

Tektonika masywu Śnieżnicy i jej przedpola (Beskid Wyspowy, płaszczowina magurska)

Andrzej Konon*

Celem badań była analiza strukturalna środkowej części Beskidu Wyspowego, obejmująca górę Śnieżnicę oraz blisko kilometrowy pas przedpola (ryc. 1).

Pierwsze wzmianki o geologii tego obszaru pochodzą z XIX w. (Paul 1886; Szajnocha, 1895 *bona fide* Gołąb, 1947). Obraz kartograficzny i tektoniczny tego obszaru zawierają opracowania Świdarskiego (1953a, 1953b), Burtan (1966, 1974, 1978, Burtan i in., 1981), Żyto i in. (1989). Bober & Oszczytko (1962, 1964) przedstawili dla synkliny Śnieżnicy związek hydrogeologii z tektoniką.

Na badanym terenie (ryc. 2) występują dwie serie litostratygraficzne (Burtan, 1966, 1974, 1978) — magurska i śląska odpowiadające dwóm jednostkom tektonicznym pierwszego rzędu: płaszczowinie magurskiej i śląskiej. Na północ od analizowanego obszaru, w niewielkiej odległości, występuje także seria podśląska (Burtan, 1974), na północny-wschód zaś czapka tektoniczna zbudowana z utworów płaszczowiny magurskiej (Burtan, 1966, Burtan i in., 1981).

Seria magurska na badanym obszarze jest wykształcona w sposób typowy (Konon, 1996) dla strefy raczańskiej (Sikora & Żyto, 1959; Węclawik, 1969; Oszczytko, 1973; Cieszkowski i in., 1989) w rejonie Beskidu Wyspowego i składa się z warstw inoceramowych (senon–paleocen, miąższość ok. 700 m), z łupków pstrych (dolny eocen, miąższość ok. 150 m), warstw hieroglifowych (środkowy–górny eocen, miąższość ok. 220 m) oraz warstw magurskich (górny eocen–oligocen, miąższość ok. 980 m). W obrębie warstw magurskich dodatkowo wyróżniłem, za pomocą analizy zdjęć lotniczych, dwa kompleksy skalne (ryc. 2), z których wyższy cechuje większa przewaga piaskowców gruboławicowych.

Seria śląska występuje w północnej części terenu (ryc. 2). Na badanym terenie, w jej obrębie występują warstwy od dolnej kredy do górnego oligocenu. Najstarsze z nich są określone przez Burtan (1974, 1978) jako kreda kurowska. Zostały one przemianowane później (Burtan i in., 1981) na łupki wierzowskie. Warstwy te, o miąższości ok. 500 m, składają z ciemnoszarych, drobnoławicowych piaskowców silnie wapnistych przeławiconych ciemnoszarymi łupkami ilastymi oraz drobnoławicowych wapieni ze strukturami *cone in cone* takich jak opisuje Leonowicz (1997) w Bieszczadach. Są one podobne do warstw cieszyńskich (walanżyn–alb), opisywanych przez Ślaczkę (1959). Ponadto występują tu łupki menilitowe (oligocen, miąższość ok. 450 m) oraz warstwy krośnieńskie (oligocen, miąższość ok. 800 m). W kamieniołomie Skrzydlna (ryc. 2) stwierdzono wystąpienie olistolitu w obrębie łupków menilitowych i czarnych rogowców w postaci okruchów pegmatytów, wapieni organodetrycznych i pelitowych, brekcji, arkoz, żwirów, rogowców oraz żelazistych piaskowców kwarcowych.

Tektonika

Materiały zostały opracowane w oparciu o szczegółowe

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

kartowanie geologiczne w skali 1 : 10 000 metodą klasyczną, uzupełnione o bardzo przydatną w tym rejonie fotointerpretację zdjęć lotniczych w skali 1 : 10 000. Dalsze opracowanie wykonano zgodnie z zaleceniami Jaroszewskiego (1972) i Mastelli (1988), wydzielając jako strefy jednorodne: północne skrzydło synkliny Śnieżnicy — I, południowe skrzydło synkliny Śnieżnicy — II, łuski brzeżne — III oraz łuski płaszczowiny śląskiej — IV (ryc. 3).

Płaszczowina magurska

Na badanym terenie, w obrębie płaszczowiny magurskiej (ryc. 2), występuje duża strefa tektoniczna o charakterze łuski będąca przedłużeniem strefy synklinorialnej Zawoja–Jordanów (Książkiewicz, 1972) tradycyjnie nazywana skibą Beskidu Wyspowego (nazwa użyta przez Mastellę, 1988, jako odpowiednik nazwy skiby Gór Wyspowych wydzielonej przez Świdarskiego, 1953a, 1953b). Na północ od niej występuje mały fragment strefy tektonicznej, również o charakterze łuski, tradycyjnie nazywanej skibą Kiczory (Świdarski, 1953b), która ze względu na słaby stan odosłonięcia i niewielki obszar nie będzie tu omawiana.

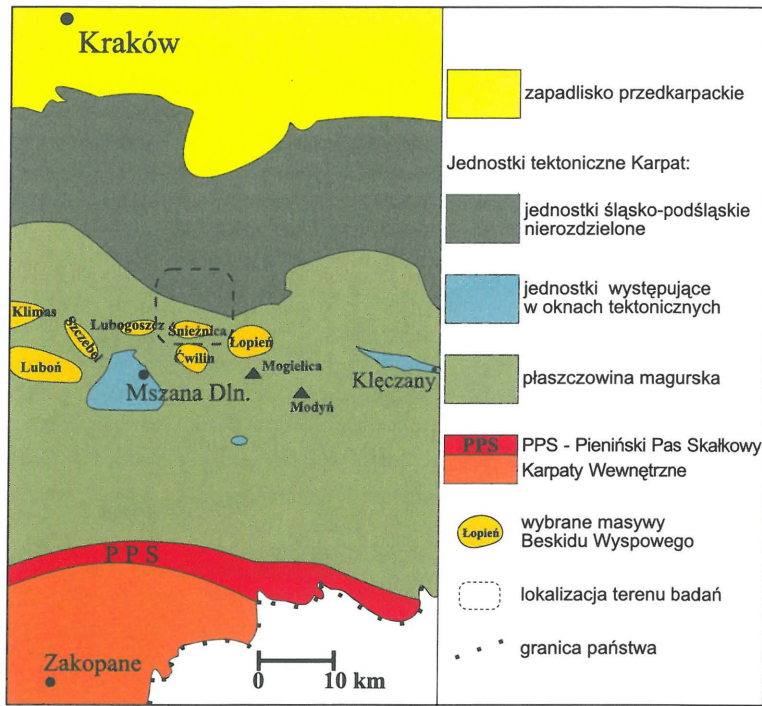
W skibie Beskidu Wyspowego wyróżniono dwie podstawowe strefy tektoniczne: synklinę Śnieżnicy i łuski brzeżne.

Synklinia Śnieżnicy

Synklinia Śnieżnicy jest fałdem obalonym (Świdarski, 1953a — przekroje), o odwróconym skrzydle południowym (ryc. 4). W skrzydle tym dominują warstwy w położeniu odwróconym 90/24S. W skrzydle północnym zaś dominują warstwy 120/30S z niewielką subdominantą 86/40S (ryc. 3). Liczne ślady zlustrowań na powierzchniach ławic wskazują na posuw międzyławicowy. Położenie osi synkliny Śnieżnicy, wyznaczone z obrazu kartograficznego i z diagramów konturowych wynosi dla środkowej części synkliny ok. 91/5E, części wschodniej ok. 110/18E (ryc. 2, 3), a płaszczowiny środkowej odpowiednio 91/48S i 108/44S. Prawdopodobnie obalenie południowego skrzydła synkliny Śnieżnicy zostało spowodowane dogięciem go przez nasuwający się masyw Ćwilina (ryc. 2 c–c).

Masyw ten nasunął się na synklinę Śnieżnicy, wzdłuż nasunięcia o zgeneralizowanym położeniu 87/38S. Nasunięcie to najlepiej odsłania się w potoku Mocarny (ryc. 2), gdzie występuje w postaci szerokiej strefy brekcji tektonicznych oraz szaroniebieskich kataklazytów złożonych z minerałów ilastych i kwarcu. Od północy synklinia Śnieżnicy jest ograniczona nasunięciem (ryc. 2 b–b) o biegu ok. 98° i upadzie ok. 30°S.

Jak wskazuje analiza wzajemnego przecinania się nasunięć w SE części badanego terenu (ryc. 2) oraz mapa geologiczna (ryc. 2 — Konon, 1996) kolejność nasunięć była następująca: najpierw nasunęła się synklinia Ćwilina (ryc. 2 c–c) na synklinę Śnieżnicy, następnie synklinia Łopienia (ryc. 2 d–d), a na końcu powstało nasunięcie (ryc. 2 e–e) Czarnej Rzeki–Polkówki (Konon, 1996).



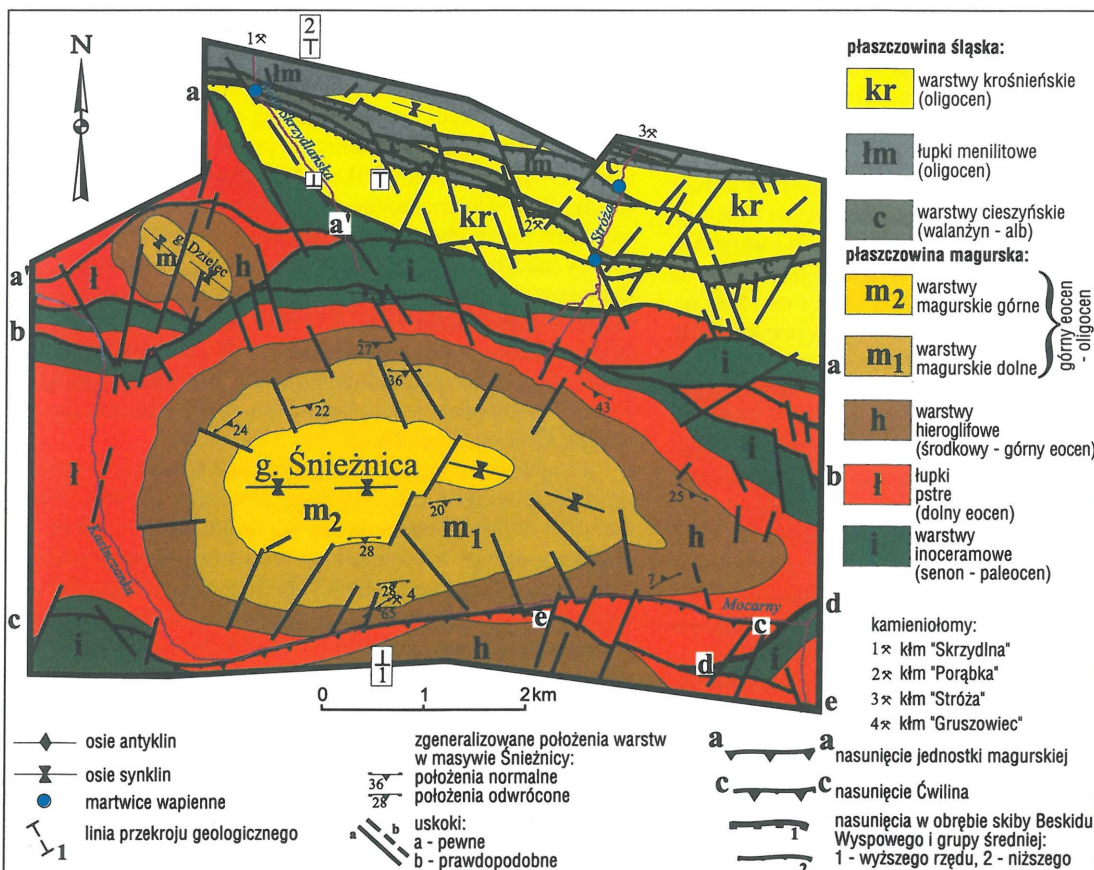
Ryc.1. Lokalizacja terenu badań (wg szkicu tektonicznego Książkiewicza, 1965)

Strefa łusek brzeżnych

Strefa łusek brzeżnych występuje na północ od synkliny Śnieżnicy. W strefie tej występuje 5 łusek o rozciągłości 90–110° (ryc. 2). Łuski występujące w części wschodniej terenu badań, w obrębie których stwierdzono obecność warstw inoceramowych i łupków pstrych, w części środkowej przykryte są nasunięciem głównym synkliny Śnieżnicy

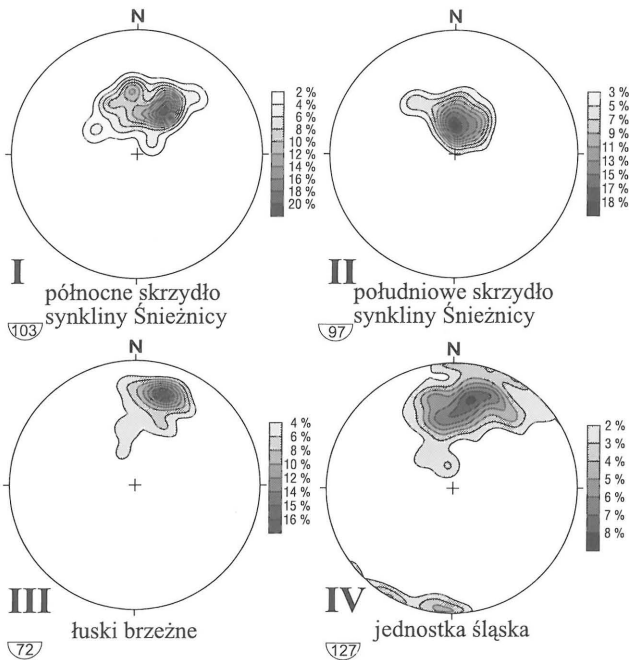
(ryc. 2 b–b). Ponownie odstawiają się w części zachodniej. W strefie łusek brzeżnych dominują położenia warstw 107/65S (ryc. 3).

W zachodniej części strefy łusek brzeżnych występuje łuska Dzielca (ryc. 2). Jest ona synkliną z warstwami magurskimi w jądrze. Synklinę Dzielca, podobnie jak synklinę Wyszczasu (Konon, 1996), cechuje wyraźnie skrecona oś (azymut ok. 128°) w stosunku do regionalnego przebiegu struktur. W połączeniu z równoleż-



Ryc. 2. Mapa geologiczna rejonu góry Śnieżnica

Ryc.3. Diagramy położenia warstw (projekcja normalnych na dolną półkulę)



nikowym przebiegiem warstw w środkowych łuskach może to świadczyć o dostosowywaniu się fałdowanych warstw do elewacyjnej struktury występującej w podłożu, zgodnej z przebiegiem zatoki występującej w obrębie płaszczowiny magurskiej.

Strefa łusek brzeżnych jest ograniczona od południa głównym nasunięciem synkliny Śnieżnicy (ryc. 2 b-b). Od północy natomiast jest ograniczona, w części środkowej i wschodniej (ryc. 2) nasunięciem płaszczowiny magurskiej na płaszczowinę śląską (ryc. 2 a-a), a w części zachodniej nasunięciem (ryc. 2 a-a) skiby Beskidu Wyspowego na skibę Kiczory.

Strefa łusek brzeżnych stanowi klasyczny dupleks (Boyer & Elliot, 1982), utworzony pod nasunięciem głównym synkliny Śnieżnicy (ryc. 2 b-b), a nad nasunięciem płaszczowiny magurskiej (ryc. 2 a-a).

Płaszczowina śląska

Na przedpółu płaszczowiny magurskiej, w obrębie pła-

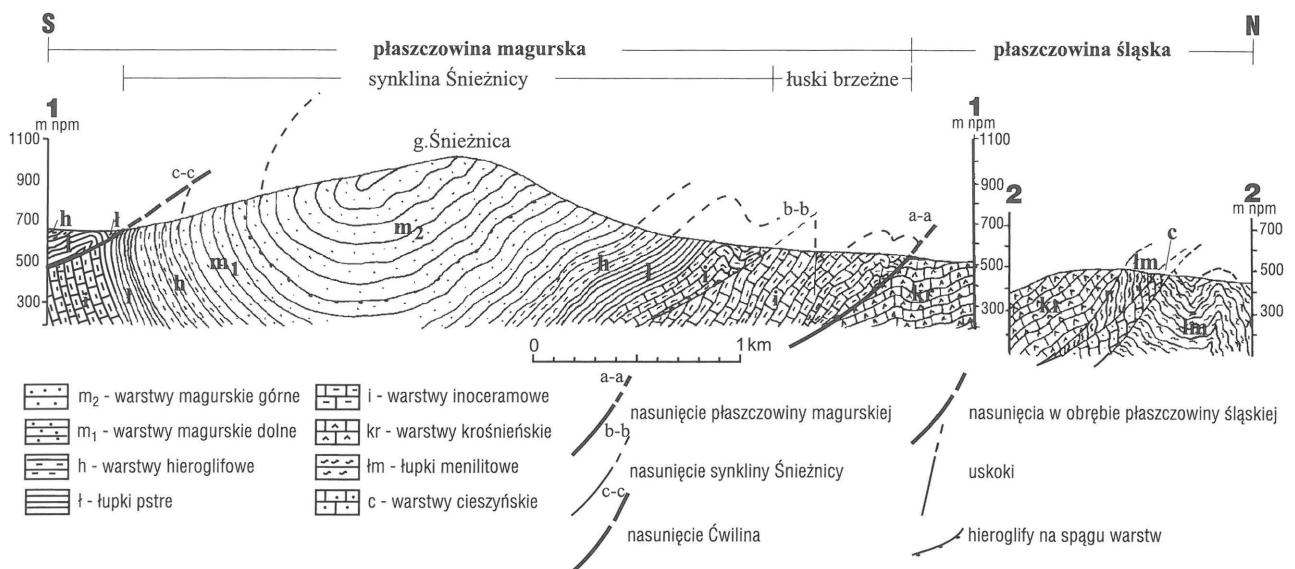
szczowiny śląskiej, występuje co najmniej 9 łusek. W obrębie łusek występują silnie sfałdowane warstwy cieszyńskie, łupki menilitowe oraz warstwy krośnieńskie. Dominują tam położenia 102/70S (ryc. 3). Łuski w płaszczowinie śląskiej cechuje regionalna zmienność położenia powierzchni nasunięć i rozciągłość od 110–120° na zachodzie, poprzez równoleżnikową w części środkowej, do 80° w części wschodniej. Podobna zmienność występuje na mapach Burtan (1966, 1974; Burtan i in., 1981) i Żytko i in. (1989). Sugeruje to występowanie elewacji opływanej przez nasuwającą się płaszczowinę śląską. Elewacja ta nie jest stwierdzana (Doktór i in., 1990; Rytko & Tomasz, 1995) w skonsolidowanym podłożu Karpat. Może to świadczyć, w powiązaniu z opisywanym dostosowywaniem się fałdowanych warstw w obrębie strefy łusek brzeżnych płaszczowiny magurskiej, o występowaniu elewacji, związanej bezpośrednio z podłożem nasuwających się płaszczowin — magurskiej i śląskiej.

W obrębie łusek płaszczowiny śląskiej występują sporadycznie fałdy oraz wąskie strefy warstw odwróconych o upadach na północ o szerokości do kilkudziesięciu metrów. Prawdopodobnie wiąże się to z odwróceniem tych warstw wskutek wypiętrzania podłoża i podginania nasunięć o upadach południowych.

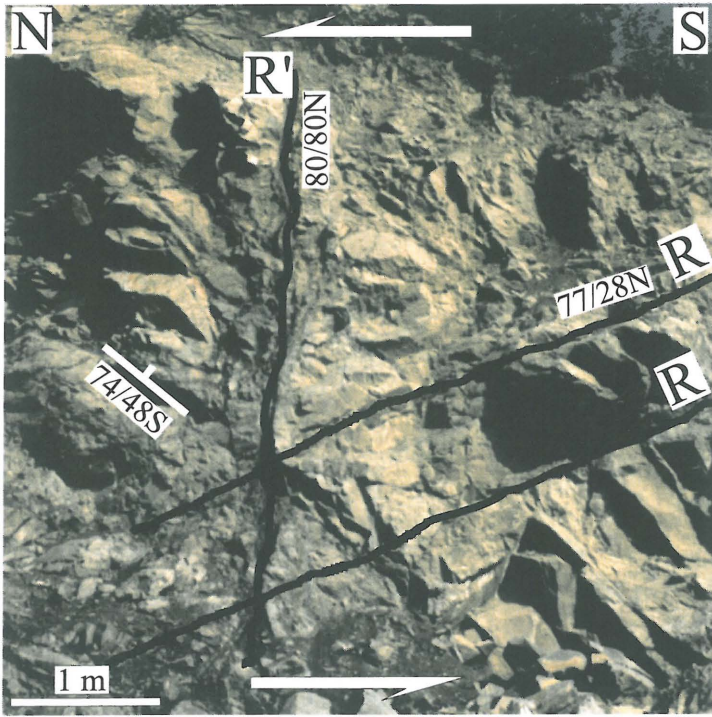
Położenie łusek między dwoma nasunięciami — pod nasunięciem płaszczowiny magurskiej na płaszczowinę śląską i nad nasunięciem płaszczowiny śląskiej na płaszczowinę podśląską oraz stwierdzone np. w kamieniołomie Porąbka (ryc. 2) typowe (Boyer & Elliot, 1982; Mitra, 1986) sigmoidalne segmenty bez symetrycznych, dwukierunkowych powtórzeń sekwencji warstw wskazują na dupleks kontrakcyjny (Woodcock & Fischer, 1986).

Uskoki

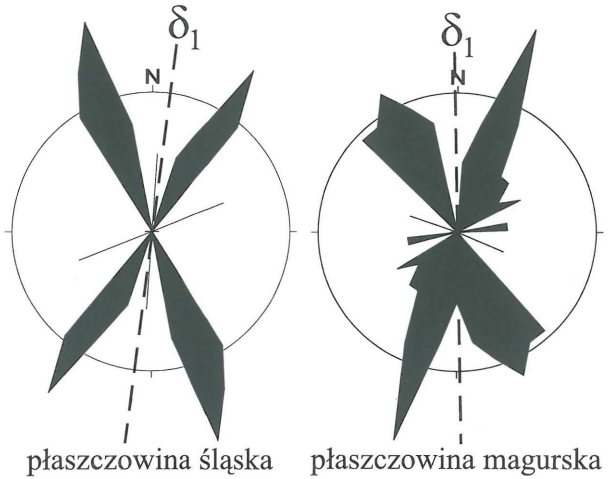
Na badanym terenie występują uskoki o różnych wielkościach — od widocznych w odsłonięciach, po obserwowane na zdjęciach lotniczych i mapach geologicznych. Uskoki te są zrzutowe jak i przesuwczwe.



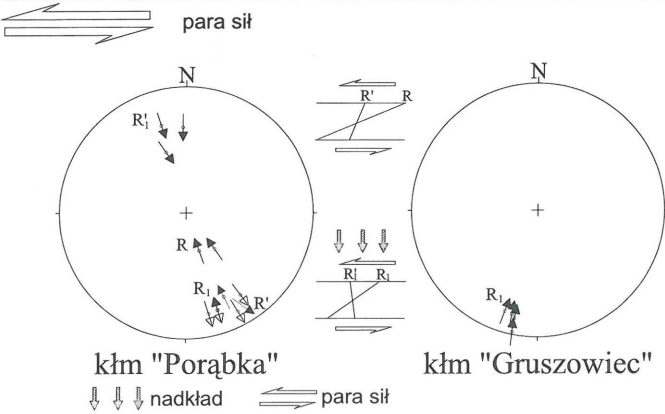
Ryc.4. Przekroje geologiczne



Ryc.5. Uskoki w kamieniołomie Porąbka w warstwach krośnieńskich



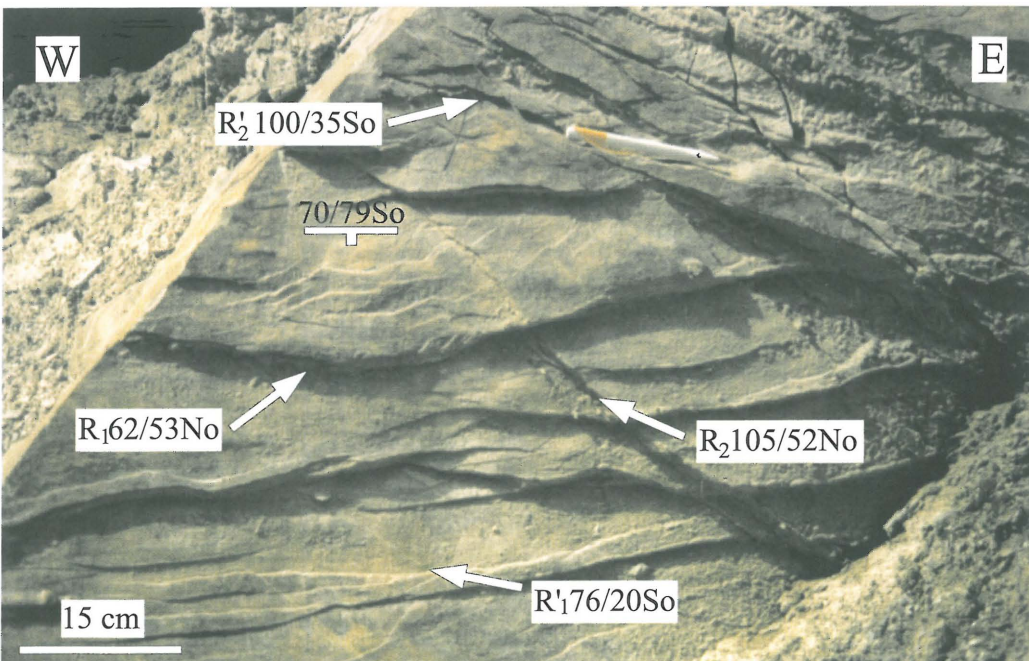
Ryc.7. Diagramy rozetowe położenia uskokuw wyznaczonych za pomocą fotointerpretacji



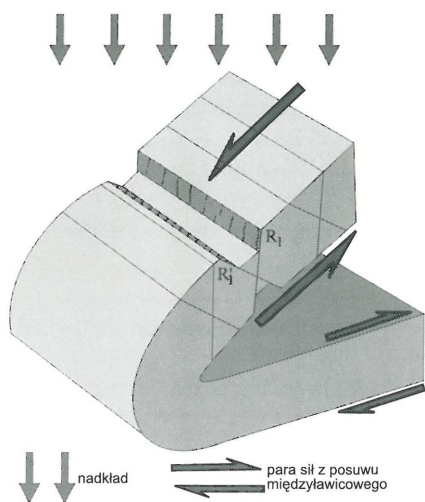
Ryc. 6. Diagramy położenia uskokuw w kamieniołomach Porąbka i Gruszowiec (projekcja azymutów linii upadu na dolną półkulę)

Drobne uskoki zrzutowe

Wśród drobnych uskokuw zrzutowych dominują uskoki o biegach 55–80°. Część z nich (*R*) o upadach 28–33N stanowią uskoki normalne, a część (*R'*) o upadach 60–80N — uskoki odwrócone (ryc. 5, 6). Uskoki stromsze — odwrócone (*R'*) mają szersze strefy uskokuwe i zaznaczają się występowaniem szerokiej, do kilkudziesięciu centymetrów, strefy skataklazowanych minerałów oraz rozwidlaniem się na mniejsze strefy. Natomiast uskoki o małych upadach, normalne (*R*), mają wąskie strefy uskokuwe, z licznymi zlustrowaniami. Opisane uskoki tworzą układ ścięć sprzężonych, o charakterze ścięć riedlowskich (Riedel, 1929; Bartlett i in., 1981), powstałe w wyniku działania pary sił w płaszczyźnie pionowej



Ryc. 8. Spekania kliwazowe w odstąpieniu na górze Klimas-Zębalowa



Ryc. 9. Schemat powstawania kliważu

gach 60–90° i o upadach 60N (R_1) i 55–70S (R_2) obserwowanych przykładowo w kamieniołomie Porąbka i Gruszowiec (ryc. 2, 6). Są to prawdopodobnie, zgodnie z modelem Vialona, ścieżki powstałe w wyniku działania pary sił w płaszczyźnie pionowej pod nadkładem.

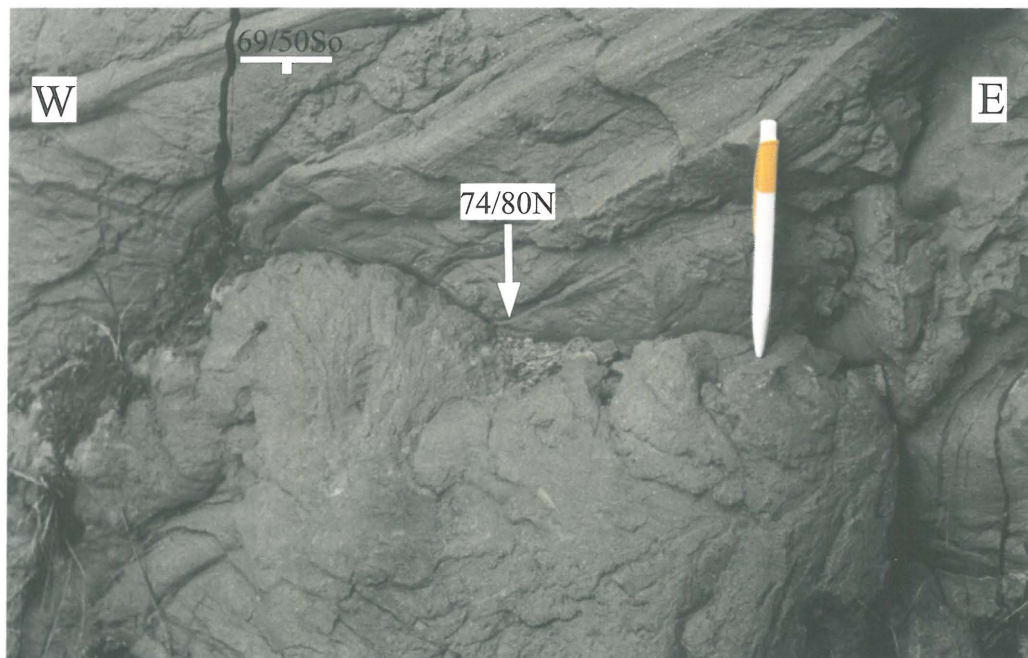
Uskoki przesuwcze

Na badanym terenie występuje gęsta, regularna sieć uskoków przesuwczych o różnych rozmiarach, z których duże zostały stwierdzone na zdjęciach lotniczych oraz zweryfikowane w wielu miejscach w odślonięciach i kamieniołomach (np. kłm Porąbka, kłm Gruszowiec). Na podstawie analizy obrazu kartograficznego i odślonień stwierdzono, że uskoki przesuwcze tworzą sieć o kierunkach (ryc. 2, 7) NNW–SSE (prawoskrętne) i NNE–SSW (lewostrętne).

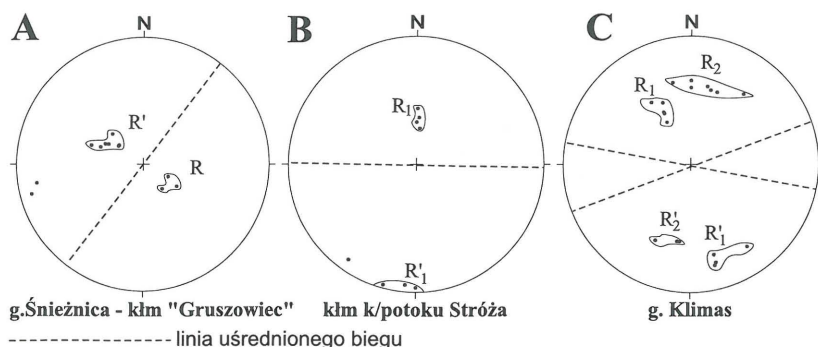
Wiele z nich przecina nasunięcie płaszczowiny magurskiej (ryc. 2), co świadczy o ich ponasunięciowym charakterze. Uskoki na badanym terenie w obrębie płaszczowiny magurskiej, podobnie jak na obszarze sąsiednim na wschodzie (Konon, 1996) są sprzężone i na tej podstawie można wyznaczyć δ_1 o azymucie = 0°. Podobne kierunki δ_1 stwierdził Mastella (1988) w płaszczynie magurskiej, w północnym obrzeżeniu okna tektonicznego Mszany Dolnej. W płaszczynie śląskiej azymut δ_1 , wyznaczony z uskoków sprzężonych, wynosi ok. 10° (ryc.7). W bezpośrednim sąsiedztwie uskoków, w obrębie płaszczowiny śląskiej, stwierdzono występowanie współczesnych martwic wapiennych. Może to świadczyć (Gruszczynski & Mastella, 1986) o ciągłej aktywności stref uskokowych o kierunku NW–SE (ryc. 2).

pod niewielkim nadkładem, umożliwiającym rozszerzenie ku górze (Vialon, 1979; Mastella, 1988). Odmienne wykształcenie zespołu wysokokatowego R — szersze strefy brekcji, ich rozwartość i skłonność do otwierania się może wskazywać na ich przetwarzanie w wyniku dalszej ewolucji pod wpływem większego nadkładu.

Ponadto występuje system uskoków normalnych o bie-



Ryc.10. Kliważ w kamieniołomie Tenczyn na górze Szczebel



Ryc.11. Diagramy punktowe położenia młodszego kliważu

ku NW–SE (ryc. 2). Na niektórych powierzchniach uskoków przesuwczych zaobserwowano młodsze rysy ślizgowe, o stromych położeniach, co może sugerować, że część uskoków przesuwczych została reaktywowana w późniejszym etapie jako uskoki zrzutowe.

Kliważ

Na badanym terenie, w rejonie góry Śnieżnicy i i potoku Stróża (ryc. 2) oraz

w jego otoczeniu na górach Klimas–Zębalowa i Szczebel (ryc. 1) zaobserwowano, podobnie jak Aleksandrowski (1980, 1989) k. Babiej Góry, Misiuwianiec (1992) i Jazwiński (1994) w Bieszczadach gęste, seryjne spękania (ryc. 8). Występują one w odwróconych, stromych skrzydłach fałdów obalonych, powstałych ze zginania. Spękania te, będące kliwazem, mają charakter mikrodyslokacji o wyglądzie równoległych, schodkowo ułożonych stopni, o wymiarach do kilku centymetrów (ryc. 8). Zaobserwowano je głównie w obrębie ławic piaskowców średnio- i gruboławicowych.

Genezę tych spękań można wiązać, podobnie jak Aleksandrowski (1980, 1989), z posuwem międzyławicowym powstałym w wyniku prostego ścinania zachodzącego w płaszczyźnie warstw, w związku z procesem fałdowania (ryc. 9). Pod wpływem pary sił powstają typowe spękania riedlowskie typu R i R (Riedel, 1929; Bartlett i in., 1981).

Podobnie jak Tokarski, Świerczewska i Banaś (1995), Świerczewska & Tokarski (1996a, 1996b) stwierdzono występowanie zespołów starszych i młodszych, z których starsze powstały w materiale słabo zdiagenezowanym.

Starszy kliwaz

Stwierdzono występowanie zespołu spękań wysokokątowych, o charakterze uskoków odwróconych (definiowanych w stosunku do płaszczyzn ławic), odpowiadających ścięciom typu R (ryc. 8), o położeniach bliskich równoleżnikowym (np. na górze Szczebel) i 35/83N w kamieniołomie Gruszowiec na Śnieżnicy, gdzie bieg tych spękań został zrotowany w wyniku działania przebiegającego w pobliżu uskoku.

Kliwaz ten powstał prawdopodobnie już w etapie synsedymencyjnym, o czym może świadczyć deformowanie powierzchni spękań przez hieroglify wleczeniowe (ryc. 10). Powstawanie w słabo zdiagenezowanym osadzie spękań riedlowskich, związanych z prostym ścinaniem, sugeruje Wojewoda & Aleksandrowski (1992) dla deformowanego osuwiska podmorskiego, opisywanego k. Tylmanowej.

Wczesny etap genezy niektórych zespołów, określanych jako powstałe bez kataklazy lub ze słabą kataklazą skaleni, wykazują badania Świerczewskiej & Tokarskiego (1996).

Młodszy kliwaz

Kliwaz ten ma charakter spękań kruchych i można go prawdopodobnie wiązać z zespołami, z silnie rozwiniętą kataklazą, wydzielanymi przez Świerczewską & Tokarskiego (1996). Młodszy kliwaz tworzy systemy (ryc. 8, 11). Na podstawie równoległości ich uśrednionych biegów wydzielono trzy systemy (np. ryc. 11). Pierwszy system o biegu 36° zaobserwowano np. w kamieniołomie Gruszowiec (ryc. 11 A). Po usunięciu intersekcyjnych skutków skręcenia uskokiem można przyjąć, że pierwotne biegi kliwazu miały azymut ok. 90°. Drugi system (np. ryc. 11 B, C) składa się z zespołów o biegach ok. 70° w obrębie płaszczowiny magurskiej (np. ryc. 11 C) oraz 93° w obrębie płaszczowiny śląskiej (np. ryc. 11 B), zaś trzeci system (np. ryc. 11 C) z zespołów o biegach ok. 100°. Zespoły spękań systemu drugiego i trzeciego mają cechy uskoków odwróconych i są odpowiednio oznaczone R_1 i R_1 i R_2 i R_2 .

Systemy młodszego kliwazu, które można uznać za typowe spękania riedlowskie (Riedel, 1929; Bartlett i in., 1981), powstały w różnych etapach zginania fałdu. Naj-

wcześniej powstał pierwszy system spękań (np. ryc. 11 A — R i R) — bez lub pod niewielkim nadkładem. Powstał on pod wpływem nacisku o kierunku prawdopodobnie S–N. Następnie, przy wzrastającym ciężarze nadkładu, powstał system drugi (np. ryc. 11 B, C — R_1 i R_1) równoległy do osi powstającego fałdu. Później, już pod dużym nadkładem, powstał system trzeci (np. ryc. 11 C — R_2 , R_2) prawdopodobnie pod wpływem nasuwania się wyższych elementów płaszczowiny magurskiej.

Podsumowanie

Główną strukturą na badanym terenie w obrębie płaszczowiny magurskiej jest obalona synklina Śnieżnicy nasunięta na strefę łusek brzeżnych.

Bezpośrednio na przedpolu płaszczowiny magurskiej występują łuski płaszczowiny śląskiej tworzące dupleksy.

W pierwszym etapie fałdowania, obejmującym również synklinę Śnieżnicy dominowała prosta kompresja o kierunku w przybliżeniu S–N. W tym etapie przy nie zmienionym kierunku kompresji, w wyniku międzyławicowego posuwu fałdowego, w jeszcze nie w pełni skonsolidowanych ławicach, powstał najstarszy kliwaz o charakterze spękań riedlowskich R'' .

W warstwach już zdiagenezowanych utworzył się kliwaz o charakterze spękań riedlowskich R i R' , jeszcze bez wpływu nadkładu. Jego biegi mają przebieg zgodny z osiami struktur fałdowych płaszczowiny magurskiej.

W efekcie zmiany kierunku transportu na SSE–NNW, w związku ze zbliżaniem się wyższych partii płaszczowiny magurskiej, powstała część uskoków zrzutowych, przednasunięciowych o charakterze ścięć riedlowskich typu R i R' .

Później przy wzrastającym ciężarze nadkładu, w związku z nasuwaniem się maszywów Ćwilina i Mogielicy — położonych na południe od masywu Śnieżnicy elementów płaszczowiny magurskiej, powstały systemy kliwazu i uskoków (R_1 i R'_1), jeszcze równoległe do osi powstającego fałdu.

Wraz z ciągle wzrastającym nadkładem, przy kierunku transportu tektonicznego S–N, powstał system kliwazu oznaczony jako R_2 i R_2' .

W obrębie płaszczowiny śląskiej kierunek transportu tektonicznego, w części zachodniej analizowanego obszaru, był SW–NE, w części wschodniej zaś S–N. Taki sam kierunek transportu był również w niższych partiach płaszczowiny magurskiej — w obrębie łusek brzeżnych. Natomiast w wyższych partiach — synklina Śnieżnicy i nasunięcie masywu Ćwilina — kierunek transportu był w przybliżeniu południkowy. Taki układ transportu płaszczowiny śląskiej i łusek brzeżnych płaszczowiny magurskiej sugeruje występowanie w podłożu elewacyjnej struktury w czasie nasuwania się płaszczowiny śląskiej i łusek brzeżnych. W czasie transportu wyższych partii płaszczowiny magurskiej ich podłoże było już wyrównane.

W następnym etapie w wyniku działania prostej kompresji poziomej o kierunku zbliżonym do południkowego powstała w płaszczowinie śląskiej i magurskiej, sieć uskoków przesuwczych. Uskoki te w dalszym etapie, gdy dominującą rolę zaczęło odgrywać wypiętrzanie obszaru, zostały odmłodzone jako zrzutowe i są one aktywne do dziś.

Na zakończenie autor pragnie podziękować anonimowemu Recenzentowi za trafne uwagi.

L i t e r a t u r a

- ALEKSANDROWSKI P. 1980 — Ann. Soc. Geol. Pol. 50: 329–339.
- ALEKSANDROWSKI P. 1989 — Stud. Geol. Pol., 96:
- BARTLETT W.L., FRIEDMAN M. & LOGAN J.M. 1981 — Tectonophysics, 79: 255–277.
- BOBER L. & OSZCZYPKO N. 1962 — Kwart. Geol., 6: 791–793.
- BOBER L. & OSZCZYPKO N. 1964 — Ibidem, 8: 626–641.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D. 1982 — Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 66: 1196–1230.
- BURTAN J. & SKOCZYLAS-CISZEWSKA K. 1966 — Mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Limanowa, wyd. tymczas. Wyd. Geol.
- BURTAN J. 1974 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Mszana Dolna. Wyd. Geol.
- BURTAN J. 1978 — Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski, ark. Mszana Dolna: 3–70. Wyd. Geol.
- BURTAN J., GOŁONKA J., OSZCZYPKO N., PAUL Z. & ŚLĄCZKA A. 1981 — Mapa geologiczna, 1 : 200 000, ark. Nowy Sącz. Wyd. Geol.
- CIESZKOWSKIM., OSZCZYPKO N. & ZUCHIEWICZ W. 1989 — Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kraków: 20–29.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M., KUCHARSKI R., MOLEK M., DĄBROWSKA B. 1990 — Prz. Geol., 39: 469–475.
- DUNNE W.M. & HANCOCK P.L. 1994 — [W:] Continental deformation red. Paul L. Hancock Pergamon Press, Oxford–New York–Seoul–Tokyo. Pierwsza edycja: 421.
- GOŁĄB J. 1947 — Biul. Państw. Inst. Geol., 29: 57–64.
- GRUSZCZYŃSKI M. & MASTELLA L. 1986 — Ann. Soc. Geol. Pol., 56: 117–131.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — Stud. Geol. Pol., 38: 9–210.
- JAŻWIŃSKI G. 1994 — Budowa geologiczna okolic Jabłonek w Bieszczadach. Arch. IGP, Wydz. Geol., UW.
- KONON A. 1996 — Prz. Geol., 44: 1195–1198.
- KSIAŻKIEWICZ M. 1972 — Budowa geologiczna Polski, Tektonika, cz. 3 Karpaty: 5–288.
- LEONOWICZ P. 1997 — Prz. Geol., 45: 893–898.
- MISIUWIANIEC A. 1992 — Budowa geologiczna okolicy potoku Prowca w Bieszczadach. Arch. IGP Wydz. Geol., UW.
- MASTELLA L. 1988 — Ann. Soc. Geol. Pol., 58: 53–173.
- MITRA S. 1986 — Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 70: 1087–1112.
- OSZCZYPKO N. 1973 — Biul. Inst. Geol., 271: 101–197.
- RIEDEL W. 1929 — Zentralbl. Mineral. Geol. Paläontol., 1929B: 354–368.
- RYŁKO W. & TOMAŚ A. 1995 — Kwart. Geol., 39: 1–16.
- SIKORA W. & ŻYTKO K. 1959 — Biul. Inst. Geol., 14: 61–204.
- ŚLĄCZKA A. 1959 — Ibidem, 131: 203–250.
- ŚWIDERSKI B. 1953a — Mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Rabka. Wyd. Geol.
- ŚWIDERSKI B. 1953b — Objaśnienia do mapy geologicznej Polski, ark. Rabka. Wyd. Geol.
- ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K. 1996a — 30th International Geological Congress. Pekin Chiny. Abstracts, 2: 269.
- ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A. K. 1996b — Referat ogłoszony na warsztatach tektonicznych, Kiry.
- TOKARSKI A. K., ŚWIERCZEWSKA A. & BANAŚ M. 1995 — [W:] Mechanics of Jointed and Faulted Rock, Rossmanith (ed.), Rotterdam: 323–327.
- VIALON P. 1979 — Eclogae Geol. Helv., 72: 531–549.
- WĘCŁAWIK S. 1969 — Pr. Geol. PAN, Oddz. w Krakowie, 59: 5–101.
- WOJEWODA J. & ALEKSANDROWSKI P. 1992 — Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Koninki, Kraków: 59–62.
- WOODCOCK N.H., FISHER M. 1986 — J. Struct. Geol., 8: 725–735.
- ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMČOK J., ELIAŚ M., MENČIK E., DVOAK J., STRÁNIK Z., RAKUS M. & MATĚJOVSKA O. 1989 — [W:] Geological Atlas of the western outer Carpathians and their foreland. Państw. Inst. Geol.