

Tektonika strefy nasunięcia dukielskiego w zachodniej części Bieszczadów

Jacek Rubinkiewicz*

Nasunięcie dukielskie jest jednym z kilku dużych nasunięć na obszarze polskiego segmentu Karpat zewnętrznych, rozdzielającym dwie regionalne jednostki tektoniczne (ryc. 1): jednostkę dukielską, której stanowi północno-wschodnią granicę od jednostki śląskiej, a ściślej jej południowo-zachodniej części — strefy przeddukielskiej (Świdziński, 1958).

Nasunięcie dukielskie zostało rozpoznane już w okresie międzywojennym (Opolski, 1927, 1930; Teisseyre, 1930). Lokalnych opracowań, dotyczących jego tektoniki dostarczyły także prace Świdzińskiego (1953), Ślącza (1959) i Haczewskiego (1969, 1971). Szczegółowy przebieg nasunięcia na terenie Polski przedstawił Ślącza (1971) w monografii poświęconej jednostce dukielskiej. Wyniki badań poprzedników oraz własnych zestawiono i uwzględniono na arkuszu Łupków *Mapy geologicznej Polski w skali 1 : 200 000* (Ślącza & Żytko, 1978).

Cel i metodyka pracy

Ze względu na pojawienie się dokładnych podkładów topograficznych (1 : 10 000) oraz zdjęć lotniczych, stało się możliwe uściślenie przebiegu nasunięcia dukielskiego. W trakcie prac korzystano także z mapy tektonicznej strefy przeddukielskiej, opracowanej przez Mastellę (1995). Obserwacje terenowe prowadzono głównie wzdłuż potoków, badając litologię, położenie warstw oraz drobne struktury tektoniczne. Zebrany materiał został poddany analizie ilościowej i jakościowej. Ponadto dokonano interpretacji zdjęć lotniczych w skali 1 : 18 500, na których linia nasunięcia jest bardzo dobrze widoczna w postaci progu morfologicznego. Na podstawie badań określono styl deformacji tektonicznych na bezpośrednim przedpolu nasunięcia, w brzeźnej części jednostki dukielskiej oraz charakter tektoniczny samej powierzchni nasunięcia. Badaniami objęto obszar na wschód od Cisnej po granicę państwa.

Litostratygrafia

Seria przeddukielska. Na badanym terenie w strefie przeddukielskiej, przy bezpośrednim kontakcie z nasunięciem, występuje niepełny profil serii śląskiej. W jego skład wchodzi trzy ogniwa litostratygraficzne: eoceńskie warstwy hieroglify oraz oligoceńskie warstwy menilitowe i warstwy przejściowe (ryc. 2).

Warstwy hieroglify występują jedynie w dolinie Wołosatki i są to głównie średnio- i cienkoławicowe, drobno- i średnioziarniste piaskowce barwy szarozielonej, przeławiczone zielonymi łupkami. Miąższość tego ogniwa nie przekracza 250 metrów.

Warstwy menilitowe występują w postaci czarnych łupków wietrzejących na charakterystyczny rdzawy kolor, z wkładkami cienkoławicowych drobnoziarnistych piaskowców barwy szarej. Ze względu na silne zaburzenia tektoniczne trudno było określić ich miąższość — w badanej strefie nie przekracza ona prawdopodobnie 50 metrów.

Warstwy przejściowe (Świdziński, 1930) są dominują-

cym ogniwem litostratygraficznym w tej części strefy przeddukielskiej i mają w sobie cechy zarówno niżej leżących warstw menilitowych, jak i nadległych warstw krośnieńskich. Rozdzielenie ich na dolne i górne (Kuśmierk, 1979) jest kłopotliwe ze względu na silne stektonizowanie. W obecnym opracowaniu przyjęto, że do ich dolnej części należą cienkoławicowe, drobnoziarniste, szare piaskowce z hieroglify mechanicznymi, oraz współwystępujące z nimi smugowate kompleksy łupków szarych i czarnych. Często są też poziomy mułowców wirowcowych (Dżułyński i in., 1957) o miąższości do 1 m. Górną część warstw przejściowych to cienko- i średnioławicowe drobnoziarniste piaskowce przeławiczone głównie szarymi łupkami. Spotyka się tu także wkładki gruboławicowych średnio- i gruboziarnistych piaskowców z Otrytu (Sikora, 1959), charakterystycznych dla wyżej leżących warstw krośnieńskich. Maksymalna miąższość tego ogniwa wynosi 300 m.

Seria dukielska. Na całym obszarze badań wzdłuż nasunięcia występuje tylko najstarsza część profilu serii dukielskiej: senońskie warstwy łupkowskie i senońsko-paleoceńskie warstwy ciśniańskie (Ślącza, 1971, fig. 2).

Warstwy łupkowskie składają się z cienko- i średnioławicowych drobno- i średnioziarnistych piaskowców barwy szarej lub żółtej, przeławiconych pakietami szarych łupków. W wyższej części profilu stopniowo pojawiają się wkładki gruboławicowych, średnio- i gruboziarnistych żółto wietrzejących piaskowców, charakterystycznych dla nadległych warstw ciśniańskich. Miąższość warstw łupkowskich dochodzi na badanym obszarze do 100 m.

Warstwy ciśniańskie są dominującym ogniwem budującym tę część jednostki dukielskiej. Występują one w pakietach piaskowcowych o miąższości do kilkudziesięciu metrów (ryc. 2). Piaskowce są przeławiczone szarymi łupkami z wkładkami cienkoławicowych szarych i żółtych piaskowców. Miąższość warstw ciśniańskich w granicach badanego obszaru wynosi 400–500 metrów.

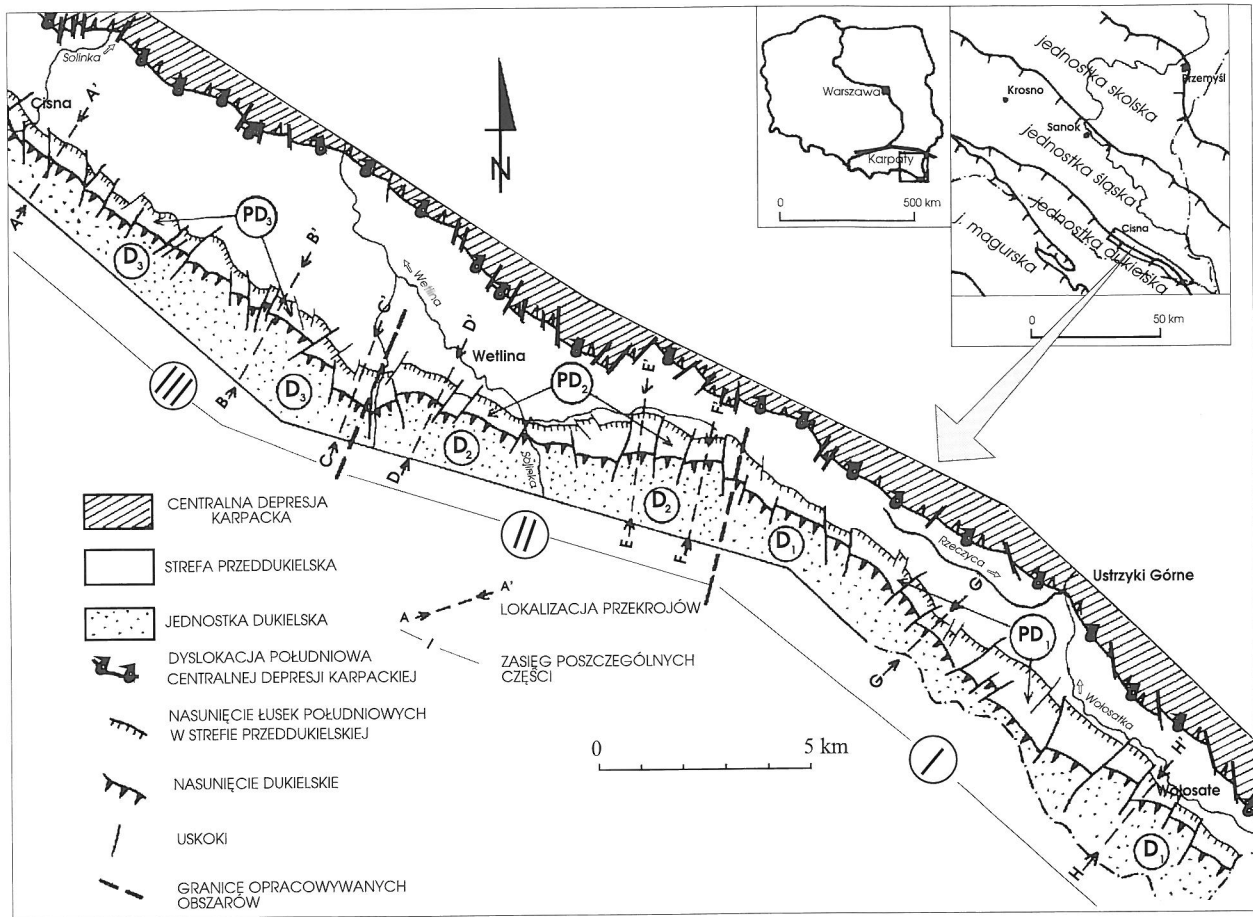
Tektonika

Z analizy dostępnych materiałów kartograficznych wynika, że na badanym obszarze przebieg linii intersekcijnej nasunięcia jest zmienny. W związku z tym opracowywany obszar został podzielony na trzy części (ryc. 1): wschodnią o generalnym kierunku linii intersekcijnej NW–SE (I), środkową — o przebiegu W–E (II) oraz zachodnią o kierunku NW–SE (III). Badania prowadzono w pasie 300 m po obydwu stronach powierzchni nasunięcia, gdyż w takiej strefie jest widoczne jego bezpośrednie oddziaływanie tektoniczne. W każdej z powyższych części dokonano oddzielnej analizy drobnostrukturalnej dla strefy przeddukielskiej (PD) i jednostki dukielskiej (D).

Jednostka dukielska

Brzeźną część jednostki dukielskiej buduje fałd Wołosania–Chryszczatej–Wielkiej Rawki (Ślącza, 1971), którego północno-wschodnie skrzydło kontaktuje — na całym obszarze badań — z nasunięciem dukielskim. W skrzydle tym na badanym terenie występują warstwy prawie wyłącznie w położeniach normalnych z upadami 60–80°/S i wyka-

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Mapa tektoniczna nasunięcia dukielskiego i sąsiadujących jednostek. Liczby rzymskie oznaczają części: I — wschodnią, II — środkową, III — zachodnią opracowywanego obszaru. Oznaczenia literowe: D — jednostka dukielska, PD — strefa przeddukielska z cyfrowym oznaczeniem poszczególnych stref

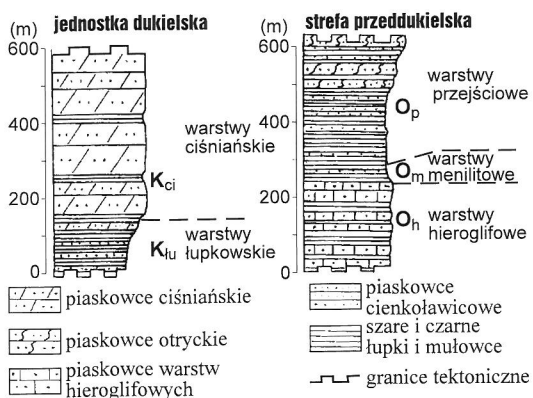
zują niewielką zmienność położenia (ryc. 3), spowodowaną niepodatnym charakterem skał.

W części wschodniej (ryc. 4) przeważają warstwy z dominantą 130/55 S. Rozrzut położenia w zakresie izolinii 6% wynosi 110–150/39–70 S. W części środkowej (ryc. 4) biegi warstw są bardziej równoleżnikowe, w zakresie izolinii 6% wynoszące 82–116° z upadami 50–80° S. Dominują warstwy w położeniu 104/74 S. W części zachodniej (ryc. 4) występują dwie dominanty główne 13/56 S i 138/66 S, z większym niż na poprzednich obszarach rozrzutem biegów

warstw, które w zakresie izolinii 6% wynoszą od 100 do 150°, jednak dalej z przewagą upadów 60–80° na południe.

Dla każdej części badanego obszaru wyznaczono za pomocą łuków π generalną rozciągłość przynasunięciowej struktury jednostki dukielskiej. Orientacje osi tych łuków (ryc. 4) zmieniają się ze 128° w części wschodniej, przez 104° w części środkowej do 121° w części zachodniej, co jest zgodne ze zmianą kierunku linii intersekcyjnej nasunięcia (ryc. 1). Równocześnie warto zwrócić uwagę na regionalną undulację osi w brzeżnej części jednostki dukielskiej. W części wschodniej i środkowej oś zanurza się ku SEE, natomiast w zachodniej wykazuje kierunek zanurzania od SEE poprzez położenie poziome do NWW. Podobny trend jest widoczny na mapie geologicznej 1: 200 000 (Ślaczka & Żyto, 1978), gdzie oś fałdu brzeżnego ma zbliżoną orientację.

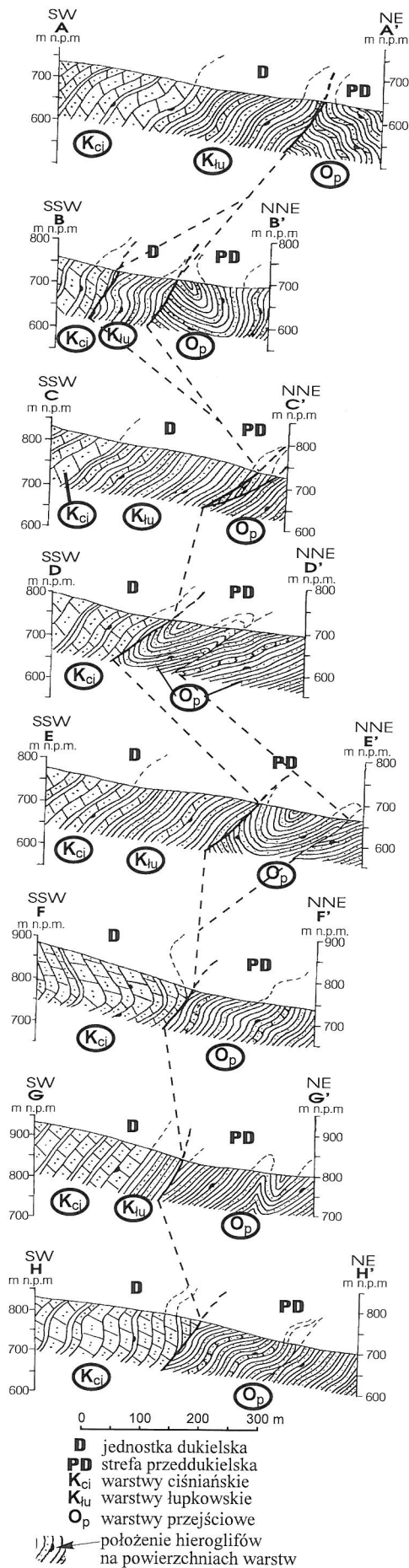
Mimo bliskości strefy nasunięcia struktury fałdowe niższego rzędu występują bardzo rzadko, głównie z powodu występowania zespołów piaskowców gruboławicowych (piaskowce ciśniańskie). Licznie natomiast są spotykane lokalne zmiany upadu warstw (w zakresie kilkunastu stopni) na krótkich odcinkach terenu (ryc. 3). Mogą być one związane ze skróceniem tektonicznym zespołów ławic niepodatnych w skrzydle fałdu regionalnego.



Ryc. 2. Syntetyczne profile litostratigraficzne jednostki dukielskiej i strefy przeddukielskiej

Strefa przeddukielska

Na badanym obszarze strefa przeddukielska składa się z wielu wąskich i ponasuowanych na siebie łusek (Mastella, 1995),



które na bezpośrednim przedpolu nasunięcia mają odmienną budowę niż w innych częściach tej jednostki. Łuski te są wtórnie przeładowane i pocięte szeregiem uskoku i nasunięć.

Położenie warstw. Większy rozrzut położenia w tej strefie jest spowodowany przede wszystkim przewagą podatnych na fałdowanie utworów cienkoławicowych oraz bliskością powierzchni nasunięcia. W brzeżnej części strefy przeddukielskiej przeważają warstwy w położeniu odwrotnym (ryc. 3) z przewagą upadów na południe.

W części wschodniej przeważają warstwy ze stromymi lub pionowymi upadami (ryc. 4) zaznaczając się dominantą 108/86 N. Oprócz niej istnieją dwie subdominanty o wartościach procentowych w zakresie 142/60 S i 128/70 N.

W części środkowej (ryc. 4) uwidacznia się większy rozrzut upadów z dominacją kierunku zapadania na S w zakresie 10–90°. Biegi warstw mają tendencję do orientacji bardziej równoleżnikowej. Dominują tutaj warstwy w położeniu 100/44 S (powyżej 8% pomiarów) oraz 98/84 S i 135/45 S (powyżej 6% pomiarów).

W części zachodniej (ryc. 4) ze względu na małą ilość danych można jedynie stwierdzić, że położenia warstw wahają się w granicach 110–150/ 50–90 N i S.

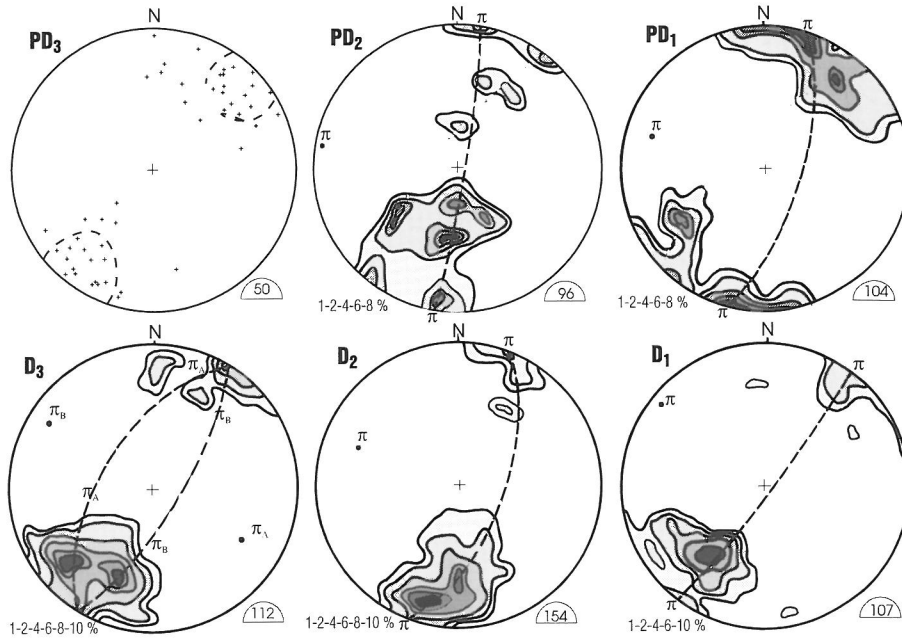
Rozciągłość struktur tektonicznych na badanym obszarze strefy przeddukielskiej jest zmienna. We wschodniej części orientacja osi pasa fałdowego, poprowadzonego przez dominantę 108/86 N wynosi 105/8 E, natomiast w części środkowej oś struktury jest prawie pozioma i wynosi 99/4E. Oprócz tak wyznaczonych osi strukturalnych, pozostałe dominanty położenia warstw mogą świadczyć o istnieniu przynajmniej jeszcze jednego kierunku strukturalnego w tej części strefy przeddukielskiej, o którym świadczy także dwukierunkowość pomierzonych osi mezofałdów (ryc. 6). Za powstanie jednego z nich jest prawdopodobnie odpowiedzialna nasuwająca się jednostka dukielska, gdyż jego przebieg dostosowuje się do ogólnego kierunku nasunięcia w każdej z części (por. ryc. 1, ryc. 4). Jest to szczególnie widoczne w środkowej części obszaru badań (wyznaczona oś pasa fałdowego 99/4 E), jak i w części wschodniej (dominanty 142/60 S i 128/70 N). Niemożliwe jest stwierdzenie sukcesji wiekowej obu kierunków ze względu na silne stektonizowanie. Podobne dwa kierunki strukturalne są obserwowane w całej strefie przeddukielskiej na terenie Bieszczadów (Mastella, 1995).

Fałdy. Wśród drobnych struktur tektonicznych pomierzono i przeanalizowano osie, powierzchnie osiowe, kąty zbieżności mezofałdów, występujących zarówno w pojedynczych, jak i w zespołach odsłonięć. Spotyka się duże grupy mezofałdów: do pierwszej zalicza się fałdy o osiach podłużnych związane genetycznie z uskokuami odwrotnymi i nasunięciami, do drugiej mezofałdy występujące w strefach uskokuów poprzecznych.

W pierwszej grupie dominują fałdy o promieniach od kilkudziesięciu centymetrów do kilku metrów. Są to głównie fałdy symilarne, bardzo rzadko koncentryczne, często ze zredukowanymi skrzydłami brzuszными wzdłuż powierzchni drobnych uskokuów odwrotnych. W skrzydłach niektórych z nich są widoczne ślady poślizgu na powierzchniach ławic, natomiast w ich przegubach spotykane są żyły siodłowe wypełnione materiałem podatnym, wyciśniętym ze



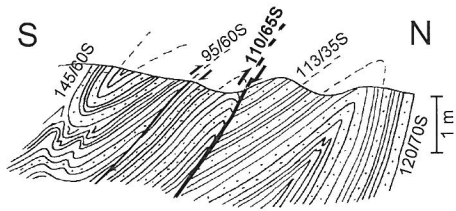
Ryc. 3. Wybrane przekroje geologiczne przez nasunięcie dukielskie. Lokalizacja przekrojów oraz objaśnienia na ryc. 1 i 2.



Ryc. 4. Diagramy konturowe i punktowe położenia warstw z badanego obszaru. Projektacja stereograficzna normalnych na górną półkulę. Objasnienia w tekście i na ryc. 1

wierzchnie osiowe tych fałdów są zwykle stromo nachylone na południe (ryc. 5). Kąty zbieżności fałdów tej grupy są w większości zawarte w przedziale 20–45° (ryc. 7A), co według Ramsaya (1974) świadczy o długotrwałym oddziaływaniu sił tektonicznych, powiązanych z dużym skróceniem fałdowym (ryc. 7B), sięgającym 70%.

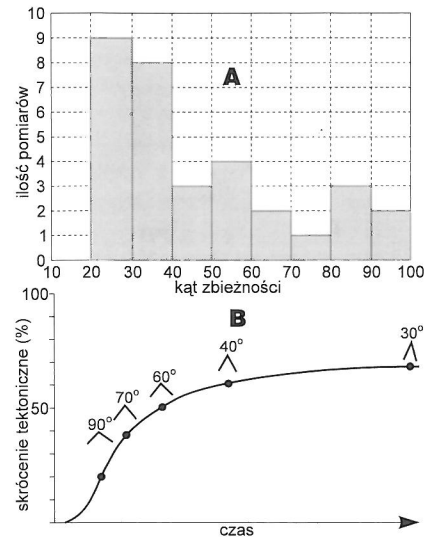
Drugą grupę stanowią serie fałdów, występujących w strefach uskokowych. Dominują tu drobne



Ryc. 5. Szkic odsłonięcia warstw przejściowych w strefie przeddukielskiej. Potok Przy Zakręcie, lewy dopływ Wetliny

skrzydeł. Równocześnie brak jest zmian miąższości ławic niepodatnych. Wynika z tego, że głównym mechanizmem fałdowania w tej części strefy przeddukielskiej było zginanie z poślizgiem, w tym przypadku utworów gęsto uławionych z przewagą skał podatnych, co doprowadzało do tworzenia się głównie fałdów symilarnych.

W orientacji osi tych fałdów dominują dwa główne kierunki (ryc. 6). W części wschodniej dominują fałdy o osiach 105/15 E (zespół f_1) i 130–135° (zespół f_2) ze zmiennymi kierunkami zanurzenia. W środkowej części są to fałdy o osiach 100–110/15–20 E (zespół f_1) oraz druga słabiej zaznaczona grupa w azymucie 130–140° (zespół f_2). Podobnie jak to wynika z położenia warstw (ryc. 4) jeden z kierunków strukturalnych (zespół f_1) jest związany z oddziaływaniem nasunięcia dukielskiego — osie ich są równoległe do tej powierzchni w każdej części badanego obszaru. Po-

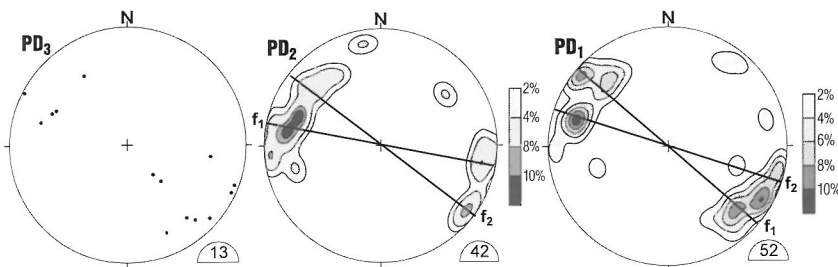


Ryc. 7. A — zestawienie ilościowe kątów zbieżności mezofałdów ze strefy przeddukielskiej; B — zależność kątów zbieżności od skrócenia tektonicznego (wg Ramsaya, 1974)

fałdy dysharmonijne lub symilarne o promieniu od kilku do kilkudziesięciu centymetrów. Wspólną ich cechą jest strome lub pionowe położenie osi, kąty zbieżności wykazują duże zróżnicowanie. Takie serie fałdów towarzyszą przede wszystkim dużym uskokom przesuwczym, przecinającym nasunięcie i kontynuującym się w jednostce dukielskiej.

Uskoki odwrócone i nasunięcia

Uskoki odwrócone i nasunięcia występują bardzo licznie na bezpośrednim przedpolu nasunięcia dukielskiego (ryc. 3), tworząc miejscami serie po kilka do siebie równoległych. Nasunięcia mają rozciągłość podłużną lub dochodzą skośnie do powierzchni nasunięcia dukielskiego (ryc. 1). Obserwowane są głównie w pojedyn-



Ryc. 6. Diagramy położenia osi mezofałdów ze strefy przeddukielskiej. Projektacja na górną półkulę. Objasnienia w tekście

czych odślonięciach. Ich powierzchnie zapadają zwykle stromo (40–80°) na południe (ryc. 5), przy czym jest widoczna tendencja do bardziej połozonego ustawienia powierzchni w miarę oddalania się od nasunięcia. W strefach nasunięć obserwuje się liczne struktury towarzyszące: drobne fałdy (głównie symilarne) (ryc. 5), uskoki opierające, kliważ spękania itp. Większe struktury nieciągłe z tej grupy zaznaczają się w terenie strefami brekcji tektonicznych o miąższości od kilkunastu cm do kilku metrów. Rozciągliwość (wydłużenie) tych stref pozwala na przybliżone określenie biegu powierzchni uskoków.

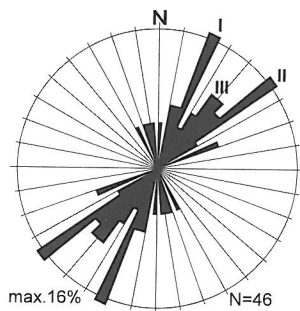
Powstanie części uskoków odwróconych i nasunięć jest związane z oddziaływaniem jednostki dukielskiej, która nasuwając się tworzyła przed swoim czołem szereg drugorzędnych nasunięć towarzyszących z równoczesną ich rotacją i zestromieniem w najbliższym sąsiedztwie dyslokacji.

Powierzchnia nasunięcia dukielskiego

Wyinterpretowany ze zdjęć lotniczych przebieg powierzchni nasunięcia dukielskiego w intersekcji z powierzchnią terenu (ryc. 1) ma na badanym obszarze generalny kierunek 135–140°, przy czym w części środkowej zmienia kierunek na bardziej równoleżnikowy 90–110° (ryc. 1). Upad — wyliczony z linii intersekcyjnej — jest stromy i waha się w granicach 45–70° na S (ryc. 3). Kierunek powierzchni nasunięcia jest ogólnie zgodny z biegiem warstw w jednostce dukielskiej i strefie przeddukielskiej (ryc. 4), oraz z częścią osi fałdów w tej ostatniej (ryc. 6). Świadczy to, że badana strefa jest związana z oddziaływaniem nasunięcia dukielskiego.

Problem nachylenia powierzchni nasunięcia był rozpatrywany w wielu starszych opracowaniach. Z jednej strony sądzono, że ma ona położenie położe (Haczewski, 1971), z drugiej, że jej powierzchnia jest stroma (Ślęczka, 1971). Z obrazu intersekcyjnego wynika jednoznacznie, że jest ona stromo nachylona na południe na całym obszarze badań (ryc. 3) i waha się w granicach 45–70°. Podsumowując, uśrednione położenie powierzchni nasunięcia wynosi: w części wschodniej — 128/70 S, w środkowej — 97/60 S, a w zachodniej 137/60 S.

W odślonięciach nasunięcie tworzy strefę lub kilka stref o szerokości od kilku do kilkunastu metrów, w których występuje albo brekcja tektoniczna, albo silnie zmięte utwory łupkowo-piaskowcowe. Jest to zależne od charakteru kontaktujących wzdłuż nasunięcia utworów (ryc. 3). Brekcję tworzą ostrokrawędziste okruchy piaskowców o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów ze spoiwem typu matriks lub tkwiących w utworach podatniejszych (łupki, mułowce). Według klasyfikacji Sibsona (1977) jest to brekcja tektoniczna lub mikrobrekcja. Miejscami spotykane większe głazy o średnicy do kilku metrów pochodzą z warstw ciśniskich. Częsty jest przypadek występowania kilku stref brekcji, rozdzielonych pasami warstw mniej zaburzonych. Prawdopodobnie nasunięcie dukielskie rozdziela się wtedy na wiele równoległych powierzchni łączących się ku dołowi w jedną powierzchnię poślizgu (ryc. 3, przekrój C–C').



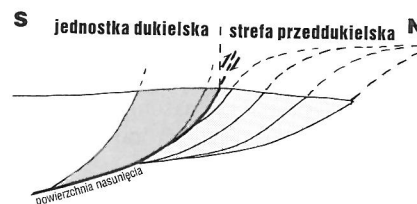
Ryc. 8. Diagram makrouskoków przecinających nasunięcie dukielskie. Objasnienia w tekście

Uskoki

Dużą grupę struktur nieciągłych tworzą uskoki przecinające nasunięcie dukielskie (ryc. 1) skośnie lub prostopadle do niego. Wyinterpretowano je ze zdjęć lotniczych na podstawie występowania: ciemnych fototonów liniowych, prostych (na większej długości) odcinków potoków, przesunięć osi odcinków grzbietowych pasm górskich, przesunięć sąsiadujących ze sobą odcinków powierzchni nasunięcia itp. Większość z nich stanowią uskoki pionowe lub bardzo strome, o długości do kilkuset metrów i widocznych przesunięciach rzędu kilkudziesięciu metrów (ryc. 1). Wśród nich są uskoki przesuwcze zarówno lewo-, jak i prawoskrętne.

Analiza statystyczna ich kierunków (ryc. 8) pozwala wyróżnić dwa zespoły uskoków nieco skośnych w stosunku do ogólnego przebiegu linii intersekcyjnej nasunięcia: I w azymucie 20–25° oraz II o kierunkach 50–55°, oraz zespół rzadziej występujących uskoków prostopadłych w azymucie 35–45°. W większości przypadków zespół I jest prawoskrętny, a zespół II lewoskrętny (ryc. 1), co potwierdzają także badania struktur towarzyszących: serii fałdów o osiach pionowych, kliważu spękania, na których podstawie określano zwrot przemieszczenia uskokowego.

W kilku przypadkach w odślonięciach terenowych w obrębie jednostki dukielskiej stwierdzono i zbadano przecinanie się i zwrot przemieszczenia mniejszych uskoków przesuwczych o kierunkach analogicznych do kierunków zespołów I i II. Są to więc prawdopodobnie zespoły uskoków sprzężonych, komplementarnych powstałych w tym samym polu naprężeń. Podwójny kąt ścinania pomiędzy zespołami wynosi 25–45°. Dwusieczna tego kąta wyznacza nam generalny kierunek osi największego naprężenia σ_1 wynoszący około 35–40°.



Ryc. 9. Schematyczny przekrój geologiczny przez nasunięcie dukielskie

Tab. 1. Tabela porównawcza naprężeń głównych w jednostce dukielskiej i strefie przeddukielskiej

Podstawa interpretacji	Część		
	zachodnia	środkowa	wschodnia
Jednostka dukielska			
Położenie warstw w strefie przynasunięciowej	σ_1-36°	σ_1-23°	σ_1-40°
Strefa przeddukielska			
Położenie warstw (kierunek zgodny z nasunięciem dukielskim)	$\sigma_1-35-45^\circ$	σ_1-5-25°	$\sigma_1-30-45^\circ$
Położenie warstw	$\sigma_1-?$	σ_1-40°	$\sigma_1-15-25^\circ$
Oś fałdów f_1	$\sigma_1-?$	σ_1-15°	σ_1-43°
Oś fałdów f_2	$\sigma_1-?$	σ_1-40°	σ_1-18°
Uskoki			
Uskoki przesuwcze	$\sigma_1-35-40^\circ$		

Podsumowanie

Nasunięcie dukielskie jest przykładem dyslokacji stromo nachylonej w strefie czołowej, powstałej na granicy dużego kontrastu litologicznego. Większość nasunięć musi być przestrzennie skompensowana (Morley, 1986). W omawianym przypadku warunek ten jest spełniony przez:

a) sfałdowanie i złuskowanie przedpola (ryc. 9) — powstanie imbrykacyjnego zespołu łusek w strefie przeddukielskiej,

b) wyjście powierzchni ruchu na powierzchnię terenu, która stromiejąc tworzy stopień w miejscu dużego kontrastu litologicznego.

Najprawdopodobniej po wyczerpaniu się możliwości poślizgu poziomego, nastąpił etap zaginania się tej powierzchni ku górze. Z interpretacji wybranych struktur tektonicznych określono przybliżoną orientację pól naprężeń (naprężenia σ_1 — ryc. 10) oddzielnie dla jednostki dukielskiej i strefy przeddukielskiej.

Końcowe etapy ewolucji tektonicznej powierzchni nasunięcia przebiegały prawdopodobnie w następujący sposób:

I. Nasuwanie się jednostki dukielskiej wzdłuż poziomej powierzchni poślizgu z kierunku SW na NE i wstępne skrócenie tektoniczne połączone z powstawaniem głównych fałdów regionalnych.

II. Wyczerpanie się możliwości poziomego przemieszczenia, spowodowanego prawdopodobnie istnieniem sztywnego bloku na dalszym przedpolu oraz silną kontrakcją strefy przeddukielskiej (wstępne złuskowanie) na drodze zginania z poślizgiem. W jednostce dukielskiej fałdy regionalne przybierają wergencję północną. Dochodzi tu także do lokalnej zmiany kierunku nasuwania się (część środkowa — ryc. 1), potwierdzonej przez lokalną zmianę orientacji naprężenia σ_1 (ryc. 10) którego przyczyny mogły być różnorakie (paleomorfologia podłoża i przedpola nasunięcia)

III. Kompensacja ruchu poprzez zestromienie powierzchni nasunięcia oraz powstanie sieci uskoków przesuwczych w polu naprężeń σ_1 — pozioma $35-40^\circ$, σ_2 — pozioma $125-130^\circ$, σ_3 — pionowa. W strefie przeddukielskiej dochodzi do częściowego dostosowania się kierunków strukturalnych do przebiegu powierzchni nasunięcia i powstanie wielu drugorzędnych, stromych nasunięć oraz towarzyszących im

fałdów o wergencji północnej i osiach zgodnych z przebiegiem nasunięcia w każdej z części badanego obszaru.

IV. Odprężenie górotworu. Odmłodzenie uskoków przesuwczych jako wtórnych uskoków zrzutowych w generalnym polu naprężeń: σ_1 — pionowa σ_2 , σ_3 — poziome.

Składam serdeczne podziękowania kol. Piotrowi Jakubowskiemu za pomoc w badaniach terenowych.

L i t e r a t u r a

- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Stud. Geol. Pol., 96: 7–149.
DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. PWN.
DŻUŁYŃSKI S., RADOMSKI A. & ŚLĄCZKA A. 1957 — Rocz. Pol. Tow. Geol., 26: 107–125.
HACZEWSKI G. 1969 — Nasunięcie dukielsko-michowskie we wschodniej części Bieszczad i jego uaktywniona nadbudowa. Arch. Międzyresort. Inst. Geof. Stos. i Geol. Naft, AGH. Kraków.
HACZEWSKI G. 1971 — Zesz. Nauk. AGH, 292, Geol. 14: 85–91.
JAROSZEWSKI W. 1980 — Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol.
KUŚMIEREK J. 1979 — Pr. Geol. Komis. Nauk. Geol. PAN Oddz. w Krakowie, 114: 1–69.
MASTELLA L. 1988 — Rocz. Pol. Tow. Geol., 58: 53–173.
MASTELLA L. 1995 — Tektonika jednostki przeddukielskiej (Bieszczady) — program KBN nr 600 999 101.
MORLEY K. 1986 — AAPG Bull., 70:12–25.
MITRA S. 1986 — Ibidem, 70: 1087–1112.
OPOLSKI Z. 1927 — Spraw. Państw. Inst. Geol., 4: 226–245.
OSTAFICZUK S. 1978 — Fotogeologia. Wyd. Geol.
RAMSAY J. G. 1974 — Geol. Soc. Amer. Bull., 11: 1741–1754
SIBSON R. H. 1977 — G. Geol. Soc. Lond., 133: 191–213.
SIKORA W. 1959 — Kwart. Geol., 3: 569–581.
ŚLĄCZKA A. 1961 — Przew. 34 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Sanok.
ŚLĄCZKA A. 1971 — Pr. Inst. Geol., 63: 1–89.
ŚLĄCZKA A. & ŻYTKO. K. 1978 — Mapa geologiczna Polski, 1 : 200 000, ark. Łupków. Inst. Geol.
ŚWIDZIŃSKI H. 1930 — Spraw. Państw. Inst. Geol., 5: 343–362.
ŚWIDZIŃSKI H. 1958 — Mapa geologiczna Karpat polskich, 1: 200 000, część wschodnia. Wyd. Geol.
TOKARSKI A. K. 1975 — Stud. Geol. Pol., 48: 327–353.
TEISSEYRE H. 1930 — Spraw. Państw. Inst. Geol., 565–590.