timing relationships between structural development and vertical-axis rotations*. [in] Sussman, A. J., Weil A. B. (eds): *Orogenic curvature: Integrating paleomagnetic and structural analyses*. Geological Society of America, Special Paper 2004, 383, p. 1–15.
- [192] Wieczorek J.: *Main phases of the geological evolution of the western Tethys – an outline*. Kwartalnik Geologiczny, 1990, 33:401–412. (In: Polish, English summary).
- [193] Wieczorek J.: *Pasywne brzegi Tetydy – zagadnienia ogólne (In Polish)*. Technika Poszukiwań Geologicznych Geosynoptyka i Geotermia, 1993, 4: 31–50.
- [194] Woiński J.: *Mapa Geologiczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz Rzeszów*. Państwowy Instytut Geologiczny. Warszawa 1994.
- [195] Wojciechowski R.: *Nanoplankton warstw malcowskich między Nowym Targiem a Falsztynem*. Praca magisterska 1999. Wydział BiNoZ. UJ: 1–49.
- [196] Wójcik A., Jugowiec M.: *The youngest member of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland)*. Przegląd Geologiczny, 1998, 46, 8/2, 763–770.
- [197] Żytko K.: *Próba wyznaczenia fałdów wglębnych w Polsce na podstawie analizy powierzchniowej tektoniki Karpat*. Kwartalnik Geologiczny, 1965, T. 9, nr 4.
- [198] Żytko K.: *Electrical conductivity anomaly of the northern Carpathians and the deep structure of the orogen*. Rocznik PTG, 1997, 67, 1, 25–41.
- [199] Żytko K.: *Pieniński Pas Skałkowy i płaszczowina magurska oraz ich południowe obrzeżenie w senonie i paleocenie*. XIX Konferencja terenowa sekcji tektonicznej PTG – Magura '98. Szymbark, 15–17 października 1998: 40–41.

- [200] Żytko K.: *Korelacja głównych strukturalnych jednostek Karpat Zachodnich i Wschodnich*. Prace PIG CLXVIII. 1999, p. 135–164.
- [201] Żytko K., Gucik S., Ryłko W., Oszczytko N., Zając R., Garlicka I., Nemčok J., Eliáš M., Menčík E., Dvořák J., Stráňík Z., Rakus M., Matějovská O.: *Geological Map of the Western Outer Carpathians and Their Foreland without Quaternary Formations, Scale 1:500 000*. Państwowy Instytut Geologiczny, 1988.



---

---