

MORFOTEKTONIKA PRZEŁOMÓW SOLINKI I WETLINKI W ŚWIETLE BADAŃ TERENOWYCH I INTERPRETACJI ZDJEŃ LOTNICZYCH (BIESZCZADY WYSOKIE)

**Morphotectonics of the Solinka and Wetlinka water gaps in the light
of field studies and interpretation of aerial photographs
(High Bieszczady Mts)**

Jan KUŚMIEREK

*Akademia Górniczo-Hutnicza; Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Zakład Surowców Energetycznych
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; e-mail: kusm@geolog.geol.agh.edu.pl*

Treść: Przełomowe doliny Solinki i Wetlinki w dorzeczu górnego Sanu są interesującym obiektem geoturystycznym ze względu na wyraźne związki rzeźby z ewolucją i tektoniką skomplikowanych struktur geologicznych przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Wyróżniają je także malownicze krajobrazy i rozległe odsłonięcia wychodni piaskowców otryckich (młodszy oligocen), ogniwa typowego dla bieszczadzkiego podregionu fałdalnego płaszczowiny śląskiej. Szczegółowe badania kartograficzno-strukturalne autora wykazały, że synkliny zbudowane z grubych kompleksów piaskowców otryckich nasunięte są wstecznie na elewacje strukturalne, co nie znalazło odbicia we wcześniejszych ujęciach kartograficznych. Z formowaniem się dysharmonijnych struktur tektonicznych związany jest inwersyjny charakter rzeźby i geneza przełomów Solinki i Wetlinki. Pomiary hipsometryczne reliktyw powierzchni zrównań pogórskiego i przydolinnego, wykonane na stereoskopowych zdjęciach lotniczych, dokumentują ich znaczne zdeformowanie i oscylacyjny charakter pliocenwartorzędowych wypiętrzeń neotektonicznych. Największe deniwelacje powierzchni spłaszczeń korelują się z intersekcją nasunięć wstecznych, które miały istotny wpływ na tektoniczną przebudowę struktur, a także na rozwój rzeźby, prowadząc do powstania antecendentnych przełomów i wciętych meandrów.

Słowa kluczowe: analiza morfostrukturalna, neotektonika, metody morfometryczne, Karpaty fli-szowe, dorzecze Sanu

Abstract: Gorge-type valleys of the Solinka and Wetlinka rivers within the Upper San drainage basin represent an interesting geotouristic object in respect of distinct relationship between relief, and evolution and tectonics of complex geological structures in the foreland of the Dukla Unit in the Bieszczady Mts. They also distinguish themselves by picturesque landscapes and vast exposures of the Otryt Sandstone outcrops; this Late Oligocene member is typical of the Bieszczady facies subregion of the Silesian Nappe. Detailed cartographic and structural investigations made by the author have proved that synclines, composed of thick complexes of the Otryt Sandstones, are backward overthrust onto subsurface structural elements, a feature which has not been reflected in previous cartographic elaborations. With formation of the disharmonic tectonic structures, the inversional character and origin of the Solinka and Wetlinka water gaps are connected. Hypsometric measurements of relics of the foothill and riverside planation surfaces, carried out on stereoscopic aerial photographs, have documented significant deformation of the surfaces and oscillatory character of the Pliocene-Quaternary neotectonic uplift. The greatest denivelations of the planation surfaces correlate with the intersection of the backward overthrusts which had crucial effects on tectonic reshaping of the structures, as well as on the relief development; this resulted in the origin of the antecedent water gaps and incised meanders.

Key words: morphostructural analysis, neotectonics, morphometric methods, Flysch Carpathians, San basin

WSTĘP

Światowe tendencje ochrony środowiska naturalnego w coraz większym stopniu obejmują unikatowe obiekty przyrody nieożywionej, które są również przedmiotem zainteresowania nowej specjalności turystyki kwalifikowanej – geoturystyki, rozwijanej na WGGiOŚ (Słomka & Kicińska-Świdarska 2004). Pod tym względem region Bieszczadów, charakteryzujący się wysokimi walorami przyrodniczymi i turystycznymi, może być przykładem dużej troski władz państwowych i gminnych o zachowanie swoistego piękna tych gór, m.in. poprzez utworzenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego (1973 r.) i rozszerzenie jego granic (1989 i 1992 r.). Obejmuje on najpiękniejsze partie górskie, w tym słynne bieszczadzkie połoniny. Urokliwe są również niższe grzbiety górskie, w obrębie Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego, porośnięte zwartymi kompleksami lasów i poprzecinane głęboko wciętymi dolinami rzek i strumieni. Park ten o powierzchni ponad 46 tys. ha objął pięć niewielkich rezerwatów przyrody, utworzonych w latach 1957–1988.

W obrębie wschodniej części Ciśniańsko-Wetlińskiego Parku Krajobrazowego położone są malownicze przełomy rzek Solinki i Wetlinki, przynależne do dorzecza górnego Sanu, zasilającego obecnie zbiornik zaporowy w Solinie. Największy ze wspomnianych rezerwatów przyrody – Sine Wiry, o powierzchni około 450 ha – chroni malownicze progi skalne dolnego odcinka przełomu Wetlinki (pomiędzy miejscowościami Łuh i Polanki), wraz z dużym osuwiskiem na zboczu góry Połoma (775.6 m), powstałym w lipcu 1981 roku, które zatamowało koryto rzeki, tworząc Jezioro Szmaragdowe (obecnie już nie istniejące).

Autor należy do licznego grona miłośników tych gór, które zaczął poznawać już w 1959 roku, wędrując po nieprzetartych wówczas szlakach. W latach późniejszych (1964–1970) prowadził samodzielne badania geologiczno-strukturalne w centralnej części Bieszczadów (m.in. Kuśmierek & Tokarski 1965, Kuśmierek 1967, 1979) (Fig. 1), kontynuując je następnie w bardziej wyspecjalizowanych kierunkach jako zespołowe prace badawcze (Kuśmierek & Nguyen Van Uc 1972, Górka & Kuśmierek 1973, Dzieniewicz *et al.* 1978, Kuśmierek *et al.* 1977, 1982, 1988).

Część wyników tych badań nie była dotychczas publikowana, w tym ilościowa interpretacja stereoskopowych zdjęć lotniczych dorzecza Solinki i Wetlinki, ukierunkowana na morfometryczną analizę młodych ruchów tektonicznych, powiązaną ze szczegółowym rozpoznaniem kartograficznym budowy geologicznej w skalach 1:10 000 i 1:25 000 (Kuśmierek 1974, Kuśmierek *et al.* 1977) i rekonstrukcją ewolucji struktur wgłębnych (Kuśmierek *et al.* 1982, 1988).

Północna część obszaru badań (na N od zbiegu rzek) pokrywa się z zasięgiem zdjęcia geomorfologicznego Starkła (1965) i mapą fotointerpretacyjną Pszczółkowskiego (1968). W ubiegłych latach fragmenty profili serii skalnych odsłaniających się w korytach obu rzek były też przedmiotem badań mezostruktur, prowadzonych przez dyplomantów WGGiOŚ AGH pod kierunkiem autora.

Celem niniejszej publikacji jest wykazanie wielostronnych związków pomiędzy skomplikowaną ewolucją struktur geologicznych a genezą przełomowych odcinków dolin Solinki i Wetlinki, które dotychczas nie były przedmiotem szczegółowej analizy, a są niewątpliwie intrygującym zagadnieniem w kontekście inwersji rzeźby przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. Młode, malownicze krajobrazy opisywanych dolin i piękne odsłonięcia

wychodni piaskowców otryckich (młodszy oligocen) – umożliwiające bezpośrednie obserwacje i badania różnorodnych procesów geologicznych – czynią również ten obszar interesującym obiektem dydaktycznym i geoturystycznym. Obecnie wzdłuż przełomów obu rzek wyznaczone są okrężne, rowerowe i narciarskie trasy turystyczne, a przez pobliskie grzbiety prowadzą piesze szlaki górskie: czarny – ze Smereka (1222.5 m) przez Falowę na Łopiennik (1068.9 m) i zielony z Krysowej (885 m) przez Połomę (775.6 m) do Terki.

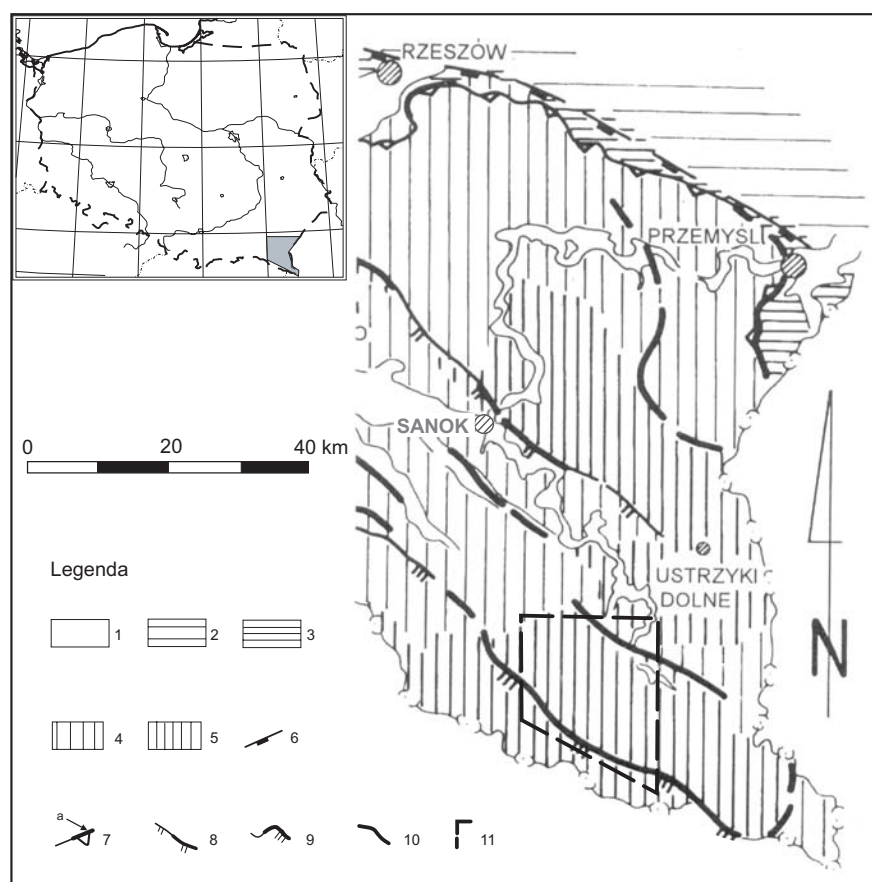


Fig. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle stref o zróżnicowanej energii rzeźby (fragment – wg Magiera & Kuśmerek 1994). Numeracja wg gradacji narastającej: 1 – strefa I; 2 – strefa II; 3 – strefa IIIa; 4 – strefa III; 5 – strefa IV; nasunięcia: 6 – sfałdowanych jednostek allochtonicznych (intersekcja wgłębna); 7 – płaszczowiny skolskiej (a – odcinki kuestowe); 8 – płaszczowiny śląskiej; 9 – jednostki dukielskiej; 10 – drugorzędne nasunięcia i uskoki; 11 – obszar badań (Fig. 3)

Fig. 1. Location of the study area against the background of zones with different relief energy (partly after Magiera & Kuśmerek 1994). Numbers according to growing gradation: 1 – zone I; 2 – zone II; 3 – zone IIIa; 4 – zone III; 5 – zone IV; overthrusts of: 6 – folded allochthonous units (subsurface intersection); 7 – Skole Nappe (a – cuesta-like segments); 8 – Silesian Nappe; 9 – Dukla Unit; 10 – secondary overthrusts and faults; 11 – study area (Fig. 3)

ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ OBSZARU BADAŃ

W korytach przełomowych odcinków dolin Solinki i Wetlinki odsłania się profil osadów oligocenu o miąższości przekraczającej 2000 m, w którym dominującym kompleksem są warstwy krośnieńskie dolne, reprezentowane przez litofację otrycką jako ogniwo typowe dla bieszczadzkiego podregionu facjalnego płaszczowiny śląskiej (Żytko 1969). Piaskowce otryckie, zwarte, wapniste o złożonym warstwowaniu, niekiedy frakcjonalnym – wielokrotnym i charakterystycznym ciosie romboidalnym, występują w zwartych pakietach, najczęściej o grubościach 20–80 m, przełożonych mułowcami, szarymi łupkami ilastymi i piaskowcami cienko-, rzadziej średnioławicowymi. Zalegają one na tzw. warstwach przejściowych o miąższości do 800 m z charakterystycznym poziomem wirowców w spągu, nad wirowcami pojawiają się większe pakiety skał typowych dla litofacji krośnieńskiej (m.in. piaskowce z minką), a zanikają stopniowo łupki czarne i brunatne oraz drobnoziarniste piaskowce krzemionkowe, tj. litotypy charakterystyczne dla warstw menilitowych (Fig. 2).

Ze względu na znaczną miąższość warstw przejściowych w podregionie bieszczadzkim rozdzielono je na (Kuśmierek 1979):

- część dolną, którą tworzą szare i brązowe łupki margliste, mułowce i piaskowce cienkoławicowe z wkładkami brunatnych łupków bitumicznych i dolomitów żelazistych oraz pakietem zwężłych, średnioziarnistych piaskowców, tzw. kaskadowych, w stropie (Tokarski 1966), tworzących progi skalne i bystrza w korytach rzek;
- część górną, którą tworzą cienko- i średnioławicowe piaskowce, często o warstwowaniu konwolutnym, ilaste i margliste łupki szare i mułowce, ze sporadycznymi wkładkami łupków brązowych i ankerytów oraz pojedynczymi ławicami piaskowca typu otryckiego o kilkumetrowej grubości w najwyższej części profilu.

Wychodnie warstw przejściowych wyznaczają elewację strukturalną asymetrycznej antykliny Suchych Rzek – Łopienki (Szcawnego).

Kompleks otrycki przykrywa średnio- i cienkoławicowy flisz, składający się z piaskowców wapnistych o warstwowaniu jednorodnym lub konwolutnym, niekiedy średnioziarnistych i piaskowców cienkoławicowych, drobnoziarnistych przelawiconych łupkami ciemnoszarymi, ilastymi i marglistymi. W jego górnej części – poniżej stratygraficznego poziomu laminowanych wapieni jasielskich (kokkolitowych – Haczewski 1989), nie odsłaniającego się w obszarze badań – pojawiają się wkładki łupków brunatnych, zapiaszczonych, zawierających niekiedy małe wirowce, wyróżniane jako „górne łupki menilitowe” (Jucha & Kotlarczyk 1958).

W stropie opisywanego kompleksu, o miąższości do 300 m, wydzielonego jako warstwy krośnieńskie środkowe (Kuśmierek 1979), występują dwie kilkumetrowej grubości ławice piaskowców typu glaukonitowego, odsłaniające się w Dołżycy (nieczynny kamieniołom) i Polankach przy drodze Dołżycy – Bukowiec. Są to piaskowce drobno- lub średnioziarniste o spoiwie wapnistym z licznymi okruchami skał obcych, cechujące się większą zwężnością i odpornością na wietrzenie od piaskowców otryckich.

Warstwy krośnieńskie środkowe odsłaniają się wyłącznie w najbardziej pograżonych częściach synkliny Połonin (na NE od Dołżycy) i synkliny Magurki – Stołów (Baligrodu) u zbiegu Solinki i Wetlinki. Skrzydła tych synklin buduje zmiennej miąższości kompleks otrycki.

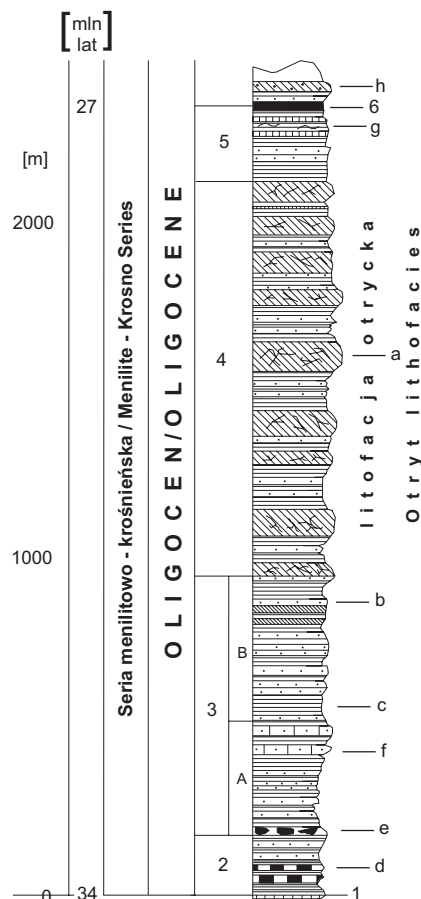


Fig. 2. Profil osadów oligocenu serii śląskiej w Bieszczadach (wg Kuśmierk 1979): 1 – margle globigerinowe (poziom stratygraficzny – eocen/oligocen); 2 – warstwy menilitowe; 3 – warstwy przejściowe: A – dolne, B – górne; 4 – warstwy krośnieńskie dolne; 5 – warstwy krośnieńskie środkowe; 6 – pozycja wapieni kokkolitowych (tzw. łupków jasielskich). Litologia: a – piaskowce gruboławicowe litofacji otryckiej; b – piaskowce średnio- i cienkoławicowe; c – łupki; poziomy charakterystyczne: d – rogowce; e – wirowce; f – piaskowce kaskadowe; g – górne łupki menilitowe; h – piaskowce glaukonitowe (z Ostrego)

Fig. 2. Section of Oligocene deposits of the Silesian Series in the Bieszczady Mts (after Kuśmierk 1979): 1 – Globigerina Marls (Eocene/Oligocene); 2 – Menilite Beds; 3 – Transition Beds: A – Lower, B – Upper; 4 – Lower Krosno Beds; 5 – Middle Krosno Beds; 6 – position of coccolithic limestones (so-called Jasło Shales). Lithology: a – thick-bedded sandstones of the Otryt lithofacies; b – medium- and thin-bedded sandstones; c – shales; characteristic horizons: d – cherts; e – whirl-balls; f – “cascade” sandstones; g – Upper Menilite Shales; h – glauconitic sandstones (from Ostre)

Na wychodniach synkliny Magurki – Stołów rozpościerają się grzbiety: Stoły (968 m) – Bukowinka (911 m) – Szczycisko (722 m) – Połoma (776 m) i Korbania (894 m), otaczające od NE przełomy Solinki i Wetlinki. Ciągną się one równolegle do głównego pasma: Połomina Wetlińska (1245 m) – Smerek (1223 m) – Falowa (968 m) – Łopiennik (1069 m) (Fig. 3).

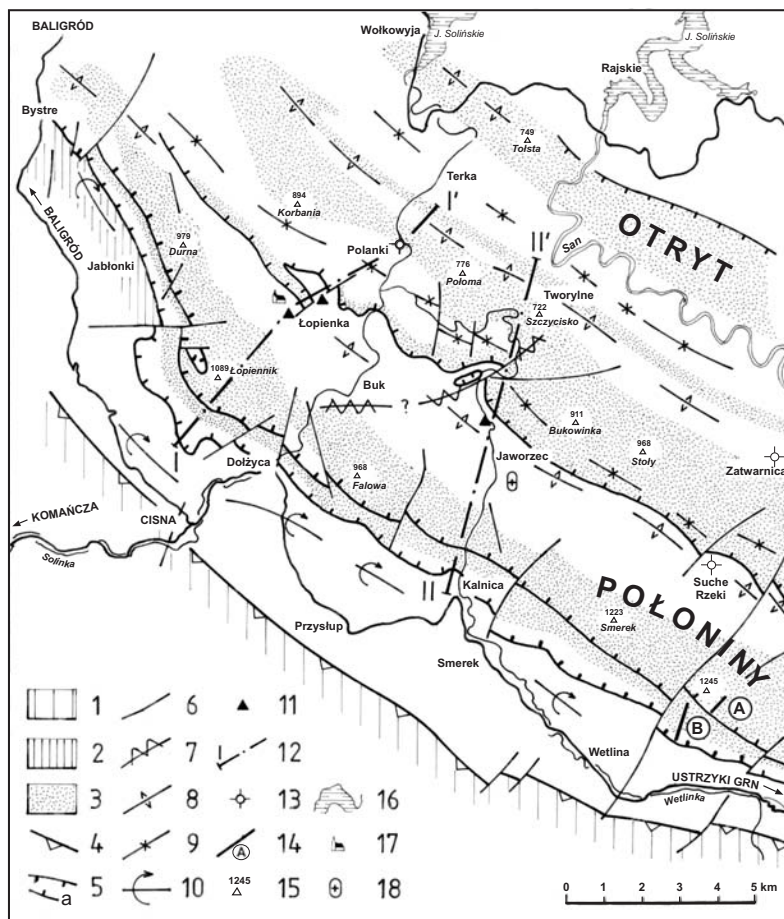


Fig. 3. Szkic geologiczny obszaru badań (wg Kuśmierk 1979): 1 – wychodnie piaskowców ciśnieńskich (seria dukielska); 2 – wychodnie osadów kredy w strefie przedduklielskiej (nierozdzielone – seria śląska); 3 – wychodnie kompleksu otryckiego (młodszy oligocen); 4 – nasunięcie dukielskie; 5 – drugorzędne nasunięcia (a – wsteczne); 6 – uskoki; 7 – przypuszczalny kierunek lineamentu Buk – Zawój; 8 – osie antyklin; 9 – osie synklin; 10 – oś ciągu fałszywych synklin podjednostki przedduklielskiej; 11 – lokalizacja wycieków ropy naftowej; 12 – ślady przekrojów geologicznych (Fig. 5 – I i II); 13 – lokalizacja wierceń badawczych; 14 – ślady profili geomorfologicznych (Fig. 7); 15 – punkty wysokościowe; 16 – cofki zalewu solińskiego; 17 – zabytkowy obiekt sakralny; 18 – schronisko górskie (w Jaworcu)

Fig. 3. Geological sketch of the study area (after Kuśmierk 1979): 1 – outcrops of the Cisna Sandstones (Dukla Series); 2 – outcrops of Cretaceous rocks in the Fore-Dukla Zone (undivided – Silesian Series); 3 – outcrops of the Otryt complex (Late Oligocene); 4 – Dukla Overthrust; 5 – secondary overthrusts (a – backthrusts); 6 – faults; 7 – inferred orientation of the Buk – Zawój lineament; 8 – axes of anticlines; 9 – axes of synclines; 10 – axis of series of pseudosynclines of the Fore-Dukla Subunit; 11 – location of oil seeps; 12 – geological cross-sections (Fig. 5 – I and II); 13 – location of exploratory wells; 14 – geomorphological profiles (Fig. 7); 15 – bench-mark; 16 – backwater of the Solina artificial lake; 17 – historic objects of religious importance; 18 – mountain shelter (in Jaworzec)

Zmiany miąższości serii otryckiej w skrzydłach synklin: Połonin, Magurki – Stołów i Sanu – podkreślane już przez Opolskiego (1933) – były przedmiotem szczegółowej analizy opartej na 23 profilach ich wychodni, kartowanych metodą ciągów azymutalno-taśmowych (Kuśmierek *et al.* 1977, Baczyński 1979). Wykazała ona drastyczną redukcję miąższości całej serii i poszczególnych pakietów gruboławicowych w południowych skrzydłach synklin. Rozkład miąższości serii otryckiej wskazuje na bardzo urozmaiconą konfigurację dna basenu, związaną z formowaniem się inicjalnych fałdów synsedymencyjnych (Żytko 1969, Kuśmierek 1979, 1981). Nachylenia ich skrzydeł w projekcji palinspastycznej spągu serii – w końcowym stadium jej depozycji – dochodziło do 20° (Fig. 4). W stadium tym najbardziej wypiętrzona była strefa paleowyniesienia przeddukielskiego (Kuśmierek 1990), odpowiadająca współczesnemu obniżeniu śródbieszczadzkiemu. Od tego paleowyniesienia spąg serii pogrążał się w postaci podłużnych, asymetrycznych przegłębień dna (bruzd), wypełnianych materiałem grubodetrytycznym, donoszonym z S i SE, podczas gdy wskaźniki transportu mierzone w osadach drobnoziarnistych mają kierunki przeciwne (Koszarski & Żytko 1961).

Szczegółowe badania terenowe budowy geologicznej przełomów Solinki i Wetlinki powiązane z wynikami głębokich wierceń (Suche Rzeki IG-1 i Polanki IG-1) i fotointerpretacją zdjęć lotniczych – udokumentowały obecność szeregu elementów strukturalnych o skomplikowanej tektonice dysharmonijnej (Kuśmierek 1979) – nie znajdujących odbicia we wcześniejszych ujęciach kartograficznych omawianego obszaru (Opolski 1930, Ślącza & Żytko 1978).

Zasadnicza dysharmonia stylu tektonicznego zaznacza się pomiędzy serią otrycką a starszymi ogniwami fliszu budującego struktury wgłębne, z wyjątkiem południowo-zachodniego obalonego skrzydła antykliny Suchych Rzek – Łopienki (Fig. 5 – I i II). Południowo-zachodnie nachylenie płaszczyzn osiowych fałdów (w obu przekrojach) jest odbiciem wstecznej wergencji struktur, typowej dla południowego obrzeżenia centralnego synklinorium karpackiego, na wschód od doliny Jabłonki (Hoczewki), gdzie kontaktują one ze skomplikowanymi elementami strukturalnymi podjednostki przeddukielskiej o cechach tektoniki grawitacyjnej (Kuśmierek 1979). Także wstecznie nasunięte są seria otrycka i wyższa część warstw przejściowych, budujące południowo-zachodnie skrzydła synklin Połonin i Magurki – Stołów. Nasunięcia te przykrywają starsze serie fliszowe przegubu czołowej dygitacji podjednostki przeddukielskiej i antykliny Suchych Rzek – Łopienki, zalegając miejscami płasko, co ujawnia się obecnością okien i płytów tektonicznych (Fig. 5 – I i II). W strefie głęboko zakorzenionej i zdeformowanej synkliny Połonin, na NW od doliny Potoku Nasiczańskiego, występują dwa nasunięcia: południowo-zachodnie, ścinające skrzydło normalnie zalegające, i północno-wschodnie, wzdłuż którego nasuwa się odwrócona seria skrzydła antykliny Suchych Rzek – Łopienki (Kuśmierek 1979). Amplitudy nasunięć wstecznych narastają w kierunku NW, tj. sigmoidalnego skreśtu elementów strukturalnych podjednostki przeddukielskiej, pomiędzy Habkowcami a Bystrym (Fig. 3). Ponadto, przegub antykliny Suchych Rzek – Łopienki dyslokuje podłużny uskok o upadzie NE, wypiętrzający naprzemian południową lub północną jej część (Fig. 5 – I i II).

Najmłodszymi elementami tektoniki przełomów Solinki i Wetlinki są poprzeczne uskoki, przeważnie o rozciągłościach SE-NW i SW-NE, tworzące m.in. system „klawiszowych” bloków tektonicznych, przez które przedziera się Wetlinka w swym dolnym biegu (Fig. 3).

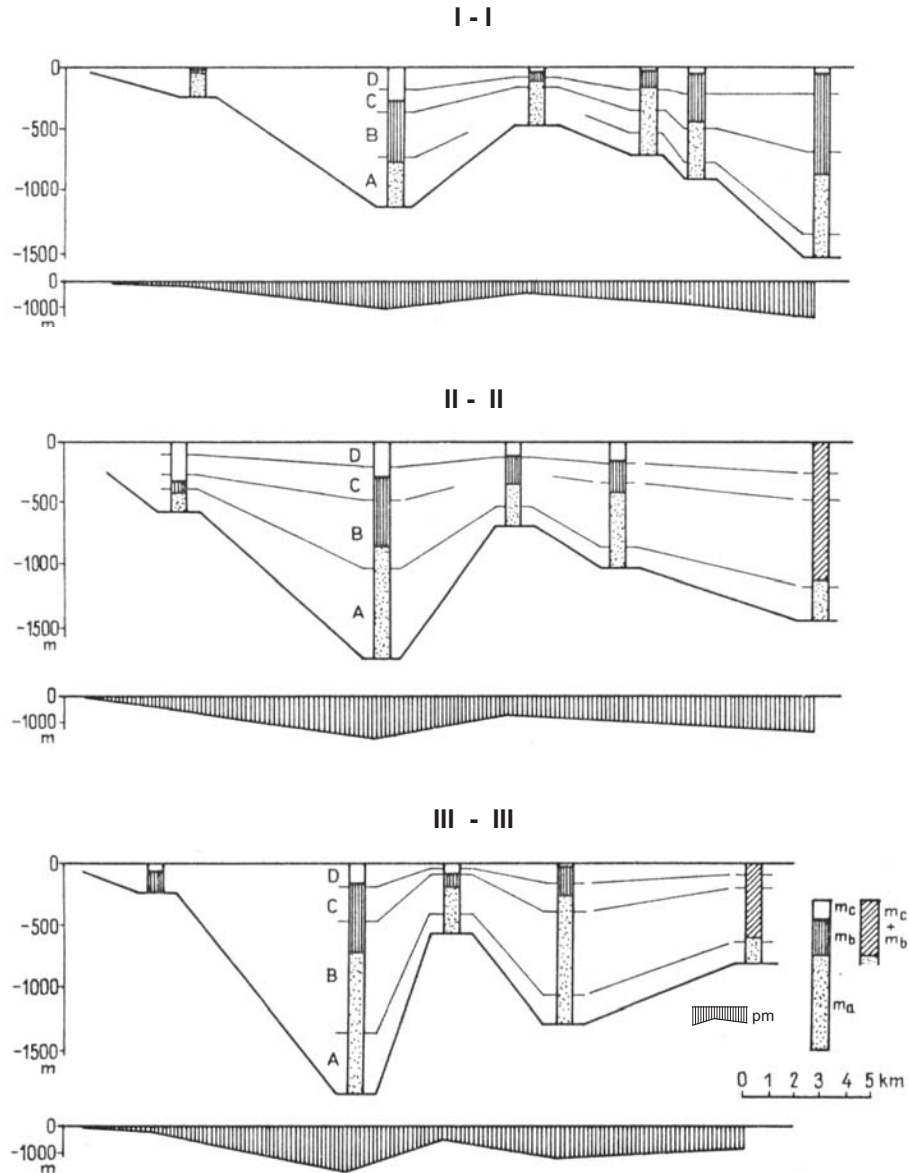


Fig. 4. Modele paleostrukuralne litofacji otryckiej (wg Kuśmerek 1981): I – Kalnica – Rajskie; II – Wetlina – Zatwarnica; III – Brzegi Górne – Trohaniec; m_a – sumaryczna miąższość litotypu piaskowców gruboławicowych; m_b – j.w. piaskowcowo-łupkowego; m_c – j.w. łupkowego; pm – profile miąższościowe (nieprzewyższone); A, B, C, D – kompleksy litologiczne

Fig. 4. Paleostuctural models of the Otryt lithofacies (after Kuśmerek 1981): I – Kalnica – Rajskie; II – Wetlina – Zatwarnica; III – Brzegi Górne – Trohaniec; m_a – total thickness of the thick-bedded sandstone lithotype; m_b – total thickness of the sandstone-shale lithotype; m_c – total thickness of the shale lithotype; pm – thickness profiles (not exaggerated); A, B, C, D – lithologic complexes

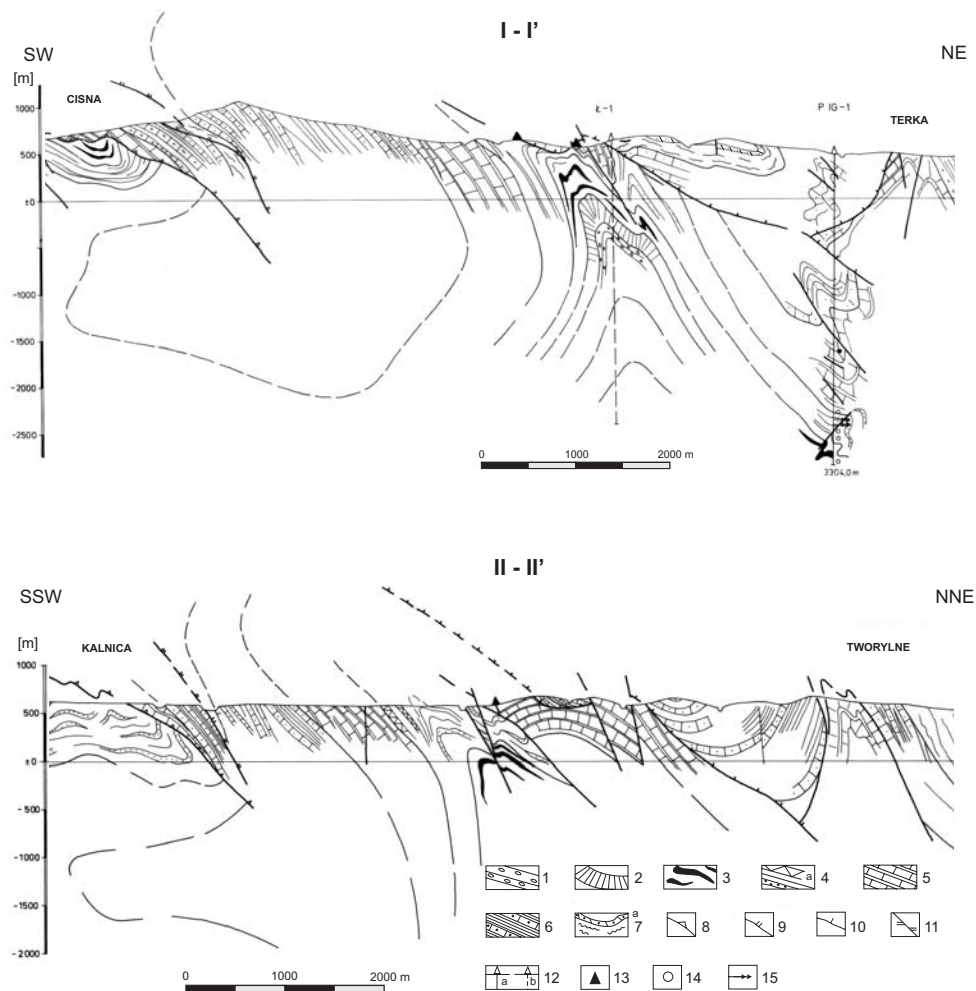


Fig. 5. Przekroje geologiczne przez obszar badań (wg Kuśmierk 1982 – niepublikowane): I – Cisna – Terka; II – Kalnica – Tworylne; 1 – piaskowce ciężkowickie; 2 – warstwy hieroglifyczne; 3 – warstwy menilitowe; 4 – dolna część warstw przejściowych (a – poziom piaskowców kaskadowych); 5 – górna część warstw przejściowych; 6 – warstwy krośnieńskie dolne (litofacja otrzycka); 7 – warstwy krośnieńskie środkowe (a – poziom piaskowców glaukonitowych); nasunięcia wsteczne, skrzydeł: 8 – synkliny Połonin; 9 – antykliny Suchych Rzek – Łopienki; 10 – synkliny Magurki – Stołów; 11 – uskoki; 12 – lokalizacja wierceń: a – wykonanych, b – projektowanych; 13 – wycieki ropy naftowej; 14 – ślady ropy w rdzeniach; 15 – przyplawy gazów

Fig. 5. Geological cross sections through the study area (after Kuśmierk 1982, unpublished): I – Cisna – Terka; II – Kalnica – Tworylne; 1 – Ciężkowice Sandstones; 2 – Hieroglyphic Beds; 3 – Menilite Beds; 4 – lower part of the Transition Beds (a – horizon of the “cascade” sandstones); 5 – upper part of the Transition Beds; 6 – Lower Krosno Beds (Otryt lithofacies); 7 – Middle Krosno Beds (a – horizon of the glauconitic sandstones); backthrusts of the limbs of: 8 – Połoniny Syncline; 9 – Suche Rzeki – Łopienka Anticline; 10 – Magurka – Stoły Syncline; 11 – faults; 12 – location of wells: a – drilled, b – designed; 13 – oil seeps; 14 – oil traces in cores; 15 – gas inflow

SWOISTE CECHY GEOMORFOLOGII PÓŁNOCNEJ STREFY BIESZCZADÓW WYSOKICH

Zachodnią część Bieszczadów Wysokich, położoną w granicach Polski, oddziela od Beskidu Niskiego dolina Osławy, a od północy pasmo Otrytu, ciągnące się za rozległą doliną górnego Sanu. W części centralnej pasma górskie rozdziela ciąg kotlinek i spłaszczonych garbów, tworzących tzw. obniżenie śródbieszczadzkie (Starkel 1972), obejmujące dorzecza subsekwentnych odcinków dolin Wołosatki, Prowczy, Wetlinki i Solinki.

Od północy obniżenie to obramowuje pasmo Połonin, przedłużające się w masywy Fałowej – Łopiennika – Durnej, zbudowane z gruboławicowych piaskowców otryckich. Na ich wychodniach aż po dolinę górnego Sanu rozpościera się zwarty zespół pasm górskich typu twarzielcowego o wybitnie strukturalnej rzeźbie, wydzielony umownie (przez autora) jako północna strefa Bieszczadów Wysokich. Jest to również strefa cechująca się najwyższą energią rzeźby w obrębie wschodniej części Karpat polskich, według kryteriów opartych na analizie mapy zagęszczonych poziomicy (Fig. 1). W odróżnieniu, północno-zachodnie, strukturalne przedłużenie tej strefy cechuje się wyraźnie stonowanym reliefem, w czym można dostrzegać wpływ wczesnobadeńskiej transgresji na degradację morfostruktury tektonogenu, a następnie „opóźnione” jej odpreparowanie spod pokrywy osadów mioceńskich (Magiera & Kuśmierek 1994).

Główne pasma górskie opisywanej strefy założone są na skrzydłach asymetrycznych, wstecznie obalonych synklin, podciętych nasunięciami, co nadaje rzeźbie inwersyjny charakter (Kuśmierek 1981), aczkolwiek poszczególne grzbiety zbudowane z kompleksów piaskowców otryckich, zapadających przeważnie ku NE (po dolinę Sanu), wyróżniane są jako monoklinalne grzbiety twarzielcowe (*Przeglądowa mapa geomorfologiczna Polski*, 1984). W pasma te wcięte są, na głębokości rzędu 300-650 m, przełomowe odcinki dolin: Wołosatki, Prowczy (Potoku Nasiczańskiego), Wetlinki i Solinki. Charakterystyczne jest, że przełomy te rozcinają poprzecznie rozciągające się pasma górskie, wypiętrzone na znacznie wyższą wysokość od rozległych spłaszczeń obniżenia śródbieszczadzkiego. Odmłodzenie erozji wgłębnej obserwuje się też w obrębie subsekwentnych odcinków dolin w postaci wciętych meandrów m.in. Wetlinki i Sanu powyżej przełomu przez pasmo Otrytu.

Strukturalny charakter rzeźby dorzecza górnego Sanu pokreślany był w licznych publikacjach (m.in. Opolski 1934, Starkel 1965, Górka & Kuśmierek 1973, Tokarski 1975, Henkiel 1977/1978), różniących się zarówno stopniem szczegółowości omawianych zagadnień, jak i odniesieniem analizowanych zależności do mniej lub bardziej uproszczonych modeli budowy geologicznej. Cecha ta, zdaniem Starkla (1965), jest rezultatem wypreparowania stromo zalegających odpornych na denudację kompleksów piaskowcowych, a nie długotrwałego procesu denudacji antyklin i odwracania sieci rzecznej.

Jedną z technik umożliwiających uzyskanie zgeneralizowanego obrazu rzeźby jest metoda zagęszczonych poziomicy, polegająca na wielokrotnym zmniejszaniu skali map topograficznych (Ostaficzuk 1975). Wycinek mapy zagęszczonych poziomicy, opracowanej przez Państwowe Przedsiębiorstwo Geodezyjno-Kartograficzne w Warszawie (Kuśmierek *et al.* 1982), przedstawiono na figurze 6. Obejmuje on środkową część Bieszczadów Wysokich, pomiędzy pasmem Otrytu (w prawym górnym rogu) i granicą państwa, w tym przełomowe odcinki dolin: Solinki, Wetlinki i Potoku Nasiczańskiego (Prowczy), położone

na NE od obniżenia śródbieszczadzkiego. Obniżenie to w części północno-zachodniej przegradzają rozczłonkowane grzbiety twarżielcowe w dorzeczu Solinki i Jabłonki, zbudowane z osadów starszego paleogenu i kredy serii śląskiej, zalegające przeważnie w położeniu odwróconym, tj. tworzące „fałszywe” formy tektoniczne w obrębie strefy przeddukielskiej. Od strony południowo-zachodniej granicę obniżenia wyznacza wyraźna kuesta (ciemny fototon), wypreparowana na wychodniach gruboławicowych piaskowców ciśnieńskich (senon-paleocen, Ślaczka 1971) budujących czołową strefę nasuniętej jednostki dukielskiej.

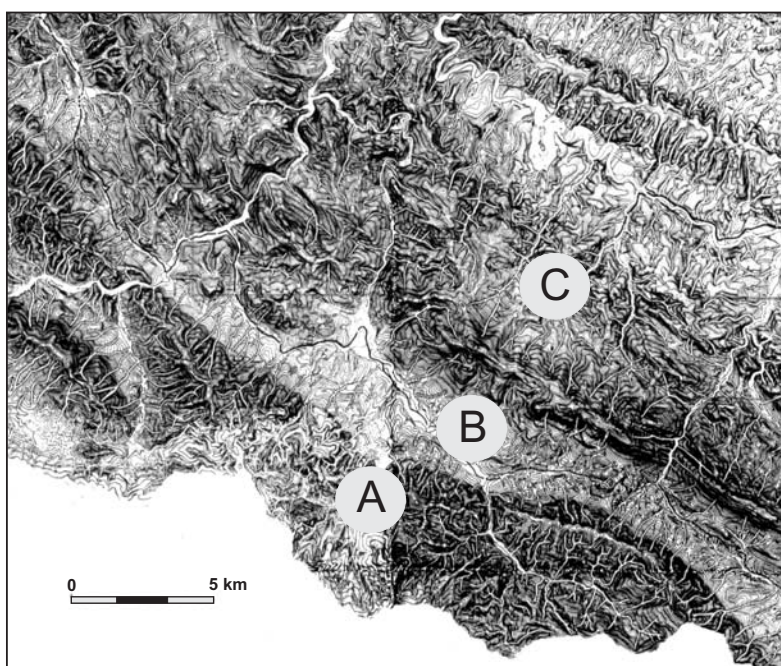


Fig. 6. Wycinek mapy zagęszczonych poziomicy. Jednostki morfostrukturalne: A – dukielska; B – obniżenie śródbieszczadzkie; C – północna strefa Bieszczadów Wysokich

Fig. 6. Fragment of the condensed topographic map. Morphostructural units: A – Dukla Unit; B – Intra-Bieszczady Depression; C – northern part of the High Bieszczady Mts

Wysokie kontrasty rzeźby masywów: Połonin – Falowej – Łopiennika i równoległego pasma Dwernik Kamień – Stoły – Korbania, sugeruje, że wypreparowanie wychodni budujących je piaskowców otryckich – zaznaczających się obecnością ciemnych fototonów o orientacji strukturalnej – „wspomagane było” aktywnością ruchów neotektonicznych, intensyfikujących procesy erozji.

Procesy neotektonicznego odmładzania rzeźby ujawniają się (w ujęciu szczegółowym) niewyrównanym profilem stoków m.in. Połoniny Wetlińskiej, ze stromymi załomami na wychodniach piaskowców otryckich (Fig. 7B), eksponowanymi w obrębie grzbietu powyżej wstecznego nasunięcia przegubu synkliny Połonin, gdzie piaskowce te zalegają w położeniu odwróconym (Fig. 7A).

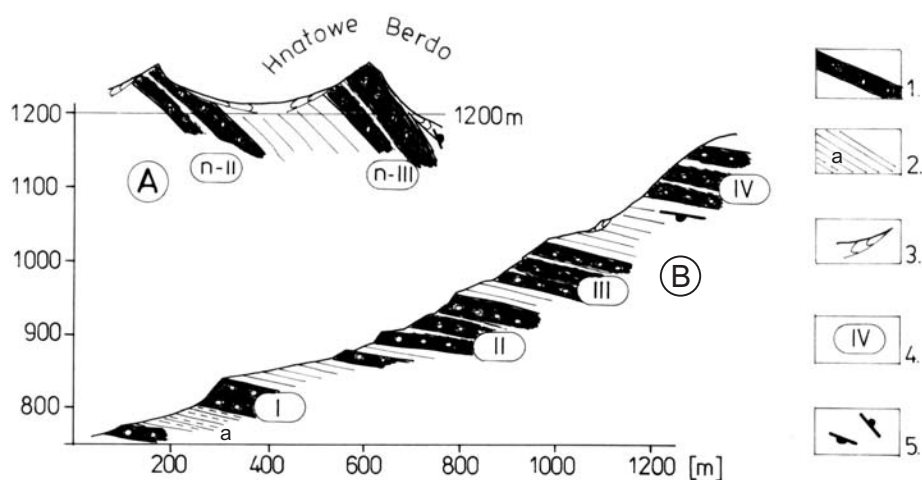


Fig. 7. Profile geomorfologiczne Połoniny Wetlińskiej (wg Górka & Kuśmierk 1973): A – głównego grzbietu; B – stoku południowego; 1 – gruboławicowe piaskowce otryckie; 2 – flisz cienko- i średnioławicowy litofacji otryckiej (a – górnej części warstw przejściowych); 3 – pokrywy rumoszu skalnego; 4 – kolejny pakiet gruboławicowy (n – w skrzydle odwróconym); 5 – położenie hieroglifów

Fig. 7. Geomorphological profiles of Połonina Wetlińska (after Górka & Kuśmierk 1973): A – main ridge; B – southern slope; 1 – thick-bedded Otryt Sandstones; 2 – thin- and medium-bedded flysch of the Otryt lithofacies (a – upper part of the Transition Beds); 3 – rock-debris covers; 4 – succeeding thick-bedded package (n – in the inverted limb); 5 – position of hieroglyphs

W rzeźbie Bieszczadów Wysokich zachowały się jedynie relikty spłaszczeń zwanych powierzchniami zrównań. Zróżnicowanie poglądów różnych autorów na ich ilość, genezę i wiek ujmuje syntetyczna publikacja Zuchiewicza (1984). Zestawienie proponowanych datowań etapów planacji rzeźby prowadzi do wniosku o wpływie diachronizmu faz orogenicznych, migrujących w kierunku NEE (m.in. Kuśmierk & Magiera 1993), na wiek powierzchni zrównań w poszczególnych częściach łuku karpackiego. W tym kontekście postulowany wiek powierzchni zrównań w dorzeczu górnego Sanu (Henkiel 1977, za Zuchiewiczem 1984) – młodszy niż w Karpatach Zachodnich i starszy niż w Karpatach ukraińskich – można uznać za wiarygodny.

W obszarze badań jako najstarszy (panon-pont, wg Henkiel 1977, za Zuchiewiczem 1984) wyróżnia się silnie zniszczony i zdeformowany poziom śródgórski, wiązany ze spłaszczeniami pasm twardzielcowych o wysokościach 800–1000 m, ponad którymi zachowały się fragmenty ostańców skalnych w masywach Połonin, Falowej, Łopiennika i Korbani (Henkiel 1977/1978). Poziom młodszy, którego zachowane fragmenty wydzielane są jako zrównanie pogórskie (dak), zawieszony jest 150–200 m nad dnem dolin (wg Henkiel 1977/1998, za Zuchiewiczem 1984). Najlepiej zachowało się najmłodsze spłaszczenie, poziom przydolinny datowany na starszy czwartorzęd, o wysokościach względnych 70–110 m (Starkel 1969, 1972, Zuchiewicz 1987). Dwa najmłodsze poziomy zrównań tworzą najczęściej wąskie spłaszczenia rzeźby ścinające skały o różnej odporności i ułożeniu, wzdłuż głównych dolin rzecznych.

Systemy teras rozwinięte są bardzo niejednolicie i zwykle miernie w obrębie dolin przełomowych. Ich szczegółowa chronologia i systematyka opisana została dla doliny Wołosatki (Pękala 1968), w obrębie której wyróżniono cztery terasy holocenijskie o wysokościach 0.5–6 m nad dnem koryta i trzy plejstocenijskie o wysokościach 8–45 m oraz jedno spłaszczenie typu „glacis” (denudacyjno-alumulacyjne), przechodzące niekiedy stopniowo w przydolinny poziom zrównania.

METODYKA BADAŃ

W obrębie przełomów Solinki i Wetlinki powiązania pomiędzy budową geologiczną i neotektoniką struktur a elementami rzeźby ich dolin analizowane były na podstawie morfometrycznych pomiarów zachowanych krawędzi najmłodszych powierzchni zrównań i podłużnych profili spadku koryt rzecznych oraz wysokości teras, tylko w dorzeczu Solinki (Kuśmierk *et al.* 1977, 1982).

Pomiary podłużnych profili koryt rzecznych i wysokości powierzchni zrównań prowadzono na stereoskopowych zdjęciach lotniczych w skali 1:20 000 (pokrycie z 1954 r.) i 1:17 500 (pokrycie z 1969 r.), wyliczając (za pomocą stereomikrometru) względne różnice wysokości wzdłuż ciągów niwelacyjnych, które następnie dowiązywano do reperowych punktów geodezyjnych na mapach topograficznych w skali 1:25 000, celem wyznaczenia ich wysokości bezwzględnych. Różnice wysokości w punktach dowiązania ciągów niwelacyjnych nie przekraczały ± 1 m dla profili koryt rzecznych i ± 5 m dla krawędzi (załomów) ograniczających powierzchnię zrównań. Niwelację powierzchni zrównań rozpoczęto w północnej części doliny Solinki, gdzie obszar badań nakładał się na zdjęcie geomorfologiczne Starkla (1965), który wyróżnił relikty zrównania pogórskiego i przydolinnego. Taki sposób postępowania miał na celu uwiarygodnienie identyfikacji genetycznej i hipsometrycznej niwelowanych powierzchni.

Lokalizację punktów pomiarowych i bezwzględne wysokości powierzchni zrównań zestawiono na figurze 8 (na wklejce). Punkty pomiarowe skupiają się na wychodniach piaszczystych ostrych, w obrębie których najlepiej zachowały się relikty powierzchni zrównań. Na podstawie pomiarów morfometrycznych skonstruowano dwie mapy superpozycyjne, których izolinie odwzorowują rozmiar deniwelacji: zrównania przydolinnego względem powierzchni bazowej współczesnego profilu podłużnego obu rzek i zrównania pogórskiego względem przydolinnego. Obrazy izolinii dokumentują znaczne deformacje hipsometrii obu powierzchni w plioczwartorzędowym stadium kształtowania się rzeźby dolin. Przebieg izolinii nawiązuje do rozciągłości elementów strukturalnych, a największe zmiany ich wartości towarzyszą strefom nasunięć wstecznych. Ukierunkowanie krawędzi zrównania pogórskiego w dolinach obu rzek w strefie miejscowości Buk – Zawój sugeruje obecność lineamentu odwzorowującego prawdopodobnie dyslokację w podłożu (?), której udokumentowanie może być wsparte jedynie badaniami geofizycznymi. Po północnej stronie tej strefy koryta obu rzek cechuje występowanie licznych zakoli, a w okolicy Zawoju – meandrów Wetlinki, głęboko wciętych w podłoże skalne.

Relacje pomiędzy analizowanymi powierzchniami zrównań i współczesnymi profilami koryt rzecznych a elementami tektoniki i litologii budujących je kompleksów skalnych w bardziej obrazowy sposób ilustrują profile morfometryczne. Skonstruowano je w projekcji „rozwinętych” (do śladu prostoliniowego) profili koryt Solinki (Fig. 9 na wklejce) i Wetlinki (Fig. 10 na wklejce).

ODBICIE STRUKTURY GEOLOGICZNEJ I RUCHÓW NEOTEKTONICZNYCH W MORFOMETRYCZNYM ODWZOROWANIU ELEMENTÓW RZEŻBY

Porównanie profili hipsometrycznych dolin Solinki i Wetlinki ujawnia zbieżne tendencje w rozwoju rzeźby ich przełomów.

Przyjmując przytoczone powyżej datowania wieku analizowanych powierzchni zrównań, można sformułować następujące spostrzeżenia:

- w młodszym pliocenie i wczesnym plejstocenie silniej wypiętrzana była strefa synkliny Połonin i południowo-zachodnie skrzydło antykliny Suchych Rzek (tj. górne odcinki przełomów), co dokumentuje rozmiar deniwelacji zrównania pogórskiego względem przydolinnego (superpozycja profili morfometrycznych D i C, zamieszczonych na figurach 9 i 10); średnie prędkości jego rozcinięcia w tej strefie – wyliczone przy założeniu, że wiek bezwzględny zrównania pogórskiego (dak) może być szacowany na 3,5 mln lat, a przydolinnego (starszy czwartorzęd) na 1 mln lat – wynoszą około 45 m/mln lat w profilu Wetlinki i około 43 m/mln lat w profilu Solinki;
- w stadium późniejszym większą intensywnością neotektonicznego wypiętrzania cechowały się niższe odcinki dolin przełomowych, w strefie wychodni synkliny Magurki – Stołów, dla których średnie prędkości rozcinięcia poziomu przydolinnego wynoszą odpowiednio 95 m/mln lat dla profilu doliny Wetlinki i około 100 m/mln lat dla profilu Solinki; za interpretacją tą przemawia także głębokie wcięcie meandrów w osiowej strefie tej synkliny (Fig. 8), świadczące o trwającym odmładzaniu rzeźby doliny.

Na tle wyraźnych kulminacji powierzchni zrównań w obrębie nasuwanych skrzydeł synklin – pogórskiego w strefie południowej i przydolinnego w strefie północnej – przeguby antyklinalne charakteryzują się słabą aktywnością neotektoniczną (Fig. 9, 10). Prowadzi to do konkluzji, że rozmiar hipsometrycznych deniwelacji profili zrównań może być ekwiwalentem zróżnicowanej pionowej składowej przemieszczeń neotektonicznych w płaszczyznach nasunięć wstecznych.

Nierównomierna prędkość tych przemieszczeń sugeruje oscylacyjny charakter ruchów neotektonicznych, co potwierdzają również wyniki niwelacji (dalmierzem tachymetrycznym) teras holocenijskich i plejstocenijskich w 54 poprzecznych przekrojach dolin Roztoczki, Solinki i Hoczewki (Kuśmierek *et al.* 1982), a także kontynuacja tych badań w dolinach Wisłoka i Jasiołki (Kuśmierek *et al.* 1988, Kuśmierek & Magiera 1993).

Poza strefą antyklinalną Suche Rzeki – Łopienka, o miernym rozwoju starszych poziomów teras, nasuwające się struktury synklinalne są niemal zupełnie ich pozbawione, co wskazuje na kontynuację tendencji wypiętrzania się obu przełomów. Z tej też przyczyny nie była możliwa interpretacja najmłodszych stadiów rozwoju dolin, oparta na analizie podłużnych profili teras.

Utrzymujące się współcześnie przejawy neotektonicznego wypiętrzania podkreśla intensywna erozja wglębna koryt obu rzek z licznie występującymi progami skalnymi i bystrzami. Najbardziej nie wyrównany profil koryta Solinki obserwuje się powyżej lineamentu Buk – Zawój, ze spadkiem do 20%, przy średnim nachyleniu 7‰ (Fig. 9), podczas gdy podłużny profil koryta Wetlinki cechuje średnie nachylenie 6.5‰, a największe spadki, do 18%, występują w dolnym odcinku przełomu, gdzie rzeka eroduje wychodnie synkliny Magurki – Stołów (Fig. 10).

PODSUMOWANIE

Cechy strukturalne rzeźby przełomów Solinki i Wetlinki są odbiciem interferencji ruchów izostatycznych i dysharmonijnych deformacji kompresyjnych, uwarunkowanych specyficzną ewolucją i budową struktur geologicznych bieszczadzkiego podregionu facjalnego płaszczowiny śląskiej, przy założeniu, że wpływ czynników klimatycznych był równoważny w odniesieniu do lokalnego zasięgu analizowanych morfostruktur. Dysharmonia stylu tektonicznego, odziedziczona po synsedymencyjnych fałdowaniach oligoceńskich, pogłębiona została w trakcie młodszych faz subhoryzontalnej kompresji tektonicznej, prowadzących do powstania skomplikowanych struktur o wergencji południowo-zachodniej. Istotny wpływ na tektoniczną przebudowę struktur miał rozwój nasunięć wstecznych, wyodrębniających elementy morfostrukturalne o zróżnicowanej amplitudzie wypiętrzeń neotektonicznych.

Wraz z przebudową pierwotnego planu strukturalnego kształtował się inwersyjny typ rzeźby, prowadzący do wypreparowania grzbietów twardzielcowych i kuest założonych na wychodniach gruboławicowych piaskowców otrykch budujących skrzydła asymetrycznych, wstecznie obalonych synklin.

Morfometryczna analiza zachowanych fragmentów zrównań wykazała ich znaczne deniwelacje, korelujące się z intersekcją nasunięć wstecznych. Najsilniejszemu wypiętrzeniu podlegały synklinalne elementy morfostrukturalne, w obrębie których uformowały się przełomy antecendentne i wcięte meandry. Superpozycja profili morfometrycznych dokumentuje oscylacyjny charakter pliczwartorzędowych ruchów neotektonicznych.

Niewyrównane spadki profili koryt rzecznych, a także wyraźne załomy rzeźby stoków, związane ze zróżnicowaną odpornością budujących je kompleksów skalnych lub występowaniem nasunięć tektonicznych, wskazują na trwające współcześnie aktywne wypiętrzanie się obu przełomów.

W artykule wykorzystano część niepublikowanych wyników badań wykonanych przez autora, wchodzących w zakres Problemu Węzłowego, zad. 01.1/01.02b – finansowanego przez Instytut Nafty i Gazu w Krakowie, oraz Problemu Międzyresortowego I 16, zad. 1.5.2 i Centralnego Problemu Badań Podstawowych 03.02, temat 1.4.3 – finansowanych przez Instytut Geofizyki PAN w Warszawie.

Autor składa serdeczne podziękowania za koleżeńską pomoc w przygotowaniu do druku niniejszej publikacji: Pani mgr inż. Ewie Zubel, Panu mgr inż. Julianowi Krachowi i Panu mgr inż. Grzegorzowi Machowskiemu.

LITERATURA

- Baczyński A., 1979. Analiza paleotektoniczna i litofacyjna struktur ropo-gazonośnych w południowo-wschodniej części centralnej depresji (praca dyplomowa). *Arch. MIG AGH*, Kraków, 1–38.
- Dzieniewicz M., Kuśmierek J., Potera J. & Semyrka R., 1978. Perspektywy naftowe fałdu Suchych Rzek w świetle badań geochemicznych. *Kwart. AGH Geologia*, 4, 37–52.
- Górka A. & Kuśmierek J., 1973. Tektonika południowych stoków Połoniny Wetlińskiej na tle topograficznych pomiarów i obserwacji geomorfologicznych. *Kwart. AGH Geologia*, 17, 147–156.
- Haczewski G., 1989. Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. *Rocznik PTG*, 59, 435–523.
- Henkiel A., 1977/1978. Rzeźba strukturalna Karpat fliszowych. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, XXXII/XXXIII, 2, sectio B, 1–88.
- Jucha S. & Kotlarczyk J., 1958. Próba nowego podziału stratygraficznego serii menilitowo-krośnieńskiej. *Nafta*, 8, 205–207.
- Koszarski L. & Żytko K., 1961. Łupki jasielskie w serii menilitowo-krośnieńskiej w Karpatach Środkowych. *Biul. Inst. Geol.*, 166, 87–232.
- Kuśmierek J., 1967. Pełny przekrój śródfałdzia leżącej jednostki Iwonicza na wschód od Cisnej. *Spraw. z pos. Kom. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie*, 800–802.
- Kuśmierek J., 1974. Analiza tektoniki przedpola jednostki dukielskiej pomiędzy Wetliną a Bystrym k/Baligrodu w aspekcie typowania perspektywicznych struktur ropogazonośnych (rozprawa doktorska), *Bibl. Gł. AGH*, 1–135.
- Kuśmierek J., 1979. Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa wgłębna i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Pr. Geol. PAN*, 114, 1–68.
- Kuśmierek J., 1981. Analiza paleostrukturalna serii otryckiej (południowo-wschodnia część centralnej depresji karpackiej). *Kwart. AGH Geologia*, 7, 97–116.
- Kuśmierek J., 1990. Zarys geodynamiki centralnokarpackiego basenu naftowego. *Pr. Geol. PAN*, 135, 1–85.
- Kuśmierek J. & Magiera J., 1993. Neotektoniczna interpretacja podłużnych profili teras środkowych części dolin Wisłoka i Jasiołki. *Folia Quaternaria*, 64, 137–150.
- Kuśmierek J. & Nguyen Van Uc, 1972. Morfologiczno-strukturalne elementy przedpola jednostki dukielskiej na wschód od Wetliny. *Spraw. z pos. Kom. Nauk. Oddz. PAN w Krakowie*, 503–506.
- Kuśmierek J. & Tokarski A., 1965. Bieszczadzki skręt czołowy fałdu Iwonicza. *Nafta*, 11, 317–321.

- Kuśmierek J. *et al.*, 1977. Zastosowanie metod analizy tektonicznej dla odwzorowania rozwoju perspektywnych stref i struktur ropogazonośnych w SE części przedpola jednostki dukielskiej. *Prob. Węzł., zad. 01.1/01.02b.02b. Arch. IGNiG w Krakowie*, 1–43.
- Kuśmierek J. *et al.*, 1982. Model geodynamiki struktur i ocena prognoz surowcowych w południowo-wschodniej części Karpat fliszowych. *Prob. MR I.16, zad. 1.5.2., Etap I, Arch. Inst. Geofiz. PAN*, 1–50.
- Kuśmierek J. *et al.*, 1988. Studium neoalpejskich deformacji tektonicznych. *CPBP 03.02, temat 1.4.3. Arch. Inst. Geofiz. PAN, Warszawa*, 1–86.
- Magiera J. & Kuśmierek J., 1994. Komputerowa analiza mapy zagęszczonych poziomicy dla oceny energii rzeźby terenu i próba jej interpretacji na przykładzie Karpat polskich. *Kwart. AGH Geologia*, 20, 17–30.
- Opolski Z., 1930. Zarys tektoniki Karpat między Osławą – Łupkowem a Użokiem – Siankami. *PIG, Spraw. V*, 3–4, Warszawa, 617–665.
- Opolski Z., 1933. O stratygrafii warstw krośnieńskich. *PIG, Spraw. VII*, 4, Warszawa, 565–582.
- Opolski Z., 1934. Najmłodsze ruchy tangencjalne i małopromienne w polskich Karpatach. *Zbiór prac poświęconych E. Romerowi, Lwów*, 206–228.
- Ostaficzuk S., 1975. Badania młodych ruchów tektonicznych metodą zagęszczonych poziomicy. *Mat. Symp. „Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce”*, t. 1, Warszawa.
- Pękala K., 1968. Wpływ lokalnych podstaw erozyjnych na kształtowanie systemu teras na przykładzie dorzecza Wołosatego. *Ann. Univ. Mariae Curie-Skłodowska, XXI, sectio B*, 185–219.
- Pszczółkowski A., 1968. Fotointerpretacja struktur fałdowych w południowej części centralnej depresji karpackiej. *Acta Geol. Pol.*, 18, 471–486.
- Słomka T. & Kicińska-Świdarska A., 2004. Geoturystyka – podstawowe pojęcia. *Geoturystyka*, 1, 5–7.
- Starkel L., 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich na przykładzie dorzecza górnego Sanu. *Prace Geogr. IG PAN*, 50, 1–160.
- Starkel L., 1969. The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 3, 33–43.
- Starkel L., 1972. *Karpaty Zewnętrzne. Geomorfologia Polski*. PWN, Warszawa, 1, 52–115.
- Ślęczka A., 1971. Geologia jednostki dukielskiej. *Prace Inst. Geol.*, LXIII, 1–97.
- Ślęczka A. & Żytko K., 1978. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski – ark. Łupków*. Inst. Geol., Warszawa.
- Tokarski A., 1966. O szansach naftowych jednostki Iwonicza na wschód od Osławy. *Kwart. AGH Geologia*, 11, 163–176.
- Tokarski A.K., 1975. Geologia i geomorfologia okolic Ustrzyk Górnych – polskie Karpaty Wschodnie. *Studia Geol. Polonica*, XLVIII, 1–90.

- Zuchiewicz W., 1984. Ewolucja poglądów na genezę i wiek karpackich powierzchni zrównania. *Przegl. Geol.*, 8/9, 468–477.
- Zuchiewicz W., 1987. Ewolucja i strukturalne założenia sieci rzecznej Karpat w późnym neogenie i wczesnym czwartorzędzie. *Mat. Konf. „Problemy młodszego neogenu...”*, Ossolineum, Wrocław.
- Żytko K., 1969. Budowa geologiczna Karpat między dorzeczem Strwiąża a Wetliną w Bieszczadach (rozprawa doktorska). *Arch. IG Oddz. Karpacki* w Krakowie, 1–144.

Summary

Gorge-like valleys of the Solinka and Wetlinka rivers are situated in the northern zone of the High Bieszczady Mts, which is characterized by high-energy structural relief (Fig. 1). In this zone, exposure of mountain ranges is in line with the strikes of limbs of asymmetric synclines composed of thick-bedded sandstones of the Otryt lithofacies (Late Oligocene) that is typical of the Bieszczady facies subregion of the Silesian Nappe (Fig. 2).

Field investigations made by the author, combined with quantitative interpretation of aerial photographs and analysis of deep well sections, have proved that these synclines are backward overthrust onto structural elevations composed of older flysch members of the Silesian Series (Fig. 3), which has not been reflected in previous cartographic elaborations.

The asymmetry of the synclinal structures is accentuated by dramatic thickness changes of the Otryt lithofacies, inherited from synsedimentary Oligocene folding (Fig. 4). During the post-Oligocene stage of evolution, increasing subhorizontal compression, in association with increased erosional dissection of the structural elevations, brought about greater disharmony of the tectonic style between anticlinal hinges, with higher deformability, and rigid synclines, among others, due to secondary overthrusts with backward vergence (Fig. 5 – I and II).

Together with the re-shaping of the original structural layout, an inversional type of relief of the foreland of the Dukla Unit in the Bieszczady Mts was forming (Fig. 6), which resulted in sculpturing of resistant ridges and cuestas at outcrops of the Otryt Sandstones (Fig. 7).

Morphometric analysis of denivelations of the foothill (Dacian) and riverside planation surfaces (Early Quaternary), based on quantitative interpretation of stereoscopic aerial photographs, documented their significant hypsometric distortion, which correlates with the intersection of the backthrusts (Fig. 8). Superposition of morphometric profiles of planation edges on present profiles of river channels documented active uplift of water-gap stretches and oscillatory character of the Pliocene-Quaternary neotectonic movements (Figs 9, 10). Synclinal morphostructural elements, separated by backthrusts, have been undergoing the strongest uplift, at least since the Late Miocene, which has resulted in formation of antecedent water gaps and incised meanders.

Ungraded profiles of river channels with very variable gradients, whose local base-levels of erosion are indirectly related to resistance of bedrocks, also indicate recent uplift of both the river gaps. Their origin may be interpreted as a result of interference of isostatic movements and disharmonic compressional deformations controlled by specific evolution and properties of geological structures in the Bieszczady facies subregion of the Silesian Nappe.