

# Tektonika góry Łopień (Beskid Wyspowy)

Andrzej Konon \*

Celem badań była analiza tektoniczna rejonu góry Łopień (Beskid Wyspowy) po północne zbocza góry Wyszczas (ryc. 1, 2) na podstawie zdjęcia geologicznego w skali 1 : 10 000, uzupełnione o fotointerpretację zdjęć lotniczych w skali 1 : 25 000.

Pierwsze wzmianki o geologii tego obszaru to prace Paula (1886 *bona fide* Gołąb, 1947), Szajnochy (1895 *bona fide* Gołąb, 1947), Gołąba (1947), Bobera i Oszczyпки (1962, 1964). Obraz kartograficzny i tektoniczny przedstawiono na *Mapie geologicznej*, ark. Rabka w skali 1 : 50 000 (Świdorski, 1953a) wraz z objaśnieniami (Świdorski, 1953b), *Szczegółowej mapie geologicznej Polski*, ark. Mszana Dolna w skali 1 : 50 000 (Burtan, 1974) z objaśnieniami (Burtan, 1978), *Mapie geologicznej Polski* w skali 1 : 50 000 ark. Limanowa, wydanie tymczasowe (Burtan & Skoczylas-Ciszewska, 1966), *Mapie geologicznej* w skali 1 : 200 000 — ark. Nowy Sącz (Burtan i in., 1981) oraz na *Mapie geologicznej* w skali 1 : 500 000 (Żyto i in., 1989).

Na badanym terenie występują trzy serie litostratygraficzne (Burtan, 1974, 1978) — magurska, śląska i podśląska należące do trzech jednostek tektonicznych: magurskiej, śląskiej i podśląskiej. Serie śląska i podśląska występujące w północno-zachodniej części terenu (ryc. 2) nie były przedmiotem badań.

Na badanym terenie w obrębie serii magurskiej występują dwie strefy facjalne (Sikora & Żyto, 1959; Węclawik, 1969; Oszczyčko, 1973; Cieszkowski i in., 1989): raczańska (gorlicka) i bystrzycka (sądecka). W pracy zastosowano powszechny dla tych stref podział według Świdorskiego (1953b) i Burtan (1978) na: warstwy inoceramowe (ropianieckie; warstwy z Ropy — propozycja Ślączi i Miziołka nazwy wprowadzonej przez Uhliga w 1988 *bona fide* Ślączi & Miziołek 1995 — formacja z Mogielicy, Ropy — propozycja Wójcik i in., 1996), łupki pstrze (formacja łupków z Łabowej — Birkenmajer & Oszczyčko, 1989; Oszczyčko i in., 1990; Oszczyčko, 1992), warstwy hieroglifowe (formacja hieroglifowa z Grzechyni — propozycja Wójcik i in., 1996) i warstwy magurskie (formacja magurska — Birkenmajer & Oszczyčko, 1989; Oszczyčko i in., 1990; Oszczyčko, 1992, formacja piaskowców magurskich — propozycja Wójcik i in., 1996). W badanym rejonie stwierdzono niepełny profil litostratygraficzny. Z badań Oszczyčki (1992) wynika, że miąższość warstw magurskich w jednostce raczańskiej można oszacować na około 1000 metrów, gdy w profilu z góry Łopień stwierdzono około 650–700 metrów.

## Tektonika

Na badanym terenie w obrębie jednostki magurskiej wydzielono dwa elementy tektoniczne: na północy skibę Gór Wyspowych (Świdorski, 1953b) odpowiadającą skibie Beskidu Wyspowego (Mastella, 1988) oraz na południe od niej — skibę Mogielicy (Świdorski, 1953b).

Materiał opracowano zgodnie z zaleceniami Jaroszewskiego (1972) i Mastelli (1988) dla każdej jednostki tektonicznej i mniejszych obszarów jednorodnych wchodzących

w jej skład. Wyróżniono strefy (ryc. 3): I — łuski brzeżne, II<sub>w</sub> — północne skrzydło synkliny Łopienia — część zachodnia, II<sub>E</sub> — północne skrzydło synkliny Łopienia — część wschodnia, III<sub>w</sub> — południowe skrzydło synkliny Łopienia — część zachodnia, III<sub>E</sub> — południowe skrzydło synkliny Łopienia — część wschodnia, IV — strefa nasunięcia Skiby Mogielicy. W pracy wykorzystano część pomiarów z pracy Chlebowskiego (1992) przy konstrukcji diagramów konturowych położenia warstw, dla strefy II<sub>w</sub> i III<sub>w</sub>.

Terminologię tektoniczną stosowano wg Jaroszewskiego (1994), a dla skał uskokowych wg Sibsona (1977) oraz Buchera i Freya (1994).

## Skiba Beskidu Wyspowego

**Strefa łusek brzeżnych.** Strefa łusek brzeżnych występuje na północ od głównego nasunięcia synkliny Łopienia (ryc. 2). Szerokość tej strefy, na badanym terenie, wynosi w części zachodniej około 2200 metrów, do około 2600 metrów w części wschodniej (ryc. 2). Łuski brzeżne mają w przybliżeniu przebieg równoleżnikowy. Dominują położenia warstw 100/35–60N oraz 75–85/40–65S (ryc. 3–I). Nasunięcia łusek dochodzą skośnie do brzegu nasunięcia jednostki magurskiej (ryc. 2). Potwierdza to pogląd (Książkiewicz, 1972), że północna granica nasunięcia jednostki magurskiej jest erozyjna.

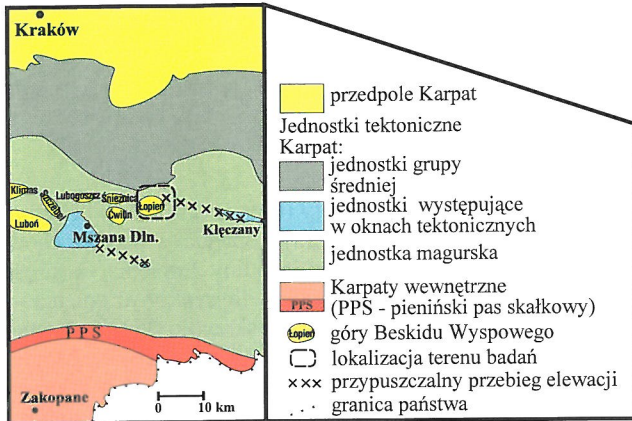
Nasunięcia poszczególnych łusek są stwierdzone w terenie jako wąskie strefy mikrobrecji i kataklazytów. Łuski tej strefy w części północnej i południowej mają charakter synklin. Rozdziela je łuska środkowa o charakterze antykliny o niemal całkowicie wytartym skrzydle brzuszonym (ryc. 2, 4).

**Synklina Łopienia.** Łopień jest izolowaną „wyspawą” górą (ryc. 1). Jest to płaska synklina zbudowana z warstw od inoceramowych po magurskie w jej jądrze (ryc. 2, 4). Cechuje ją asymetryczność nachylenia skrzydeł (ryc. 4). W skrzydle południowym, bardziej stromym dominują warstwy o położeniu 90/30N (ryc. 3 — III<sub>w</sub>, III<sub>E</sub>) w północnym, mniej stromym — 60/18S w części zachodniej (ryc. 3 — II<sub>w</sub>). Położenie osi synkliny Łopienia, obliczone z diagramów (ryc. 4), wynosi 80/4E, a płaszczyzny osiowej 79/82S.

Synklina Łopienia jest nasunięta, jak to wynika z przebiegu linii intersekcyjnej głównego nasunięcia a-a (ryc. 2), na odległość co najmniej 1700 m. Od południa ogranicza ją nasunięcie skiby Mogielicy na skibę Beskidu Wyspowego o przebiegu w przybliżeniu W–E. Liczne, mniejsze nasunięcia przecinają wschodnie, niższe partie tej synkliny (ryc. 2). Wśród nich wyróżnia się nasunięcie ciągnące się wzdłuż potoku Czarna Rzeka. Nasunięcie to, na zachód od uskoku obcinającego zachodnie zbocza góry Świerczek, przechodzi w uskoku odwrócony o kilkudziesięciometrowym zrzucie. Przypuszczalnie wiąże się to z rozpraszaniem ku górze, w warstwach magurskich, ruchu nasunięciowego, co jest efektem, zgodnie z Morleyem (1986), kompensacji ruchu nasunięciowego przy wyjściu nasunięcia na powierzchnię terenu.

Powierzchnie większych nasunięć, na badanym terenie, są nachylone pod kątem 30–45° na S. Nasunięcia, w większości mają charakter stref, o miąższości od kilku do kilkunastu metrów, w których występują złuskowane fragmenty ławic, rozdzielone mikrobrecjami zmielonych piaskowców i łup-

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



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

ków ilastych oraz kataklazytami złożonych głównie z minerałów ilastych oraz kwarcu.

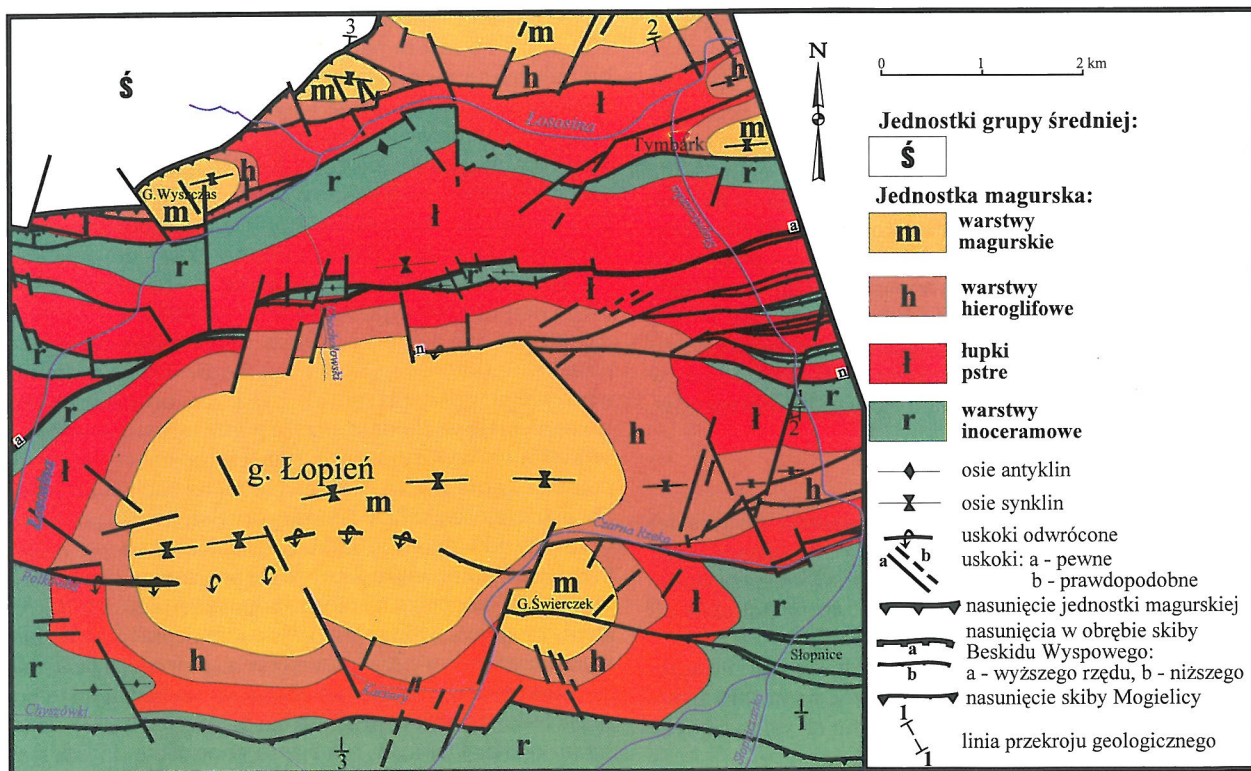
**Strefa łusek w północnym skrzydle synkliny Łopienia.** Synklina Łopienia nasuwa się na łuski brzeżne wzdłuż głównego nasunięcia synkliny Łopienia a-a, a we wschodniej części, także wzdłuż nasunięcia n-n (ryc. 2). W części wschodniej obszaru badań stwierdzono, zgodnie z przypuszczeniami Świderskiego (1953b), przejawy tektoniki kontrakcyjnej, objawiającej się w postaci licznych, imbrykacyjnie ponasuowanych na siebie łusek, o rozciągłości równoleżnikowej (ryc. 2). Ich szerokość waha się od 20 do 300 metrów (ryc. 4). Łuski te odsłaniają się w północnym skrzydle synkliny Łopienia, w dolinie Słopniczanki, w miejscu gdzie to skrzydło nasunięte jest na łuski brzeżne (ryc. 2, 4).

Mięszkość warstw oraz geometria łusek sugerują, że poszczególne nasunięcia, oddzielające łuski, zbiegają się do subhoryzontalnego nasunięcia lub nasunięć na głębokości około 0–100 m npm (ryc. 4).

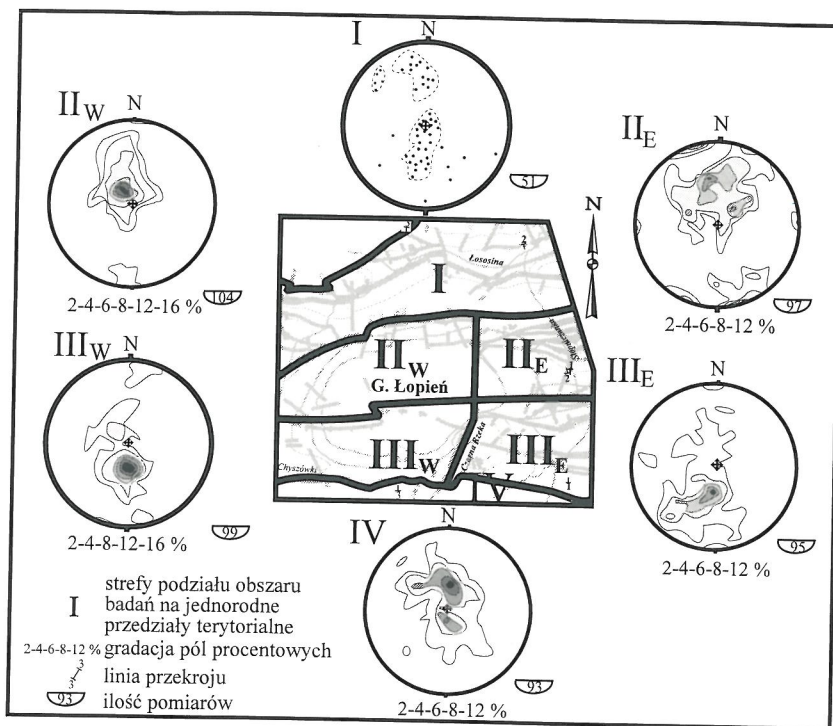
Imbrykacyjny charakter tych łusek, ich geometria oraz występowanie nad nasunięciem a-a a pod nasunięciem n-n (ryc. 4 — przekrój 2–2) wskazują, zgodnie z terminologią Woodcocka i Fischera (1986), że są one podobne do dupleksu kontrakcyjnego.

Dupleksowanie zaszło w obrębie warstw o większej podatności w stosunku do warstw magurskich, w łupkach pstrych, warstwach inoceramowych oraz warstwach hieroglifowych. Dupleks, zgodnie z modelem kinematycznego rozwoju dupleksu z równoległymi nasunięciami stropowym i spagowym (Boyer & Elliot, 1982), prawdopodobnie powstał pod nasunięciem n-n (ryc. 2). Świadczy o tym przekraczający układ tego nasunięcia stwierdzony w rejonie wschodniego zakończenia synkliny Łopienia. Imbrykacja tych łusek jest podobna do dupleksu, który opisuje Mitra (1986) dla Sawtooth Ranges, a dla rejonu sąsiadującego go Mastella (1988).

Struktura imbrykacyjna mogła powstać prawdopodobnie wskutek występowania w podłożu nasunięcia a-a progna, na przedłużeniu którego występuje okno tektoniczne Kłęczan–Pisarzowej. Podobne obserwacje o istnieniu równoleżnikowych depresji i elewacji opisał Kozikowski (1956) w rejonie Kłęczan i Mastella (1988) w rejonie okna tektonicznego Mszana Dolnej. Kozikowski (1958) stwierdził, że wschodniej części okna Kłęczan–Pisarzowej, spiętrzenie warstw inoceramowych na południowym obrzeżeniu okna i brak tego zjawiska na północnym obrzeżeniu. Wiercenia z rejonu Kłęczan wykazują także łagodniejszy charakter warstw od strony N (Kozikowski, 1958). Potwierdza to spostrzeżenia Knipe'a (1985) i Mastelli (1988) o występowaniu intensywniejszego złuskowania warstw w miejscach, gdzie płaszczowina przekraczała próg w podłożu. Mapa pionowych granic gęstościowych, wyznaczonych z pola  $\Delta G$  (Doktor i in., 1987), sugeruje także występowanie stref nieciągłości na większych głębokościach związanych z dyslokacjami lub granicami litologicznymi w rejonie zachodniego zakończenia okna tektonicznego Kłęczan–Pisarzowej.



Ryc. 2. Mapa geologiczna rejonu góry Łopień



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

metrów (Mitra, 1986). Na podstawie map Połtowicza (1985) z północno-zachodniej części okna tektonicznego Klęczan—Pisarzowej można stwierdzić, że dzisiejsze różnice wysokości spągu jednostki magurskiej wynoszą od około — 1000 m npm do około 250 m npm. Rampa więc mogła mieć kilkaset metrów wysokości. Należy jednak uwzględnić nierównomierne wydzwignięcie struktur tektonicznych na skutek inwersji. W tym przypadku termin inwersja, użyty za Cowardem i in. (1994), jest stosowany dla scharakteryzowania obszarów cechujących odwrócenie wyniesienia lub subsydencji. Przybliżone przemieszczenia pionowe (Połtowicz, 1985), określone na podstawie pomiarów ciśnienia dennych z wierzeń, wynoszą przykładowo dla jednostki grybowskiej, zalegającej bezpośrednio pod jednostką magurską, od 30 do 600 m.

Charakter tektoniki opisanej we wschodniej części góry Łopień wyraźnie wskazuje na obecność kompresji skoncentrowanej w zachodnim przedłużeniu okna tektonicznego Klęczan—Pisarzowej.

### Nasunięcie skiby Mogielicy

Geometria łusek jest kontrolowana m.in. przez kąt nachylenia stopnia rampowego i jej wysokość (Mitra, 1986). Metodą Suppe (1983) można oszacować kąt nachylenia opisywanej rampy na około  $15^{\circ}$ – $18^{\circ}$ . Na podstawie mapy Połtowicza (1985) kąt ten, w rejonie na zachód od Klęczan, osiąga wartość około  $25^{\circ}$ .

Zgodnie z przekrojami Mastelli (1988), podobne wartości kąta nachylenia rampy, od  $10^{\circ}$  do  $20^{\circ}$ , występują w południowym obrzeżeniu okna tektonicznego Mszany Dolnej. Złuszkowanie powstało w tym rejonie prawdopodobnie w oparciu o istniejący stopień rampowy, o wysokości 500–600 m, wzdłuż linii łączącej południowe brzegi okien tektonicznych Mszany Dln. i Szczawy.

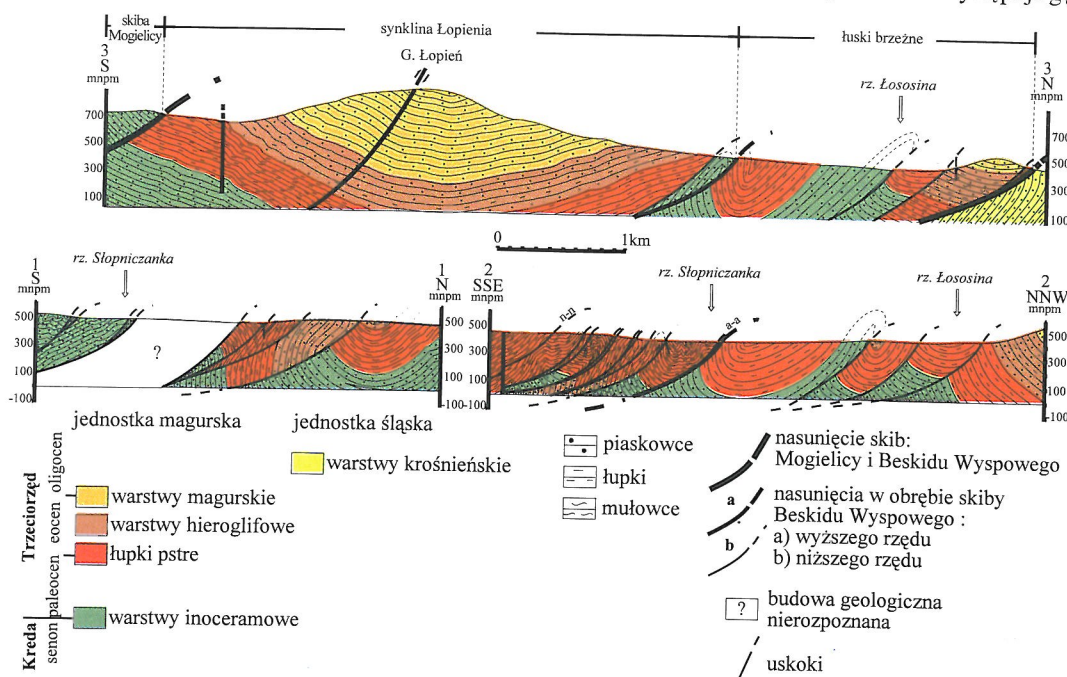
Wysokości progów mogą być różne — nawet do 3000

Nasunięcie skiby Mogielicy jest bardzo dobrze czytelne na zdjęciach lotniczych i w terenie. Wzdłuż nasunięcia, o położeniu 85–95/30S, kontaktują się warstwy inoceramowe skiby Mogielicy i Beskidu Wyspowego oraz łupki pstre należące do skiby Beskidu Wyspowego. W strefie nasunięcia dominują warstwy o położeniu 90/20S i 100/27N (ryc. 3 — IV). Znaczna liczba warstw o mniejszych upadach (ryc. 3 — IV) jest spowodowana złuszkowaniem w obrębie tej strefy.

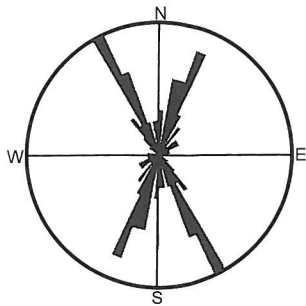
### Uskoki

Na badanym terenie występuje gęsta i regularna sieć uskokowa (ryc. 2 i 5).

Dużo uskoków stwierdzono w odsłonięciach i prześledzono ich kontynuację na zdjęciach lotniczych w postaci ciemnych fototonów, pokrywających się z obniżeniami terenu oraz przebiegającymi skośnie lub prostopadle do biegów warstw. Uskoki zaznaczają się w terenie w postaci stref kataklazytów i brekcji tektonicznych, o szerokości do kilku metrów. Uskoki w badanym terenie są różnej wielkości, przecinają nawet po parę łusek, niektóre z nich także nasunię-



Ryc. 4. Przekroje geologiczne



Ryc. 5. Diagram rozetowy położenia uskoków

niez kulisowy układ uskoków, na przykład w środkowej części doliny Słupniczanki (ryc. 2). Uskok ten pokrywa się z dyslokacją wyznaczoną badaniami geofizycznymi (Doktór i in., 1987). Prawdopodobnie uskoki przesuwczymi są także: uskok przecinający zachodnią część góry Łopień (ryc. 2) oraz uskok występujący w zachodniej części góry Świerczek (ryc. 2), na co wskazuje ich kulisowy układ. Bliższa analiza tektoglifów oraz przesunięć linii intersekcyjnych pozwala sądzić, że uskoki te zostały prawdopodobnie odmłodzone jako zrzutowe. Ślizgi biegowe uskoków przesuwczych dochodzą do kilkudziesięciu metrów. Uskoki przesuwcze o kierunku NNE–SSW są lewoskrętne, a NNW–SSE prawoskrętne (ryc. 2). Występowanie zespołów uskoków NNE–SSW i NNW–SSE potwierdzają badania teledetekcyjne i geofizyczne (Doktór i in., 1987). Uskoki przesuwcze obu zespołów przecinają się pod kątem  $50^{\circ}$  (ryc. 5). Cechy te świadczą, wg kryteriów Freunda (1974), że oba zespoły tworzą prawdopodobnie komplementarny, sprzężony układ uskoków, tak jak to stwierdził Mastella (1988) na SW od opisywanego terenu. Badania Tokarskiego (1975) i Mastelli (1988) uskoków przesuwczych, prowadzone w jednostce magurskiej, sugerują, że są to w większości uskoki pofałdowe, gdzie pierwotnie ruch był przesuwczy, a dopiero potem zrzutowy. Inne uskoki, stwierdzone na terenie badań, są zrzutowe oraz zrzutowo-przesuwcze. Wielkość zrzutów waha się od decymetrów do kilkudziesięciu metrów.

### Podsumowanie

Główną strukturą na badanym terenie jest, należąca do skiby Beskidu Wyspowego, synklina Łopienia. Ma ona znacznie bardziej skomplikowaną budowę niż to dotychczas przedstawiano. Synklinę Łopienia o powierzchni osiowej 84/82S i osi 85/3E, ogranicza od południa nasunięcie skiby Mogielicy. Synklina ta nasunięta jest na strefę łusek brzeżnych, co najmniej 1,7 km.

Nasunięcia w jednostce magurskiej cechuje kierunek zbliżony do rozciągłości struktur geologicznych  $50\text{--}120^{\circ}$  oraz kąt nachylenia  $30\text{--}45^{\circ}$ . W budowie synkliny Łopienia uwidacznia się wyraźna dwoistość. Występują tu partie wyższe, mniej skomplikowane oraz niższe, mocniej zaangażowane tektonicznie, podobne do dupleksu kontrakcyjnego. Ta struktura imbrykacyjna prawdopodobnie powstała w wyniku oparcia się nasuwającej się jednostki magurskiej o próg, zlokalizowany na przedłużeniu dzisiejszego okna tektonicznego Kłęczan–Pisarzowej i wydzielenia subhoryzontalnych nasunięć, różnych od nasunięcia głównego.

Stwierdzono występowanie regularnej sieci uskoków NNW–SSE i NNE–SSW. Uskoki mają charakter przesuwczy, zrzutowy i prawdopodobnie zrzutowo-przesuwczy. Uskoki przesuwcze tworzą prawdopodobnie komplementarny układ uskoków.

### Literatura

- BIRKENMAJER K. & OSZCZYPKO N. 1989 — *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 59: 145–181.
- BOBER L. & OSZCZYPKO N. 1962 — *Kwart. Geol.*, 6: 791–792.
- BOBER L. & OSZCZYPKO N. 1964 — *Ibidem*, 8: 626–641.
- BOYER S. E. & ELLIOTT D. 1982 — *AAPG Bull.*, 66: 1196–1230.
- BUCHER K. I. & FREY M. 1994 — *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer Verlag.
- BURTAN J. & SKOCZYLAŚ-CISZEWSKA K. 1966 — *Mapa geologiczna Polski*, 1 : 50000, ark. Limanowa, wyd. tymczas.
- BURTAN J. 1974 — *Szczegółowa mapa geologiczna Polski*, 1 : 50 000, ark. Mszana Dolna. Wyd. Geol.
- BURTAN J. 1978 — *Objaśnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski*, ark. Mszana Dolna: 3–70. *Ibidem*.
- BURTAN J., GOŁONKA J., OSZCZYPKO N., PAUL Z. & ŚLĄCZKA A. 1981 — *Mapa geologiczna*, 1 : 200 000, ark. Nowy Sącz. *Ibidem*.
- CHLEBOWSKI M. 1992 — *Budowa geologiczna w rejonie góry Łopień w Beskidzie Wyspowym*. Arch. IGP UW.
- CIESZKOWSKI M., OSZCZYPKO N. & ZUCHIEWICZ W. 1989 — *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków: 20–29.
- COWARD M. 1994 — *Inversion Tectonic w Continental Deformation* edited by Paul Hancock, Pergamon Press: 289–304.
- DOKTÓR S., GRANICZNY M. & KUCHARSKI R. 1987 — *Prz. Geol.*, 35: 453–461.
- FREUND R. 1974 — *Tectonophysics*, 21: 93–134.
- GOŁĄB J. 1947 — *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 29 : 57–64.
- JAROSZEWSKI W. 1972 — *Studia Geol. Pol.*, 38: 9–210.
- KNIFE R. J. 1985 — *J. Struct. Geol.*, 7: 1–10.
- KOZIKOWSKI H. 1956 — *Biul. Inst. Geol.*, 110: 47–91.
- KOZIKOWSKI H. 1956 — *Ibidem*, 110: 93–137.
- Kozikowski H. 1958 — *Acta Geol. Pol.*, 8: 179–211.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1965 — *Zarys geologii Polski*. Wyd. Geol.
- KSIĄŻKIEWICZ M. 1972 — *Budowa geologiczna Polski*. Tektonika: 5–288. Wyd. Geol.
- MASTELLA L. 1988 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 58: 53–173.
- MITRA S. 1986 — *AAPG Bull.*, 70: 1087–1112.
- MORLEY C. K. 1986 — *Ibidem*, 70: 12–25.
- OSZCZYPKO N. 1973 — *Biul. Inst. Geol.*, 271: 101–197.
- OSZCZYPKO N. 1989 — *Przew. 63 Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, Kraków: 11–20.
- OSZCZYPKO N., DUDZIAK J. & MALATA E. 1990 — *Studia Geol. Pol.*, 97: 109–181.
- OSZCZYPKO N. 1992 b — *Przew. 63 Pol. Tow. Geol.*, Koninki: 11–20.
- POŁTOWICZ S. 1985 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 55: 77–104.
- SIBSON R. H. 1977 — *J. Geol. Soc. London*, 133: 191–213.
- SIKORA W. & ŻYTKO 1959 — *Biul. Inst. Geol.*, 14: 61–204.
- ŚLĄCZKA A. & MIZIOŁEK M. 1995 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 65: 29–41.
- SUPPE J. 1983 — *Amer. J. Sc.*, 283: 684–721.
- ŚWIDERSKI B. 1953a — *Mapa geologiczna Polski*, 1 : 50 000, ark. Rabka. Wyd. Geol.
- ŚWIDERSKI B. 1953b — *Objaśnienia do Mapy geologicznej Polski*, ark. Rabka. *Ibidem*.
- TOKARSKI A. K. 1975 — *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45: 327–353.
- WĘCŁAWIK S. 1969 — *Pr. Geol. PAN Oddz. w Krakowie*, 59: 5–101.
- WÓJCIK A., KOPCIOWSKI R., MALATA T., MARCINIĘC P. & NESCIERUK P. 1996 — *Przew. 67 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Szczyrk*: 209–215.
- 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., ELIAŠ M., MENČIK E., DVOŘAK J., STRÁNIK Z., RAKUS M. & MATĚJOVSKÁ O. 1989 — [W:] *Geological Atlas of the western outer Carpathians and their foreland*. Państw. Inst. Geol.