

MŁODOALPEJSKIE NASUNIĘCIE ZIELEŃCA W GÓRACH ORLICKICH (SUDETY)

UKD 551.243.4:551.78(234.57)

Celem artykułu jest scharakteryzowanie ważnej, regionalnej struktury dyslokacyjnej w okolicy Zieleńca w Górach Orlickich (ryc. 1). Rozpatrywane jest także znaczenie tej struktury w odniesieniu do młodoalpejskiej tektoniki w Sudetach Środkowych. Na zakończenie zwrócono uwagę na możliwość znacznych alpejskich reorientacji starszych, głównie waryscyjskich elementów strukturalnych w Górach Orlickich i Bystrzyckich.

Wykonane w ostatnich latach nowe zdjęcie geologiczne na obszarze arkusza Duszniki Zdrój (4) pozwoliło na bliższe rozpoznanie regionalnej struktury dyslokacyjnej we wschodniej części Gór Orlickich (ryc. 1). Dyslokacja ta nie była wyróżniona na nie opublikowanej mapie arkusza Zieleniec (17). S. Radwański (13) rozgraniczył „stopień orlicki” od „stopnia bystrzyckiego” uskokiem odwróconym, którego przebieg potwierdziły nowe prace kartograficzne (4). Jak wynika jednak z przekrojów S. Radwańskiego (13) wspomniany uskok zapada pod bardzo dużymi kątami ku WSW i charakteryzuje się podarciem warstw na skrzydle E (zrzuconym) oraz wartością ślizgu rzędu 400 m. Dane te nie są zgodne z niżej przedstawioną charakterystyką dyslokacji Zieleńca.

Uskok Zieleńca wyróżniał także J. Oberc (12), według którego ma to być uskok normalny o zrzuconym, wschodnim skrzydle. Równoległe do tego uskoku ma przebiegać uskok Bystrzycy Dusznickiej, który nie został jednak potwierdzony nowymi pracami kartograficznymi (4). Również interpretacja dyslokacji Zieleńca jako uskoku normalnego (12) nie może być przyjęta w świetle analizy intersekcyjnej mapy geologicznej oraz danych strukturalnych.

CHARAKTERYSTYKA NASUNIĘCIA ZIELEŃCA

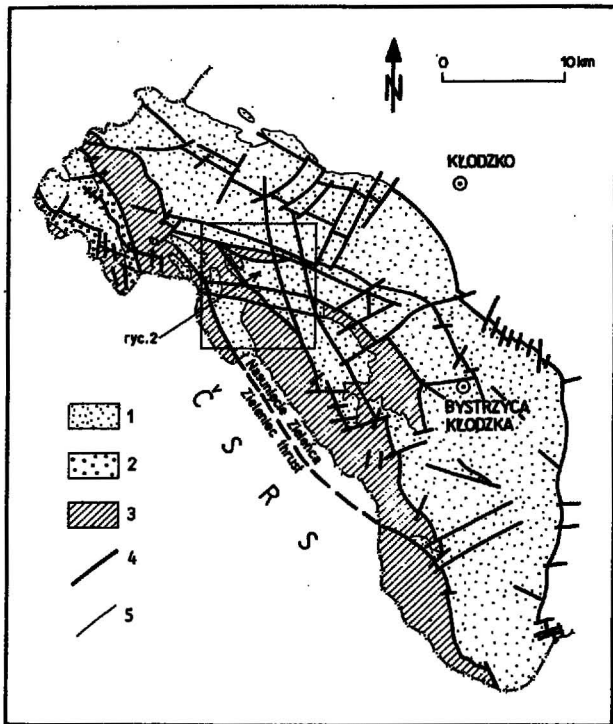
Nasunięcie Zieleńca rozpoczyna się najprawdopodobniej w okolicy Leśnej i biegnie dalej ku SSE w okolice

Granicznej i Zieleńca, a następnie w tym samym kierunku kontynuuje się w dolinie Orlicy, już na obszarze Czechosłowacji (ryc. 1). Między Niemojowem a Poniatowem nasunięcie Zieleńca pojawia się ponownie na terenie Polski (13). I chociaż nasunięcie to stwierdza się na długości ok. 30 km, to jednak jest ono najlepiej poznane w okolicy Zieleńca. Należy podkreślić, że na mapie fotolineamentów zinterpretowanych na podstawie zdjęć satelitarnych (Landsat i Kosmos) nie ma żadnego fotolineamentu zgodnego z przebiegiem nasunięcia Zieleńca (ryc. 2) (5). Jak wynika z ryc. 2 tylko miejscami nasunięcie Zieleńca pokrywa się z przebiegiem fotolineamentów zinterpretowanych na podstawie danych radarowych (5).

Nasunięcie Zieleńca jest regionalnym przykładem dyslokacyjnej struktury przejściowej między uskokiem odwróconym a nasunięciem (9). Nachylenie powierzchni uskoku rzędu 40–50°, otrzymane z analizy obrazu intersekcyjnego (ryc. 3), jest właściwe dla uskoku odwróconego, natomiast amplituda tej dyslokacji (ponad 5 km) jest charakterystyczna dla nasunięć, a nawet płaszczowin (9). Omawiane nasunięcie wywodzi się wyraźnie z uskoku inwersyjnego, można więc w tej sytuacji mówić o nasunięciu uskukowym (9) Zieleńca lub prościej o nasunięciu Zieleńca.

Powierzchnia nasunięcia Zieleńca nie jest dostępna do bezpośrednich obserwacji. Powierzchnia ta wszędzie przykryta jest zwietrzeliną stokową lub osadami aluwialnymi. Jednak liczne odsłonięcia skalne w pobliżu powierzchni nasunięcia, wyraźne zróżnicowanie litologiczne i wiekowe między kompleksami skalnymi sąsiednich skrzydeł, a także zróżnicowana morfologia terenu pozwalają na określenie głównych cech nasunięcia Zieleńca.

Skrzydło nasunięte (wiszące) jest zbudowane ze skał metamorficznych serii stronskiej, głównie łupków łyszczykowych z licznymi wkładkami dolomitów krystalicznych. Skrzydło podsuwane (zrzucone lub spągowe) za-

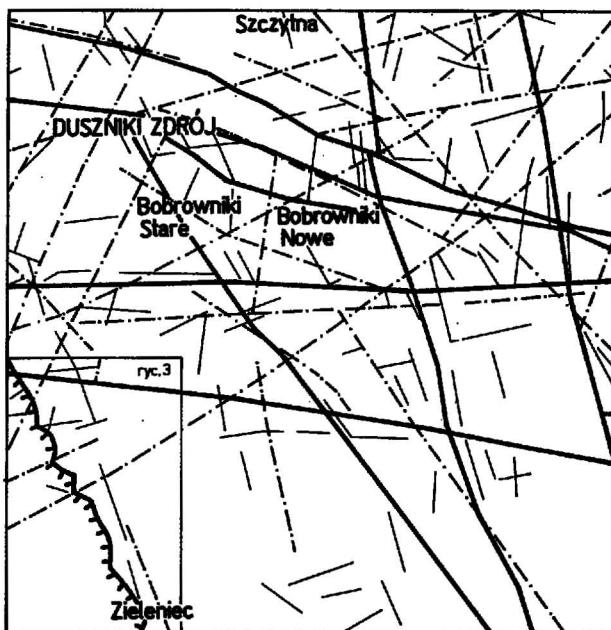


Ryc. 1. Mapa geologiczno-strukturalna rowu Nysy Kłodzkiej z zaznaczonym obszarem arkusza Duszniki Zdrój (ryc. 2)

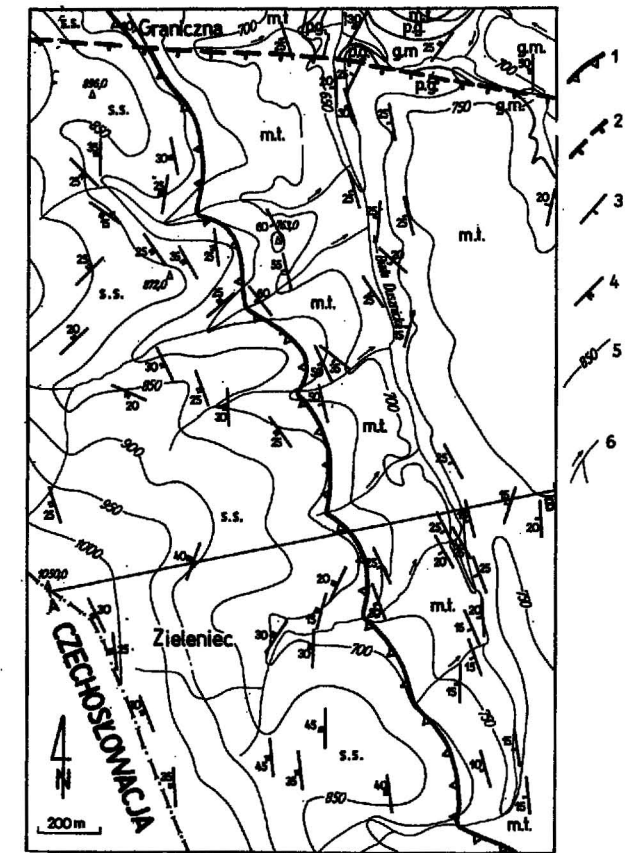
1 – kreda górna, 2 – perm, 3 – skały metamorficzne, 4 – uskoki i nasunięcia, 5 – granice geologiczne

Fig. 1. Geological-structural map of the Nysa Kłodzka graben. Marked area – the Duszniki Zdrój sheet (Fig. 2)

1 – Upper Cretaceous, 2 – Permian, 3 – metamorphic rocks, 4 – faults and thrust faults, 5 – geological boundaries



1 ——— 3 ———
2 ——— 4 ———



Ryc. 3. Mapa strukturalna nasunięcia Zieleniec między Graniczną a Zieleniec z zaznaczoną linią przekroju AB (ryc. 4)

1 – nasunięcie Zieleniec, 2 – uskok Granicznej–Paczkowa, 3 – orientacja powierzchni warstwowania S_0 w osadach górno-kredowych, 4 – orientacja foliacji metamorficznej S_1 , 5 – izohipsy w m n.p.m., 6 – główne ciekii wodne; s.s. – seria strońska, g.m. – gnejsy mylonityczne, p.g. – piaskowce glaukonitowe (cenoman), m.t. – margle turońskie

Fig. 3. Structural map of the Zieleniec thrust fault between Graniczna and Zieleniec villages, marked – AB cross-section (Fig. 4)

1 – Zieleniec thrust fault, 2 – Graniczna–Paczkowa fault, 3 – orientation of bedding planes (S_0) in the Upper Cretaceous deposits, 4 – foliation orientation S_1 , 5 – isohypses, m.o.s.l., 6 – main streams; s.s. – Strońsk series, g.m. – mylonitic gneisses, p.g. – glauconitic sandstones (Cenomanian), m.t. – Turonian marls

Ryc. 2. Mapa fotolineamentów i uskoców na obszarze arkusza Duszniki Zdrój Szczegółowej Mapy Geologicznej Sudetów w skali 1:25 000

1 – fotolineamenty zinterpretowane na zdjęciach satelitarnych (Landsat i Kosmos) (wg 5), 2 – fotolineamenty wyznaczone na podstawie zdjęć radarowych (wg 5), 3 – uskoki, 4 – nasunięcie Zieleniec

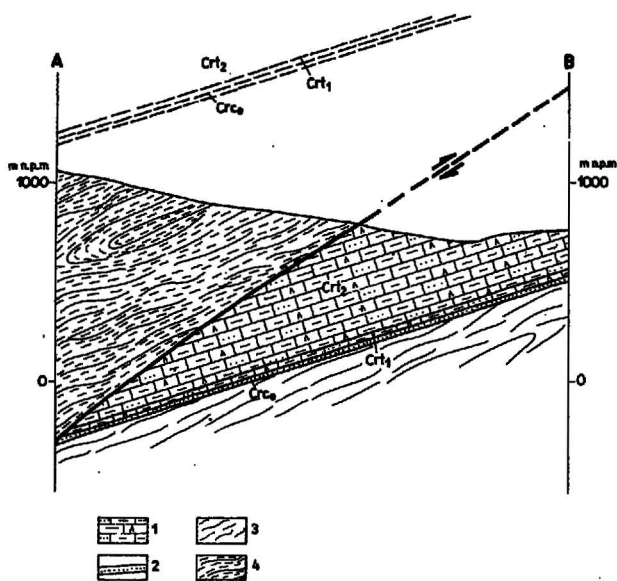
Fig. 2. Map of photolineaments and faults on area of the Duszniki Zdrój sheet, scale 1:25 000

1 – photolineaments, interpreted on satellite photos (Landsat, Kosmos) (acc. 5), 2 – photolineaments based on radar images (acc. 5), 3 – faults, 4 – Zieleniec thrust fault

jmują osady kredy górnej (piaskowce cenomańskie i margle turonu) razem z ich gnejsowym podłożem (ryc. 4). Jak wynika z obrazu intersekcyjnego w okolicy Zielenca (ryc. 3) powierzchnia nasunięcia zapada ku WSW średnio pod kątem ok. 45°. Powierzchnie warstwowania S₀ osadów górnokredowych w obrębie skrzydła spagowego zapadają ogólnie ku zachodowi lub WWS pod kątami od 15° do prawie 60°. Średnie wartości kątów upadu S₀ wynoszą około 25–30° (ryc. 3 i 7). Nie stwierdzono zasadniczej zmiany kątów upadu powierzchni S₀ w miarę zbliżania się do powierzchni nasunięcia w okolicy Zielenca. Natomiast w rejonie Granicznej i wzgórza 763,0 m n.p.m. obserwuje się wzrost wartości kątów upadu powierzchni S₀ aż do prawie 60° w pobliżu nasunięcia (ryc. 3). Prawdopodobnie istnieje tutaj bliźniaczy uskoki inwersyjny drugiego rzędu, równoległy do nasunięcia Zielenca, tworząc strukturę imbrykacyjną z tzw. uskokiem odchylonym (9). Ponieważ ten ostatni uskoki nie został rozpoznany kartograficznie, a jego istnienie jest hipotetyczne, nie będzie on omawiany w dalszej części artykułu.

Powierzchnie foliacji S₁ w skałach metamorficznych serii stronskiej w obrębie skrzydła nasuniętego (stropowego) zapadają najczęściej ku zachodowi lub WSW pod kątami rzędu 25–35°. W skrzydle stropowym nie stwierdza się zmiany wartości kątów upadu powierzchni foliacji S₁ w zależności od odległości od powierzchni nasunięcia (ryc. 3). Należy zaznaczyć, że powierzchnie foliacji S₁ uległy kilkunastopowym deformacjom fałdowym (głównie warwycyjskim) przed osadzeniem się kilkuset metrowej pokrywy utworów kredy górnej (16).

Zakładając średni kąt upadu powierzchni nasunięcia w granicach 45° oraz średnie (jednak minimalne) wartości kątów upadu powierzchni warstwowania w zakresie 20°



Ryc. 4. Przekrój geologiczny AB przez nasunięcie Zielenca

1 – margle i mułowce wapienne turonu dolnego (Cr₁) i środkowego (Cr₂), 2 – piaskowce i mułowce z glaukonitem, cenomańskie (Crce), 3 – gnejsy mylonityczne, 4 – łupki łyszczykowe z dolomitami krystalicznymi

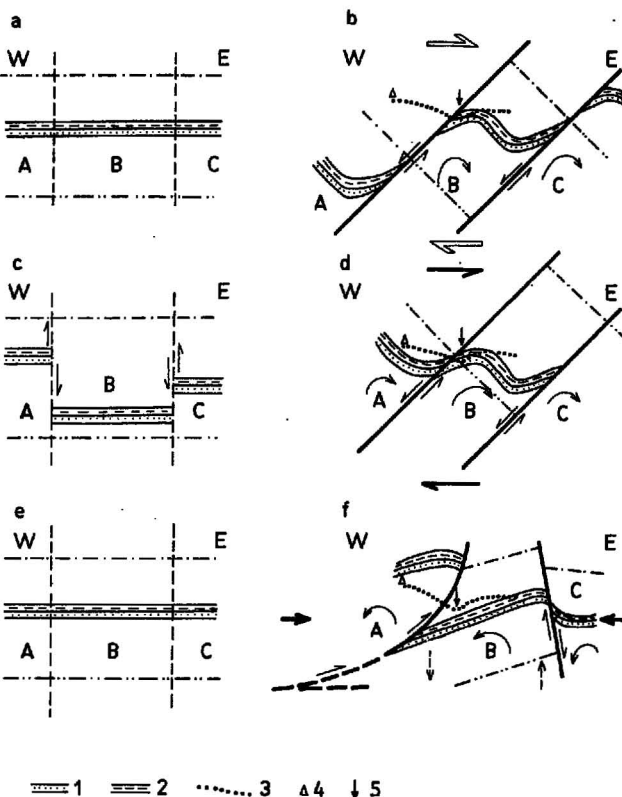
Fig. 4. Geological cross-section AB of the Zieleniec thrust fault

1 – marls and carbonate siltstones of the Lower (Cr₁) and Middle (Cr₂) Turonian age, 2 – sandstones and siltstones with glauconite, Cenomanian in age (Crce), 3 – mylonitic gneisses, 4 – mica-schists with crystalline dolomites

(ryc. 4) otrzymano następujące wartości parametrów przemieszczenia uskokowego: ślizg – 5300 m, zrzut – 1550 m i rozstęp – 4100 m. Wartości te są znacznie większe na północ od analizowanej linii przekroju AB. Zróżnicowanie w wartościach parametrów przemieszczenia uskokowego wskazuje na heterogeniczność ruchów skrzydeł (z nie uwzględnioną tutaj składową przesuwczą) i (lub) krzywizną powierzchni uskokowej oraz możliwością istnienia uskokiów odchylonych i struktur imbrykacyjnych.

GENEZA NASUNIĘCIA ZIELEŃCA

Przedstawione powyżej dane strukturalne, a zwłaszcza stwierdzenie znacznego wychylenia powierzchni war-



Ryc. 5. Modele rozwoju dyslokacji Zielenca; a, c, e – stany wyjściowe; b, d, f – stany finalne ewolucji struktury dyslokacyjnej Zielenca. Gruba linia przerywana – morfologia terenu równoległa do przekroju AB (ryc. 4); b, d – model ekstensyjny z prawoskrętną rotacją bloków A, B i C oraz z wyraźnie zaznaczoną defleksją warstw na skrzydłach uskoku normalnego (model nierealny), f – model kompresji tangencjalnej z lewoskrętną rotacją bloków A, B i C oraz bez defleksji warstw na skrzydle spagowym nasunięcia Zielenca (model realny)

1 – piaskowce (cenoman), 2 – margle (turon dolny), 3 – linia morfologii terenu równoległa do przekroju AB (ryc. 4), 4 – szczyt Zielonego Garbu, 5 – dolina Białej Dusznickiej

Fig. 5. Models of the Zieleniec thrust developments; a, c, e – initial stages, b, d, f – final stages. Bold dashed line marks field morphology along AB cross-section (Fig. 4); b, d – extension model with right-rotating blocks A, B, C and pointed bed deflection on normal fault sides (unreal model), f – tangential compression model with left-rotating blocks A, B, C and without bed deflection on downthrust side of the Zieleniec thrust (real model)

1 – sandstones (Cenomanian), 2 – marls (Lower Turonian), 3 – field morphology line along AB cross-section (Fig. 4), 4 – top of Zielony Garb, 5 – Biała Dusznicka valley

stwowania S_0 w skrzydle spągowym, wskazują jednoznacznie, że nasunięcie Ziemeńca jest powierzchnią rozgraniczającą dwa duże bloki strukturalne. Bloki te uległy nie tylko ruchom pionowym, ale doznały także znacznych wychyleń (rotacji) wokół subhoryzontalnych, zorientowanych prawie południkowo osi (ryc. 5).

Nasunięcie Ziemeńca oddziela blok orlicki lub tzw. stopień orlicki (13) od bloku (stopnia) bystrzyckiego. Ten ostatni blok jest skrzydłem spągowym nasunięcia Ziemeńca i zbudowany jest z gnejsów mylonitycznych (4) z zachowaną jedynie w części zachodniej pokrywą osadów górnokredowych. Szerokość tego bloku wynosi ok. 4 km. Blok bystrzycki jest ograniczony od wschodu stromym, być może pierwotnie synsedymencyjnym uskokiem Dusznik Zdroju – Spalanej (4). Uskok ten był opisywany również jako uskok Kamieńczyka (12).

Ponieważ powierzchnia nasunięcia Ziemeńca nie jest dostępna do bezpośrednich obserwacji należy tę strukturę dysjunktywną rozpatrzyć zarówno w modelu kompresyjnym (nasunięcie), jak i modelu ekstensyjnym (uskok normalny). Schematycznie modele te przedstawiono na ryc. 5. W modelu zakłócającym rozwój dyslokacji Ziemeńca w polu regionalnej ekstensji przyjęto jednak poziom hipsometryczny osadów kredy górnej na trzech sąsiednich blokach A, B, C (ryc. 5a) oraz zróżnicowanie w wysokościach poziomu spągu osadów górnokredowych (ryc. 5c). Bez względu na zakładany wyjściowy model, dyslokacja Ziemeńca nie może być uskokiem normalnym, ponieważ osady kredy górnej na skrzydle zrzuconym znajdowały się znacznie wyżej w stosunku do równoleżnikowych osadów na skrzydle wiszącym (ryc. 5f). Stwierdzone zachodnie upady powierzchni warstwowania S_0 (ryc. 3) nie mogą być również tłumaczone defleksją tych powierzchni w wyniku przemieszczeń sąsiednich skrzydeł na uskoku normalnym (ryc. 5b i 5d), ponieważ powierzchnie warstwowania S_0 na obszarze bloku bystrzyckiego (oznaczonego literą B na ryc. 5) charakteryzują się prawie stałym kątem i kierunkiem upadu (ryc. 3).

Powyzsze sprzeczności wskazują, że należy odrzucić model ekstensyjny w powstaniu dyslokacji Ziemeńca. W modelu tym w wyniku rozciągania dochodziłoby do prawoskrętnej rotacji poszczególnych bloków (tzw. zasada domina) (ryc. 5b i 5d). Niewątpliwie rozwój dyslokacji Ziemeńca był związany z jednoczesną rotacją sąsiednich bloków (ryc. 5f), ale była to lewoskrętna rotacja. O rotacji bloków, a zwłaszcza bloku bystrzyckiego świadczy nie tylko znaczne wychylenie pierwotnie prawie horyzontalnych powierzchni warstwowania S_0 w osadach górnokredowych, ale przede wszystkim odslanianie się w kierunku zachodnim coraz młodszych osadów od cenomanu po środkowy turon (ryc. 4).

Geneza nasunięcia Ziemeńca jest związana z kruchymi warunkami odkształcenia pod wpływem kompresji o osi σ_1 zorientowanej w kierunku WSW – ENE w płaszczyźnie subhoryzontalnej (ryc. 5f). W okresie tym doszło do rozwoju tylko jednego zespołu ścinań, co było najprawdopodobniej spowodowane anizotropią deformowanego ośrodka. W okolicy Ziemeńca i Granicznej byłaby to strefa graniczna między łupkami krystalicznymi a gnejsami mylonitycznymi (4). Do rozwoju nasunięcia na omawianym obszarze mogło się przyczynić także występowanie licznych ławic i soczew dolomitów krystalicznych w pobliżu tektonicznego, prawdopodobnie waryscyjskiego wieku (4), kontaktu serii strońskiej z mylonitycznymi gnejsami.

Rozwój nasunięcia Ziemeńca, podobnie jak nasunąć Krosnowic czy Młotów, był spowodowany najprawdo-

podobniej transpresją (ang. transpression, 8, 7, 10, 14) młodoolpejską. Transpresja w Sudetach była odzwierciedleniem regionalnych pól naprężeń dominujących podczas deformacji zachodnich Karpat fliszowych w neogenie (1). Natomiast w czasie sedimentacji osadów kredy górnej w niecce śródsudeckiej dominowały warunki ekstensyjne, o czym świadczą m.in. sejsmy (15).

Według J. Wojewody (15) większość struktur sejsmotektonicznych nawiązuje swoją orientację przestrzenną do przebiegu synsedymencyjnych dyslokacji. Dlatego można przyjąć, że w czasie faz subhercyńskich (synsedymencyjnych) regionalna oś ekstensji (σ_3) była zorientowana w kierunku NE – SW lub ENE – WSW. Stwierdzenie nasunięciowego charakteru dyslokacji Ziemeńca wskazuje na generalną zmianę regionalnych pól naprężeń w Sudetach Środkowych od faz subhercyńskich po fazę młodoolpejskie.

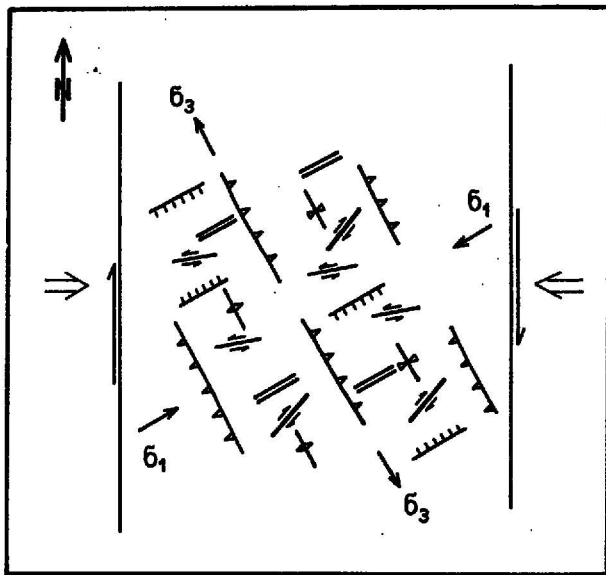
MŁODOALPEJSKA TRANSPRESJA TEKTONICZNA W SUDETACH ŚRODKOWYCH

Przebieg nasunięcia Ziemeńca, jak również innych podobnych wiekowo i geometrycznie struktur tektonicznych w Sudetach Środkowych (np. nasunąć Krosnowic i Młotów), a także orientacje i zwroty przemieszczeń na stromych lub pionowych uskokiach ze składową przesuwcą (ang. strike-slip) pozwalają na interpretację młodoolpejskiej ewolucji tej części Sudetów w świetle modelu transpresji tektonicznej. W. Harland (8) pierwszy wprowadził termin *transpression* (transpresja wg (9)) do opisu deformacji powstałej w wyniku skośnej konwergencji płyt. Znaczenie skośnej zbieżności i rozbieżności stref tektonicznych (transpresji i transtensji (8)) było przedmiotem szczegółowych analiz geometrycznych i kinematycznych (7, 10, 11, 14).

Uwzględniając orientację przestrzenną różnych elementów strukturalnych powstałych podczas faz młodoolpejskich można dla Sudetów Środkowych wyznaczyć regionalną oś kompresji (ryc. 6). W pobliskich Karpatach w tym samym czasie doszło do prawoskrętnej rotacji osi regionalnej kompresji tektonicznej (1). Nie wykluczone, że również na obszarze Sudetów regionalna oś kompresji uległa prawoskrętnej rotacji (ryc. 6). Dla modelu transpresji, gdzie α^{-1} , struktury ekstensyjne powstają pod kątami większymi niż 45° , a struktury kompresyjne – pod kątami dużo mniejszymi niż 45° (14).

Do grupy struktur ekstensyjnych należą uskoki normalne, żyły i spēkania ekstensyjne, a do zespołu struktur kompresyjnych (kontrakcyjnych) – uskoki odwrócone, nasunięcia, struktury fałdowe (ryc. 6). W warunkach transpresji dochodzi również do ruchów przesuwczych, m.in. na powierzchniach ścinań Riedla. Uproszczona orientacja wymienionych struktur tektonicznych, związanych z fazami młodoolpejskimi na obszarze Sudetów Środkowych, została przedstawiona na ryc. 6. Prawie równoleżnikowe orientacje wychodni bazaltów w okolicach Łądka Zdroju, Sieniawki, Żelowic lub Graczy (12), o maksymalnym nateżeniu wylewów w miocenie dolnym (3) oraz równoleżnikowy wał metakarpacki z towarzyszącymi mu uskoki normalnymi (np. Sienic, Ząbkowic Śląskich i Doboszowic) (12) wyznaczają główną oś ekstensji (σ_3) w tej części Sudetów (ryc. 6). Na ścisły związek

* α^{-1} oznacza skrócenie strefy deformacji i jest stosunkiem zdeformowanej do pierwotnej szerokości strefy deformacji.

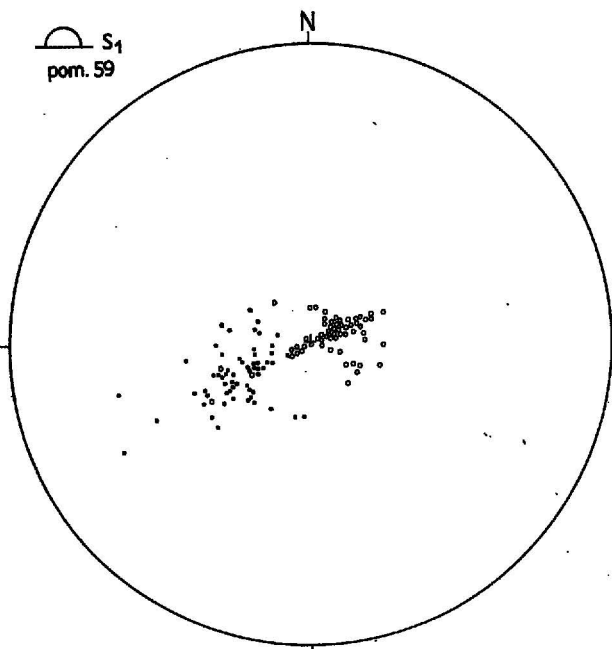


Ryc. 6. Model młodoalpejskiej transpresji dla Sudetów Środkowych przy równoleżnikowej kompresji regionalnej i prawoskrętnej rotacji całego układu

1 – nasunięcia i uskoki odwrócone, 2 – osie wielkopromiennych antyklin, 3 – osie wielkopromiennych synklin, 4 – żyły, dajki, spękania ekstensyjne i wylewy bazaltów, 5 – uskoki normalne, rowy i niecki ekstensyjne, 6 – prawoskrętne ścicia Riedla R, 7 – lewoskrętne ścicia Riedla R; σ_1 – główna oś kompresji, σ_3 – główna oś ekstensji

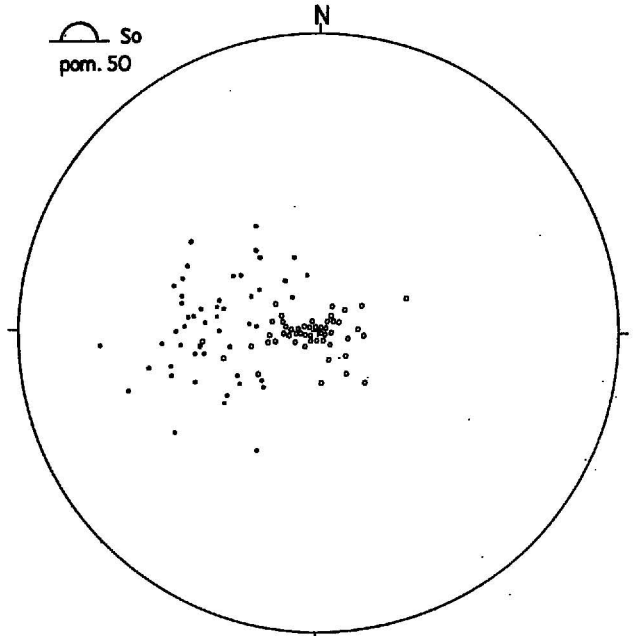
Fig. 6. Model of young Alpine transpression for the Middle Sudetes with latitudinal regional compression and right-rotation of all system

1 – thrust faults and inverted faults, 2 – axis of large-dimension anticlines, 3 – axis of large-dimension synclines, 4 – veins, dikes, extension fractures and basalt flows, 5 – normal faults, extension grabens and depressions, 6 – right-rotated shears of Riedel R, 7 – left-rotated shears of Riedel R; σ_1 – main compression axis, σ_3 – main extension axis



procesów wulkanizmu alkaliczno-bazaltowego z równoczesnym powstawaniem prawie równoleżnikowych base-nów i grzbietów w neogenie zwracał uwagę S. Cwojdzin-ski (3). Jednocześnie dochodziło do intensywnych ruchów blokowych i wypiętrzeń wielkopromiennych (3). Osie wielkopromiennych struktur, podobnie jak biegi nasu-nięć i uskoczków inwersyjnych w Sudetach Środkowych wyznaczają oś głównej kompresji (σ_1), która jest skośna do regionalnej osi kompresji (ryc. 6).

Przedstawiony model transpresji młodoalpejskiej rzu-ca także nowe światło na ewolucję strukturalną rowu Nysy Kłodzkiej. H. Closs (2) przyjmował, że rów ten jest



Ryc. 8. Diagram punktowy powierzchni warstwowania (S_0) w osadach kredy górnej – na podstawie 59 pomiarów wykonanych w odsłonięciach w pobliżu linii przekroju AB (ryc. 4)

Kropki – normalne powierzchni warstwowania S_0 w ich obecnej pozycji przestrzennej; kółka puste – normalne powierzchni warstwowania S_0 po ich prawoskrętnej rotacji o kąt 30° ; półkula górna, siatka Schmidta

Fig. 8. Punctual diagram of bedding planes (S_0) from the Upper Cretaceous deposits – 59 measurements from outcrops along AB cross-section (Fig. 4)

Spots – normals to bedding planes S_0 in their actual position; circles – normals to bedding planes S_0 after 30° right rotation; upper hemisphere, Schmidt net

Ryc. 7. Diagram punktowy foliacji metamorficznej (S_1) w utworach serii strońskiej – na podstawie danych zebranych z odsłoneń w pobliżu linii przekroju AB (ryc. 4)

Kropki – normalne powierzchni foliacji S_1 w obecnej pozycji, kółka puste – normalne powierzchni S_1 po ich prawoskrętnej rotacji o kąt 30° ; półkula górna, siatka Schmidta, 50 pomiarów

Fig. 7. Punctual diagram of foliation (S_1) in the Strońsk series deposits – on the outcrop data along AB cross-section (fig. 4)

Spots – normals to foliation planes S_1 in actual position; circle – normals to S_1 planes after 30° right rotation; upper hemisphere, Schmidt net, 50 measurements

klasycznym rowem grawitacyjnym. B. i J. Donowie (6) wiąże powstanie rowu z wielkopromiennymi fałdami i ich rozbięciem na bloki oraz utworzeniem się rowów grawitacyjnych w partiach siodłowych w wyniku kompresji w kierunku SW–NE. Procesy te były związane według nich (6) z fazami subhercyńskimi i wczesnolaramijskimi. A. Radwański (13) opowiada się za powstaniem rowu Nysy w wyniku kompresji w trzeciorzędzie, podobnie jak J. Oberc (12). Zdaniem autora, rów Nysy Kłodzkiej powstał w warunkach ekstensji (może transtensji) w czasie faz subhercyńskich (synsedymencyjnych) i laramijskich, a następnie uległ lokalnym modyfikacjom młodoalpejskim w warunkach równoleżnikowej transpresji.

MŁODOALPEJSKIE REORIENTACJE STARSZYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH

Charakterystyczna zbliżona orientacja przestrzenna powierzchni foliacji metamorficznej S_1 i warstwowania S_0 (ryc. 3, 7 i 8) wskazuje, że po turonie doszło do prawie 30° wychylenia bloków podłoża metamorficznego razem z przykrywającym je osadami kredy górnej. Analiza diagramu punktowego foliacji metamorficznej S_1 (ryc. 7) wskazuje, że po prawoskrętnej 30° rotacji wokół horyzontalnej osi równoległej do biegu nasunięcia Zielenca, większość powierzchni S_1 będzie zorientowanych prawie horyzontalnie. Dane te wskazują, że przed rozwojem nasunięcia Zielenca powierzchnie foliacji S_1 były zorientowane subhoryzontalnie. Obecna orientacja przestrzenna foliacji S_1 wynika z młodoalpejskiej rotacji bloku orlickiego. Analiza makrostruktur fałdowych w oparciu o szczegółową analizę statystyczną pomiarów foliacji S_1 w kompleksach metamorficznych musi eliminować wpływ młodszych deformacji. Seria strońska w okolicy Zielenca była przedmiotem szczegółowej analizy strukturalnej (16), w której jednak nie uwzględniono młodoalpejskiej reorientacji starszych, waryscyjskich struktur tektonicznych, głównie foliacji S_1 .

Dlatego wydaje się celowe, aby w przyszłych badaniach strukturalnych w Sudetach więcej niż dotychczas uwagi poświęcić na wzajemne relacje między różnowiekowymi strukturami. Dotyczy to zwłaszcza rejonów, gdzie starsze kompleksy skalne są przykryte młodszymi osadami.

WNIOSKI

Wyniki przedstawionej analizy:

1 – charakteryzują regionalną dyslokację w okolicy Zielenca i Granicznej jako nasunięcie Zielenca z zachodnim nasuniętym (stropowym) skrzydłem o ślizgu ponad 5 km na powierzchni nasunięcia zapadającej ku zachodowi pod kątem ok. 45° ;

2 – rozwój nasunięcia Zielenca wiąże ściśle z kruchymi warunkami odkształcenia w wyniku kompresji o osi głównej σ_1 zorientowanej w kierunku WSW–ENE, a nie z ekstensją podłoża;

3 – wskazują, na powstanie nasunięcia Zielenca w wyniku młodoalpejskiej transpresji na obszarze Sudetów Środkowych, która była tutaj odbiciem procesów tektogenezy młodoalpejskiej w Karpatach fliszowych;

4 – świadczą o zasadniczej zmianie regionalnych pól naprężeń w Sudetach Środkowych od faz subhercyńskich do faz młodoalpejskich;

5 – potwierdzają powstanie rowu Nysy Kłodzkiej w warunkach ekstensji, a może nawet transtensji, podczas synsedymencyjnych faz subhercyńskich, a następnie

laramijskich oraz lokalne modyfikacje struktury rowu w czasie transpresji młodoalpejskiej;

6 – nakazują zachowanie dużej ostrożności przy analizie orientacji starszych, głównie waryscyjskich, struktur tektonicznych z uwzględnieniem młodoalpejskich (i nie tylko!) lokalnych reorientacji tych elementów strukturalnych w Sudetach.

Autor dziękuje dr Jurandowi Wojewodzie za cenną dyskusję o alpejskiej ekstensji w Sudetach oraz dr Stefanowi Cwojdziańskiemu za wnikliwe przeczytanie tekstu.

L I T E R A T U R A

- Aleksandrowski P. – Studia Geol. Pol., 1989 vol. 96 s. 1–140.
- Cloos H. – Der Gebirgsbau Schlesiens und die Stellung seiner Bodenschätze. Berlin, 1922 s. 1–107.
- Cwojdziański S., Jodłowski S. – Biul. Inst. Geol., 1982 nr 341 s. 201–230.
- Cymerman Z. – Szczegółowa Mapa Geologiczna Sudetów w skali 1:25 000 arkusz Duszniki Zdrój (wraz z Objaśnieniami). Wyd. Geol. 1989 (w druku).
- Doktor S., Graniczny M., Sadowska M. – Prz. Geol., 1987 nr 11 s. 580–583.
- Don B., Don J. – Acta Geol. Pol., 1960 nr 1 s. 71–106.
- Harding T.P. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1974 vol. 58 s. 1290–1304.
- Harland W.B. – Geol. Mag. 1971 vol. 108 s. 27–42.
- Jaroszewski W. – Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., 1980.
- McCoss A.M. – J. Struct. Geol. 1986 vol. 8 nr 6 s. 715–718.
- McCoss A.M. – Ibidem, 1988 vol. 10 nr 1 s. 109–120.
- Oberc J. – Budowa geologiczna Polski. Tektonika. II. Sudety i obszary przyległe. Wyd. Geol., 1972.
- Radwański S. – Biul. Inst. Geol., 1975 nr 287 s. 5–59.
- Sanderson D.J., Marchini W.R.D. – J. Struct. Geol., 1984 vol. 6 nr 5 s. 449–458.
- Wojewoda J. – Prz. Geol., 1987 nr 4, s. 169–175.
- Żelaźniewicz A. – Geol. Sudetica, 1978 nr 1 s. 67–86.
- Żak C. – Rękopiśmienna mapa geologiczna w skali 1:25 000 arkusz Zieleniec. Arch. PIG Oddz. Dolnośląski. Wrocław, 1955.

S U M M A R Y

The mapping on the Duszniki Zdrój sheet (4) has shown regional dislocation in the Orlickie Hills, named the Zieleniec thrust fault. The thrust plane is inclined at about 40 – 50 degree toward WSW and calculated displacement along it is about 5300 m. The upthrown side is composed of metamorphic rocks (schists) but in the downthrown one are found the Upper Cretaceous deposits together with the Variscian gneiss basement. In last one side changes of dip angles of stratification planes are independent of distance from thrust fault except of surroundings of Graniczna village.

Structural data argued the Zieleniec thrust fault originated in conditions of brittle deformation under tan-

gential compression (σ_1), WSW — ENE directed. It was an effect of young Alpine transpression, which reflected on the Sudetic area regional strain fields, connected with deformations, existing that time in the Inner Carpathians.

Structural data proved also general change of regional strain fields in the Middle Sudetes, from sub-Hercynian (synsedimentary) up to early Alpine phases. It was confirmed an opinion the Nysa Kłodzka graben, infilled with the Upper Cretaceous deposits, has originated in extension or/and transpression conditions at sub-Hercynian and Laramic phases. During early Alpine transpression the local structural modifications of the Nysa Kłodzka graben took place.

Analysis of the Zieloniec thrust fault indicates a needness of regarding young Alpine (but not only!) modifications and reorientations, mainly Variscian in age, of tectonic structures in all Sudetic area.

Р Е З Ю М Е

Картографические работы, проведенные на листе

Душники Здруй (4) в центральных Судетах доказали присутствие региональной дислокационной структуры в Орлицких горах, определенной как надвиг Зеленьца. Наклон поверхности надвига порядка 40—50° к ЗЮЗ. Рассчитанное перемещение на поверхности надвига равняется около 5300 м. Надвинутое крыло сложено метаморфическими породами (кристаллические сланцы). Подошвенное крыло слагают отложения верхнего мела вместе с гнейсовым (варисским) основанием. В этом крыле не наблюдается изменение величины углов падения слоистости S_0 в зависимости от расстояния от надвига, кроме окрестностей Граничной.

Структурные данные указывают на то, что Зеленьца образовался в хрупких условиях деформаций под влиянием тангенциальной компрессии (σ_1) в направлении ЗЮЗ — ВСВ. Развитие этого надвига произошло в результате поздноальпийской трансгрессии, которая в Судетах отражала региональные поля напряжений, связанные с деформациями во внешних Карпатах.