

# ROZWÓJ TEKTONICZNO-BASENOWY KARPAT ZEWNĘTRZNYCH NA PRZYKŁADZIE BUDOWY GEOLOGICZNEJ ZŁÓŻ GRABOWNICA, STRACHOCINA I ŁODYNA ORAZ ICH OTOCZENIA

**Tectonic and basinal evolution of the Outer Carpathians  
based on example of geological structure of the Grabownica,  
Strachocina and Łodyna hydrocarbon deposits**

**Leszek JANKOWSKI<sup>1</sup> & Jaromir PROBULSKI<sup>2</sup>**

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

<sup>2</sup> PGNiG SA w Warszawie, Oddział w Sanoku, ul. Sienkiewicza 12; 38-500 Sanok;  
e-mail: [Jaromir.Probulski@sanok.pgnig.pl](mailto:Jaromir.Probulski@sanok.pgnig.pl)

**Treść:** Obszary roponośne Łodyny, Grabownicy, Strachociny, Wańkowej czy Leszczowatego znajdują się na północnym obrzeżeniu tzw. centralnej depresji karpackiej, po obu stronach tzw. jednostki węglowieckiej lub jej domniemanego przedłużenia w kierunku wschodnim. Szczególnie złożoną historię deformacji tektonicznych obszarów, na których znajdują się kopalnie, można wiązać z reaktywowaną w wyniku wtórnych deformacji strefą uskoku przesuwczego, wykorzystującego rodzaj rampy, jaką była południowa krawędź horstu węglowieckiego. Strefa ta rozgraniczała wyniesienie węglowieckie od tzw. centralnej depresji karpackiej. Podobnie jak górotwór Karpat ten fragment został najpierw zdeformowany tektonicznie podczas etapu kompresji, a następnie w wyniku skośnej kolizji nasuwającego się orogenu ze strukturami podłoża. Doszło wówczas do powstania uskoków przesuwczych (reaktywacji pierwotnych powierzchni nasuwczych) i związanych z nimi asocjacji struktur o typie struktury kwiatowej (*flower structure*). Istotne znaczenie dla budowy geologicznej omawianego obszaru i Karpat zewnętrznych ma ostatni etap deformacji tektonicznych, etap kolapsu górotworu uwidaczniający się rozwojem uskoków normalnych, powszechnie widocznych w odsłonięciach. Niedojrzałość termiczna warstw menilitowych, uważanych za skałę macierzystą tutejszych złóż węglowodorów, sugeruje brak związku genetycznego tych warstw z miejscowymi złożami i wskazuje raczej na migracyjny ich charakter i na możliwość genezy ropy ze starszych utworów, innych niż warstwy menilitowe. Istotne znaczenie dla dróg migracji i dla uszczelnienia skał kolektorowych mają strefy melanżu, powstałe w wyniku reaktywacji stref tektonicznych, spełniające rolę otwartego bądź zamkniętego systemu geochemicznego i tektonicznego (strefy migracji bądź strefy uszczelnienia). Podobną jak strefa węglowiecka historię rozwoju tektonicznego ma strefa przeddukielska, ograniczająca rów centralnej depresji karpackiej od południa.

**Słowa kluczowe:** struktury kwiatowe, reaktywacja uskoków, jednostka węglowiecka, Karpaty zewnętrzne

**Abstract:** Łodyna, Grabownica, Strachocina, Wańkowa and Leszczowate oil fields are situated in the northern margin of the central Carpathian Depression, on both sides of so called Węglówka Unit and its prolongation to the East. Fieldwork and seismic section interpretations indicate multistage and complexity of process of closing basin and tectonic deformation. During the compression and oblique collision stage of the tectonic deformation southern margin of Węglówka horst was reactivated as a strike-slip fault and associated (with this strike-slip) flower structures were developed. The Węglówka intrabasinal ridge (horst) was cut in many places off and a few tectonic elements has been created. In front of the Silesian Unit thrust a footwall shortening is visible. The whole area of these oil fields is apparently connected with reactivated tectonic zone, southern margin of formerly intrabasinal Węglówka ridge. In the last stage of deformation some thrust and strike-slip structures were reactivated as a normal faults (posttectonic collapse structures). Immaturity of the Menilite Beds in this region suggests a lack of relationship between the local oil and Menilite Beds and indicates migration origin of local oil. A lots of tectonic mélange zones developed in this area play important role in petroleum system creating open or closed geochemical system – in some cases they are migration paths for gas and oil. However, main migration paths in this seems to be deep rooted, reactivated, normal faults normal to the strike of main tectonic elements, probably inherited from syncollisional extension stage.

**Key words:** flower structures, reactivated faults, the Węglówka Unit, Outer Carpathians

## WSTĘP

Wyniki badań terenowych przeprowadzonych przez autorów na obszarze całych Karpat zewnętrznych oraz nowe interpretacje danych sejsmicznych wykonanych dla wielu rejonów Karpat, pozwalają nie tylko na podjęcie próby odtworzenia historii rozwoju tektoniczno-basenowego analizowanego w niniejszym artykule bardziej szczegółowo rejonu Łodyny i Grabownicy, ale także na sformułowanie wniosków odnoszących się do historii basenu Karpat, jak też do zarysowania historii deformacji tektonicznych całego karpackiego górotworu.

Prace kartograficzne autorów oraz analizy sekcji sejsmicznych pozwalają także na wyciągnięcie bardziej ogólnych wniosków dotyczących charakteru niektórych facji, ich paleobatymetrii i miejsca depozycji w basenie. Obserwacje terenowe i analizy sekcji sejsmicznych uwidoczniły obecność struktur (np. uskoki normalne, strefy melanży, struktury kwiatowe), których geneza nie jest dotychczas wytłumaczona przyjętymi poglądami na temat rozwoju tektonicznego i basenowego Karpat. Podjęto zatem próbę zarysowania historii basenowej odnoszącej się do obserwowanych struktur i nowego obrazu kartograficznego.

Budowa geologiczna rejonu kopalń (na styku tradycyjnie wyróżnianych jednostek uznawanych za jednostki tektoniczno-facjalne) wynika ze skomplikowanej historii basenowej oraz wieloetapowej historii tektonicznej rejonu. Obserwacje terenowe w innych rejonach Karpat zdają się potwierdzać podobne do obserwowanych w badanym rejonie następstwo zdarzeń. Budowę geologiczną analizowanego regionu (Fig. 1) można postrzegać jako modelowy dla całych Karpat przykład etapów rozwoju basenu i deformacji tektonicznych. Zmiany w konfiguracji basenu czy jego zasięgu (zmiany poziomu morza) mają swoje odzwierciedlenie w zmianach facjalnych. Podjęto próbę powiązania zmian facjalnych ze zmianami w basenie i klasyfikacji niektórych elementów facjalnych w kontekście sekwencji zdarzeń w basenie. Opis facji występujących w tutejszych seriach skalnych uzupełniono o najnowsze obserwacje i przedstawiono sugestie co do miejsca ich depozycji w basenie.

Badania zdają się wskazywać, że geometryczne założenia basenu odziedziczone po przedalpejskich etapach górotwórczych i powstałe we wcześniejszych etapach jego rozwoju mają wpływ na charakter późniejszych etapów deformacji (reaktywacja starszych nieciągłości tektonicznych).

Poszukiwanie złóż węglowodorów i ich eksploatacja w Karpatach zewnętrznych były najczęściej poprzedzone obserwacją powierzchniowych wycieków ropy. Bardziej szczegółowo omówiony rejon kopalni Łodyna należy do starszych, eksploatowanych pól roponośnych Karpat, w których eksploatacja prowadzona była w znanych od wieków miejscach intensywnych wypływów ropy naftowej (Tatara 1955). Dalej, na wschód od kopalni Łodyna, znajdują się pola naftowe Brzegów Dolnych, a na zachód – posadowione także na brzegu centralnej depresji karpackiej pola naftowe: Leszczowate, Ropienka, Grabownica, Strachoci-na czy wreszcie Wola Jasieniicka i Węglówka. Rejon kopalni Łodyna został opisany w wielu opracowaniach kopalnianych, wykonano też mapy obszaru, wykorzystując szereg szurfów (Rażny 1957). Mapę geologiczną obszaru kopalni Łodyna w skali 1 : 5000 wykonali Przybyła *et al.* (1956). W celu późniejszego uszczegółowienia mapy wykonano szereg szurfów (Rażny 1957, 1960, 1961).

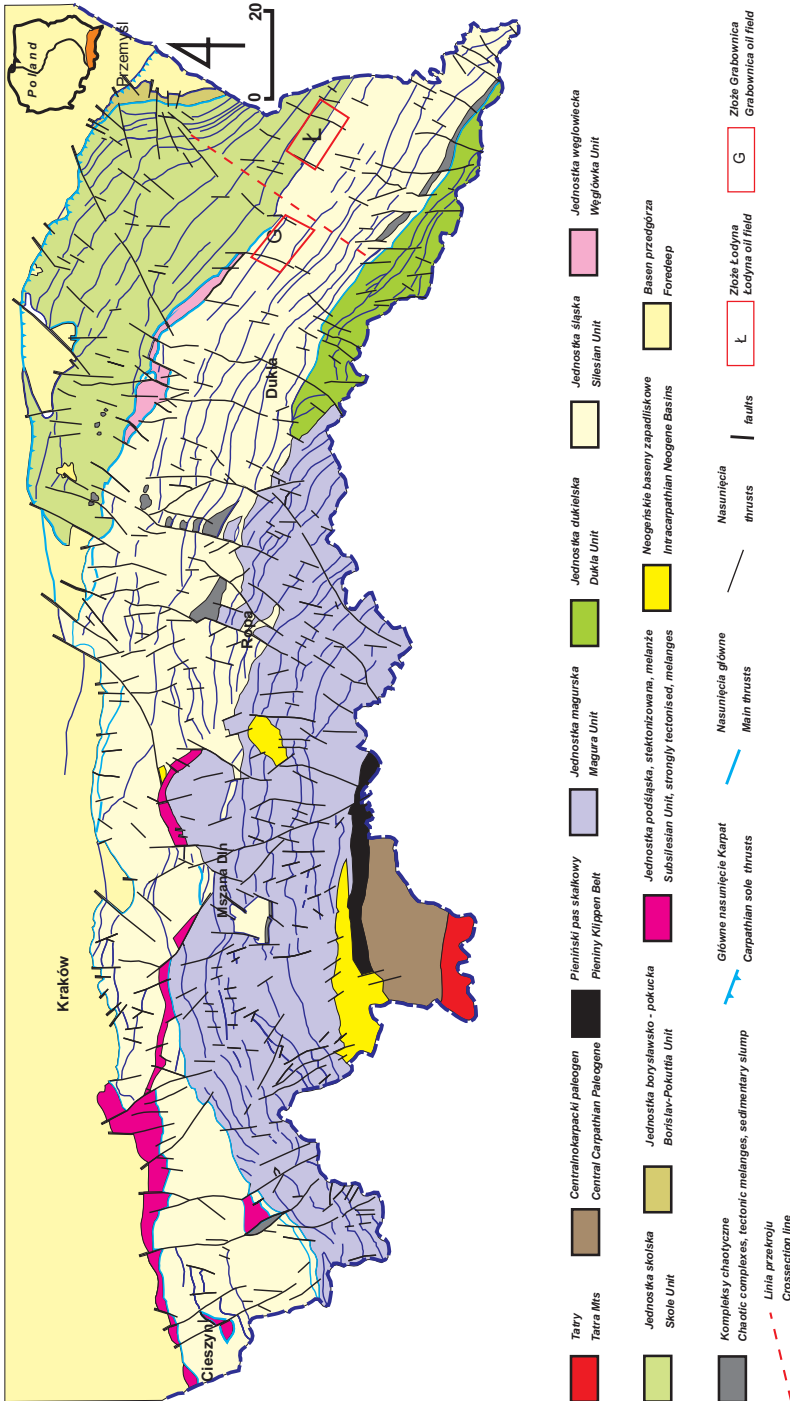


Fig. 1. Obszar badań (Jankowski 2008, zmienione)

Fig. 1. Area of investigation (after Jankowski 2008, modified)

Rejon kopalni Grabownica został przedstawiony w opracowaniach kartograficznych Wdowiarza (1953) i Koszarskiego (1961). Wszystkie pola naftowe rejonu mają dokumentację kopalniane, a otwory zostały zebrane w zestawieniu Gierat-Nawrockiej & Wdowiarza (1975). W ostatnich latach omawiany rejon został ujęty w opracowanych mapach SMGP w skali 1 : 50 000 (Gucik *et al.* 1991, Malata & Rączkowski w druku, Żytko *et al.* w druku). Cały obszar omawianych tu pól naftowych został zawarty w przeglądowych mapach w skali 1 : 200 000 (Gucik *et al.* 1980, Jankowski *et al.* 2004).

Słaba ekspozycja skał podłoża podczwartorzędowego w rejonie kopalni Grabownica nie pozwala na weryfikację starszych danych (Koszarski 1987), zatem w niniejszym opracowaniu przedstawiono nową mapę geologiczną jedynie kopalni Łodyna (Fig. 2 na wklejce).

## ZARYS STRATYGRAFII BADANEGO OBSZARU

Rejon występowania złóż ropy znajduje się w strefie bliskiego kontaktu tektonicznego wyróżnianych tu tradycyjnie trzech jednostek tektoniczno-facjalnych (Książkiewicz 1972). Sekwencje stratygraficzne wszystkich jednostek na analizowanym obszarze tworzą utwory deponowane od kredy po miocen. Nie wszystkie elementy facjalne są na omawianym obszarze osłonięte na powierzchni terenu, niektóre z nich znane są jedynie z otworów wiertniczych (Fig. 3 na wklejce).

Złoże Grabownica znajduje się na północnym obrzeżeniu jednostki śląskiej, tworzącej tu najbardziej na południe wysunięty element tektoniczny. Natomiast strefa złóż Łodyna – Leszczowate – Wańkowa znajduje się w rejonie skolskim (ten rejon facjalny ze względu na obecność w profilach warstw inoceramowych nazywany jest niekiedy rejonem inoceramowym).

Na zachód od obszaru Bezmiechowej, między jednostką śląską a skolską, rozciąga się wąskim pasem jednostka Węglówki, której charakterystycznym utworem są margle pstre. Jednostka Węglówki rozdziela jednostkę skolską od jednostki śląskiej (odpowiednikiem wiekowym warstw inoceramowych są w jednostce śląskiej warstwy istebniańskie).

Na utwory jednostki skolskiej, na której obszarze znajduje się kopalnia ropy Łodyna i sąsiednie pola naftowe, składają się: warstwy inoceramowe (kreda górna-paleocen), łupki pstre (eocen), warstwy hieroglifowe (eocen górny), warstwy menilitowe (oligocen-dolny miocen) i warstwy krośnieńskie (oligocen górny-miocen) (Gucik *et al.* 1980).

Warstwy inoceramowe stanowią najstarszy element profilu jednostki skolskiej na tym obszarze. Najczęściej wykształcone są tu jako łupki, piaskowce cienkoławicowe i margle. Piaskowce warstw inoceramowych zwykle są szare lub popielato-szare, skorupowe, mikowe i wapniste; w tym rejonie zwykle cienkoławicowe. Łupki przeławicające piaskowce są zwykle popielate, ilaste i wapniste.

Młodszy od warstw inoceramowych elementem stratygraficznym wyróżnianym w profilu są łupki pstre (Gucik *et al.* 1980). Stanowią one tzw. osad tła (niezależny od dostawy materiału klastycznego, pelagiczny osad) deponowany z przerwami od paleocenu do eocenu. Ten element stratygraficzny składa się głównie z ilastych łupków czerwonych i zielonych z wkładkami skrzemionkowanych oraz cienkoławicowych piaskowców glaukonitowych.

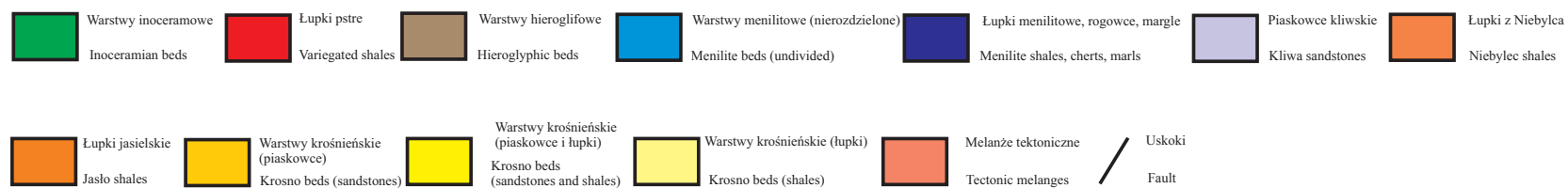
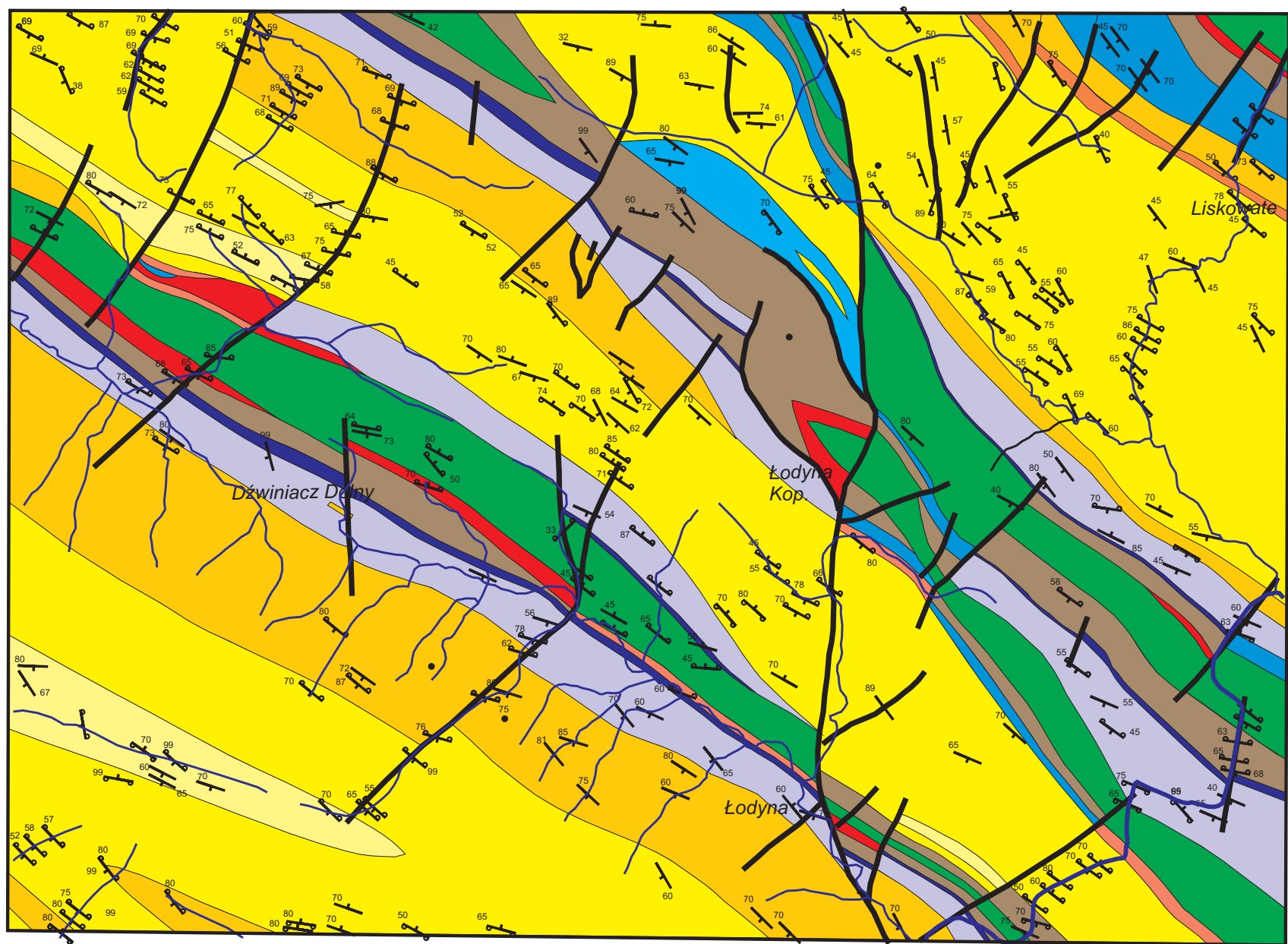
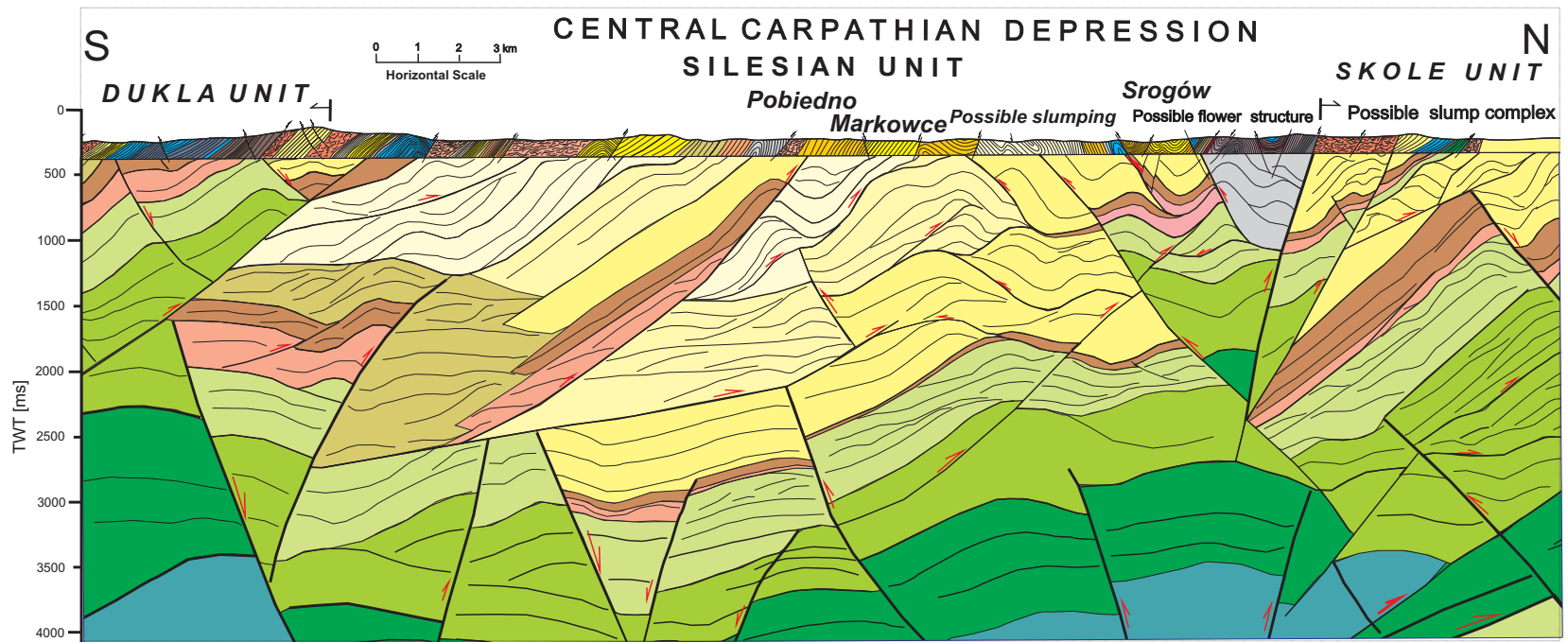


Fig. 2. Mapa geologiczna okolic Łodyny (prace własne L. Jankowskiego z lat 1986–2010, Żytko *et al.* 1995 (niepubl.), Gucik *et al.* 1991)

Fig. 2. Geological map of Łodyna vicinity (L. Jankowski own works 1986–2010; Żytko *et al.* 1995 (unpubl.), Gucik *et al.* 1991)



**Jednostka dukielska:**  
Dukla Unit:

- W-wy krośnieńskie (łupki)  
Krosno Beds (shales)
- W-wy krośnieńskie (p-ce i łupki)  
Krosno Beds (sandstones-shales)
- W-wy krośnieńskie (nierozdzielone)  
Krosno Beds (undivided)
- W-wy menilitowe  
Menilite Shales
- P-ce cergowskie  
Cergowa Sandstones
- W-wy hieroglifowe  
Hieroglyphic Beds
- P-ce przybyszowskie  
Przybyszów Sandstones
- W-wy inoceramowe  
Inoceranian Beds

**Jednostka śląska i węglowiecka:**  
Silesian and Węglówka Units:

- W-wy krośnieńskie (łupki)  
Krosno Beds (shales)
- W-wy krośnieńskie (p-ce i łupki)  
Krosno Beds (sandstones-shales)
- W-wy krośnieńskie - facja leska  
Krosno Beds, Lesko Sandstones
- W-wy krośnieńskie - facja otrocka  
Krosno Beds, Otryt Sandstones
- W-wy krośnieńskie, podotryckie  
Krosno Beds, Subotryt Beds
- W-wy przejściowe  
Transition Beds
- W-wy menilitowe  
Menilite Shales
- W-wy hieroglifowe  
Hieroglyphic Beds

- Łupki pstre i p-ce ciężkowickie  
Variegated Shales & Ciężkowice Sandstones
- Warstwy istebniańskie  
Istebna Beds
- Margle węglowieckie  
Węglówka Marls
- W-wy gezowe  
Geize Beds
- W-wy lgockie  
Lgota Beds
- W-wy wierzowskie  
Verovice Beds

**Jednostka skolska:**  
Skole Unit:

- W-wy krośnieńskie (łupki)  
Krosno Beds (shales)
- W-wy krośnieńskie (p-ce i łupki)  
Krosno Beds (sandstones-shales)
- W-wy menilitowe  
Menilite Shales
- W-wy hieroglifowe  
Hieroglyphic Beds
- Łupki pstre  
Variegated Shales
- W-wy inoceramowe  
Inoceranian Beds

Dodatkowe objaśnienia do interpretowanej sekcji sejsmicznej:  
Additional explanation - seismic section:

- W-wy krośnieńskie górne  
Upper Krosno Beds
  - W-wy krośnieńskie środkowe  
Middle Krosno Beds
  - W-wy krośnieńskie dolne  
Lower Krosno Beds
  - W-wy krośnieńskie (nierozdzielone)  
Undivided Beds
  - W-wy menilitowe  
Menilite shales
- } Oligocen  
Oligocene

- Utwory eocenu  
Eocene
- Utwory paleocenu  
Paleocene
- Utwory górnej kredy  
Upper Cretaceous
- Utwory dolnej kredy  
Lower Cretaceous
- Utwory jury lub starsze  
Jurassic ? or older beds

**Fig. 3.** Objaśnienia do przekroju geologicznego

**Fig. 3.** Explanations of geological section

Łupki pstre w jednostce skolskiej czasem bywają margliste, co upodabnia je do margli typu węglowieckiego, które stanowią pokrywę istniejącego okresowo wyniesienia wewnątrzbasenowego, opisanego poniżej, zwanego wyniesieniem węglowieckim (Książkiewicz 1972, Koszarski 1985).

Powyżej w profilu jednostki skolskiej występują warstwy hieroglifowe. W elementach tektonicznych tego obszaru są one wykształcone głównie jako jasnoszare lub popielate piaskowce cienko- lub średnioławicowe, często glaukonitowe, drobno- lub średnioziarniste. Ich spoiwo jest krzemionkowe lub ilasto-krzemionkowe. Przelawicające je łupki są ilaste o zielonkawych barwach. Niekiedy w tym ogniwie znajdowane są wkładki łupków czerwonych, co świadczy o rozmyciu utworów o typie sedimentacji tła przez turbidytowe utwory warstw hieroglifowych, którą stanowią pokrywy łupków pstrych.

Seria warstw menilitowych jest złożona z kilku elementów litologicznych. Ze względu na obecność w ich obrębie piaskowca kliwskiego, który jest zmienny miąższościowo, także kompleks warstw menilitowych wykazuje tendencje do zmian miąższościowych.

Za poziom reperowy (być może chronostratygraficzny) występujący w obrębie warstw menilitowych, w niemal każdym rejonie Karpat, uważany jest kompleks rogowców. Facja menilitowa w jednostce skolskiej (brzeżnej części basenu Karpat) jest diachroniczna i w najbardziej zewnętrznej, północnej części była deponowana także w dolnym miocenie (Garecka 2008).

Badania terenowe przeprowadzone w brzeżnej części jednostki skolskiej wskazują, że warstwy menilitowe wykazują tu najczęściej cechy osadów deponowanych na skłonie basenu. Potwierdzają to spływy i debryty obserwowane w licznie występujących tu odsłonięciach skał (Fig. 4). Natomiast w najbardziej brzeżnej części jednostki skolskiej osady mają nawet cechy depozycji szelfowej. Szczegółowe badania terenowe prowadzone w rejonie Przemyśla świadczą bowiem o tym, że warstwy menilitowe występujące w tzw. łusce Kniażyc (Fig. 5) były deponowane w obrębie szelfu i mogą już stanowić element facjalny niezwiązany z basenem głównym, lecz z basenem przedpola.

Skrajnie północny element tektoniczny polskich Karpat, zaliczany dotychczas do jednostki skolskiej (Gucik *et al.* 1980), tzw. łuska Kniażyc, jest więc prawdopodobnie elementem jednostki borysławsko-pokuckiej, a nie jednostki skolskiej (Jankowski *et al.* 2004). W rejonie badań profil warstw menilitowych rozpoczynają łupki menilitowe podrogowcowe, wykształcone jako brunatne, twarde łupki margliste, przewarstwione często ilastymi łupkami z wkładkami margli. Występują w nich także wkładki piaskowców glaukonitowych. Rogowce stanowiące, jak już wspomniano, horyzont chronostratygraficzny, są tu zwykle brunatne, czarne, ale też czasem białawe. Towarzyszą im skrzemionkowane margle i łupki brunatne oraz piaskowce glaukonitowe. Tworzenie się rogowców miało prawdopodobnie związek z dostawą krzemionki do basenu karpackiego we wczesnym oligocenie. W niektórych rejonach jednostki skolskiej, najczęściej w sąsiedztwie poziomu menilitów, pojawiają się poziomy diatomitów (niekiedy diatomity i poziomy rogowców są ze sobą przelawicone), co wskazuje na bardzo płytkowodny charakter warstw menilitowych. W niektórych rejonach jednostki skolskiej poziomy diatomitów występują jako bloki (o niekiedy dużej masie) w kompleksach chaotycznych zrzuconych w obręb warstw krośnieńskich (np. w rejonie Kuźminy – Kotlarczyk 1988). Ponad rogowcami występuje zwykle miąższy kompleks piaskowców

kliwskich. W niektórych opracowaniach oraz w otworach wiertniczych wydziela się kilka poziomów tego piaskowca (Tatara 1955, Gierat-Nawrocka & Wdowiarz 1975); zaznaczyć jednak należy, że piaskowiec kliwski, noszący cechy bardzo płytkowodnego osadu (na co wskazują obserwowane w jego obrębie, opisane poniżej struktury) nie występuje regularnie i tworzy w obrębie łupków menilitowych szereg soczew, których korelacja jest trudna.



**Fig. 4.** Łodyna. *Slumping* w warstwach menilitowych

**Fig. 4.** Łodyna. *Slumping* in Menilite Beds

Piaskowce kliwskie są zwykle grubo- i bardzo gruboławicowe, łatwo wietrzejące i słabo zwięzłe, o barwach szarych, zielonkawych, a niekiedy jasnych, białawych. Zawierają liczne ziarna glaukonitu. W obrębie niektórych ławic zdarzają się poziomy zlepieńca. Kierunki transportu materiału są różne. W najbardziej brzeźnych fragmentach jednostki skolskiej piaskowce kliwskie wykazują cechy heterolitowego piaskowca o dobrze wysortowanym ziarnie, w osadzie widoczne są m.in. struktury typu *hummocky cross stratification*. Powszechnie są warstwowania smużyste i faliste (zauważyć można zmienne kierunki warstwowania – Fig. 5). W obrębie piaskowca kliwskiego znajdują się fragmenty słabo obtoczonych węgla, co świadczy o niedalekim transporcie materiału klastycznego. Spoiwo piaskowca kliwskiego zwykle jest ilaste. Piaskowce kliwskie przedzielane są partiami ciemnych łupków ilastych, bitumicznych, o typie łupków menilitowych. Maksymalne miąższości tego wydzielenia na



tym obszarze sięgają kilkuset metrów (Gucik *et al.* 1980). Na obszarze kopalni Łodyna, w potoku Uniaczka w obrębie kompleksu kliwskiego obserwować można laminowane wapienie o litotypie wapieni jasielskich. Jest to kompleks chronostratygraficzny. Według pierwszych ustaleń (A. Ciurej – inf. ustna) jest to górnooligocenijski poziom wapienia jasielskiego. W tym rejonie występuje on zwykle w pobliżu granicy warstw menilitowych i krośnieńskich.



**Fig. 5.** Warstwy menilitowe. Aksmanice. Płytkowodne utwory jednostki skolskiej

**Fig. 5.** Menilite beds. Aksmanice. Shallow water deposits of Skole Unit

Profil stratygraficzny jednostki węglowieckiej wykazuje podobieństwo do sąsiednich obszarów, aż do okresu górnej kredy (gdy w basenie wyodrębnił się horst węglowiecki). Elementem facjalnym charakteryzującym serie skalne zaliczane do jednostki węglowieckiej są margle węglowieckie. Utwór ten powstał w efekcie sedymentacji pozbawionej dopływu klastyków (o typie sedymentacji tła), z licznie występującymi tu lukami stratygraficznymi (zob. Jugowiec-Nazarkiewicz 2007), spowodowanymi zapewne wahaniami poziomu morza w rejonie wyniesienia (horstu) węglowieckiego.

Na serię stratygraficzną utworów występujących w kopalni Grabownica składają się warstwy wierzowskie (hoteryw?-apt), warstwy gezowe (barem-alb), warstwy lgockie (alb-cenoman), łupki pstre (cenoman-turon), warstwy godulskie (turon-senon), margle pstre (senon-eocen), warstwy istebniańskie (senon-paleocen), piaskowce ciężkowickie (eocen), łupki

psre (eocen), warstwy hieroglifowe (eocen górny), warstwy menilitowe (oligocen-miocen) i warstwy krośnieńskie (oligocen-miocen) (Koszarski 1961, Gucik *et al.* 1980). Ogniwa kredowe obecnie nie są odsłonięte. W rejonie badań na powierzchni odsłonięte są jedynie utwory warstw istebniańskich, łupków pstrych, warstw menilitowych oraz seria warstw krośnieńskich. Ogniwa te wykształcone są tu podobnie jak w innych obszarach jednostki śląskiej. Godna podkreślenia jest obecność w profilu kopalni Grabownica (jednostka śląska) margli węglowieckich (Wdowiarski 1953, Koszarski 1963, 1987, Gucik *et al.* 1980), które są zwykle wyznacznikiem facjalnym jednostki węglowieckiej. Warstwy menilitowe mają w jednostce śląskiej bardziej głębokowodny charakter niż w jednostce skolskiej – mniejszy jest tu udział klastyków brak jest zwłaszcza płytkowodnych piaskowców o typie piaskowców kliwskich.

Najmłodszym elementem wszystkich profili występujących tu jednostek tektonicznych są warstwy krośnieńskie. W jednostce śląskiej (w której wyróżnia się jedynie tzw. dolne warstwy krośnieńskie) wydziela się zwykle w ich obrębie trzy poziomy litologiczne, natomiast w jednostce skolskiej główną masę warstw krośnieńskich stanowią tzw. warstwy krośnieńskie górne (Gucik *et al.* 1980), za poziom odgraniczający warstwy krośnieńskie dolne od górnych uważany jest poziom łupków z Niebylca (Malata 1996), którego wiek określany jest na najniższy miocen (Garecka 2008). Należy jednak podkreślić, że łupkowe ogniwo kończące sedymentację warstw krośnieńskich w bardziej południowych niż jednostka skolska fragmentach basenu Karpat (jednostka śląska, dukielska) także deponowane było do wczesnego miocenu (Jankowski 1996). W obrębie tych łupków znajdują się potężne zsuwy grawitacyjne będące wyznacznikiem destrukcji (w wyniku ruchów nasuwczych w procesie zamykania basenu) menilitowo-krośnieńskiego systemu depozycyjnego (Jankowski 2004, 2007).

W rejonie kopalni Łodyna szczególnie duże miąższości osiąga ogniwo gruboławicowego piaskowca warstw krośnieńskich – jest ono dobrze odsłonięte w potoku Uniaczka płynącym do wsi Łodyna. Oddzielone jest ono tutaj od piaskowców kliwskich strefą ścięcia tektonicznego. Ogniwo to wykształcone jest jako gruboławicowe, piaskowce o litotypie rozsypliwych „piaskowców leskich”. Silnie mikowe, wapniste i łatwo wietrzejące mają zwykle szare i niebieskawo-popielate barwy. Rzadko w niektórych partiach ławic występują się zlepieńce. Piaskowce mają wkładki szarych wapnistych łupków ilastych.

## **ETAPY ROZWOJU FACJI NA BADANYM OBSZARZE NA TLE ROZWOJU BASENU SEDYMENTACYJNEGO KARPAT**

Przedstawiona poniżej hipoteza rozwoju basenu Karpat wynika zarówno z obserwacji terenowych przeprowadzonych przez autorów, jak i z analizy sekcji sejsmicznych i jest próbą zarysowania historii basenowej odnoszącej się nie tylko do rejonów kopalni, ale także do całego basenu Karpat zewnętrznych.

Zmiany geometrii dna, mające wpływ na zmiany facjalne i rozwój systemów depozycyjnych basenu, wydają się związane bądź z wahaniami poziomu morza (wynikającymi z lokalnych deformacji tektonicznych, np. rotacji półrównoległych), bądź ze zmianami eustatycznymi, bądź też ze zmianami w procesie tworzenia przestrzeni akomodacyjnej basenu Karpat, np. ze zmianami kierunku zamykania basenu.

Różnicowanie morfologii basenu mogło ponadto wynikać z wieloetapowego procesu ekstensji (podczas tworzenia przestrzeni dla subbasenów Karpat).

Na zmianę położenia osi basenu karpackiego (w stosunku do stabilnego obszaru platformy wschodnioeuropejskiej) wskazywać mogą choćby różnice w kierunkach transportu materiału klastycznego facji rozprowadzanych basenowo (niskogęstościowych turbidytów – np. warstw lgockich czy piaskowcowo-lupkowych warstw krośnieńskich). Na zamianę ułożenia osi wskazuje porównanie kierunków transportu materiału, jak również analiza materiałów geofizycznych. Migracje osi basenu czy jego zasięgu rozpoznane w trakcie badań terenowych (następujące po sobie w historii jego rozwoju etapy ekstensji i kompresji) dają podstawy do rewizji dotychczasowych poglądów odnoszących się do geotektonicznego położenia basenu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych oraz jego paleogeografii. Skłaniają również do rewizji poglądów na temat umiejscowienia basenów względem sugerowanej subdukcji (Krzywiec & Jochym 1997, Golonka *et al.* 2005, Oszczytko *et al.* 2005, Krzywiec 2006).

Na potrzeby dalszych rozważań dotyczących rozwoju górotworu Karpat należy wyraźnie podkreślić, że tradycyjnie wydzielane w Karpatach zewnętrznych jednostki (Książkiewicz 1972) są jedynie elementami tektonicznymi i co najwyżej (jeśli przypisze się miejsce depozycji elementów facjalnych do konkretnej lokalizacji w systemie depozycyjnym) częściowo mogą być utożsamiane z poszczególnymi fragmentami basenu Karpat (Jankowski 2004), np. jednostkę śląską, charakteryzującą się występowaniem stosunkowo najgłębszych facji, utożsamiać można w części między Bieszczadami a Sanokiem z centralnym obszarem basenu Karpat (w znacznej mierze jest to rów centralnej depresji karpackiej), a zdeformowany fragment najbardziej zewnętrznej, częściowo szelfowej i skłonowej części basenu Karpat utożsamiać można obecnie z jednostką skolską czy w ukraińskim fragmencie Karpat – z jednostką borysławsko-pokucką. Facje brzegowe Karpat znajdują się obecnie w jednostkach: podśląskiej zachodniej, skolskiej, borysławsko-pokuckiej czy fałdów marginalnych (Karpaty rumuńskie). Nie można więc identyfikować facji brzegowych basenu Karpat z jednym elementem tektonicznym, gdyż były one wchłaniane w kolejne elementy tektoniczne w miarę przemieszczania górotworu Karpat i zamykania basenu aż do wytworzenia basenu przedpola.

Systemy depozycyjne tradycyjnie zaliczane do basenu Karpat zmieniają swój zasięg, sięgając niekiedy obszaru obecnego przedpola. Część systemów depozycyjnych rozwiniętych na fragmentach platformy wschodnioeuropejskiej (tzw. epiplatformowe pokrywy) ma związek z systemami depozycyjnymi zaliczanymi do Karpat (co jest widoczne zwłaszcza w kredzie) – duża część pokryw osadowych platformy była redeponowana do basenu Karpat (np. margle kredowe czy wapień jurajskie), czyli do głębszych części w istocie tego samego systemu depozycyjnego. I tak w niektórych etapach rozwoju basenu Karpat system depozycyjny może obejmować obszary depozycji zaliczane obecnie do Karpat wewnętrznych (co dobrze widoczne jest w kredzie górnej), ale np. w dolnym oligocenie sięga daleko na północ, m.in. na obszar późniejszego zapadliska, co dokumentują otwory (Myśliwiec & Śmist 2006). Oligoceńskie utwory nie zawsze zostały włączone w struktury górotworu Karpat zewnętrznych. Współcześnie obserwować je można na obszarze Moraw (Buday 1960).

Wyniki przeprowadzonych badań wskazują, że obszar Karpat zewnętrznych i wewnętrznych był tym samym, wspólnym dla obu fragmentów górotworu obszarem basenowym, rozwiniętym na wspólnym podłożu utworzonym w procesie akrecji górotworów starszych od

systemu alpejskiego i fragmenty basenu Karpat zewnętrznych i wewnętrznych znajdowały się w bezpośrednim sąsiedztwie (należy jednakże założyć różnoraki stopień skrócenia przestrzeni basenowej w procesie tworzenia górotworu).

Zapełnianie przestrzeni akomodacyjnej Karpat (wynikające z rozpadu krawędzi platformy wschodnioeuropejskiej – Wieczorek 1993) rozpoczyna się w triasie, jakkolwiek facje typu *verrucano* wskazują na wcześniejszy proces rozpadu tego fragmentu Gondwany. Ekstensyjne poszerzanie basenu ze stopniowym rozwojem facji morskich, aż do utworzenia przestrzeni depozycyjnej dla osadów zaliczanych do obecnych Karpat zewnętrznych, widoczne jest już w późnej jurze. Charakter facjalny najstarszych występujących tu utworów – warstw cieszyńskich czy warstw z Sinaia w Karpatach rumuńskich deponowanych w górnej jurze i dolnej kredzie, wskazywać może na wypełniania przestrzeni basenowej, która ma charakter półrowów bądź horst-graben. Zjawisko to jest zauważalne na całym obszarze Karpat zewnętrznych. Dolnokredowy system depozycyjny (charakteryzowany rozwojem warstw wierzowskich i Igockich) wyrównał rzeźbę dna basenu i był tłem dla rozwoju młodszych systemów.

Niejasny jest okres rozwoju basenowego obszaru Karpat po dolnej kredzie – deformacje tektoniczne zapisane w obszarze pienińskim (Birkenmajer 1986) sugerują istnienie kredowego etapu kompresji. W takim przypadku można założyć, że basen w swej północnej części (utożsamiany z basenem Karpat zewnętrznych) mógł przybrać już charakter basenu przedpola dla zdeformowanego i zestalonego fragmentu tatrzańsko-pienińskiego (*backstop*). Na badanym obszarze istotne znaczenie dla rozwoju basenowego miał proces wyodrębnienia się horstu węglowieckiego, którego istnienie (jako wyniesienia wewnątrzbasenowego) sugerowano wszak już dawno (np. Koszarski 1985).

W momencie wyodrębnienia się horstu (bądź rodzaju krawędzi półrowu) węglowieckiego, co można wiązać np. z rotacją półrowu w wyniku ekstensyjnego (widocznego w odsłonięciach – np. Fig. 6) lub kompresyjnego reżimu, nastąpiło częściowe rozdzielanie facjalne rejonu inoceramowego i rejonu istebniańskiego – typowego dla wydzielanych dzisiaj jednostek skolskiej i śląskiej. Wyniesienie węglowieckie wyodrębnione zostało na jednolitym dla obszaru śląsko-węglowiecko-skolskiego podłożu facjalnym, którym był system dolnokredowy. Te same elementy facjalne zaliczane są obecnie do jednostki śląskiej bądź węglowieckiej czy skolskiej. Proces spłykania morza w obrębie wyniesienia dokumentują tzw. piaskowce węglowieckie (odpowiednik wiekowy warstw Igockich z innych obszarów Karpat), które są płytkowodnym osadem i zarazem facjalnym podłożem margli węglowieckich. Ich charakter sedymentacyjny wskazuje na spłykanie morza w obrębie tego obszaru, zatem proces podnoszenia wyniesienia węglowieckiego mógł trwać już od dolnej kredy.

Wprawdzie geometria wyniesienia węglowieckiego mogła być zmienna, jednakże głównym jej elementem geometrycznym, reaktywowanym i stanowiącym później powierzchnie nasuwcze, jest południowa skarpa (krawędź) będąca jednocześnie północnym, tektonicznym obrzeżeniem (formującej się najprawdopodobniej w oligocenie) centralnej depresji karpackiej.

Strefa horstu węglowieckiego odgrywała przez dłuższy czas istotną rolę w procesie rozprzestrzenienia osadów w basenie, różnicując i dzieląc basen, aż do górnocieńsko-dolnooligocieńskiego okresu relatywnie wysokiego poziomu morza.



**Fig. 6.** Rejon Krosna. Warstwy istebniańskie. Synsedymacyjna ekstensja

**Fig. 6.** Krosno vicinity. Istebna Beds. Synsedimentary extension

Istniejący okresowo horst węglowiecki pokrywany był pelagiczną sedymentacją o typie czerwonych margli, zwanych tu marglami węglowieckimi. Jak już powyżej wspomniano, pokrywą tę cechuje znaczna ilość luk sedymentacyjnych (Jugowiec-Nazarkiewicz 2007, Jugowiec-Nazarkiewicz & Jankowski 2001) głównie w paleogenie, co można wiązać z okresowym obniżaniem poziomu morza (można założyć okresowe wahania poziomu CCD). Warto dodać, że eoceńskie czerwone łupki odsłaniające się w przygranicznym rejonie Bandrowa (na wschód od Ustrzyk Dolnych), na przedłużeniu strefy węglowieckiej, także wykazują marglistość, co może wskazywać na rozprzestrzenienie wyniesienia na większym obszarze. W ukraińskiej części Karpat, w analogicznym jak strefa węglowiecka w Polsce miejscu, w obrębie struktur górotworu znajduje się tzw. strefa Holatynki. Obserwowane są tam pokrywy osadowe o typie margli węglowieckich (Jankowski *et al.* 2004).

Obserwacje wskazują, że pozycja przestrzenna i basenowa wyniesienia węglowieckiego, w stosunku do stabilnego obszaru platformy wschodnioeuropejskiej, mogła być inna, niż sugerują to niektóre rekonstrukcje paleogeograficzne (np. Książkiewicz 1962). Strefę węglowiecką określano dotychczas również nazwą „jednostka podśląska” (Książkiewicz 1953, 1972). Jak wspomniano powyżej, strefa węglowiecka jest związana z wewnątrzbasenowym

wyniesieniem rozciągniętym w środowej części basenu Karpat (możliwe jednak, że przebiegającym skośnie do ówczesnego brzegu basenu – Jugowiec-Nazarkiewicz & Jankowski 2001), rozdzielającym obszar centralnej depresji karpackiej (obecnie jednostka śląska) od brzeżnej strefy basenu (obecnie jednostki: skolska i borysławsko-pokucka).

Natomiast tzw. jednostkę podśląską zachodnią (fragment górotworu Karpat na zachód od Krakowa) stanowią silnie zdeformowane, a nawet zmelanzowane tektonicznie elementy facjalne strefy brzegowej Karpat, których utwory są litologicznie podobne do elementów facjalnych zaliczanych obecnie do jednostki skolskiej (Jugowiec-Nazarkiewicz & Jankowski 2001). Są to głównie margle, płytkowodne piaskowce czy utwory deponowane w wyniku spływów – powoduje to znaczne podobieństwo facjalne jednostki skolskiej i podśląskiej zachodniej.

Należy podkreślić, że rozfragmentowane i „wymieszane z utworami mioceniowymi” (np. Nowak 1966), zaliczane do jednostki podśląskiej zachodniej, fragmenty brzegu migrującego górotworu Karpat są w znacznej mierze masywnymi kompleksami chaotycznymi, stektonizowanymi i zmelanzowanymi w procesie migracji górotworu, zrzuconymi już do basenu zapadliska (Jankowski 2008). W niektórych opracowaniach (np. Koszarski 1992) uważano je za kompleksy zdeponowane w basenie krośnieńskim, czyli w owym czasie basenie głównym Karpat. Stąd też dla podkreślenia różnic zarówno co do pozycji basenowej, jak i tektonicznej utworów rejonu Węglówki i jednostek występujących na zachód od Tarnowa, traktowanych dotychczas jako jednostka podśląska, autorzy proponują nazywanie omawianej strefy strefą węglowiecką, a utworzonego z nich elementów tektonicznych – jednostką węglowiecką.

Jak wspomniano powyżej, w wyniku wyniesienia horstu węglowieckiego nastąpiło częściowe zróżnicowanie basenu na rejon inoceramowy i istebniański – to zróżnicowanie widoczne jest w polskiej części Karpat. Tradycyjnie depozycję warstw inoceramowych i sekwencji warstw istebniańskich (lokalnie zwanych czarnorzeckimi) traktuje się jako równowiekową. Facja inoceramowa w brzeżnej części jednostki skolskiej nosi cechy facji skłonowej (dokumentują to obserwowane powszechne utwory o typie ześlizgów czy fragmenty starszej, głównie jurajskiej pokrywy, zrzucane z platformy w formie debrytów), ale w części wewnętrznej jednostki skolskiej nosi cechy facji basenowej (turbidytowej).

Warta podkreślenia przy okazji rozważań nad historią zdarzeń w basenie karpackim, a szczególnie w omawianym obszarze, jest dwudzielność litologiczna facji inoceramowej. Interpretacja krzywych geofizyki otworowej oraz pomiarów prędkości (np. otwory Babica-1, Mogielnice-1) wskazuje na istnienie dwu kompleksów warstw inoceramowych o różnych parametrach fizycznych (Probulski *et al.* 2002). Dolna część profilu jest bardziej pelagiczna, natomiast górna jest już wyraźnie klastyczna. Wskazuje to na ewidentną zmianę warunków basenowych i najprawdopodobniej można tę zmianę łączyć z gwałtownym relatywnym obniżeniem poziomu morza na przełomie kredy i paleocenu. Jak wspomniano, facja inoceramowa w wewnętrznej części basenu ma charakter, turbidytowej facji deponowanej w basenie, wzdłuż jego osi, natomiast facja warstw istebniańskich ma charakter (fartuchowego) osadu deponowanego przy skarpach półrowów – proces tektonicznej inwersji ukazuje wyraźną asymetryczność ciał piaskowcowych w antyklinach nadnasuwczych (Baskiewicz *et al.* 2001). Relacje facjalne w obrębie utworów występujących w okolicach Gorlic wskazują jednakże

na „zazębienie” tych facji (Jankowski 2004). Basenowe rozprzestrzenienie facji inoceramowej i współwystępującej z nią czasowo facji o typie wypełnień półrowów (istebniańskiej czy późniejszej jamneńskiej) wskazuje na charakter basenu Karpat w tym czasie, funkcjonującego w niektórych obszarach jako przestrzeń o geometrii półrowów i rozprowadzanych pomiędzy nimi turbidytoów warstw inoceramowych. Istotne jest, że facja inoceramowa rozpoczyna ciąg systemów basenowych rozwijanych w osiowej partii basenu głównego Karpat w obrębie, których materiał był rozprowadzany niezależnie od współwystępujących z nią lokalnie systemów półrowów. Młodsze facje typu warstw belowskich czy hieroglifowych mają podobny charakter – w ich przypadku prądy zawieszinowe (najczęściej niskogęstościowe) roznosiły materiał niezależnie od lokalnych, izolowanych fragmentów basenu. Materiał roznoszony był po całym obszarze basenu – od brzegu platformy (rejon skolski) aż do częściowo izolowanego rejonu magurskiego (jak w przypadku facji inoceramowej), miejscami zazębiając się z materiałem deponowanym w lokalnie istniejących obszarach półrowów. Rozmieszczenie podobnych w charakterze sedymentacyjnym facji istebniańskiej czy ciężkowickiej i jamneńskiej (Karpaty ukraińskie) wskazywać może na pewną symetryczność rozłożenia miejsc depozycji tych facji w stosunku do turbidytoowej facji inoceramowej – oś wyznaczać może kierunek depozycji turbidytoów facji inoceramowej i młodszej, hieroglifowej. Deponowane w półrowach facje istebniańska i jamneńska stanowić mogły element tego samego systemu depozycyjnego, zaś obecnie zaliczane są do różnych jednostek tektonicznych.

Podobny częściowo do warstw istebniańskich charakter facjalny, choć z przeniesieniem centrum depozycji (występuje różnica w rozłożeniu miąższości warstw istebniańskich i piaskowców ciężkowickich – maksima miąższości w różnych obszarach), mają piaszczyste utwory eocenu. Eoceńskie piaskowce ciężkowickie mają zwykle charakter wypełnień kanałów włożonych w utwory pstrych łupków mających charakter sedymentacji tła (jest to różnica w charakterze depozycji w stosunku do deponowanych fartuchowo i pozagrobłowo warstw istebniańskich). Należy jednak zwrócić uwagę na wyraźną tendencję do redukcji utworów eocenu w badanym rejonie, co świadczy o ciągłej przebudowie basenu. Dokumentują to wykonane przez autorów korelacje międzyotworowe na linii fałdu Pustki – Łubno – Mokre oraz Jaszczew – Roztoki – Potok – Haczów – Bzianka – Tarnawa – Wielopole.

Geometria systemu półrowów ma istotne znaczenie nie tylko dla charakteru facji istebniańskiej czy ciężkowickiej – elementy tej geometrii (tzw. strefy tektoniczne) stanowią również ramowe założenia geometrii basenu oraz mają znaczenie w późniejszym procesie deformacji tektonicznych. Stanowią również głęboko zakorzenione powierzchnie strukturalne widoczne na najniższym poziomie strukturalnym nasuniętego górotworu (Fig. 3).

Proces ujednociania basenu i zanikania zróżnicowanych stref facjalnych (najprawdopodobniej związany z wyraźnym podniesieniem poziomu morza i poszerzeniem zasięgu basenu) rozpoczął się w górnym eocenie. Pojawia się w tym czasie więcej facji pelagicznych. Okres maksymalnego zalewu przypada na czas depozycji tzw. margli globigerynowych, co odzwierciedlają m.in. piki gamma (120–140 api) w profilach wierceń (m.in. okolic Ropy, Osobnicy, Potoka, Zboisk, Żyznowa, Jaślisk, Lutowisk czy Łodyny). Struktury ekstensyjne, obserwowane w warstwach menilitowych, a nawet w warstwach krośnieńskich, wskazują na ekstensyjny (w procesie formowania geometrii ówczesnego basenu) reżim tektoniczny.

Prawdopodobnie wtedy rozpoczyna się proces formowania centralnej depresji karpackiej i tworzenia basenu centralnokarpackiego paleogenu (tzw. flisz Podhala).

Proces formowania centralnej depresji karpackiej stowarzyszony był z zapelnianiem jej syntektonicznymi osadami, redeponowanymi z północnego szelfu (piaskowce typu leskiego), związanymi z rozwojem rozcinających południowy skłon centralnej depresji karpackiej kanałów czy fartuchowym sposobem deponowania (piaskowce otryckie) bądź też z potężnymi spływami, złożonymi głównie z warstw menilitowych czy krośnieńskich. Obszar jednostki śląskiej w badanym regionie można utożsamiać właśnie z centralną depresją karpacką – główną częścią basenu Karpat, prawdopodobnie o typie rowu tektonicznego (Stefaniuk 2003), ulokowaną być może w tektonicznych strukturach „przedalpejskich”, oddzieloną od innych części basenu karpackiego strefami wewnątrzbasenowych wyniesień. W czasie depozycji serii menilitowo-krośnieńskiej analogiczną pod względem położenia (w stosunku do centrum basenu) do wyniesienia węglowieckiego strefę, ograniczającą centralną depresję karpacką od południa, stanowi strefa skłonu basenu głównego. Obecnie jej elementy facjalne widoczne są głównie w jednostce dukielskiej. Wyraźne zróżnicowanie morfologiczne ówczesnej strefy południowego skłonu i jej duża zmienność facjalna prowadziła do licznych nadinterpretacji, które były zapewne przyczyną wyróżniania tak wielu jednostek tektonicznych w tej strefie (np. Cieszkowski 1992, Oszczytko 2006).

Proces ujednoczenia facjalnego basenu rozpoczęty w dolnym oligocenie, spowodował rozciągnięcie facji menilitowej na cały obszar Karpat zewnętrznych i wewnętrznych oraz na obszar zajęty później przez basen przedgórze.

Sedymentacja typu menilitowego czy później krośnieńskiego weszła także na obszar regionu magurskiego (warstwy nadmagurskie i malcowskie), jak również na obszar tzw. niecki podhalańskiej (Jarmołowicz-Szulc & Jankowski 2011). Dla uzupełnienia obrazu paleogeografii oligocenu i dolnego miocenu warto zauważyć, że tzw. basen podhalański jest fragmentem ujednoczonego basenu o typowym menilitowo-krośnieńskim rozwoju i nawet zachowanych tych samych kierunkach transportu materiału co w całym basenie. W podobnej jak w niecce podhalańskiej pozycji tektonicznej występują utwory tzw. wchodniokarpackiego paleogenu rozwinięte na obszarze ukraińsko-rumuńskiego Zagórza (Jankowski *et al.* 2007). Warto dodać, że wspomniane rozciągnięcie i podobieństwo facji menilitowo-krośnieńskiej (zachowane są te same kierunki transportu materiału) na obszar magursko-podhalański jest pośrednim dowodem na bliskość subbasenów i znikomy transport tektoniczny jednostki magurskiej.

Górnooligocenna ekstensja, którą dokumentują zarówno widoczne w terenie synsedymencyjne uskoki w warstwach krośnieńskich, jak i prawdopodobnie czasowe obniżenie się poziomu morza, doprowadziły do zróżnicowania, a nawet ograniczenia zasięgu facji krośnieńskiej – pozostaje ona w obniżeniach na obszarze jednostki magurskiej i zmienia swój zasięg również w obszarze centralnej i brzeżnej części basenu (obecne jednostki śląska i skolska).

Z obserwacji terenowych wynika, że w czasie depozycji warstw krośnieńskich w basenie zachowany był stały kierunek transportu facji turbidytowych, co odzwierciedlają przede wszystkim kierunki transportu piaskowcowo-lupkowego ogniwa, deponowanego osiowo. Od strony skłonów dostarczany jest redeponowany z szelfu materiał klastyczny (tzw. facja leska) czy deponowany w formie fartuchowych odsypów materiał facji otryckiej. Obszar



centralnej depresji karpackiej wykształcony w formie rowu był zróżnicowany morfologicznie: pojawianie się tu płytkowodnych facji typu piaskowców glaukonitowych (piaskowce z Ostrego) mogło być związane z prawdopodobnymi wyniesieniami morfologicznymi wewnątrz depresji. Ponowny wzrost poziomu morza w najmłodszym oligocenie spowodował depozycję pelagicznej, łupkowej pokrywy (ogniwo łupkowe warstw krośnieńskich, czyli tzw. łupki z Niebylca) na niemal całym obszarze basenu Karpat.

W dolnym miocenie doszło do przeniesienia centrum depozycji bardziej ku północy, za strefę węglowiecką (z zachowaniem kierunku osi depozycji), bardziej ku brzeżnym częściom basenu (obecnie jednostka skolska). Proces zamykania centralnej części basenu Karpat, rozpoczęty w górnym oligocenie lub dolnym miocenie (proces i czas zamykania definiują przykryte przez nasunięcia kompleksy chaotyczne rejonu Gorlic – Jankowski 2007) zdeorganizował system depozycyjny, najbardziej zaznaczając się w południowym obszarze. W efekcie zamykania nastąpiły kolapsy przeladowanych skłonów i warstwy krośnieńskie mają charakter syntektonicznych wypełnień. W miocenie, w części północnej basenu Karpat następuje spłylenie basenu sedimentacyjnego i warstwy krośnieńskie, podobnie jak warstwy menilitowe, mają już charakter bardzo płytkowodny, a nawet częściowo lądowy (na co wskazuje obecność diatomitów zob. Kotlarczyk 1988).

## **PROCES DEFORMACJI TEKTONICZNYCH UTWORÓW ANALIZOWANEGO OBSZARU NA TLE KARPAT**

Badania terenowe oraz analiza przekrojów sejsmicznych (Probulski 2008) wskazują na wieloetapowość i złożoność procesu zamykania całego basenu Karpat, co jest dobrze widoczne szczególnie na analizowanym obszarze obejmującym kopalnie Łodyna i Grabownica. Struktury widoczne w osłonięciach i reinterpretacja materiałów kartograficznych (Fig. 1, 2), a także analiza sekcji sejsmicznych (np. Fig. 3) wskazują na nakładanie się na siebie kilku etapów tektonicznych. Odziedziczone „przedalpejskie” struktury i nieciągłości mogły zarówno mieć wpływ na formowanie basenu, jak też odegrać rolę w procesie skręcania i deformacji tektonicznej.

Rotacje półrowów (w procesie ekstensji oraz kompresji) mogły być głównym mechanizmem powodującym tworzenie tzw. kordylier – wyniesień istniejących czasowo, zbudowanych przede wszystkim z wcześniej zdeponowanych pokryw osadowych (takich jak np. częściowo wynurzane pokrywy jurajskie). Rotacje półrowów mogły być także procesem tworzącym przestrzenie akomodacyjne dla wypełnień sedimentacyjnych poszczególnych subbasenów. Ten mechanizm może wyjaśnić wyodrębnienie się rejonu magurskiego (na tle głównego basenu Karpat) na wspólnym dla całego obszaru Karpat (regionu pienińskiego) dolnokredowym podłożu (Jankowski 2004). Rejon (subbasen) magurski, stanowiący fragment basenu głównego (rozwinęty na przedpolu wcześniej zestalonego backstopu tatrzańsko-pienińskiego), uformowany był w jeden lub kilka półrowów. Obniżający się fragment południowy subbasenu magurskiego został zasypany klastykami – w efekcie czego zdeponowany

został piaskowiec magurski, a przeciwny (północny) wynoszony, fragment tworzył kordylierę śląską, prawdopodobnie wynurzona (co dokumentują istniejące pokrywy rafopodobne w rodzaju wapieni lużańskich). Kordyliera śląska podobnie jak horst węglowiecki stanowiła lokalny i istniejący czasowo geometryczny element separujący rejon magurski od basenu głównego.

Istotną rolę w rozwoju tektonicznym analizowanego obszaru odgrywała kompresja powodująca rozbudowę górotworu w wyniku dołączania coraz to bardziej wysuniętych na północ fragmentów osadów skracanego basenu. Proces kompresji zakończył historię basenową Karpat zewnętrznych, dezorganizując systemy depozycyjne. W efekcie we współczesnym obrazie kartograficznym Karpat widoczny jest proces deformacji i wciągania w struktury górotworu coraz to młodszych osadów przesuwanego się przed jego frontem przedpola.

Mechanizm dobudowywania czoła górotworu najlepiej widoczny jest na obszarze Karpat ukraińskich, gdzie przejawia się rozrostem jednostek skolskiej i borysławsko-pokuckiej wraz z „doklejanymi” i sfałdowanymi fragmentami basenu przedpola. Geometrię tworzącego się górotworu dobrze ilustruje stożek imbrykacyjny elementów tektonicznych jednostki skolskiej, zbudowany „w sekwencji”, w stylu „na barana” (bardziej południowy element tektoniczny ulokowany jest na elemencie północnym). Powstałe „sekwencji” i tworzące główny zarys budowy geologicznej elementy tektoniczne mają na omawianym obszarze przebieg SSE-NNW (Fig. 1, 2), rozdzielane są strefami nasunięć i prostopadłych uskoków, które – jak wspomniano – prawdopodobnie były reaktywowane w kilku etapach rozwoju tektonicznego obszaru. Fragment stożka imbrykacyjnego jednostki skolskiej obserwowany jest w odsłonięciach w rejonie kopalni Łodyna. Elementy tektoniczne obszarów kopalń są silnie stektonizowane, mają charakter mało regularnych łusek, zdyslokowanych i wewnętrznie ściętych. Charakterystyczne np. dla obszaru kopalni Łodyna jest pionowe, a niekiedy łukowate ułożenie warstw (Gierat-Nawrocka & Wdowiarz 1975, Malata 1997).

Istotne znaczenie dla obrazu kartograficznego obszaru badań mają strefy uskokowe przebiegające prostopadle do rozciągłości głównych elementów tektonicznych. Na obecnym etapie rozpoznania budowy geologicznej obszaru autorzy łączą je z procesem tzw. radialnej ekstensji rozwiniętej przed frontem deformacji skracanego górotworu, współtowarzyszącej procesowi kompresji. Proces ten aktywizował rampy tektoniczne, poprzeczne do frontu deformacji, dzieląc niekiedy na bloki obszar przedpola przed nasuwającym się górotworem, a potem wpływając na sam proces deformacji nasuniętego górotworu. Uskoki te mogły być w procesie nasuwania przekształcone w uskoki z rozrywania (*tear faults*). Obserwowane w regionie gorlickim, podobne w charakterze tektonicznym, pierwotnie normalne uskoki, przekształcone były w procesie kompresji w uskoki z rozrywania. Na ostatnim, kolapsowym, etapie deformacji tektonicznych reaktywowane zostały jako uskoki normalne. Ograniczają one obecnie od zachodu mioceńskie kompleksy chaotyczne, zwane niegdyś „półwyspami Łużnej i Harklowej” (Jankowski 2007). Rozpoznanie kartograficzne (Fig. 2) obszaru kopalni Łodyna i kopalni Leszczowate, jak też prace terenowe przeprowadzone także w obszarze fałdu Grabownicy sugerują rozcięcie obszarów na kilka bloków przez uskoki o charakterze generalnie zrzutowym, o generalnym przebiegu NNE-SSW, które swym kierunkiem nawiązują do struktur uskokowych widocznych w odsłonięciach.

W opisywanym rejonie przebieg uskoków, prostopadłych do rozciągłości elementów tektonicznych, nawiązuje do kierunku ułożenia rampy tektonicznej wpływającej na utworzenie tzw. „sigmoidy przemyskiej” – elementu tektonicznego odgrywającego istotną rolę w utworzeniu przestrzeni akomodacyjnej dla mioceńskich utworów, np. warstw stebnickich czy balickich. Efekt charakterystycznego wygięcia „sigmoidy przemyskiej”, na której kończą zachodni zasięg bardziej zewnętrzne elementy tektoniczne, zaliczane obecnie do jednostek borysławsko-pokuckiej czy skolskiej zewnętrznej, wynikać może z powstania poprzecznej rampy tektonicznej (w procesie ekstensji radialnej o kierunku NW-SE).

Dezorganizacja systemów depozycyjnych podczas postępu górotworu spowodowała wypełnianie basenów resztkowych potężnymi spływami (Jankowski 2007). Proces zapelniania przestrzeni centralnej depresji karpackiej, zarówno na etapie jej ekstensyjnego tworzenia, jak i kompresji dolnomioceńskiej przez utwory o charakterze potężnych spływów widoczny jest na sekcjach sejsmicznych (Probulski 2008). Stopień deformacji skał rejonie centralnej depresji karpackiej rośnie w dół od przestrzeni przypowierzchniowej – na niższych poziomach strukturalnych widoczne są główne zręby pierwotnego układu basenowego (Fig. 3). Pierwotne powierzchnie strukturalne, stanowiące zręby geometrii basenu, widoczne są obecnie w najniższych fragmentach sekcji sejsmicznych.

Obniżanie kąta przyzmy nasuwanego górotworu przez grawitacyjne spływy, w jego niektórych partiach, może być jednym z powodów powstawania nasunięć pozasekwencyjnych, udokumentowanych kartograficznie także w innych rejonach Karpat (Jankowski 2007). Proces ten jest szczególnie dobrze widoczny na przedpolu strefy węglowieckiej. Spływy obejmują tu w całości duże pakiety warstw krośnieńskich z fragmentami łupków menilitowych czy nawet margli pstrych. Rejon Nawsia, Szufnarowej czy Wielopola Skrzyńskiego, na przedpolu strefy węglowieckiej, stanowi w istocie potężny zsuw grawitacyjny obejmujący masy warstw krośnieńskich z warstwami menilitowymi – dotychczas sugerowano istnienie tam jedynie niewielkich kompleksów chaotycznych (Jasionowicz *et al.* 1964).

Inną przyczyną powstawania nasunięć pozasekwencyjnych może być kolizja fragmentów nasuwanego górotworu z „przedalpejskimi” strukturami podłoża, reaktywowanymi w procesie nasuwania górotworu. Taką powierzchnią tektoniczną reaktywowaną w procesie kolizji może być także jedna ze skarp półowu będącą na badanym obszarze jednocześnie skarpą rampy węglowieckiej. Te reaktywowane, starsze, powierzchnie nieciągłości mogły mieć znaczenie dla wyznaczenia pierwotnych struktur nieciągłości (uskoków ekstensyjnych), które w procesie kolizji stanowiły miejsca szczególnego oporu – rampy tektoniczne. Kierunek zamykania basenu był skośny w stosunku do położenia reaktywowanych w procesie nasuwania struktur przedalpejskich (Buła & Habryn red. 2008), co wymusiło proces skośnej kolizji i w konsekwencji reaktywację powierzchni nasuwczych (głównie powstałych w obrębie nasuwanego górotworu). Proces reaktywacji powierzchni nasunięć dotyczył zarówno nasunięć pozasekwencyjnych, jak też tych z etapu „w sekwencji” – były reaktywowane już jako uskoki przesuwcze, najczęściej prawoskrętne. Reaktywacja tych powierzchni spowodowała utworzenie całych asocjacji struktur tektonicznych związanych z powierzchnią uskoku przesuwczego. Były to głównie struktury kwiatowe (*flower structures*), pierwotnie kompresyjne. Proces skracania tektonicznego spowodował zdeformowanie, ścięcie i przemieszczenie wyniesienia węglowieckiego (*footwall shortening*). Tektoniczna rampa, odziedziczona

po strukturach horstu węglowieckiego, wykorzystywana była prawdopodobnie w etapie nasunięć pozasekwencyjnych, by wreszcie stać się główną strefą tektoniczną (*master fault*), wokół której rozwinięta została struktura kwiatowa tworząca układ geometryczny rejonie Węglówki. Obserwacje terenowe wskazują na występowanie w odsłonięciach tego typu struktur (np. Fig. 7). Rozpoznanie geologiczne, przeprowadzone wzdłuż „strefy zaniku” jednostki węglowieckiej, ukazuje podobny charakter budowy geologicznej wszystkich występujących tutaj pól naftowo-gazowych, m.in. Jurowce, Ropieńka i Wańkowa.



**Fig. 7.** Monasterzec. Struktura typu kwiatowego

**Fig. 7.** Monasterzec. Flower structure

W zależności od miejsca ścięcia w jednym z kilku elementów tektonicznym (powstałych w wyniku pościaniania strefy horstu wraz z pokrywającymi ją osadami) mogą się znaleźć elementy pokrywy horstu (czyli margle węglowieckie) wraz z dolnokredowym podłożem. Jednakże w innym elemencie tektonicznym (powstałym ze ścięcia) znaleźć się mogą elementy dolnokredowe występujące w sekwencji jedynie z pokrywą krośnieńską. Natomiast w najbardziej zewnętrznych elementach tektonicznych (zaliczanych jednakże do struktury kwiatowej związanej z uskokiem głównym sekwencje skalne składać się mogą jedynie z warstw kro-

śnieńskich, co powodować może trudności z określeniem granicy jednostek tektonicznych: skolskiej, śląskiej czy węglowieckiej. Strefa głównego ścicia wraz z rozwiniętymi przy niej w strefami ścic (tworzącymi tutaj asocjację uskoku przesuwczego), które można utożsamiać z granicami jednostek czy poszczególnych elementów tektonicznych, powinny zostać wyznaczone badaniami sejsmicznymi. Z dotychczasowych badań wynika, że granicę między jednostkami stanowi strefa rozgałęzionych ścic, o stosunkowo wysokich kątach, prawdopodobnie reaktywowanych w procesie kolapsu górotworu jako uskoki normalne (Fig. 7, 9).



**Fig. 8.** Warstwy istebniańskie. Uskoki normalne związane z kolapsem

**Fig. 8.** Istebna beds. Normal faults. Collapse structures

Szczególnie widoczny w strukturach tektonicznych na badanym obszarze jest etap kolapsu górotworu – uskoki normalne stanowią najczęściej obserwowane struktury w skali odsłonięć (Fig. 8, 9). Reinterpretacja map i sekcji sejsmicznych (Fig. 3) uwidocznia proces rozpadu górotworu. Rozpoznany w części południowej Karpat (Mazzoli *et al.* 2010) etap kolapsu przejawia się na badanym obszarze nie tylko w postaci reaktywacji powierzchni pierwotnych (ku północy) nasunięć (reaktywowanych już jako uskoki normalne), ale też tworzeniem uskóków normalnych, niekiedy o powierzchniach nachylonych ku północy. Struktura tektoniczna

kopalni Grabownica ma charakter stojącej, ściętej od północy antykliny (Gierat-Nawrocka & Wdowiarz 1975, Łuczejko & Nycz 1988, Szyszkowska *et al.* 1989), z prawdopodobnie niezachowanym skrzydłem północnym. Konstruowane przekroje (Koszarski 1961) wskazywały tu na występowanie dość regularnych fałdów, pomijając znaczne wyklinowania lub nieobecność niektórych elementów facjalnych. Obecne badania terenowe wskazują na tektoniczny kontakt jądrowej części antykliny Grabownicy z warstwami krośnieńskimi (ograniczającymi ją od północy). Charakter tego kontaktu (rozwinętego jako wysokokątowy uskoc normalny) wskazuje nie na nasunięcie antykliny ku północy a raczej na normalny (ekstensyjny) uskoc oddzielający jądrową część antykliny od warstw krośnieńskich na jej północnym przedpolu. Istotne znaczenie dla obecnego obrazu geometrycznego tej struktury ma zatem proces kolapsu – teza ta wyraźnie różni się od tradycyjnego sposobu tłumaczenia struktury Grabownicy.



**Fig. 9.** Olszanica. Brzeżne partie strefy węglowieckiej. Uskoki normalne związane z kolapsem

**Fig. 9.** Olszanica. Marginal part of Węglówka Unit. Normal faults. Collapse structures

Proces kolapsu przejawiający się reaktywacją zarówno stref nasunięć, jak i wspomnianych uskoców radialnych oraz stref ścięć wytworzonych w procesie formowania struktur kwiatowych doprowadza do blokowego rozpadu górotworu na całym jego obszarze. Analiza

struktur w odsłonięciach oraz wierceń (Gierat-Nawrocka & Wdowiarz 1975) w brzeżnej strefie, np. w okolicach Przemyśla, wskazuje na wspólną (wraz z podłożem Karpat) deformację nasuniętego górotworu, przynajmniej na etapie kolapsu grawitacyjnego.



**Fig. 10.** Łodyna. Strefa melanżu

**Fig. 10.** Łodyna. Melange zone

Analogiczną do strefy węglowieckiej pozycję w strukturach górotworu Karpat (wraz z podobną historią tektoniczną) zajmuje strefa tektoniczna, którą można utożsamiać z tzw. strefą fałdów przeddukielskich, biegnąca wzdłuż regiony bieszczadzkiego (rozcinana m.in. przez potoki Wetlinka i Prowcza). Podobnie jak strefa węglowiecka jest to reaktywowana tektonicznie strefa, wykształcona pierwotnie jako powierzchnia nasunięcia ku północy, wtórnie przekształcona w uskoku przesuwczy. Wykonane badania terenowe pozwoliły na zidentyfikowanie tu związanej ze strefą melanżu, w pełni wykształconej asocjacji uskoku przesuwczego uwidocznionej m.in. w postaci struktury o charakterze „końskiego ogona”. Związane są z nią także strefy ścięć biegnące ukośnie do przebiegu melanżu. Strefa ta została reaktywowana na etapie ekstensji (Fig. 10). Obraz kartograficzny w tym rejonie gmatwa dodatkowo grawitacyjne umiejscawianie (w postaci potężnych spływów) znacznych

fragmentów jednostki dukielskiej. Na przykład znaczny fragment Masywu Chryszczatej tworzy grawitacyjnie umiejscowiony element typu zsuwu (*slide*), położony na zapleczu tzw. łuski Bystrego. Struktury kwiatowe, zwykle stowarzyszone ze strefami nasunięć pozasekwencyjnych, mogą mieć istotne znaczenie dla wynoszenia stref okiennych. Liniowe ułożenie okien tektonicznych w Karpatach wynikać może z ich związku z reaktywowanymi (jako uskoki normalne) strefami nasunięć pozasekwencyjnych, ale np. układ okna Świątkowej wskazuje na wyniesioną strefę o typie struktury kwiatowej, stowarzyszoną ze strefą melanżu tektonicznego (widoczną w oknie tektonicznym).

Istotne znaczenie zarówno dla obrazu kartograficznego, jak i rozwoju tektonicznego rejonu Węglówki i stref kopalń mają odkryte podczas bieżących badań strefy melanżu tektonicznego (zwykle szerokie, dochodzące do kilkuset metrów wychodnie z powszechną w nich mineralizacją, często stowarzyszone z wyciekami ropy oraz ekshalacją gazów – Fig. 10). Strefy te nie były dotychczas wykartowane, stąd nie są zaznaczone na opracowaniach kartograficznych tego regionu (np. Gucik *et al.* 1980). Strefy melanżu można wiązać z wtórną deformacją tektoniczną – są one strefami tektonicznymi powstałymi bądź to na etapie nasunięć pozasekwencyjnych, reaktywowanymi później podczas tworzenia uskoków przesuwczych, bądź też na etapie ekstensyjnego kolapsu. Strefy te widoczne są w wielu odsłonięciach na badanym obszarze. Rozdzielają np. wewnątrznie „fałd Łodyny – kopalni” i podobnie też rozdzielają na bloki poszczególne elementy tektoniczne.

## PERSPEKTYWY PRAC POSZUKIWAWCZYCH W ŚWIELE BIEŻĄCYCH BADAŃ KARTOGRAFICZNYCH

Jak wspomniano, rozpoznanie geologiczne wzdłuż strefy „zaniku” jednostki węglowieckiej ukazuje podobny układ tektoniczny i geometrię wszystkich pól naftowo-gazowych występujących w tej strefie. Skalą zbiornikową w tym obszarze są piaskowce kliwskie, ale badania wskazują, że obecne tam warstwy menilitowe nie są dojrzałe (K. Jarmołowicz-Szulc, I. Matyasik – inf. ustna), zatem nie mogą być skalą macierzystą tamtejszych złóż ropy. Można założyć, że migracja następuje ze znacznych głębokości, prawdopodobnie ze strefy zagrożonej w obrębie centralnej depresji karpackiej (wg danych sejsmicznych 5–6 km), złoża mają zatem charakter migracyjny. W tym aspekcie należy rozważyć możliwość produkcji węglowodorów z innych niż warstwy menilitowe poziomów Karpat zewnętrznych.

Rozpad blokowy górotworu, widziany w skali odsłoneń i w skali map (Fig. 1, 2), wskazuje na porozcinanie obszaru centralnej depresji karpackiej na szereg bloków, których stopień elewacji może być różny. Widoczny na mapach morfologicznych terenu oraz na zdjęciu grawimetrycznym rozkład uskoków, prostopadłych w stosunku do przebiegu głównych elementów tektonicznych, wskazuje na ich łączność (w procesie migracji) z istniejącymi tu złożami. Ta zbieżność pozwala stwierdzić, że główną drogą migracji węglowodorów (do miejsc akumulacji w strefach płytszych) są strefy uskoków normalnych, głęboko zakorzenionych (możliwe że nawet w strukturach podkarpackiego podłoża), istniejących od czasu rozwoju najstarszych systemów depozycyjnych, reaktywowanych w ostatnich etapach deformacji tektonicznej Karpat (Fig. 3). Strefa uskoku przesuwczego związanego z rampą węglowiecką,



ze stowarzyszonymi z nią strukturami kwiatowymi, jest miejscem tworzenia pułapek złożowych występujących wzdłuż całej strefy uskokowej.

Jak wspomniano, podobny do strefy (jednostki) węglowieckiej charakter tektoniczny ma strefa rozwinięta wzdłuż południowego obrzeżenia centralnej depresji karpackiej. Budowa geologiczna złóż gazu znajdujących się na południowym obrzeżeniu centralnej depresji karpackiej (np. złoża Wetlina) wskazuje na podobny układ geometryczny, o typie struktury kwiatowej. Strefa złóż o podobnym układzie przestrzennym jak w północnym obrzeżeniu centralnej depresji karpackiej ciągnie się od rejonu Wetliny ku północnemu zachodowi, aż do rejonu Gorlic. Należy zatem sądzić, że cała strefa północnego obrzeżenia centralnej depresji karpackiej jest obszarem perspektywnym dla poszukiwań złóż węglowodorów.

Poznanie układu tektonicznego obszaru jest jednym z elementów rozpoznania składników systemu naftowego. Istotne znaczenie ma rozpoznanie historii rozwoju strukturalnego oraz zmian facjalnych – na podstawie takiej analizy należy wyznaczyć strefy o najwyższym potencjale węglowodorowym. Rozpoznanie związku budowy geologicznej, zwłaszcza rozwoju tektonicznego w kontekście stref migracji węglowodorów (istotna jest tu rola melanży), ze strefami „wycieków” bądź znanych już płytkich złóż pozwoli na rozpoznanie złóż węglowodorów o znacznych zasobach.

## WNIOSKI

1. Badania terenowe i reinterpretacja sekcji sejsmicznych rejonów kopalń wskazują na wieloetapowy charakter deformacji tektonicznych zarówno obszaru kopalń, jak i całego obszaru Karpat zewnętrznych. Budowa geologiczna rejonu kopalń odwzorowuje etapy rozwoju basenowego i etapy deformacji tektonicznych całych Karpat zewnętrznych.
2. Rejon kopalń znajduje się w skomplikowanym tektonicznie obszarze utworzonym jako struktura kwiatowa (*flower structure*), w którym rolę głównej strefy uskokowej (*master fault*), wzdłuż której rozwinięta jest ta struktura kwiatowa, odgrywała rampa tektoniczna, stanowiąca niegdyś południowe ograniczenie horstu węglowieckiego. Podobny jak strefa Węglówki charakter tektoniczny ma strefa przeddukielska ograniczająca rów centralnej depresji karpackiej od południa.
3. Badaną strefę, podobnie jak basen Karpat, charakteryzuje ten sam schemat rozwoju basenowego, wyrażający się długotrwałym procesem ekstensji (aż do miocenu) tworzący przestrzeń akomodacyjną basenu Karpat. Prawdopodobny jest etap górnokredowo-paleoceńskiej kompresji, co przejawia się wzrostem miąższości warstw inoceramowych, widocznym w otworach i przekrojach. Etap ten może stanowić stosunkowo krótkotrwały epizod kompresyjny w przedmiocenijskim etapie ekstensji.
4. Badany rejon, podobnie jak i cały obszar Karpat wewnętrznych, w fazie końcowego zamykania i formowania górotworu przeszedł wiele etapów deformacji tektonicznych. W procesie zamykania i końcowych deformacji tektonicznych na obszarze Karpat wyróżnić można:
  - etap deformacji „w sekwencji” – utworzył główne założenia tektoniczne górotworu, był stowarzyszony z powstawaniem uskoku prostopadłych do głównych struktur tektonicznych (ekstensja radiacyjna);

- etap deformacji pozasekwencyjnych, wynikających z konieczności zachowania kąta krytycznego górotworu – proces deformacji pozasekwencyjnych wynikał prawdopodobnie z procesu grawitacyjnego umiejscawiania w resztkowym basenie znacznych mas skalnych osuwanych z przeciążonych skłonów; proces ten obniżał kąt krytyczny nasuwającego górotworu, co w rezultacie powodowało powstawanie nasunięć pozasekwencyjnych;
  - etap skośnej kolizji struktur kroczącego górotworu ze strukturami podłoża – powstawanie uskoków przesuwczych i związanych z nimi asocjacji struktur o typie struktur kwiatowych czy „końskiego ogona” (*horse tail*).
  - etap ekstensji pokompresyjnej (kolaps grawitacyjny) – reaktywacja struktur nasuwczych jako uskoków normalnych i rozpad blokowy obszaru; możliwa jest wspólna deformacja z podłożem na etapie kolapsowej ekstensji.
5. Całej strefy węglowieckiej, powstałej w wyniku ścięcia rejonu (horstu) węglowieckiego, nie można definitywnie kwalifikować jako jednostki węglowieckiej *sensu stricte*, gdyż horst węglowiecki został ścięty wraz z przyległymi – klasyfikacja tektoniczna nie ma tu zatem istotnego znaczenia. Występowanie margli węglowieckich w strukturach kopalni Grabownica wskazuje właśnie na rozcięcie strefy i ukazują nieistotność rozdzielania jednostek tektoniczno-facjalnych.
  6. Niedojrzałość termiczna warstw menilitowych sugeruje brak związku występujących tutaj warstw menilitowych z tutejszymi złożami ropy i wskazuje raczej na migracyjny charakter miejscowych złóż. Należy założyć możliwość generacji ropy ze starszych niż warstwy menilitowe poziomów stratygraficznych.
  7. Istotne znaczenie dla migracji i akumulacji ropy w omawianym rejonie mają strefy melanżu tektonicznego, spełniające rolę otwartego bądź zamkniętego systemu geochemicznego i tektonicznego (strefy migracji bądź uszczelnienia), ale istotne znaczenie mają również strefy uskoków prostopadłych do struktur nasuwczych.

*Artykuł powstał na podstawie wyników badań wykonanych w ramach projektu naukowo-badawczego nr 1302 pt. „Opracowanie nowatorskich metod wykrywania złóż węglowodorów oraz rozpoznawania struktury i zmienności złóż w trakcie ich eksploatacji za pomocą kompleksu głębokich i średniozasięgowych badań elektromagnetycznych” realizowanego przez Akademię Górniczo-Hutniczą w Krakowie.*

*Autorzy dziękują dr. hab. Włodzimierzowi Margielewskiemu za wnikliwą recenzję oraz dyskusję.*

## LITERATURA

- Baszkievicz A., Dziadzio P. & Probulski J., 2001. Stratygrafia sekwencji, petrogenesa i potencjał zbiornikowy piaskowców istebniańskich w zachodniej części fałdu Iwonicza Zdroju. *Przegląd Geologiczny*, 49, 5, 417–424.
- Birkenmajer K., 1986. Zarys ewolucji geologicznej pienińskiego pasa skałkowego. *Przegląd Geologiczny*, 34, 6, 293–304.

- Buła Z. & Habryn R. (red.), 2008. *Atlas geologiczno-strukturalny podłoża paleozoicznego Karpat Zewnętrznych i zapadliska przedkarpacciego*. PIG, Warszawa.
- Buday T. (red.), 1960. *Geologická Mapa CSSR. 1 : 200 000*. M-33-XXIX-Brno.
- Cieszkowski M., 1992. Strefa Michalczowej – nowa jednostka strefy przedmagurskiej w Zachodnich Karpatach Fliszowych i jej geologiczne otoczenie. *Geologia* (kwartalnik AGH), 18, 1–2, 1–182.
- Garecka M., 2008. Granica oligocen/miocen w polskich Karpatach Zewnętrznych na podstawie nanoplanktonu wapiennego. *Biuletyn PIG*, 432, 1–54.
- Gierat-Nawrocka D. & Wdowiarz S., 1975. *Katalog wierceń naftowych i gazowych w Karpatach. Część wschodnia*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczytko N. & Ślącza A., 2005. Plate-tectonic evolution and the paleogeography of the circum-Carpathian region. W: Golonka J. & Picha F.J. (Eds), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*, AAPG Memoir, 84, 11–46.
- Gucik S., Paul Z., Ślącza A. & Żyto K., 1980. *Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000. Arkusz Przemysł – Kalników, mapa bez utworów czwartorzędowych – wydanie B*. IG, Warszawa.
- Gucik S., Jankowski L., Rączkowski W. & Żyto K., 1991. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Rybotycze-Dobromil (1043–1044)*. PIG, Warszawa.
- Jankowski L., 1996. Budowa geologiczna jednostki śląskiej między Jodłówką Tuchowską a Szerzynami. *Biuletyn PIG*, 374, 5–20.
- Jankowski L., 2007. Kompleksy chaotyczne w rejonie gorlickim (Polskie Karpaty Zewnętrzne). *Biuletyn PIG*, 426, 27–52.
- Jankowski L., 2008. Kompleksy chaotyczne Karpat Polskich. *Materiały konferencyjne „Przewodnik sesji terenowej”, Kraków – Polańczyk 2008*, 26–88.
- Jankowski L., Kopciowski R. & Ryłko W., 2004. *Geological map of the Carpathians 1 : 200 000; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia*. PIG, Warszawa.
- Jankowski L., Kopciowski R. & Ryłko W., 2007. *Geological map of the Outer Carpathians: borderland of Ukraine and Romania 1 : 200 000*. PIG, Warszawa.
- Jarmołowicz-Szulc K. & Jankowski L., 2011. Analiza geochemiczna i korelacje genetyczne czarnych łupków w jednostkach tektonicznych Karpat Zewnętrznych w południowo-wschodniej Polsce i na obszarze przyległym. *Biuletyn PIG*, 444, 73–98.
- Jasionowicz J., Kuciński M. & Szymakowska F., 1964–1965. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000 (bez utworów czwartorzędowych). Region Karpat i Przedgórze*. Arkusz Frysztak. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Jugowiec-Nazarkiewicz M., 2007. Nanoplankton wapienny górnokredowych facji pelagicznych jednostki podśląskiej Polskich Karpat fliszowych. *Biuletyn PIG*, 426, 53–90.
- Jugowiec-Nazarkiewicz M. & Jankowski L., 2001. Biostratygrafia nanoplanktonowa margli żegocińskich; nowe spojrzenie na budowę geologiczną strefy lanckorońsko-żegocińskiej. *Przegląd Geologiczny*, 49, 12, 1185–1190.
- Koszarski L., 1961. Perspektywy dalszych poszukiwań naftowych w fałdzie Grabownicy. *Biuletyn IG*, 154, 15–35.

- Koszarski L., 1963. O budowie dolnokredowych wysadów wschodniej części jednostki podśląskiej. *Kwartalnik Geologiczny*, 7, 3, 551–552.
- Koszarski L. (red.), 1985. Geology of the Middle Carpathians and Carpathian Foredeep. *Guide to Excursion 3. Carpatho-Balkan Geological Association, XIII Congress*, Kraków.
- Koszarski L., 1987. *Mapa geologiczna struktury Grabownicy-wsi. Skala 1 : 10 000*. Arch. OK PIG.
- Koszarski L., 1992. Olistostromowa natura skałek andrychowskich w Karpatach. *Sprawozdanie z Posiedzeń Komisji Naukowej PAN Oddz. w Krakowie*, 34/1–2, I–XII.
- Kotlarczyk J., 1988. Problemy sedimentologii, stratygrafii i tektoniki Karpat przemyskich oraz ich najbliższego przedpola. *Przewodnik 59. Zjazdu PTG*, Kraków, 1–82.
- Krzywiec P., 2006. Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórskich, z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Przegląd Geologiczny*, 54, 5, 404–412.
- Krzywiec P. & Jochym P., 1997. Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat polskich na podstawie wyników modelowań ugięcia litosfery. *Przegląd Geologiczny*, 45, 8, 785–792.
- Książkiewicz M., 1953, Karpaty fliszowe między Olzą a Dunajcem. W: *Geologia regionalna Polski. T. 1: Karpaty, z. 2: Tektonika*, PTG, Kraków, 305–362.
- Książkiewicz M. (red.), 1962. *Atlas geologiczny Polski. Zagadnienia stratygraficzno-facjalne. 1:600 000, z. 13: Kreda i starszy trzeciorzęd w polskich Karpatach Zewnętrznych*. IG, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. T. IV: Tektonika, cz. 3: Karpaty*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Łuczejko J. & Nycz R., 1988. *Dodatek nr 2 do dokumentacji geologicznej złoża ropy naftowej Grabownica*. Warszawa.
- Malata T., 1994. Budowa geologiczna wewnętrznej części jednostki skolskiej między Tyrawą Wołoską a Wańkową. *Biuletyn PIG*, 369, 5–29.
- Malata T., 1996. Analiza formalnych wydzieleni litostratygraficznych oraz propozycja podziału jednostki skolskiej polskich Karpat fliszowych. *Przegląd Geologiczny*, 44, 5, 509–513.
- Malata T., 1997. Styl tektoniki strefy węglowieckiej polskich Karpat Wschodnich i jego związku z podłożem Karpat. *Biuletyn IG*, 376, 43–59.
- Malata T. & Rączkowski W., w druku. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Tyrawa Wołoska (1042)*. PIG, Warszawa.
- Mazzoli S., Jankowski L., Szaniawski R. & Zattin M., 2010. Low-T thermochronometric evidence for post-thrusting (< 11 Ma) exhumation in the Western Outer Carpathians, Poland. *C. R. Geoscience*, 342, 162–169.
- Myśliwiec M. & Śmist P., 2006. Utwory eocenu i oligocenu rejonu Tarnogrodu (północno-wschodnia część zapadliska przedkarpackiego). *Przegląd Geologiczny*, 54, 8, 724–730.
- Nowak W., 1966. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000. Arkusz Kęty*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.

- Oszczypko N., 2006. Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego Pasa Skalkowego. W: Oszczypko N. *et al.* (red.), *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i pienińskiego pasa skalkowego*, Instytut Nauk Geologicznych, Kraków, 133–163.
- Oszczypko N., Krzywiec P., Popadyuk I. & Peryt T., 2005. Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine): Its Sedimentary, Structural, and Geodynamic Evolution. W: Golonka J. & Picha F. (Eds), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*, *AAPG Memoir*, 84, 261–318.
- Probulski J., 2008. Osady chaotyczne Karpat w obrazie metod geofizyki poszukiwawczej. W: Jankowski L. (red.), *Kompleksy chaotyczne Karpat Polskich, Materiały konferencyjne, Kraków – Polańczyk*, 1–3
- Probulski J., Dziadzio P., Kuk S. & Masłowski E., 2002. *Analiza geologiczno-geofizyczna obszaru Sobniów – Fryszak – Żyżnów – Kombornia*. Arch. PGNiG Oddz. Sanok.
- Przybyła W., Rażny J. & Solak K., 1956. *Mapa geologiczna obszaru Leszczowate – Łodyna. Skala 1 : 5000*. Arch. PGNiG, Ustrzyki Dolne.
- Rażny J., 1957. *Rysunki i opisy szurfów z lat 1956, 1957. Wola Maćkowa, Brzegi i Łodyna*. Arch. PGNiG, Ustrzyki Dolne.
- Rażny J., 1960. *Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej w Brzegach Dolnych*. Arch. PIG Oddz. Karpacki, Kraków.
- Rażny J., 1961. Warunki akumulacji ropy naftowej w złożach Łodyna, Brzegi Dolne, i Czarna. *Przewodnik XXXIV Zjazdu PTG*, Sanok.
- Stefaniuk M., 2003. Regionalne badania megnatotelluryczne w Polskich Karpatach Wschodnich. *Geologia* (kwartalnik AGH), 29, 3–4, 131–168.
- Szyszkowska A., Zielińska C. & Zwierzyńska M., 1989. *Dokumentacja geologiczna złóż gazu ziemnego i ropy naftowej w utworach kredy dolnej rejonu Grabownicy*. Arch. PIG Oddz. Karpacki, Kraków.
- Tatara J., 1955. *Dokumentacja geologiczna złoża ropy naftowej w Łodynie*. Arch. PIG Oddz. Karpacki, Kraków.
- Wdowiarski S., 1953. Geologia fałdu Grabownicy. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 120, 1–94.
- Wieczorek J., 1993. Pasywne brzegi Tetydy – zagadnienia ogólne. *Technika Poszukiwań Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia*, 4, 31–50.
- Żytko K., Malata T. & Zimnal Z., 1995. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000. Arkusz Ustrzyki Dolne*. Arch. PIG, Warszawa (niepubl.).

## Summary

Łodyna, Grabownica, Strachocina, Wańkowa and Leszczowate oil fields are situated in the northern margin of the central Carpathian Depression, on both sides of so called Węglówka Unit and its prolongation to the East (Fig. 1). Łodyna, Leszczowate and Wańkowa oil fields are traditionally included for the Skole Unit but Grabownica and Strachocina oil and gas field are traditionally placed in Silesian Unit. The Węglówka Unit (zone) separates both the Skole and Silesian units. So called the Węglówka red marls are “facial marker” of the Węglówka Unit.

Facial sequence of this area consist of elements deposited between Late Cretaceous and early Miocene time. The Skole Unit (sequence of Łodyna, Leszczowate and Wańkowa oil fields) consists of Inoceramian Beds (Upper Cretaceous-Lower Paleocene), Variegated Shales (Eocene), Hieroglyphic Beds (Upper Eocene), Menilite Beds (Oligocene-Miocene) and Krosno beds (Miocene). Silesian Unit (Grabownica oil field) sequence consists of Verovice beds (Houterivian? - Aptian), Geize beds (Barremian-Albian), Lgota Beds (Albian-Cenomanian), Variegated Shales and Marls (Senonian-Eocene), Istebna beds (Senonian-Paleocene), Ciężkowice Sandstones (Eocene), Hieroglyphic Beds (Upper Eocene), Menilite Beds (Oligocene) and Krosno (Oligocene-Miocene) beds terminating deposition in this area. Eocene deposits are distinctly reduced in this area. Sediments of Skole Unit were deposited in marginal, shallow part of Carpathian basin, esp. Menilite beds are shallow water (shelf, even brakish) or slope deposits. Debris flow deposits or slumps are visible in the Menilite beds sequence (Figs 4, 5). Similarly to the Menilite Beds some facies in Krosno (so called Lesko type sandstones of the Krosno beds) are shallow water or slope deposits.

Creating of accommodation space for deposition in Carpathian basin started in the Triassic but farthest widening of the basin (extensional break up of platform margin) creating accommodation space for so called Outer Carpathians part of basin developed since the late Jurassic. Extensional process created half-graben or horst-graben type basin geometry (Fig. 6).

The Lower Cretaceous deposits (mainly Cieszyn Beds and Verovice Beds depositional systems) are common background for younger depositional systems of the Outer Carpathian basin. The depositional systems traditionally identified with the Carpathian basin systems change coverage (extent) and in some periods spreads on the Inner Carpathians or future foredeep territory. The Węglówka intrabasinal ridge (horst type) became emerged on common (Silesian, Skole and Węglówka Units) Lower Cretaceous background and played important role in basin geometry separating main basin area (Silesian, Central Carpathian Depression) and marginal part of the Carpathian basin (Skole area). This intrabasinal ridge was covered by pelagic sedimentation (red marls with a lot of sedimentary gaps). Owing to of upper Eocene-Oligocene hightstand Węglówka ridge was covered by Oligocene-Miocene Menilite or Krosno type sedimentation. The Closing of the basin in this area in compression regime started in early Miocene. Sedimentary system was destroyed (collapse of slopes – especially visible in the Gorlice region) and central part of basin (the Central Carpathian Depression) was filled by massive chaotic deposits: giant slides, slumps and olistostrome type sedimentation. Depocenter was displaced towards the north. Deposition of the Krosno Beds had syntectonic character.

Fieldwork and seismic section interpretations indicate multistage and complexity of process of closing basin and tectonic deformation. The new maps and outcrop scale structures indicate overprinting of tectonic deformations - this area underwent several stages of tectonic deformations. Primary process of closing basin in compression regime, started with inversion of basin geometry, created “in sequence” style thrust belt (piggy back style). The Węglówka horst was formerly destroyed and shifted during closing and folding of this part of the basin. Direction of tectonic transport during compression forced oblique collision of the Carpathian thrust belt with inherited “prealpine” tectonic structures (in basement of sole thrust). Moreover, some “in sequence” originated thrusts were reactivated as a strike-slip faults. Dur-

ing the compression and oblique collision stage of the tectonic deformation southern margin of Węglówka horst was reactivated as a strike-slip fault and associated (with this strike-slip) flower structures were developed (Fig. 7). Węglówka unit created by multistage tectonic deformation of the Węglówka intrabasinal ridge (horst) was cut in many places off and a few tectonic elements has been created. In front of the Silesian Unit thrust a footwall shortening is visible.

The whole area of these oil fields is apparently connected with reactivated tectonic zone, southern margin of formerly intrabasinal Węglówka ridge. In the last stage of deformation some thrust and strike-slip structures were reactivated as a normal faults (posttectonic collapse structures – Figs 8–10). Geometry of oil fields in this area reflects of multistage deformations the whole Węglówka Unit. The strike directions of “in sequence” structures, so called “folds”, are EES-NNW. These “folds” are cut by perpendicular normal faults (Fig. 2). The origin of these normal faulting is probably connected with syncollisional, radial type extension. These deep rooted faults played important role in petroleum system of this area. During a field investigations a lot of broad *mélange* zones in this area were discovered (Fig. 10). *Mélange* zones, creating some out-of sequence tectonic zones are probably connected with multiple reactivation of some previous thrust or strike-slip faults and at last connected with posttectonic collapse structures. Tectonic character of the Łodyna oil field (Fig. 2) shows flower structure type geometry. Similarly, internal architecture of the Grabownica oil field reflects the same type of geometry. Some out-of-sequence type contact internal part of “Grabownica fold” suggest a postcollision collapse structure – normal fault separating “core of the Grabownica fold” and adjacent Krosno beds.

So called Foredukla zone, situated in the southern margin of the Central Carpathian Depression has similar tectonic character

The whole region (this part of the Outer Carpathians) underwent the same sequence of tectonic events. In a complicated geological structure (Fig. 3) most complicated is external, at surface part of section with relatively big amount of massive chaotic complexes. The deepest parts of geological architecture display relatively limited complication. The deep parts show structures from initial stages of the basin developments (horst-graben, halfgraben type structures).

Immaturity of the Menilite Beds in this region suggests a lack of relationship between the local oil and Menilite Beds and indicates migration origin of local oil. A lots of tectonic *mélange* zones developed in this area play important role in petroleum system creating open or closed geochemical system – in some cases they are migration paths for gas and oil. However, main migration paths in this seems to be deep rooted, reactivated, normal faults normal to the strike of main tectonic elements, probably inherited from syncollisional extension stage.