

Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej — wyniki kompleksowej analizy danych grawimetrycznych i geoelektrycznych

Paweł Pomianowski*

Tectonics of the Orava–Nowy Targ Basin — results of the combined analysis of the gravity and geoelectrical data. Prz. Geol., 51: 498–506.

Summary. The analysis of geological data, together with the results of resistivity surveys and gravity modelling within Orava–Nowy Targ Basin region, enabled identification of a number of faults forming structural framework of two depressions filled with Neogene and Quaternary sediments. Two system of faults were distinguished in the basement and at the edges of Orava–Nowy Targ Basin. The first system consists of longitudinal faults which are parallel to the regional structural directions. Direction of these faults is W–E in the eastern part of the basin, whereas in the western part it gradually changes to NE–SW, in concordance with the bending of the Pieniny Klippen Belt. The second system consists of faults of the NNW–SSE direction that are dominant along the northern edge of the basin and faults of the NE–SW striking, which are rarely found in the surveyed area. These faults are oblique to the regional structural directions and often continue into the Magura unit.

The analysis of the faults pattern in the basement of the basin shows that its present extent, derived from morphological criteria is larger than the extent of the Neogene tectonic depressions, as defined by geophysical surveys. At present two tectonic depressions in the basement can be distinctly defined. The Orava depression, where the basement is located at the depth of 500–300 m b.s.l., is separated from the Nowy Targ depression by an elevation of the older flysch basement, which reaches the height of 570 m a.s.l. along the Rogoźnik–Ludźmierz line. A structural plan of the basement suggests that both depressions had to form under the conditions of the regional compression. Sinistral movement along releasing double bend has caused a local change in the transpression regime and origin of the initial sedimentary basins. The paper presents the origin and successive development stages of the initial basin, which was formed in the Miocene and developed, at varying speed, at least till the Quaternary.

Key words: Orava–Nowy Targ Basin, tectonics, geophysical surveys

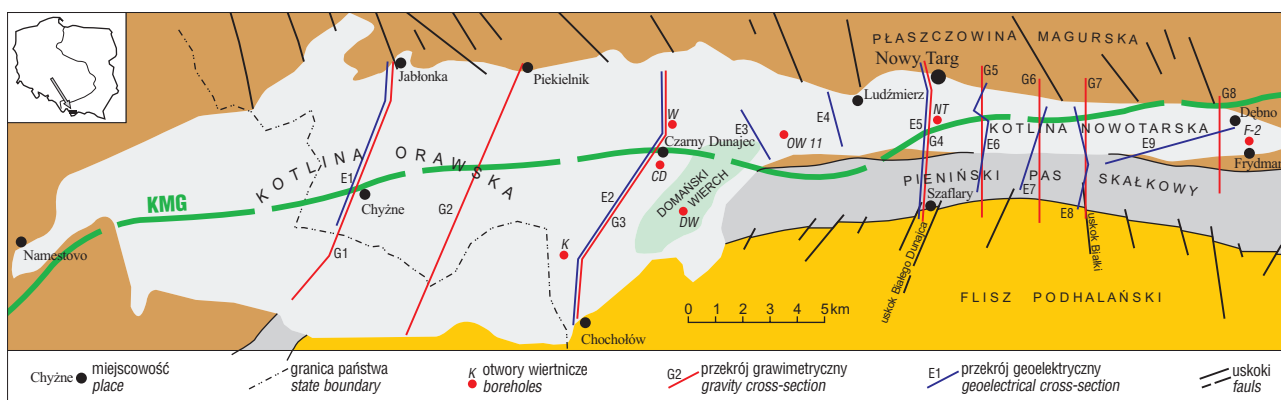
W końcowych etapach formowania płaszczowin w Karpatach Zewnętrznych powstało wiele śródgórskich basenów sedimentacyjnych, w których rozwinęła się sedimentacja osadów pochodzących z niszczenia tworzącego się łańcucha górskiego Karpat (Buday, 1963; Mahel, Buday i in., 1968; Książkiewicz, 1972). Głównym czynnikiem kontrolującym ich powstanie i rozwój były blokowe ruchy podłoża, porozdzielanego systemem uskoków (Buday, 1963; Vass i in., 1988). Jednym z takich basenów sedimentacyjnych był basen orawsko-nowotarski, stanowiący obecnie rozległe obniżenie śródgórskie, rozciągające się od Námestova do Frydmana (ryc. 1).

W pracy przedstawiono wyniki badań geofizycznych,

przynajmniej do interglacjalu wielkiego (Niedzielski, 1971, Birkenmajer, 1976). Wykorzystanie metod geofizycznych umożliwiło rozpoznanie stref krawędziowych dawnego basenu, które ze względu na przykrycie czwartorzędowymi osadami stożków aluwialnych, nie są obecnie dostępne do bezpośrednich obserwacji terenowych.

Wykorzystane materiały

Na obszarze KON wykonano w przeszłości pomiary geoelektryczne w zachodniej części (Trojan, 1965), w międzyrzeczu Leńnicy i Białki (Sojski, 1990) oraz w części centralnej obszaru między Czarnym Dunajcem i Leńnicą



których celem było rozpoznanie budowy geologicznej Kotliny Orawsko-Nowotarskiej (KON), w tym głównie określenie miąższości oraz rozkładu przestrzennego osadów neogeńsko-czwartorzędowych, stanowiących wypełnienie basenu sedimentacyjnego jaki powstał tu w miocenie (Watycha, 1976a) i rozwijał się z różnym tem-

Ryc. 1. Lokalizacja Kotliny Orawsko-Nowotarskiej na tle głównych jednostek strukturalnych: KMG — Karpackie Minimum Grawimetryczne; otwory wiertnicze: K — Koniówka IG 1, CD — Czarny Dunajec IG 1, W — Wróblówka IG1, DW — Domański Wierch IG 1, NT — Nowy Targ PIG1, F — Frydman F2
Fig. 1. Location of the Orava–Nowy Targ Valley against the sketch of main structural units background; KMG — Carpathian Gravity Low; boreholes: K — Koniówka IG1, CD — Czarny Dunajec IG1, W — Wróblówka IG1, DW — Domański Wierch IG1, NT — Nowy Targ PIG1, F — Frydman F2

*GEOFIZYKA TORUŃ Sp. z o.o., ul. Chrobrego 50, 87-100 Toruń; pawel.pomianowski@GTservices.pl

(Pomianowski, 1996). Wszystkie badania były prowadzone przy wykorzystaniu jednolitej metodyki pionowych sondowań elektrooporowych (PSE) w symetrycznym układzie Schlumbergera (Bhattacharya & Patra, 1968), umożliwiającej śledzenie horyzontów na głębokościach od 100 do 500 m. Na potrzeby zadania, reinterpretacji poddane zostały nie przetworzone materiały polowe, co umożliwiło wykonanie jednolitej pod względem stylu interpretacji jakościowej i ilościowej.

Do analizy grawimetrycznej wykorzystano dane, które stanowią fragment ujednolicono, półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego Karpat (Duda & Łyszkowska, 1972; Reczek, 1974, 1983; Bednař i in., 1980).

Interpretacja danych geofizycznych

Podstawowym źródłem informacji o oporności właściwej różnych kompleksów litologicznych były wyniki uzyskane z sondowań parametrycznych. Sondowania takie, wykonane w sąsiedztwie otworów wiertniczych posiadających udokumentowany profil geologiczny w różnych częściach badanego terenu (Pomianowski, 1996), co doprowadziło do identyfikacji w obrębie KON kilku kompleksów skalnych różniących się opornościami (ryc. 2).

Następnie, na dziewięciu profilach o kierunkach zbliżonych do N-S (ryc.1), przeprowadzono interpretację ilościową sondowań elektrooporowych, która umożliwiła identyfikację granic rozdzielających wspomniane kompleksy i ich korelację na całym obszarze. Interpretację sondowań elektrooporowych, przeprowadzono przy wykorzystaniu pakietu programów komputerowych INCEL (Szymanko i in., 1988).

Na mapie anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera obejmującej Karpaty Zachodnie (Bednař i in., 1980;

Woźnicki i in., 1988) dominującym elementem jest silny, regionalny gradient pola, który wygasa wzdłuż linii Karpackiego Minimum Grawimetrycznego — KMG (ryc.1). Oś KMG przebiega w przybliżeniu zgodnie z przebiegiem osi KON, wykazując jedynie niewielkie odchylenie na południe w rejonie Ludźmierza. Rozległa, ujemna makroanomalía grawimetryczna, której powstanie należy wiązać z ukształtowaniem głębszych powierzchni rozdziału gęstości (Tomek i in., 1979; Bojdyś & Lemberger, 1986), maskuje lokalne strefy gradientowe związane z krawędziami zapadliska.

W celu wydzielenia składowej lokalnej pola siły ciężkości zastosowano transformację zaproponowaną przez Dąbrowskiego (1978, 1982), której skuteczność potwierdziły późniejsze prace (Pomianowski, 1995, 1996, 1997). Zgodnie z tą metodyką, dla każdego punktu pomiarowego obliczono lokalną, bezwzględną wartość zmian poziomych anomalii Bouguera, która mimo zasadniczych uproszczeń w sposobie obliczania wartości tego parametru, stanowi dobre przybliżenie gradientu poziomego (Grant & West, 1965; Dąbrowski, 1982). W wyniku interpolacji obliczonych wartości, ustalono przebieg stref o maksymalnych wartościach tego parametru, nazywanych dalej grawilineamentami (Dąbrowski & Karaczun, 1984).

W dalszej kolejności wykonano modelowanie grawimetryczne 2-D na ośmiu przekrojach przecinających KON z południa na północ. Linie przekrojów wybrano tak, aby przynajmniej w części pokrywały się z przekrojami geoelektrycznymi (ryc. 1), co umożliwiło kompleksową interpretację wyników uzyskanych z tych dwóch metod.

Obliczenie gęstości efektywnej, rozumianej jako różnica pomiędzy gęstością skał otoczenia i osadów wypełniających depresję, dokonano na podstawie modelowania na dwóch przekrojach reperowych G-3 i G-4, które pod względem geologicznym zostały rozpoznane wierczeniami (ryc. 8, 9). Otrzymano średnią gęstość efektywną dla pakietu osadów neogeńskich równą $\Delta\sigma = 0,23 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$, natomiast dla osadów czwartorzędowych wartość ta wyniosła $\Delta\sigma = 0,45 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$. Wartości te zostały przyjęte dla pozostałych przekrojów. Do badań modelowych wykorzystano algorytm pozwalający obliczać efekt pochodzący od dowolnego ciała dwuwymiarowego (pryzmy) o przekroju wielokąta (Robert & Gex, 1985). Obliczenia były przeprowadzane przy wykorzystaniu programu komputerowego EFEKT (Machowski, 1992).

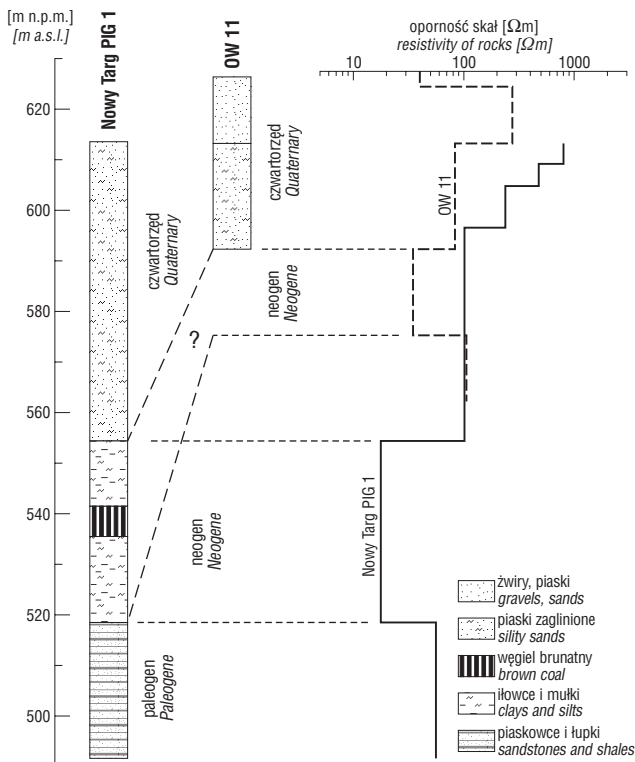
Wyniki interpretacji

W wyniku interpretacji parametrycznych sondowań elektrooporowych stwierdzono, że w podłożu KON występują trzy różnowiekowe kompleksy różniące się opornościami (ryc. 2-6).

Najpłytszy, przypowierzchniowy kompleks stanowią pokrywy aluwialne lub fluwioglacjalne wieku czwartorzędowego, reprezentujące szeroki przedział zmienności oporności elektrycznej: od kilkudziesięciu do prawie 2000 Ωm .

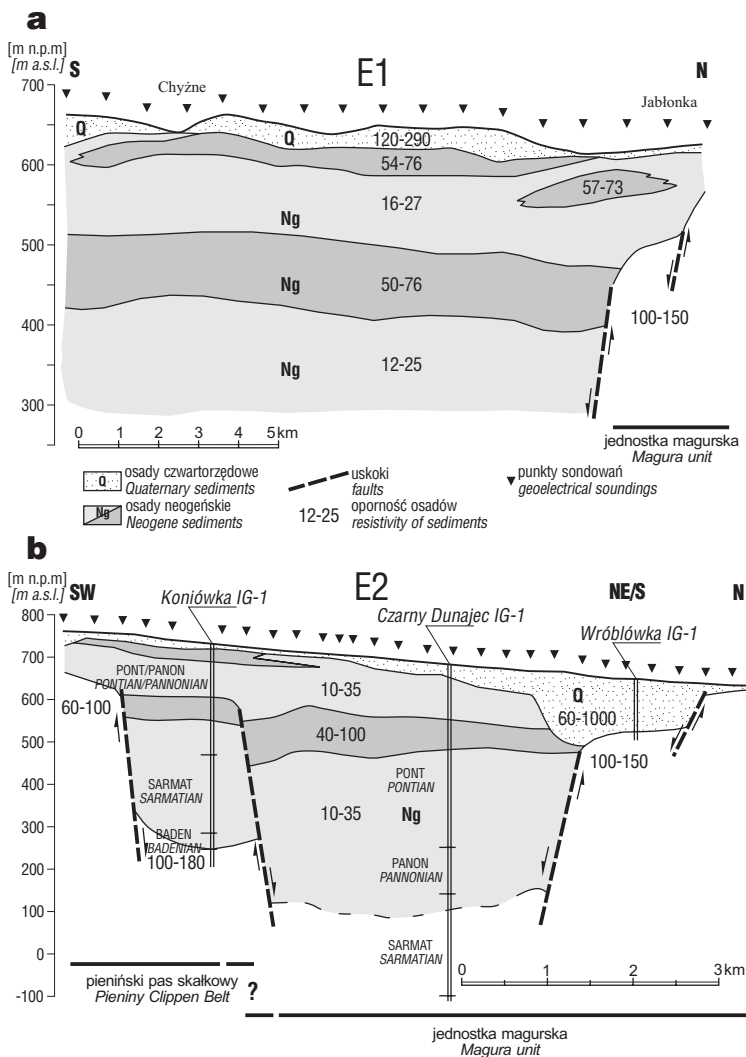
Głębiej występują osady neogeńskie, reprezentowane w przeważającym stopniu przez twory ilaste i mułkowe. Osady te charakteryzują się niskimi wartościami oporów rzeczywistych, które mieszczą się w przedziale od kilkunastu do 70 Ωm .

Trzeci, najstarszy kompleks, tworzy podłożo depresji zbudowane głównie z utworów trzeciorzędowych płaszczowiny magurskiej. Miejskami, w południowej części, w podłożu występują mezozoiczne jednostki pienińskiego pasa skałowego a w części południowo-zachodniej utworów fliszu podhalańskiego. Skały budujące podłożo depresji



Ryc. 2. Sondowania parametryczne wykonane przy otworach Nowy Targ PIG-1 oraz OW-11; lokalizacja wierceń na ryc.1

Fig. 2. Geoelectrical soundings carried out close to Nowy Targ PIG-1 and OW-11 boreholes. For location of boreholes — see fig.1

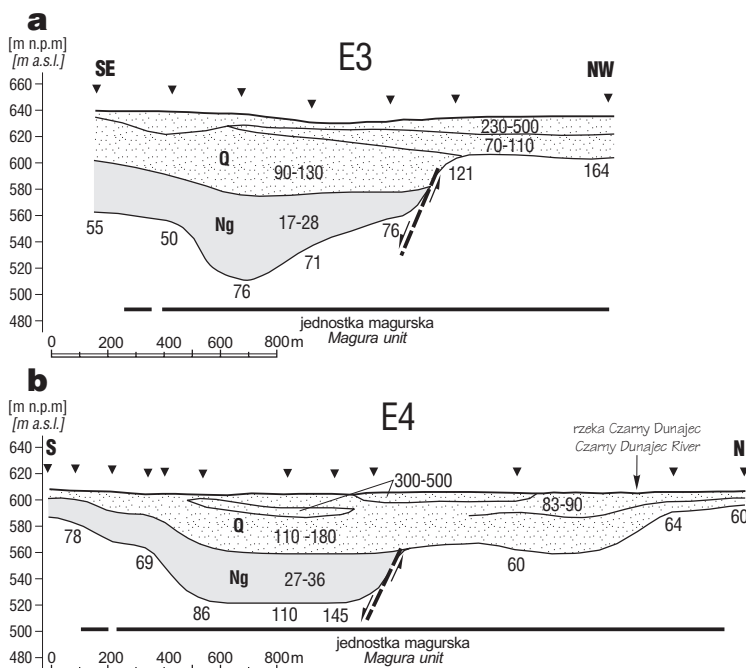


Ryc. 3. Przekroje geoelektryczne przez Kotlinę Orawską; lokalizacja na ryc.1
 Fig. 3. Geoelectrical cross-sections across the Orava Valley. For location — see fig. 1

posiadają bardzo zróżnicowaną oporność, jednak dominują oporności przekraczające 100 Ωm .

W wielu miejscach, w skrzydłach zapadliska stwierdzono gwałtowne zmiany oboczne oporności, które zaznaczyły się w postaci stromo nachylonych i/lub pionowych stref o dużym zagęszczeniu izoform (Pomianowski, 1996). Takie strefy gradientowe odzwierciedlają granice rozdzielające ośrodki skalne o różnej oporności elektrycznej. Interpretacja ilościowa sondowań elektrooporowych wskazuje, że stwierdzone strefy gradientowe odpowiadają nachylonym powierzchniom, które oddzielają osady wypięające zapadlisko od skał podłoża (fliszowego lub skałkowego). Obliczone nachylenie tych powierzchni w wielu miejscach przekracza 65° (Pomianowski, 1996) a przemieszczenie stropu podłoża wzdłuż tych powierzchni osiąga wartość od kilkudziesięciu do kilkuset metrów (ryc. 3a, b; 5a). Zdaniem autora, pozwala to założyć, że zidentyfikowane powierzchnie są oparte na założeniach uskokowych.

W Kotlinie Orawskiej i Nowotarskiej strefy maksymalnych gradientów anomalii Bouguera (grawilineamenty), które otaczają wyraźnie zarysowane minimum grawimetryczne (ryc. 7), związane są z wypięaniem depresji przez lekkie ($\sigma = 2,2 - 2,4 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$) osady neogeońsko-czwartorzędowe, które kontrastują z cięższymi utworami płaszczowiny magurskiej na północy i zachodzie oraz skałami Pienińskiego Pasa Skałkowego i fliszu podhalańskiego na południu i południowym wschodzie o gęstościach z przedziału $\sigma = 2,55 - 2,7 \cdot 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Pomianowski, 1995, 1996). Rozmieszczenie grawilineamentów odzwierciedla położenie wglębnych powierzchni rozdziału gęstości, wzdłuż których kontaktują skały jednostki magurskiej i pasa skałkowego stanowiące otoczenie zapadliska z lżejszymi utworami neogeońskimi i czwartorzędowymi stanowiącymi jego wypięnienie. Ich położenie bardzo dobrze



Ryc. 4. Przekroje geoelektryczne w rejonie pomiędzy Rogoźnikiem i Ludźmierzem (objaśnienia jak na ryc. 3)

Fig. 4. Geoelectrical cross-sections between Rogoźnik and Ludźmierz. For location — see fig. 1; explanation — fig. 3

koreluje się z nieciągłościami stwierdzonymi na przekrojach elektrooporowych. Ponadto, jak wynika z badań modelowych, nachylenie powierzchni rozdziału gęstości, podobnie jak na przekrojach elektrooporowych lokalnie przekracza 70° (ryc. 8, 9).

Taki charakter strefy krawędziowej zapadliska, duże nachylenie zidentyfikowanych powierzchni nieciągłości, korelacja położenia stref gradientowych uzyskanych z różnych metod oraz wyniki badań modelowych pozwalają przyjąć, że grawilineamenty odzwierciedlają położenie uskoków w podłożu kotliny. Stwierdzono, że uskoki te są porożcinane na niewielkie, wyraźnie wyodrębnione odcinki, które posiadają różne azymuty a w planie poprzesuwane są względem siebie na znaczne odległości (ryc. 7). Prze-

mieszczenia te występują na przedłużeniu uskoków stwierdzonych w wielu miejscach w obrębie płaszczowiny magurskiej (Małecka, 1982; Roth, 1963; Watycha, 1975, 1976b, 1977).

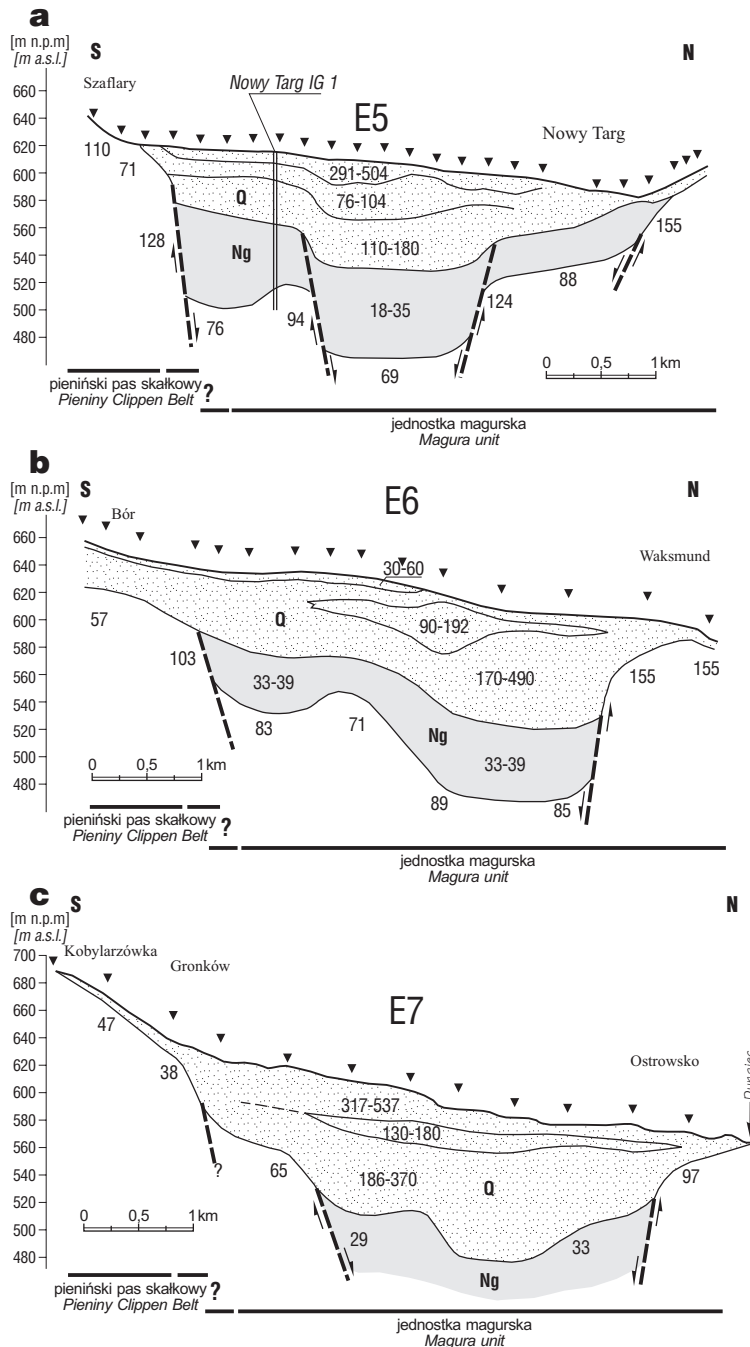
Kompleksowa analiza danych geologicznych oraz wyników badań geofizycznych (Pomianowski, 1996), umożliwiła ostatecznie zidentyfikowanie w podłożu KON uskoków należących do dwóch różnych systemów.

Jednym z nich jest system uskoków podłużnych, towarzyszących głównym dyslokacjom ograniczającym pas skałkowy. W części wschodniej i centralnej badanego terenu uskoki należące do tego systemu posiadają kierunki zbliżone do W–E, w części zachodniej natomiast kierunki zmieniają się zgodnie z wygięciem całego łuku karpackiego, w przedziale od WSW–ENE do SW–NE (ryc.10). W skład tego systemu wchodzi wiele uskoków, które pierwotnie powstały w oparciu o jeden lub kilka uskoków podłużnych, obreżających KON od północy i południa (ryc. 10).

Drugi system reprezentują dwa zespoły uskoków skośnych do głównego kierunku strukturalnego, który na badanym terenie odpowiada przebiegowi kontaktu pasa skałkowego z fliszem magurskim. Zostały one zidentyfikowane na podstawie zmian azymutów i skokowych przesunięć linii biegu sąsiadujących uskoków podłużnych. Uskoki należące do tego systemu posiadają kierunki zbliżone do NNW–SSE rzadziej NE–SW i przecinają się pod kątem wynoszącym ok. 75° . Przemieszczenia zachowują stały zwrot w obrębie każdego zespołu, co może świadczyć, że tworzą one sprzężony i komplementarny system uskokowy. Uskoki komplementarne o kierunkach NNW–SSE oraz NE–SW w wielu miejscach przecinają i przemieszczają powierzchnie uskoków podłużnych, co świadczy, że są od nich młodsze. Oś największego naprężenia σ_1 , wyznaczona jako dwusieczna kąta ostrego między kierunkami obu zespołów komplementarnych, posiadała orientację NNE.

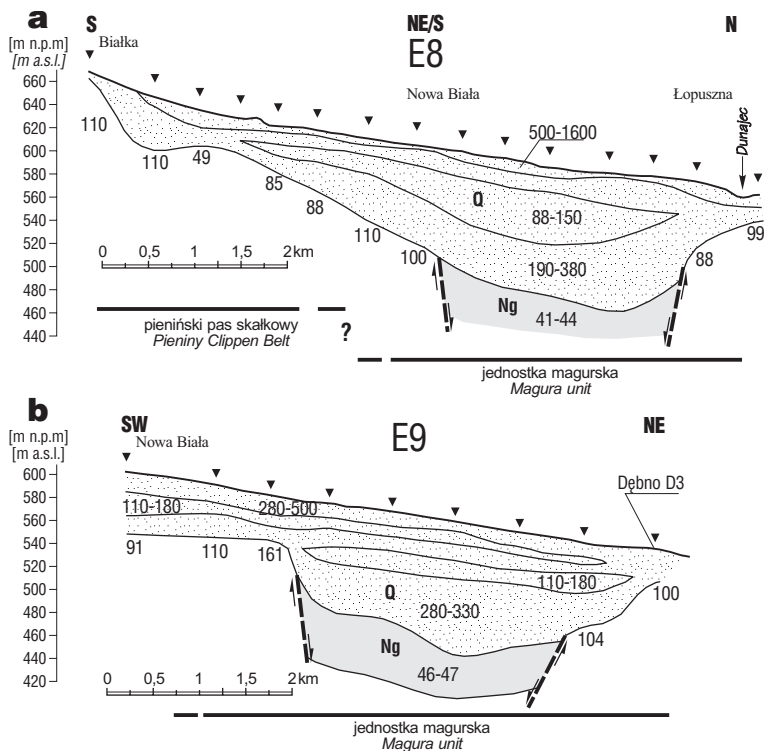
W obrazie intersekcyjnym przeważa prawoskrętny zwrot ruchu skrzydeł uskoków skośnych o kierunkach NW–SE i NNW–SSE. Wzdłuż północnego obrzeżenia Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej (ryc.10) uskoki skośne o kierunku NNW–SSE tworzą charakterystyczny układ kulisowy, który sugeruje, że powstały one w nadkładzie regionalnej, lewoskrętnej strefy przesuwczej, w podłożu płaszczowiny magurskiej (por. Birkenmajer, 1981). Dominacja jednego zespołu uskoków wysokokątowych (R') wzdłuż północno-zachodniego obrzeżenia Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej może świadczyć o rozproszeniu ruchu przesuwczego w szerszym paśmie obszaru (Dadlez & Jaroszewski, 1994). Obserwowana rotacja uskoków wysokokątowych (R') do pozycji obsekwentnej mogłaby ponadto wskazywać na istnienie regionalnej kompresji w trakcie powstawania tych uskoków (Arthaud & Matte, 1975).

Wyniki grawimetrycznych badań modelowych wskazują, że podłoże KON posiada charakter blokowy, oparty na sieci opisanych wcześniej uskoków, miejscami tworzących zespoły uskoków schodowych. Na większości przekrojów zaznacza się wyraźna asymetria



Ryc. 5. Przekroje geoelektryczne w zachodniej części Kotliny Nowotarskiej (objaśnienia jak na ryc. 3)

Fig. 5. Geoelectrical cross-sections in the western part of the Nowy Targ Valley; explanation — fig. 3



Ryc. 6. Przekroje geoelektryczne we wschodniej części Kotliny Nowotarskiej (objaśnienia jak na ryc. 3)
Fig. 6. Geoelectrical cross-sections in the eastern part of the Nowy Targ Valley: explanation — fig.3

północnego i południowego skrzydła zapadliska (ryc. 8 i 9). Wzdłuż północnego i północno-zachodniego brzegu KON uskoki są bardziej strome, a liczba stopni uskokowych mniejsza. Może to wskazywać, że uskoki, który przebiegał wzdłuż północnej granicy kotliny odegrał główną rolę w powstaniu basenu sedymentacyjnego.

Obecnie w granicach Kotliny Orawsko-Nowotarskiej wyodrębniają się dwa zapadliska tektoniczne. Zapadlisko orawskie, w którym podłoże występuje na głębokości od -500 do -300 m n.p.m. jest oddzielone od zapadliska nowotarskiego strefą położoną między Rogoźnikiem i Ludź-

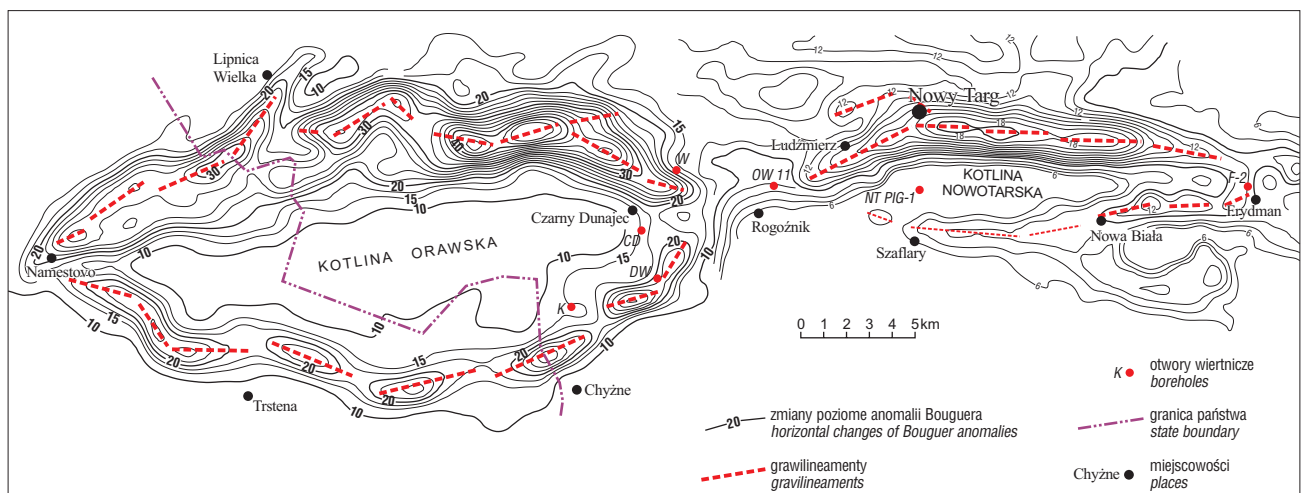
mierzem, w której tracą swoją ostrość wszystkie strefy gradientowe (ryc. 7), a starsze podłoże fliszowe jest podniesione na wysokość 540 m n.p.m. (ryc. 4). W zapadlisku nowotarskim podłoże fliszowe stopniowo obniża się od 460 m n.p.m. w rejonie Nowego Targu (ryc. 5a) do około 420 m n.p.m. na krańcach wschodnich, w rejonie Frydmana (ryc. 6).

Przynajmniej część uskoków w podłożu KON miała charakter synsedymacyjny, co wynika z porównania miąższości i głębokości występowania osadów należących do różnych pięter neogenu w otworach Koniówka i Czarny Dunajec (Oszast & Stuchlik, 1977). Dowodzi tego również zaobserwowane na przekroju geoelektrycznym E2 (ryc. 3b) skokowe przemieszczenie pakietu osadów wieku pontyjskiego na północ od Koniówki, o amplitudzie 100 m oraz wyraźny wzrost miąższości tego pakietu po stronie skrzydła zrzuconego.

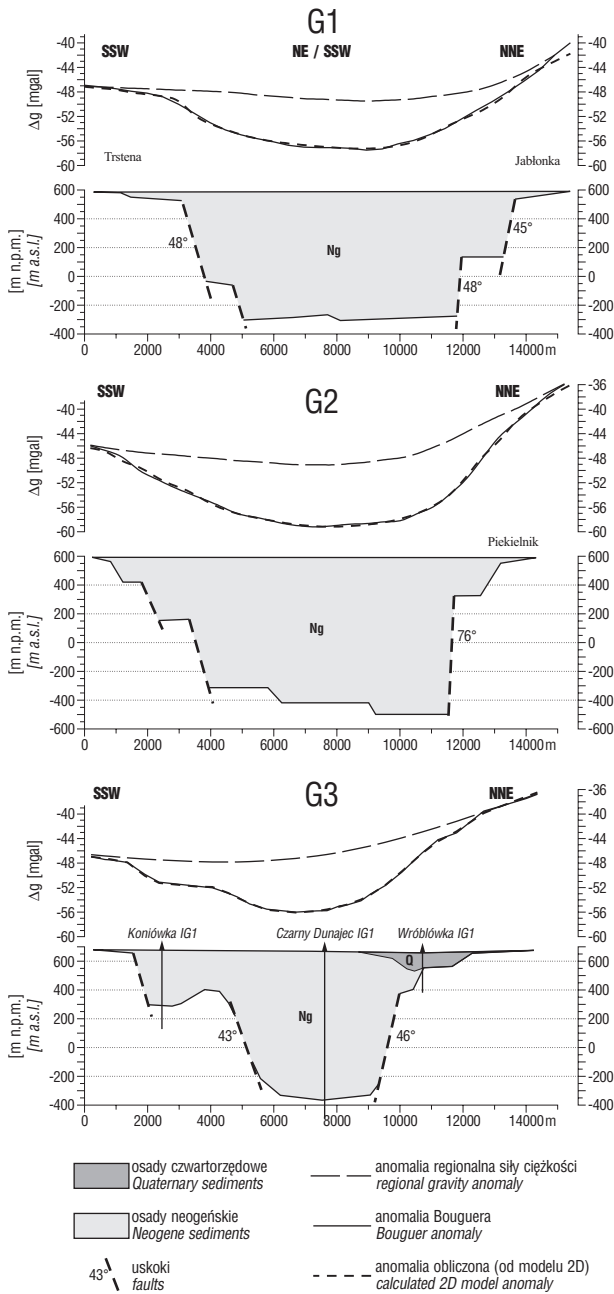
Na jeszcze młodszą, czwartorzędową, aktywność tektoniczną uskoków wskazują: obecność „zapadliska Wróblówki” bezpośrednio nad widocznym dużym uskokiem w podłożu (ryc. 3b), wzrost miąższości osadów czwartorzędowych między dwoma uskokiemi w części osiowej kotliny, między Szaflarami a Nowym Targiem (ryc. 5a) oraz „zapadlisko Frydmana”, widoczne na przekrojach elektrooporowych i grawimetrycznych na wschodzie Kotliny Nowotarskiej (ryc. 6, 9e), udokumentowane wcześniej wierceniami w rejonie Dęb-

na i Frydmana przez Niedzielskiego (1971).

Współczesny zasięg Kotliny Orawskiej i Nowotarskiej określony na podstawie kryteriów morfologicznych jest większy niż zasięg neogeńskich zapadlisk tektonicznych (ryc.10). Na wspomnianej elewacji podłoża fliszowego między Rogoźnikiem i Ludźmierzem oraz w północno-zachodnim fragmencie Kotliny Nowotarskiej (rejon ujścia Lepietnicy), a więc poza zasięgiem właściwych zapadlisk neogeńskich, obecnie odbywa się sedymentacja osadów rzecznych i stokowych (Baumgart-Kotarba, 1991–1992)



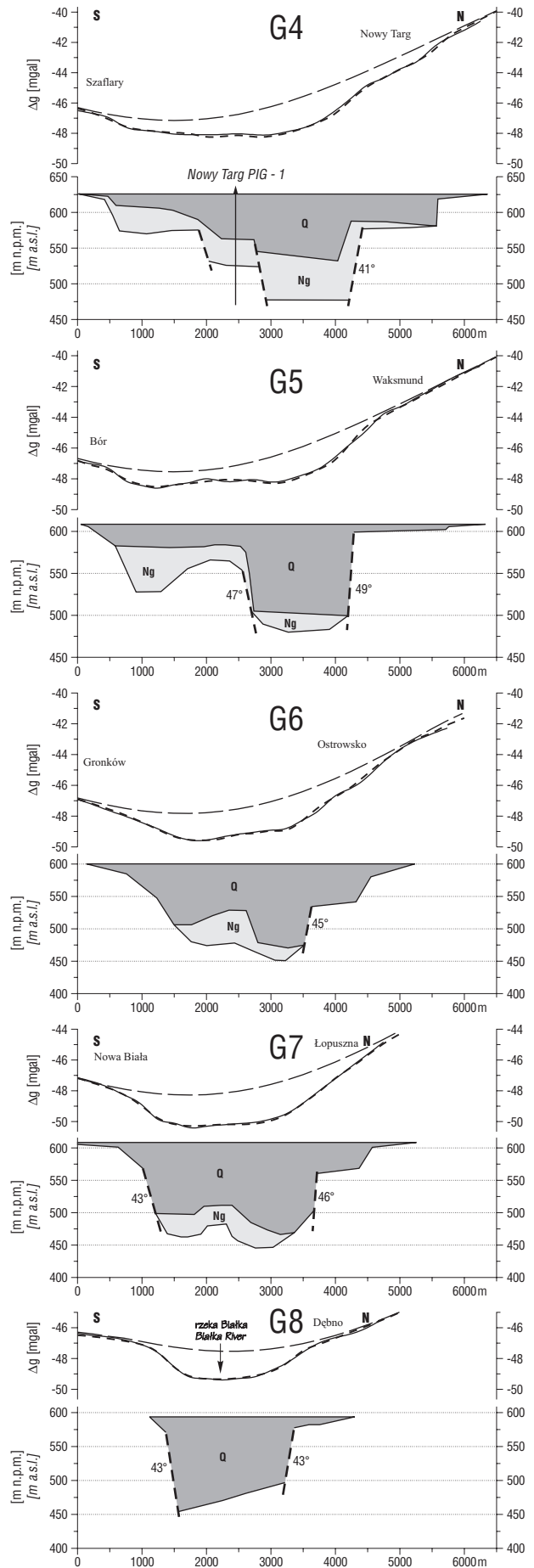
Ryc. 7. Rozmieszczenie grawilineamentów na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej; miejscowości: CD — Czarny Dunajec, Ld — Ludźmierz, NT — Nowy Targ, NB — Nowa Biała; otwory wiertnicze — objaśnienia jak na ryc. 1
Fig.7. Gravilineaments pattern within the Orava — Nowy Targ Valley; places: CD — Czarny Dunajec, Ld — Ludźmierz, NT — Nowy Targ, NB — Nowa Biała; boreholes — see fig.1

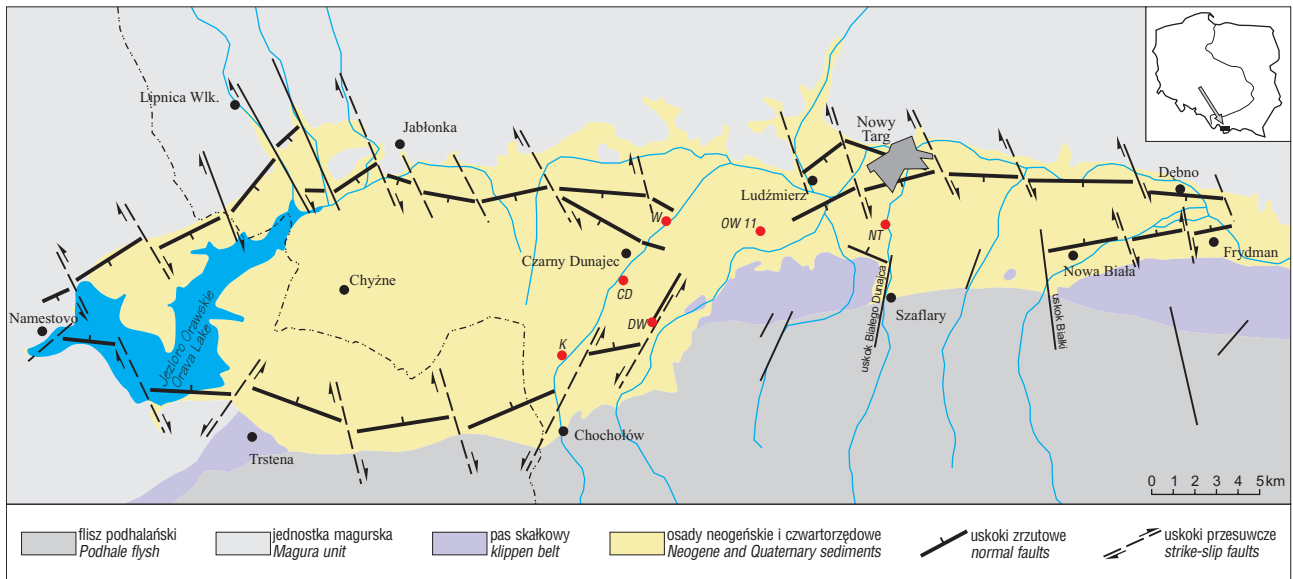


Ryc. 8. Grawimetryczne przekroje modelowe z Kotliny Orawskiej. Lokalizacja na ryc. 1
Fig. 8. 2-D gravity models across the Orava Valley. For location — see fig. 1

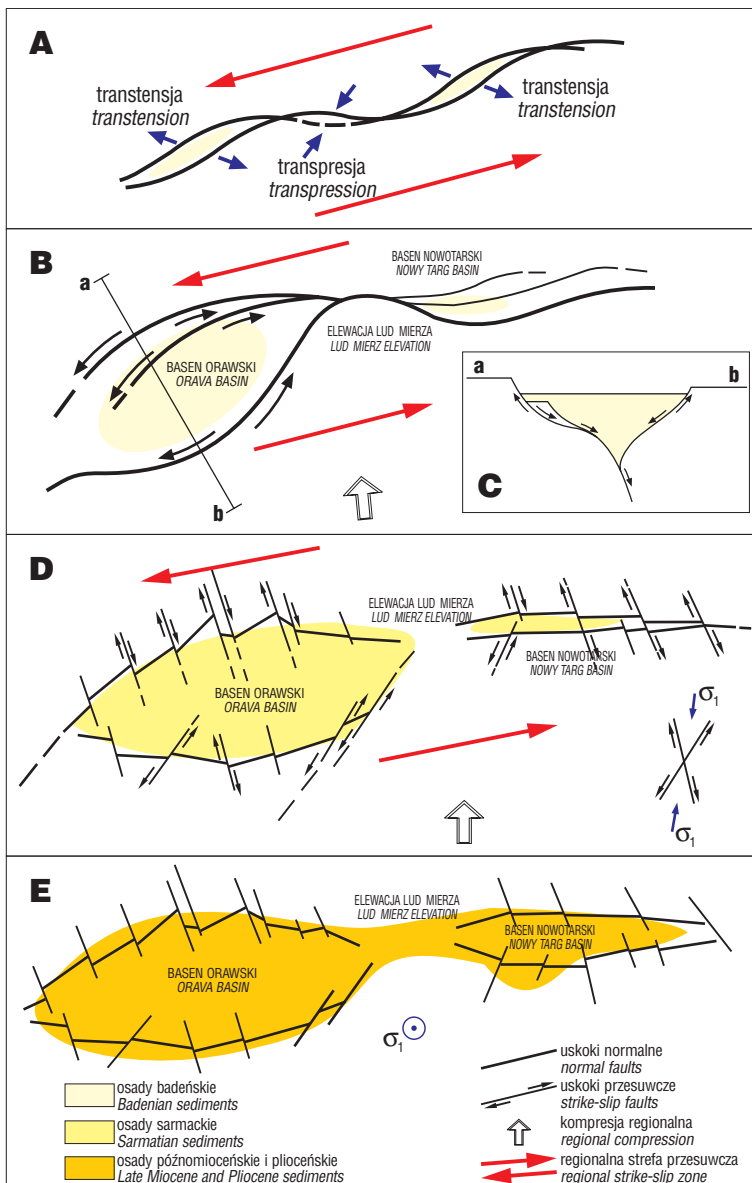
co może potwierdzać hipotezę Watychy (1976a) o przesuwaniu się osi subsyduencji w kotlinie z południa na północ. Na odcinku pomiędzy Szaflarami i rzeką Białką południowa granica zapadliska nowotarskiego jest słabiej zaznaczona. Słabiej zaznaczone grawilineamenty (ryc.7) oraz wyniki badań elektrooporowych (ryc. 5b,c i 6a) wskazują, że w tym miejscu podłoże stanowi monoklinalny blok nachylony na północ obejmujący flisz magurski, pas skałkowy i flisz podhalański. W odróżnieniu od najbardziej wschodniego fragmentu zapadliska nowotarskiego

Ryc. 9. Grawimetryczne przekroje modelowe z Kotliny Nowotarskiej; objaśnienia na ryc. 8
Fig. 9. 2-D gravity models across the Nowy Targ Valley; explanation — fig. 8





Ryc. 10. Rozmieszczenie uskoków w podłożu Kotliny Orawo-Nowotarskiej. Otwory wiertnicze — objaśnienia jak na ryc. 1
 Fig. 10. Faults pattern within the Orava-Nowy Targ Valley. Boreholes — see fig. 1



między Nową Białą i Frydmanem posiadającego charakter wąskiego rowu tektonicznego (Niedzielski, 1971; ryc. 6b) oraz zachodniego odcinka, w rejonie Nowego Targu (ryc. 5a), omawiany fragment posiada obecnie charakter półrowu tektonicznego. Potwierdza to koncepcje o stopniowym obniżaniu się starszego podłoża wzdłuż stref uskokowych Białego Dunajca i Białki (Mastella, 1975) oraz o dużej roli poprzecznych podziałów strukturalnych w tworzeniu obecnej rzeźby tego terenu (Makowska & Jaroszewski, 1987).

Rozwój tektoniczny Kotliny Orawo-Nowotarskiej

Przedstawione wyniki interpretacji danych grawimetrycznych i geoelektrycznych wskazują, że powstanie i rozwój basenu sedimentacyjnego można powiązać z obecnością regionalnej, lewoskrętnej strefy przesuwczej,

Ryc. 11. Powstanie i rozwój basenu sedimentacyjnego w Kotlinie Orawo-Nowotarskiej. A — model powstawania sąsiadujących stref transpresji i transtensji wzdłuż uskoku przesuwczego o nieregularnej powierzchni uskoku (wg Kingma, 1958; Harland, 1971; Crowell, 1974), B — schemat powstania początkowego basenu sedimentacyjnego w badenie, C — przekrój przez basen początkowy — przykład *negative flower structure* (Harding, 1985), D-E rozwój depresji po badenie

Fig. 11. Sedimentary basin formation and development within the Orava-Nowy Targ Valley. A — a model of the origin of adjoining transpression and transtension zones along bending strike-slip fault (after Kingma, 1958; Harland, 1971; Crowell, 1974), B — a scheme of the Badenian initial sedimentary basin formation, C — schematic cross-section through the initial basin — example of the negative flower structure (Harding, 1985), D-E — post-Badenian basin development

której aktywność w tej części Karpat rozpoczęła się w wyniku stopniowej reorganizacji krawędzi kolizyjnej pomiędzy płytą euroazjatycką i mikro płytą panońską. W wyniku skośnej kolizji, zgodnie z modelem zaproponowanym przez Dewey'a (1980), z zachodu na wschód następowała zmiana aktywnej strefy subdukcji na kolizję typu kontynent–kontynent (Balla, 1985, 1987; Vass i in., 1988). Konfiguracja krawędzi kolidujących ze sobą płyt w warunkach nałożonej kompresji regionalnej wytworzyła wzdłuż szwu łączącego płyty powstanie naprężeń ścinających i powstanie dużych podłużnych uskoku i/lub stref przesuwczych o kierunkach zgodnych z wygięciem łuku karpackiego.

W Karpatach Zachodnich ruch przesuwczy najwcześniej rozpoczął się w południowo-zachodniej części w rejonie Basenu Wiedeńskiego (eggenburg) i stopniowo obejmował swym zasięgiem coraz większą strefę w kierunku północno-wschodnim (Vass & Čech, 1983; Vass i in., 1988; Kovac i in., 1989). Na badanym obszarze ruch ten prawdopodobnie rozpoczął się dopiero w badenie, na co może wskazywać wiek najstarszych osadów stanowiących wypełnienie zapadliska orawskiego (Oszast & Stuchlik, 1977).

Biorąc pod uwagę uzyskane wyniki oraz uwzględniając ogólne koncepcje rozwoju łuku karpackiego możliwe jest przyjęcie przynajmniej dwóch modeli rozwoju depresji orawsko-nowotarskiej:

1. Powstanie basenu typu *pull-apart*, na co mogłyby wskazywać współczesny kontur Kotliny Orawskiej (Pospisil, 1990; Bac-Moszaszwili, 1993). Niestety oprócz kształtu brak jest innych przesłanek, które mogłyby potwierdzać tę hipotezę. Ponadto model ten nie wyjaśnia powstania części nowotarskiej basenu oraz stwarza poważne problemy interpretacyjne ze względu na konieczność uwzględnienia kompensacji przestrzennej. Uważa się (Vass i in., 1988), że w zachodniej gałęzi łuku karpackiego, amplituda ruchów przesuwczych malała w kierunku osiowych części tego łuku, gdzie była kompensowana na rozproszonych, mniejszych powierzchniach poślizgu, bądź częściowo poprzez nasunięcia pozasekwencyjne (Decker i in., 1999). Niewielka amplituda ruchów przesuwczych w części osiowej łuku oraz ostateczne uformowanie się płaszczowin na północ od badanego obszaru, zdaniem autora, uniemożliwiły powstanie typowego basenu z rozciągania (*pull-apart*).

2. Powstanie basenu w formie dwóch stref transtensji przedzielonych strefą transpresji, które rozwinęły się wzdłuż undulującego uskoku przesuwczego w warunkach nałożonej kompresji regionalnej oraz dalszego rozwoju depresji w warunkach ogólnego odprężenia postorogenicznego (ryc. 11A). Ten model dużo lepiej koreluje się z uzyskanymi wynikami, a w szczególności wyjaśnia obecność dwóch zapadlisk: orawskiego i nowotarskiego oraz rozdzielającej je elewacji podłoża w rejonie Rogoźnik–Ludźmierz.

Zmiana reżimu tektonicznego w skali lokalnej, nastąpiła w wyniku nieregularnego wygięcia w płaszczynie poziomej powierzchni uskoku podłużnych i powstanie struktury typu *releasing bend* (Crowell, 1974; Blick & Biddle, 1985; ryc. 11B). Za taką interpretacją przemawiają wyniki sejsmicznych profili refleksyjnych, wykonanych w sąsiedztwie badanego terenu (Kadlecik i in., 1979). Interpretacja geologiczna profilu sejsmicznego, przecinającego pas skałkowy na południe od Kotliny

Orawskiej (Gross i in., 1993) ujawnia obecność struktur typu *negative flower structure* (Harding, 1985; nazwa polska: „struktura tulipanowa” — Dadlez & Jaroszewski, 1994), wykształconych w nadkładzie głębokiego rozłamu w podłożu, biegnącego wzdłuż północnej granicy pasa skałkowego. Ku górze powierzchnia tego rozłamu rozwidła się na wiele uskoku, nachylonych pod różnymi kątami z wyraźnie zaznaczoną składową zrzutową. Tego typu struktury tworzą się w nadkładzie uskoku przesuwczego, charakteryzujących się dużą nieregularnością przebiegu, o powierzchni uskoku powyginanej w płaszczyźnie poziomej i pionowej (Harding, 1985; Harding & Lowell, 1979). Jak wcześniej zauważył Harland (1971) obecność takich nieregularności stanowi wystarczający czynnik do powstania wzdłuż jednego uskoku przesuwczego naprzemiennych stref transpresyjnych i transtensyjnych.

W rejonie KON lokalne zmiany reżimu tektonicznego spowodowały powstanie na powierzchni struktur typu *releasing bend*, w których uaktywniły się uskoki normalne oraz struktur typu *restraining bend* (ryc. 11B), gdzie pojawiła się tendencja do dźwignia obszaru (por. np.: Harding, 1985; Crowell, 1974). Rozmieszczenie uskoku zidentyfikowanych w podłożu i otoczeniu KON oraz obecność dwóch zapadlisk tektonicznych rozdzielonych elewacją Rogoźnik–Ludźmierz, położonych wzdłuż północnej granicy pasa skałkowego, może wskazywać, że powstanie basenu inicjalnego na obszarze Kotliny Orawsko-Nowotarskiej oraz jego dalszy rozwój, został zainicjowany w wyniku opisanego mechanizmu.

W dalszym etapie rozwoju zapadliska, przy stałe działającej kompresji regionalnej, doszło do powstania sprzężonego i komplementarnego systemu dwóch zespołów uskoku o kierunkach NNW–SSE i NE–SW. Kierunek dwusiecznej kąta ostrego pomiędzy tymi dwoma zespołami uskoku wskazuje, że w tym czasie oś naprężenia głównego σ_1 zajmowała pozycję NNE–SSW. Kierunek ten jest zgodny z stwierdzonym w tej części Karpat Wewnętrznych (Marko i in., 1995; Balla, 1985, 1987; Csontos i in., 1991) kierunkiem naprężenia głównego w sarmacie. Wzdłuż uskoku komplementarnych nastąpiło rozcięcie i poprzesuwanie fragmentów starszych uskoku podłużnych. Obserwowana rotacja zespołu uskoku wysokokatowych (R') do pozycji obsekwentnej oraz kulisowe ułożenie o kierunkach NNW–SSE (szczególnie dobrze widoczne wzdłuż północnego obrzeżenia Kotliny Nowotarskiej) mogłyby sugerować ich powstanie w wyniku działania lewoskrętnej strefy przesuwczej w podłożu w warunkach nałożonej kompresji regionalnej (Arthaud & Matte, 1975; ryc. 11D).

Kolejny etap rozwoju wiąże się z ustaniem regionalnej kompresji w sarmacie (Tokarski, 1978) i reorganizacją pola naprężeń. Oś naprężenia głównego σ_1 przyjęła pozycję pionową a uskoki obrzeżające zapadlisko orawsko-nowotarskie zmieniły charakter na zrzutowy (ryc. 11E). Na badanym terenie w warunkach nasilających się ruchów pionowych nastąpiło zwiększenie tempa sedymentacji, które w Kotlinie Orawskiej swoje maksimum osiągnęło w poncie. W tym czasie, w podłożu zapadliska powstały zespoły uskoku schodowych, które nadały mu blokowy charakter, podobnie jak ma to miejsce w innych basenach neogeńskich w Karpatach Zachodnich (Buday, 1963; Mahel & Buday, 1968; Vass i in., 1988).

Literatura

- ARTHAUD F. & MATTE PH. 1975 — Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe Géométrie et essai reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 47: 139–171.
- BAC-MOSZASZWILI M. 1993 — Struktura zachodniego zakończenia masywu tatrzańskiego. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 63: 167–193.
- BADAK J. 1966 — O morfologii podłoża Kotliny Orawskiej. *Kwart. Geol.*, 10: 576–577.
- BALLA Z. 1985 — The Carpathian loop and the Pannonian basin: a kinematic analysis. *Geophys. Trans.*, 30: 313–353.
- BALLA Z. 1987 — Tertiary paleomagnetic data for the Carpatho-Pannonian region in the light of Miocene rotation kinematics. *Tectonophysics*, 139: 67–98.
- BAUMGART-KOTARBA M. 1991–1992 — Rozwój geomorfologicznej Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 25–26: 3–26.
- BEDNAR J., BORCZUCH M., JAMROZIK J. & ŠPAČEK B. 1980 — Mapa anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguer'a w skali 1:200 000. Cieszyn–Nowy Sącz–Ostrawa–Poprad., Arch. PBG, Warszawa.
- BHATTACHARYA P. K. & PATRA H. 1968 — Direct current geoelectric sounding. Elsevier, Amsterdam.
- BIRKENMAJER K. 1976 — Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szaflarach na Podhalu. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 46: 309–323.
- BIRKENMAJER K. 1981 — Strike-slip faulting in the Pieniny Klippen Belt of Poland. [In:] *Carpatho-Balcan. Geol. Ass., 12th Congr.*: 114–115, Bucharest.
- BLICK N. & BIDDLE K.T. 1985 — Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 37: 1–34.
- BOJDYS G. & LEMBERGER M. 1986 — Modelowanie grawimetryczne jako metoda badania litosfery na przykładzie Karpat. *Z. Nauk. AGH, Geologia*, 33.
- BUDAY T. 1963 — Some problems of the origin and development of the fault-structures in the neogene carpathian basins. *Geologicke Prace. Zpravy*, 28: 113–119.
- CROWELL J.C. 1974 — Origin of late Cenozoic basins in southern California. [In:] *Dickinson, W.R. (ed.), Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, 22: 190–204.
- CSONTOS L., TARI G., BERGERAT F. & FODOR L. 1991 — Evolution of the stress fields in the Carpatho-Pannonian area during the neogene. *Tectonophysics*, 199: 73–91.
- DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — *Tektonika*. PWN, Warszawa.
- DĄBROWSKI A. 1978 — Strefy uskokowe w północno-zachodniej Polsce w świetle poziomych gradientów siły ciężkości. *Kwart. Geol.*, 22: 913–915.
- DĄBROWSKI A. 1982 — Strefa Koszalin–Chojnice w obrazie grawimetrycznym. *Prz. Geol.*, 30: 25–31.
- DĄBROWSKI A. & KARACZUN K. 1984 — Faults of the zone comprising the Teisseire–Tornquist line determined on the basis of magnetic and gravimetric data. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 175: 57–68.
- DECKER K. 1996 — Miocene tectonics at the Alpine–Carpathian junction and the evolution of the Vienna basin. *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Osterr.*, 41: 33–44.
- DECKER K., TOKARSKI A. K., JANKOWSKI L., KOPCIOWSKI R., NESCIERUK P., RAUCH M., REITER F. & ŚWIERCZEWSKA A. 1999 — Structural development of Polish segment of the Outer Carpathians (eastern part). [W:] *K. Decker i in. (Eds.), 5th Carpathian Tectonic Workshop–Poprad–Szymbark, 5–9th June, 1999*, Kraków: 26–29.
- DEWEY J.F. 1980 — Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. *Geol. Assoc. Can. Spec. Paper*, 26: 553–573.
- DUDA W. & ŁYSZKOWSKA J. 1972 — Dokumentacja tymczasowa półszczytów badań grawimetrycznych; temat: Karpaty Zachodnie. Arch. PBG, Warszawa.
- FAJKLEWICZ Z. 1973 — *Grawimetria poszukiawcza*. Wyd. Geol., Warszawa.
- GRANT F. S. & WEST G.F. 1965 — *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw–Hill, New York.
- GROSS P., KÖHLER E., HAŠKO J., HALOUZKA R., MELLO J. & NAGY A. 1993 — *Geológia Ju nej a vychodnej Oravy*. Geol. Ústav. D. Štúra. Bratislava.
- HARDING T.P. 1985 — Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive structures, and positive structural inversion. *AAPG Bull.*, 69: 582–600.
- HARDING T. P. & LOWELL J. D. 1979 — Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydro-carbon traps in petroleum provinces. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 63: 1016–1058.
- HARLAND W.B. 1971. Tectonic transpression in the Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.*, 108: 27–42.
- JIRICEK K. R. 1979 — Tectogenetic development of the Carpathian arc in the Oligocene and Neogene. [In:] *Tectonics Profiles through the West Carpathians*: 205–214.
- KADLEČÍK J., ROTH Z. & STRÁNIK Z. 1979 — Deep structure of the Outer Carpathians in Moravia and Western Slovakia. [In:] *Mahel M. (ed.), Proceedings of the conference: The main problems of the geological evolution and building of CSSR*.
- KINGMA J.T. 1958 — Possible origin of piercement structures, local unconformities, and secondary basins in the eastern geosyncline, New Zealand. *N. Z. Jour. Geol. Geophys.*, 1: 269–274.
- KOVAČ M., BARÁTH I., HOŁICKY I., MARKO F. & TUNYI I. 1989 — Basin opening in the lower miocene strike-slip zone in the SW part of the Western carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpath.*, 40: 37–62.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — *Budowa geologiczna Polski. Karpaty*. t. IV, Tektonika cz. 3, Wyd. Geol. Warszawa.
- MACHOWSKI J. 1992 — Program komputerowy do grawimetrycznego modelowania na przekrojach. Arch. IHiGI WG UW, Warszawa.
- MAHEL M. & BUDAY T. (ed.) 1968 — *Regional geology of Czechoslovakia. The West Carpathians*. Academia, Praha.
- MAKOWSKA A. & JAROSZEWSKI W. 1987 — O współczesnych ruchach pionowych w Tatrach i na Podhalu. *Prz. Geol.*, 35: 506–512.
- MAŁECKA D. 1982 — Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych. Wyd. Geol., Warszawa.
- MARKO F., PLASIENKA D. & FODOR L. 1995 — Meso–Cenozoic tectonic stress fields within the alpine-carpathian transition zone: a review. *Geol. Carpath.*, 46: 19–27.
- MASTELLA L. 1975 — Tektonika fliszu we wschodniej części Podhala. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 361–401.
- NIEDZIELSKI H. 1971 — Tektoniczne pochodzenie wschodniej części Kotliny Nowotarskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41: 397–408.
- OSZAST J. & STUHLIK L. 1977 — Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Paleobotanica*. 18: 1–42, Kraków.
- POMIANOWSKI P. 1995 — Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 64: 67–80.
- POMIANOWSKI P. 1996 — Tektonika Kotliny Orawsko-Nowotarskiej na podstawie analizy danych geofizycznych. Arch. Wyd. Geol. UW.
- POMIANOWSKI P. 1997 — Tectonics of the Orava–Nowy Targ Basin. *Prz. Geol.*, 45: 1097–1098.
- POSPIŠIL L. 1990. Tihove modely oravske neogeni panie. *Zemny Plyn a Nafta*, 35: 301–310.
- RECZEK J. 1974 — Dokumentacja tymczasowa półszczytów badań grawimetrycznych; temat Karpaty Zachodnie. Arch. PBG, Warszawa.
- RECZEK J. 1983 — Dokumentacja badań grawimetrycznych; temat: Środkowa część Karpat 1979–1982. Arch. PBG, Warszawa.
- ROBERT A. & GEX P. 1985 — *Interprétation géophysique rapide logiciel basic pour micro-ordinateur*. IGL Bull., 6, Lausanne.
- ROTH Z. 1963 — *Geologická Mapa ČSSR 1 : 200 000, M–34–XX, Trstená. Ústřední Ústav Geologický*. Praha.
- SOJSKI G. 1990 — Próba identyfikacji układu hydrostrukturalnego systemu wodonośnego międzyrzecza Leśnicy i Białki na podstawie badań geofizycznych. *Prz. Geol.*, 38: 79–86.
- SZYMANKO J., POLISZOT W. & NOWICKI K. 1988 — Pakiet programów do kompleksowej interpretacji sondowań elektrooporowych INCEL. Arch. ZGG IHiGI WG UW.
- TOKARSKI A. K. 1978 — Orogenesis and morphogenesis of Outer Carpathians and plate tectonics. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 12: 29–43.
- TOMEK Č., ŠVANCARA J. & BUDIK L. 1979 — The depth and origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet. Sci. Lett.*, 44: 39–42.
- TROJAN J. 1965 — Dokumentacja zwiadowczych badań elektrooporowych. Temat: Kotliny orawsko-nowotarska. Arch. PBG, Warszawa.
- VASS D., ČECH F. 1983 — Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 34: 411–422.
- VASS D., KOVAČ M., KONEČNÝ V. & LEXA J. 1988 — Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene — its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 39: 539–562.
- WATYCHA L. 1975 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Nowy Targ. 1:50 000, Inst. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L. 1976a — Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwart. Geol.*, 20: 575–585.
- WATYCHA L. 1976b — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Czarny Dunajec. 1:50 000, Inst. Geol., Warszawa.
- WATYCHA L. 1977 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski. Arkusz Jablonka 1: 50 000., Inst. Geol., Warszawa.
- WO NICKI J., ŠUCHA P., POSPIŠIL L. & KURKIN M. 1988 — Geophysical map of the Western Outer Carpathians and their foreland with part of the Inner Carpathians. [In:] *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Państw. Inst. Geol., Warszawa.