ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
Vol. XLV — 3/4: 361—401 Kraków 1975

Leonard MASTELLA

TEKTONIKA FLISZU WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI PODHALA

(Tabl. I—IV i 16 fig.)

Flysch tectonics in the eastern part of the Podhale Basin (Carphatians, Poland)

(Pl. I—IV and 16 Figs.)

Treść: Autor na obszarze wschodniej części Podhala wyróżnił następujące równoleżnikowe strefy tektoniczne: strefę kontaktu fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym, strefę fleksury przypienińskiej, strefę warstw o małych upadach oraz strefę osiową synklinorium. Oprócz tego autor stwierdził, że wzdłuż linii Branisko—Osturnia, Jurgów—Trybsz i wzdłuż Białego Dunajca występują południkowe strefy tektoniczne mające charakter uskoków nożycowych. Wyżej wymienione strefy powstały w wyniku pionowego ruchu bloków podłoża. Powstanie stref równoleżnikowych wiązać należy z fazą sawską, a południkowych z fazą styryjską. W niektórych strefach zanotowano objawy współczesnych ruchów pionowych.

WSTĘP

Przedmiotem pracy jest tektonika fliszu w północno-wschodniej części Podhala, między rzeką Białką a potokiem Hardyniak (fig. 1 A).

W przeciwieństwie do zachodniej części Podhala (por. J. Gołąb, 1959 i W. Boretti-Onyszkiewicz, 1968 a) wyżej omawiany teren nie był objęty w całości badaniami tektonicznymi. Istniejące opracowania kartograficzne (V. Uhlig, 1897; K. Birkenmajer, 1957, 1958 a, 1964 a; L. Horwitz, 1963) nie obejmują całego obszaru Podhala lub są mało szczegółowe. B. Halicki (1963) podaje budowę tektoniczną jedynie w zarysie, a dobrze udokumentowane prace W. Pokropka (1960) i J. Pepola (1972) dotyczą niewielkich obszarów. Uzupełniając tę lukę autor wykonał mapę geologiczną obszaru badań w skali 1:10 000 (L. Mastella 1972 a), która stanowi podstawę niniejszego opracowania.

Autor stosuje terminologię tektoniczną zawartą w pracach M. Książkiewicza (1968) i W. Jaroszewskiego (1972 a, 1972 b) w przypadkach koniecznych uzupełniając ją własnymi określeniami.

STRATYGRAFIA I LITOLOGIA

Flisz podhalański

Autor przyjął litostratygraficzny podział utworów fliszu podhalańskiego na warstwy szaflarskie, zakopiańskie i chochołowskie (J. Gołąb, 1959; L. Watycha, 1959, 1968). Utwory te wiekowo odpowiadają oligocenowi (I. Blaicher, 1973) (fig. 1 B). Litologiczna charakterystyka wydzielonych warstw podana jest w pracach L. Watychy (op. cit.). Autor wprowadził jedynie niewielkie zmiany w przebiegu granic ogniw litostratygraficznych na mapie (fig. 1 B).

Badania autora potwierdziły wcześniejsze spostrzeżenia, że w porównaniu z monotonnie wykształconym kompleksem warstw zakopiańskich i chochołowskich warstwy szaflarskie wykazują urozmaiconą litologię. Głównie w warstwach szaflarskich grupują się osuwiska podmorskie (fig. 1 B), (K. Grzybek, B. Halicki 1958). W materiale osuwiskowym autor znajdował fragmenty skał typu pienińskiego. Fragmenty te mogą pochodzić z warstw posidoniowych, nadposidoniowych (znaleziono dobrze zachowany odcisk małża *Bosistra alpina*), szarych wapieni krynoidowych, radiolarytów, wapieni rogowcowych pienińskiego pasa skałkowego. Również głównie w warstwach szaflarskich zgrupowane są ławice zlepieńców z otoczakami podobnymi do mezozoicznych skał pienińskich, nie spotykanych w warstwach wyższych. Kierunki hieroglifów mechanicznych w warstwach szaflarskich są różne, a miąższość tych warstw zmienia się od około 700 m na krańcach badanego terenu do około 1000 m w partiach położonych naprzeciwko masywu Braniska. W warstwach zakopiańskich i chochołowskich hieroglify mechaniczne zachowują natomiast stwierdzony przez A. Radomskiego (1958) mniej więcej stały kierunek z zachodu na wschód. W tym też kierunku wzrasta miąższość zarówno warstw zakopiańskich, jak i chochołowskich. Sumaryczna miąższość kompleksu warstw zakopiańskich i chochołowskich wynosi w części zachodniej około 1300 m, a w części wschodniej około 1800 m. Podane zmiany miąższości ogniw litostratygraficznych są wywołane zróżnicowaniem intensywności synsedymentacyjnych ruchów tektonicznych.

Obserwacje dotyczące warstw szaflarskich zgodne są z ogólnymi stwierdzeniami R. Marschalki (1968) o przyskałowej strefie Szaflary — Šambron — Drenica. Obserwacje te wskazują na dużą ruchliwość dna basenu oraz obszarów źródłowych warstw szaflarskich.

Sedymentacja warstw zakopiańskich i chochołowskich odbywała się w warunkach spokojniejszych i bardziej ujednoliconych, a oś basenu, jak to stwierdzili K. Grzybek, B. Halicki (1958) i A. Radomski (1958), miała nachylenie w kierunku wschodnim.

W dwóch miejscach, w warstwach szaflarskich i chochołowskich, autor stwierdził występowanie bentonitów (P. Roniewicz, E. Westwalewicz-Mogilska, 1974) (fig. 1 B).

Pieniński pas skałkowy

Utwory pienińskiego pasa skałkowego były objęte badaniami autora jedynie w strefie przy kontakcie z fliszem podhalańskim. W oparciu o te badania oraz o prace K. Birkenmajera (1957, 1958 a, 1958 b, 1964) wydzielono w obrębie pasa skałkowego trzy duże kompleksy litologiczne (fig. 1 B) o różnej podatności na odkształcenia mechaniczne [1].

Kompleks I jest mniej podatny niż pozostałe kompleksy litologiczne. Kompleks ten składa się w przeważającej mierze z różnego rodzaju wapieni. W skład jego wchodzą również radiolaryty i margle. Są to utwory wieku od barremu do albu (K. Birkenmajer op. cit.). Z warstw tego kompleksu zbudowane są samodzielne skałki oraz całe masywy skałkowe. Kompleks II, składający się z margli globotrunkanowych, jest bardziej podatny niż kompleks III złożony z warstw sromowieckich. Granice określonych kompleksów pokrywają się z określonymi granicami wydzieleń stratygraficznych K. Birkenmajera (*op. cit.*).

BUDOWA TEKTONICZNA

Badany teren obejmuje wschodni fragment północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego, rozciągającego się równoleżnikowo od Spiskiej Magury na wschodzie, po Orawę na zachodzie. Południową granicę stanowią Tatry, północną tektoniczny kontakt z pasem skałkowym. Większość struktur niższego rzędu dostosuje się do głównego kierunku synklinorium, tworząc, jak to stwierdzili B. Halicki (1963) i W. Pokropek (1959), szereg równoleżnikowych stref tektonicznych. Autor wydzielił następujące równoleżnikowe strefy tektoniczne (fig. 2): I Strefa kontaktu z pienińskim pasem skałkowym, II Strefa fleksury przypienińskiej, III Strefa warstw o małych upadach, IV Strefa osiowa synklinorium podhalańskiego.

Dwie pierwsze odpowiadają strefom wyznaczonym i opisanym w zarysie przez B. Halickiego (*op. cit.*) i W. Pokropka (*op. cit.*). Fragment następnej strefy opisał W. Morawski (1972). Strefa osiowa jest przedłużeniem na wschód strefy wyznaczonej przez J. Pepola (1972).

Oprócz stref o przebiegu równoleżnikowym po raz pierwszy na badanym terenie wydzielono dwie wyraźne strefy uskokowe [2] o kierunku NNW-SSE: strefę uskokową Jurgów—Trybsz i strefę uskokową Ošturna—Branisko.

---

[1] Pojęcia podatności autor używa zgodnie z definicją J. Handina, R. Hagera (1957). W tym znaczeniu podatność (*ductility*) jest to zdolność do ulegania, przed zniszczeniem, znacznej deformacji ciągłej. Przeciwnie ciało niepodatne, czyli kruche (*brittle*) ulega zniszczeniu już po nieznacznej deformacji ciągłej.

[2] Za strefę uskokową autor uważa obszar, na którym występuje duże nagromadzenie uskoków. Od pojęcia tego należy odróżnić strefę uskoku, tj. przestrzeń rozdzielającą skrzydła pojedynczego uskoku.

Strefa kontaktu z pienińskim pasem skałkowym

Budowa tektoniczna strefy kontaktu fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym jest skomplikowana. Składają się na nią — strefa dyslokacji, wzdłuż których kontaktują ze sobą wspomniane jednostki geologiczne oraz równoległe do kontaktu pasy zróżnicowanych zaburzeń tektonicznych związanych z oddziaływaniem strefy dyslokacji kontaktowych. Poza tym w strefie kontaktu można się dopatrywać istnienia elewacji poprzecznej. Liczne uskoki skośne względem kontaktu oraz uskoki przesuwcze dodatkowo komplikują tu budowę tektoniczną.

Kontakt fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym

Głównym elementem tektonicznym opisywanej strefy są duże dyslokacje, wzdłuż których kontaktują utwory pasa skałkowego z fliszem podhalańskim. Tektoniczny charakter tego kontaktu stwierdził już V. Uhlig (1897, 1903). Według ogólnie przyjętego poglądu (K. Birkenmajer, 1958 b) dyslokacje te powstały wskutek wypiętrzania pasa skałkowego i mają złożoną budowę (W. Pokropek 1960).

Na badanym terenie wzdłuż linii kontaktu występują duże uskoki zrzutowe układające się w wąską strefę uskokową o szerokości od 6 m do 20 m. We wszystkich uskokach zrzucone są skrzydła południowe (fig. 2, 3 B), a zrzuty wynoszą co najmniej kilkadziesiąt metrów. Strefy uskoków wypełnione są zmylonityzowanym materiałem skalnym o nierozpoznawalnym pochodzeniu.

Przebieg linii kontaktu został stosunkowo dokładnie wyznaczony na mapie już przez V. Uhliga (1897) i na późniejszych mapach nie uległ istotniejszym zmianom. Na omawianym terenie jej zarys tworzy szerokopromienny łuk wypukłością skierowany na południe, poprzesuwany kilkunastoma uskokami skośnymi (fig. 2).

Zgeneralizowany kierunek linii kontaktu w części zachodniej wynosi 108°, a w części wschodniej 96° (fig. 1, 2, 4). Kierunki te są zgodne z biegiem przyległych warstw fliszu podhalańskiego, natomiast biegi warstw ogniw skałkowych są w większości skośne względem linii kontaktu (fig. 4). Nasuwa się przypuszczenie, że jest to spowodowane obcięciem wzdłuż kontaktu wcześniejszych od niego struktur pasa skałkowego. Wyraźne potwierdzenie tego przypuszczenia znajduje się w części wschodniej terenu, gdzie strefa dyslokacyjna kontaktu obcina występujące w obrębie pasa skałkowego długie, częściowe złuskowane formy fałdowe o kierunku NE-SW (fig. 1, 2, 4).

Jak można wnioskować z intersekcji, powierzchnia kontaktu ma zmienne nachylenie. Na krańcach wschodnich terenu, w rejonie Niedzicy, jest ona pionowa lub stromo nachylona na północ. W kierunku zachodnim jej północne nachylenie staje się coraz mniej strome i przed masywem Bra-

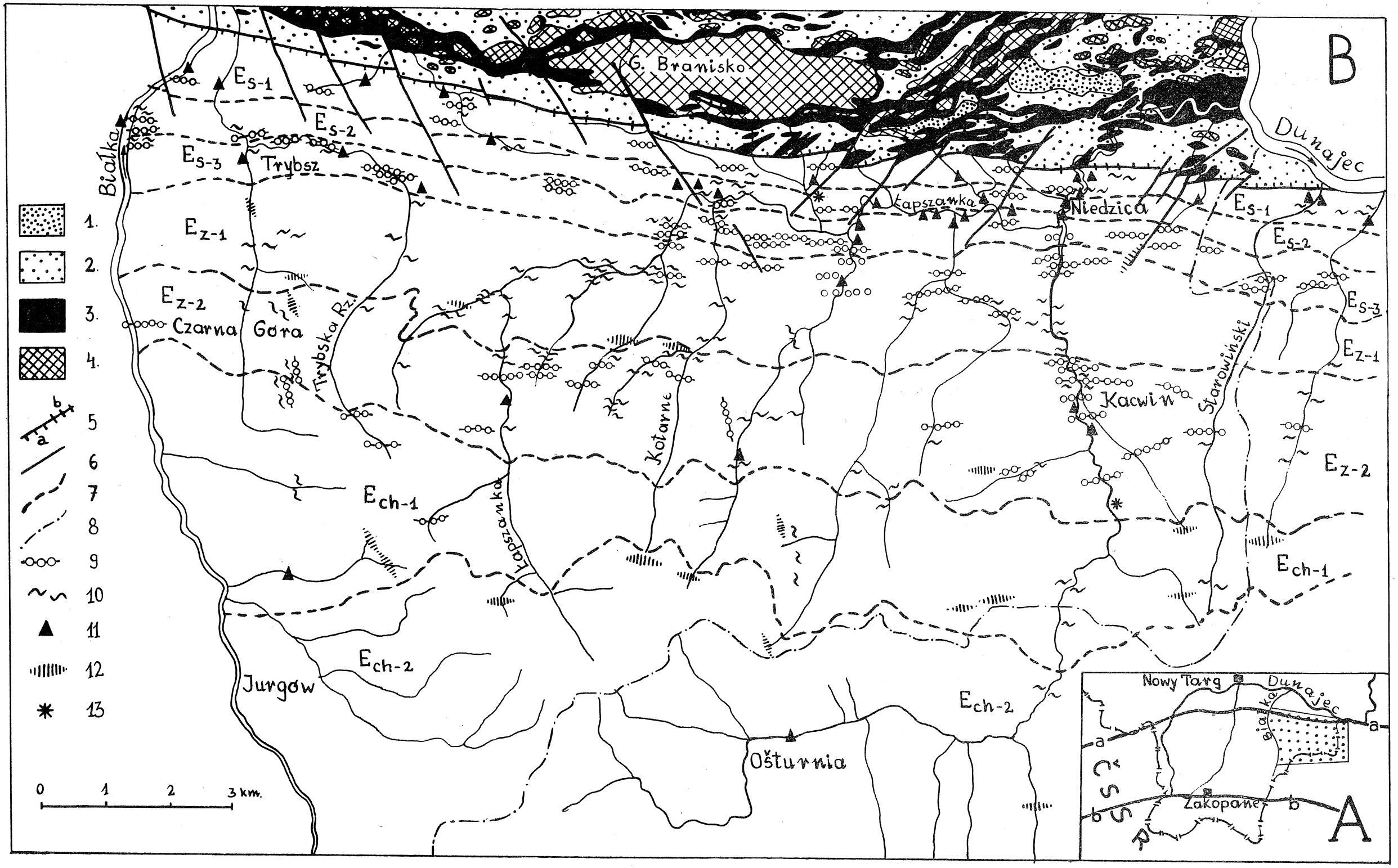


Fig. 1. A. Szkic lokalizacyjny terenu ba
wano. a—a — południowa granica pasa
B. Mapa wydzieleń litostratygraficznyc
Es — warstwy szaflarskie (Es-1 ogniw
z łupkami typu menilitowego; Es-3 ogn
stwy zakopiańskie (Ez-1 ogniwo łupk
Ech — warstwy chochołowskie (Ech-1 o
cowo-łupkowe). Pieniński pas skałkowy:
skowce eoceńskie; 2 — kompleks III; 3
takt pasa skałkowego z fliszem podhala
lona, b — pionowa); 6 — większe dys
ogniw litostratygraficznych we fliszu p
miejsce występowania ławic zlepieńców
mitów i sferodolomitów; 11 — osuwiska
martwicy wapiennej; 13 —

Fig. 1. A — Location sketch-map. Th
southern border of the Pieniny Klippen
Mts. B. Lithostratigraphic map of the e
flary Beds (Es-1 sandstone member, Es-
type, Es-3 sandstone-conglomerate me
member, Ez-2 shale-sandstone member);
member, Ech-2 sandstone-shaly member
stones; 2 — complex III; 3 — complex I
pen Belt with the Podhale Flysch (a —
locations cutting the contact; 7 — boun
Podhale Flysch; 8 — state boundary; 9
spherodolomite beds; 11 — submarine sli
-typ

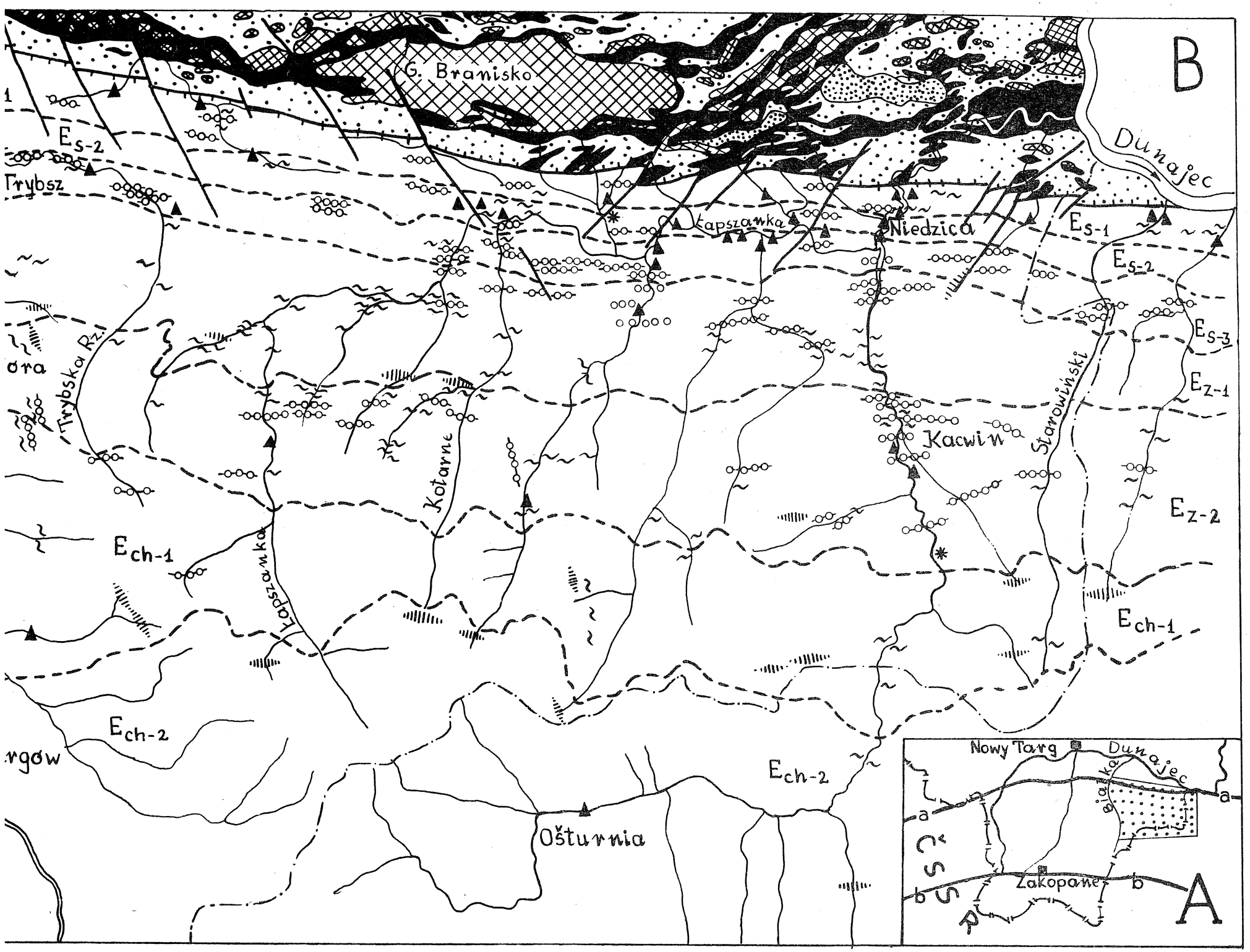


Fig. 1. A. Szkic lokalizacyjny terenu badań. Obszar badań szczegółowych zakropkowano. a—a — południowa granica pasa skałkowego; b—b — północna granica Tatr. B. Mapa wydzieleń litostratygraficznych wschodniego Podhala. Flisz podhalański: Es — warstwy szaflarskie (Es-1 ogniwo piaskowcowe; Es-2 ogniwo piaskowcowe z łupkami typu menilitowego; Es-3 ogniwo piaskowcowe zlepieńcowe); Ez — warstwy zakopiańskie (Ez-1 ogniwo łupkowe; Ez-2 ogniwo łupkowo-piaskowcowe); Ech — warstwy chochołowskie (Ech-1 ogniwo piaskowcowe; Ech-2 ogniwo piaskowcowo-łupkowe). Pieniński pas skałkowy: Objaśnienia w tekście i poniżej. 1 — piaskowce eoceńskie; 2 — kompleks III; 3 — kompleks II; 4 — kompleks I; 5 — kontakt pasa skałkowego z fliszem podhalańskim (a — powierzchnia kontaktu nachylona, b — pionowa); 6 — większe dyslokacje przecinające kontakt; 7 — granice ogniw litostratygraficznych we fliszu podhalańskim; 8 — granica Państwa; 9 — miejsce występowania ławic zlepieńców; 10 — miejsce występowania ławic dolomitów i sferodolomitów; 11 — osuwiska podmorskie; 12 — obszary występowania martwicy wapiennej; 13 — warstewki skał typu bentonitów

Fig. 1. A — Location sketch-map. The area under investigation-dotted. a—a — southern border of the Pieniny Klippen Belt; b—b — northern border of the Tatra Mts. B. Lithostratigraphic map of the eastern Podhale. Podhale Flysch: Es — Szaflary Beds (Es-1 sandstone member, Es-2 sandstone member with shales of menilite type, Es-3 sandstone-conglomerate member); Ez — Zakopane Beds (Ez-1 shale member, Ez-2 shale-sandstone member); Ech — Chochołów Beds (Ech-1 sandstone member, Ech-2 sandstone-shaly member). Pieniny Klippen Belt: 1 — Eocene sandstones; 2 — complex III; 3 — complex II; 4 — complex I; 5 — contact of the Klippen Belt with the Podhale Flysch (a — inclined, b — vertical); 6 — larger dislocations cutting the contact; 7 — boundaries of lithostratigraphic membres in the Podhale Flysch; 8 — state boundary; 9 — conglomerate beds; 10 — dolomite and spherodolomite beds; 11 — submarine slides; 12 — calcareous tufa; 13 — bentonite-type layers

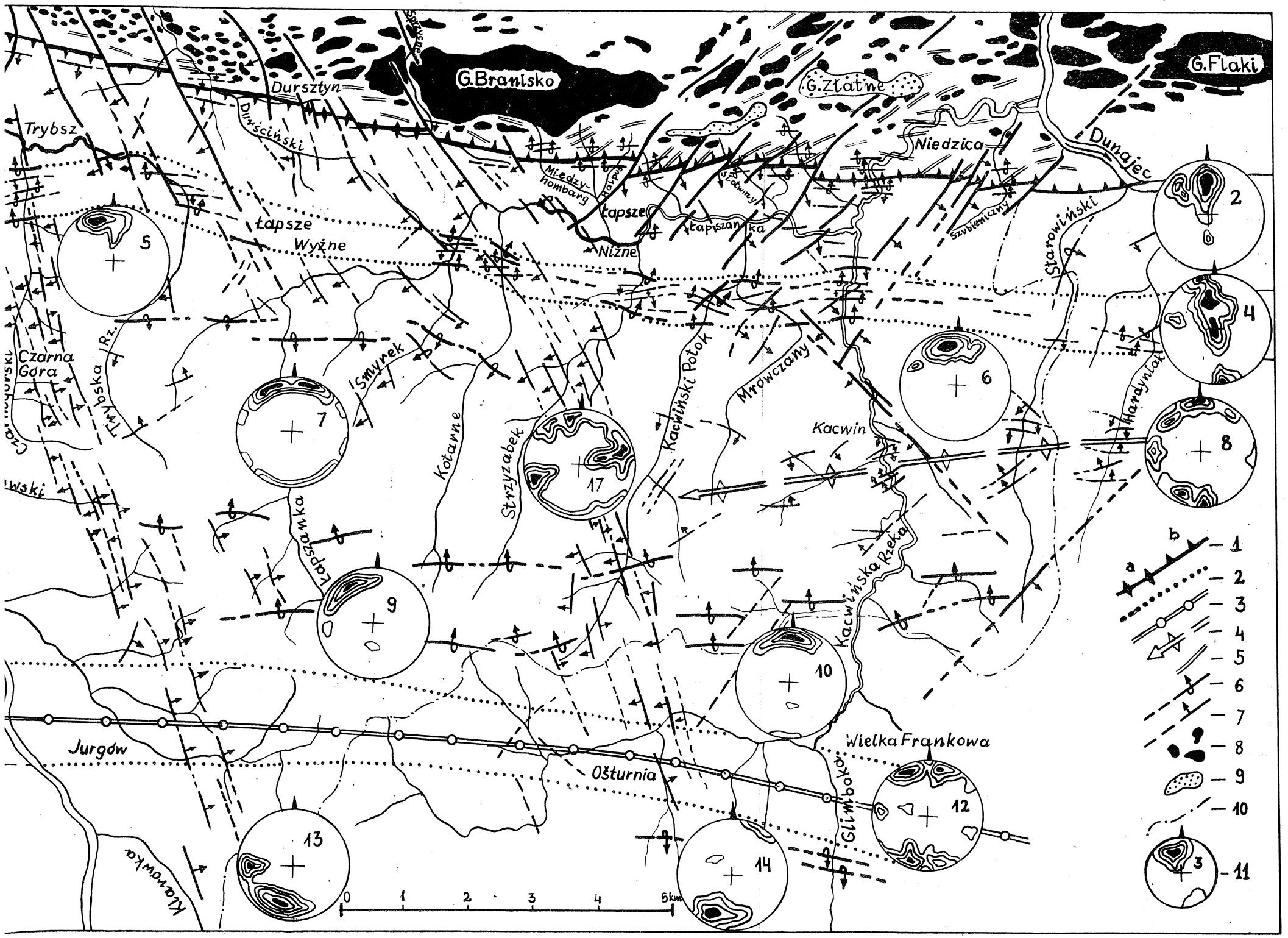


Fig. 2. Mapa tektoniczna wschodniego Podhala. I — strefa kontaktu fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym (część znajdująca się w obrębie fliszu podhalańskiego); II — strefa fleksury przypienińskiej; III — strefa warstw o małych upadach; IV — strefa osiowa synklinorium podhalańskiego; V — przyosiowe partie południowego skrzydła synklinorium podhalańskiego; 1 — kontakt pasa skałkowego z fliszem podhalańskim (a — powierzchnia kontaktu pionowa, b — nachylona); 2 — granice stref tektonicznych o przebiegu równoleżnikowym; 3 — oś synklinorium; 4 — oś antykliny we wschodniej części strefy warstw o małych upadach (strzałka wskazuje kierunek wynurzania się osi antykliny); 5 — osie większych form fałdowych w obrębie pasa skałkowego; 6 — uskoki odwrócone; 7 — uskoki normalne (w obu przypadkach strzałka wskazuje kierunek upadu powierzchni uskokowej); 8 — pojedyncze skałki i masywy skałkowe (zaznaczone schematycznie); 9 — płaty piaskowców eoceńskich w obrębie pasa skałkowego; 10 — granica Państwa; 11 — diagramy konturowe położenia warstw (projekcja punktów przebicia górnej półkuli przez linię upadu warstw, izolinie procentów: 5—10—15—20%). Liczby w kołach diagramów oznaczają obszar, dla którego wykonano diagram: strefa kontaktu część zachodnia (1), część wschodnia (2); fleksura przypienińska część zachodnia (3), część wschodnia (4); strefa warstw o małych upadach (5—10°) według położenia na mapie; strefa osiowa synklinorium, część leżąca w obrębie strefy uskokowej Jurgów—Trybsz (11), część na wschód od wymienionej strefy uskokowej (12); przyosiowe partie południowego skrzydła synklinorium, część zachodnia (13), część wschodnia (14); strefa uskokowa Jurgów—Trybsz, część na południe od fleksury przypienińskiej (15), część na północ od strefy osiowej synklinorium (16); strefa uskokowa Branisko—Ošturnia, partie między fleksurą przypienińską a strefą osiową synklinorium (17)

Fig. 2. Tectonic Map of the eastern Podhale Basin. I — contact zone of the Podhale Flysch and the Klippen Belt (part within the Podhale Flysch); II — zone of the Peri-Pieniny flexure; III — zone of small dips; IV — axial zone of the Podhale synclinorium; V — periaxial parts of the southern limb of the Podhale synclinorium; 1 — contact of the Klippen Belt and the Podhale Flysch (a — vertical; b — inclined); 2 — boundaries of tectonic zones of parallel course; 3 — axis of the synclinorium; 4 — anticline axis in the eastern part of the zone with small dips (arrow points to the direction of emergence of the anticline axis); 5 — axes of larger fold forms within the Klippen Belt; 6 — reverse faults; 7 — normal faults (in both cases the arrow points to dip direction of the fault plane); 8 — isolated klippes and klippen massifs (marked schematically); 9 — lobes of Eocene sandstone within the Klippen Belt; 10 — state boundary; 11 — contour diagrams of bed positions (projection on the upper hemisphere, isolines of per cents: 5—10—15—20%); Numbers in circles of diagrams mark the area for which the diagram was done: Contact zone, western part (1), eastern part (2); Peri-Pieniny flexure western part (3), eastern part (4); zone of small dips (5—10°) according to the position on the map; axial zone of the synclinorium, its part situated within the fault zone of Jurgów—Trybsz (11); part situated east of that zone (12); periaxial parts of the southern limb of the synclinorium, western part (13), eastern part (14); the Jurgów—Trybsz fault zone, south of the Peri-Pieniny flexure (15), north of the axial zone of the synclinorium (16); the Branisko—Ošturnia fault zone, parts between the Peri-Pieniny flexure and the axial zone of the synclinorium (17)

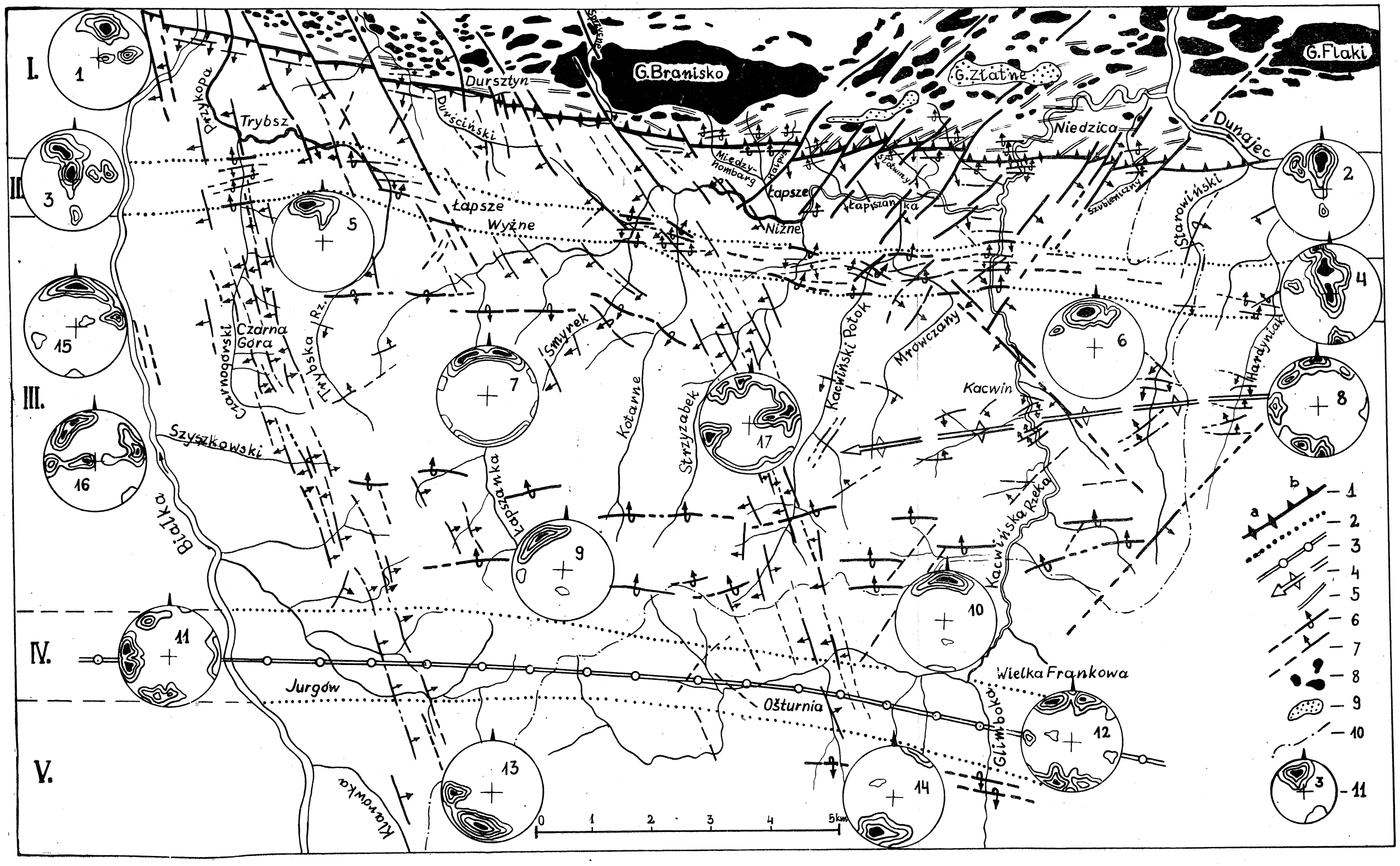


Fig. 2. Mapa tektoniczna wschodniego Podha
lańskiego z pasem skałkowym (część znajdu
go); II — strefa fleksury przypienińskiej; II
IV — strefa osiowa synklinorium podhalań
dniowego skrzydła synklinorium podhalańsk
z fliszem podhalańskim (a — powierzchnia k
granice stref tektonicznych o przebiegu równo
oś antykliny we wschodniej części strefy wa
zuje kierunek wynurzania się osi antykliny)
w obrębie pasa skałkowego; 6 — uskoki od
przypadkach strzałka wskazuje kierunek up
jedyncze skałki i masywy skałkowe (zaznacz
ców eoceńskich w obrębie pasa skałkowego;
konturowe położenia warstw (projekcja punk
upadu warstw, izolinie procentów: 5—10—1
oznaczają obszar, dla którego wykonano dia
(1), część wschodnia (2); fleksura przypieni
dnia (4); strefa warstw o małych upadach (5—
osiowa synklinorium, część leżąca w obrębie
część na wschód od wymienionej strefy us
dniowego skrzydła synklinorium, część zach
uskokowa Jurgów—Trybsz, część na południe
na północ od strefy osiowej synklinorium (16
partie między fleksurą przypienińską

Fig. 2. Tectonic Map of the eastern Podhale
Flysch and the Klippen Belt (part within
Peri-Pieniny flexure; III — zone of small
synclinorium; V — periaxial parts of the sou
1 — contact of the Klippen Belt and the
clined); 2 — boundaries of tectonic zones of
norium; 4 — anticline axis in the eastern p
points to the direction of emergence of the
forms within the Klippen Belt; 6 — reverse
the arrow points to dip direction of the faul
pen massifs (marked schematically); 9 —
Klippen Belt; 10 — state boundary; 11 — co
tion on the upper hemisphere, isolines of
circles of diagrams mark the area for whic
western part (1), eastern part (2); Peri-Pie
part (4); zone of small dips (5—10°) accordi
zone of the synclinorium, its part situated w
(11); part situated east of that zone (12); per
synclinorium, western part (13), eastern pa
south of the Peri-Pieniny flexure (15), north
(16); the Branisko—Ošturnia fault zone, part
the axial zone of the

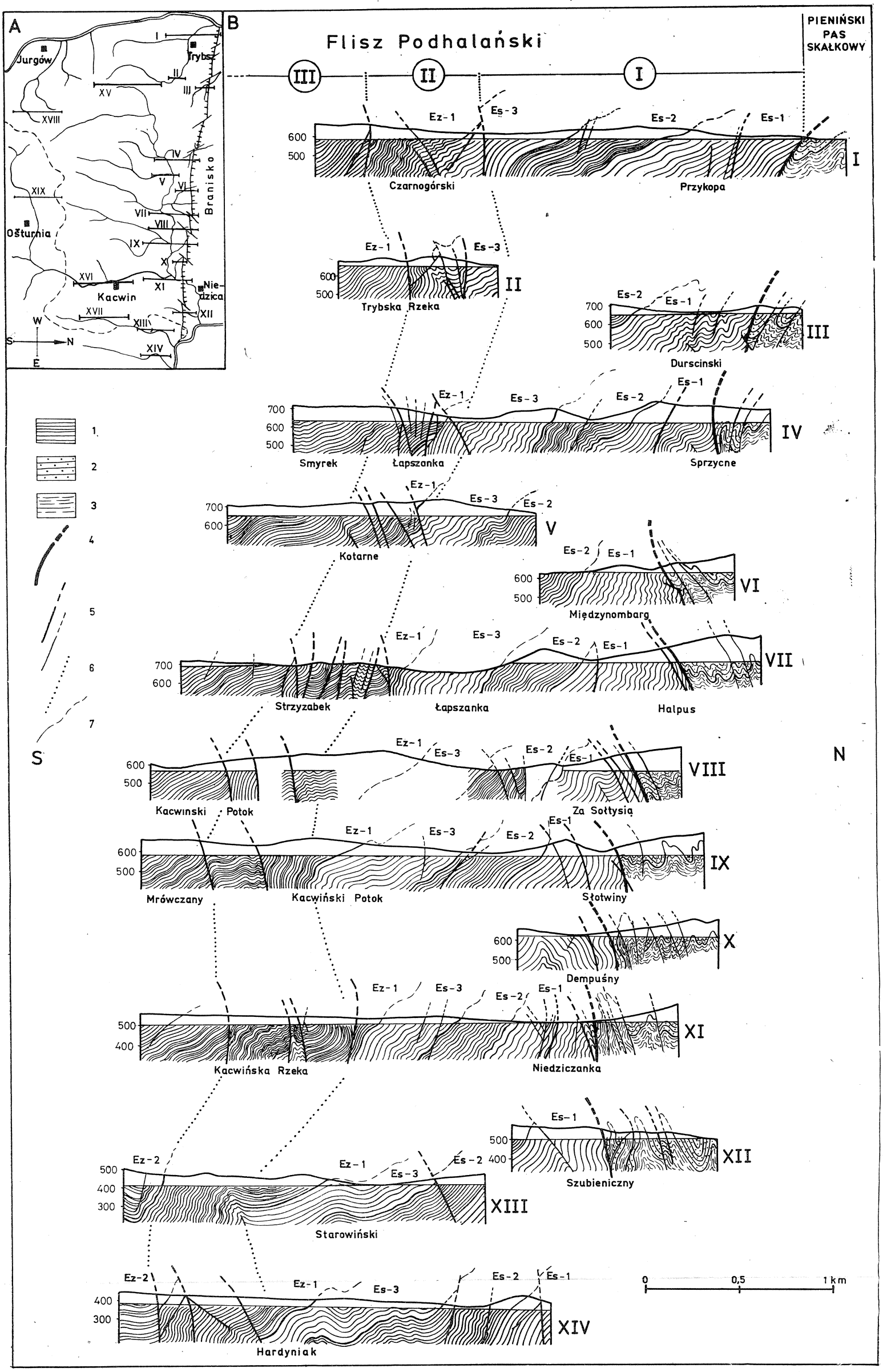


Fig. 3. A. Szkic lokalizacyjny przekrojów geologicznych. B. Przekroje geologiczne przez strefę kontaktu fliszu podhalańskiego z pieninskim pasem skałkowym i fleksurą przypienińską. I — strefa kontaktu fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym (część w obrębie fliszu podhalańskiego); II — strefa fleksury przypienińskiej; III — północna część strefy warstw o małych upadach; 1 — warstwy fliszu podhalańskiego; 2 — warstwy sromowieckie (pas skałkowy); 3 — margle globotrunkanowe (pas skałkowy); 4 — kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym; 5 — uskoki różnej wielkości; 6 — granice stref tektonicznych; 7 — granice litostratygraficzne (symbole wydzieleń umieszczone nad przekrojami objaśniono na fig. 1 B. Liczby z lewej strony przekrojów oznaczają wysokość w metrach nad poziomem morza. Liczba rzymska z prawej strony przekroju oznacza kolejny numer przekroju zlokalizowany na fig. 3 A. Pod przekrojami umieszczono nazwy rzek i potoków, wzdłuż których przebiega dany przekrój

Fig. 3. A. Location sketch of the geological cross-sections. B. Geological cross-sections of the contact zone of the Podhale Flysch and the Pieniny Klippen Belt and Peri-Pieniny flexure. I — contact zone of the Podhale Flysch and the Klippen Belt (part within the Podhale Flysch); II — zone of the Peri-Pieniny flexure; III — northern part of the zone with smal dips; 1 — beds of the Podhale Flysch; 2 — the Sromowce Beds (Klippen Belt); 3 — Globotruncana marls (Klippen Belt); 4 — contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; 5 — faults of various size; 6 — boundaries of tectonic zones; 7 — lithostratigraphic boundaries (explanations — see Fig. 1 B). Numbers on the left side of the cross-section mark heights above sea level. Roman number on the right marks the cross-section number localized on Fig. 3 A. Names of rivers and creeks along the section are given under the section

nisko wynosi około 50/N. Dalej na zachód powierzchnia kontaktu, poprzez ponownie pionowe położenie, przyjmuje nachylenie południowe, które na linii rzeki Białki wynsi około 50/S (fig. 2, 3) i nie ulega większym zmianom do linii rzeki Biały Dunajec.

Ponieważ wzdłuż linii kontaktu skrzydłem zrzuconym są zawsze utwory fliszu podhalańskiego, zatem kontakt w części zachodniej ma charakter uskoku normalnego, a w części wschodniej uskoku odwróconego.

Przykontaktowe pasy zaburzeń tektonicznych

Równolegle do linii kontaktu, po obu jego stronach, występują pasy zaburzeń tektonicznych związanych z oddziaływaniem strefy dyslokacyjnej kontaktu.

W obrębie pasa skałkowego najliczniej występują przy kontakcie formy fałdowe o promieniu do kilkudziesięciu metrów. Formy te są porozcinane uskokami i złuskowane (fig. 3). Powierzchnie osiowe fałdów oraz powierzchnie uskokowe są w przybliżeniu równoległe do powierzchni kontaktu. Zależność ta najwyraźniej występuje bezpośrednio przy kontakcie i w miarę oddalania się od niego stopniowo zanika. Zależność ta widoczna jest w pasie o szerokości około 200 m. Tak więc z oddziaływaniem strefy uskokowej kontaktu można wiązać powstanie wąskiego przykontaktowego pasa złuskowanych form fałdowych w obrębie pasa skałkowego.

We fliszu podhalańskim wpływ strefy dyslokacyjnej kontaktu widoczny jest do strefy fleksury przypienińskiej. Bezpośrednio przy kontakcie przejawia się on znacznym zwiększeniem upadu a nawet odwróceniem warstw (fig. 3, tab. I, fig. 1). Upady warstw we wschodniej części przykontaktu są większe niż w części zachodniej (fig. 2, 3) i zmieniają się zgodnie z nachyleniem powierzchni kontaktu.

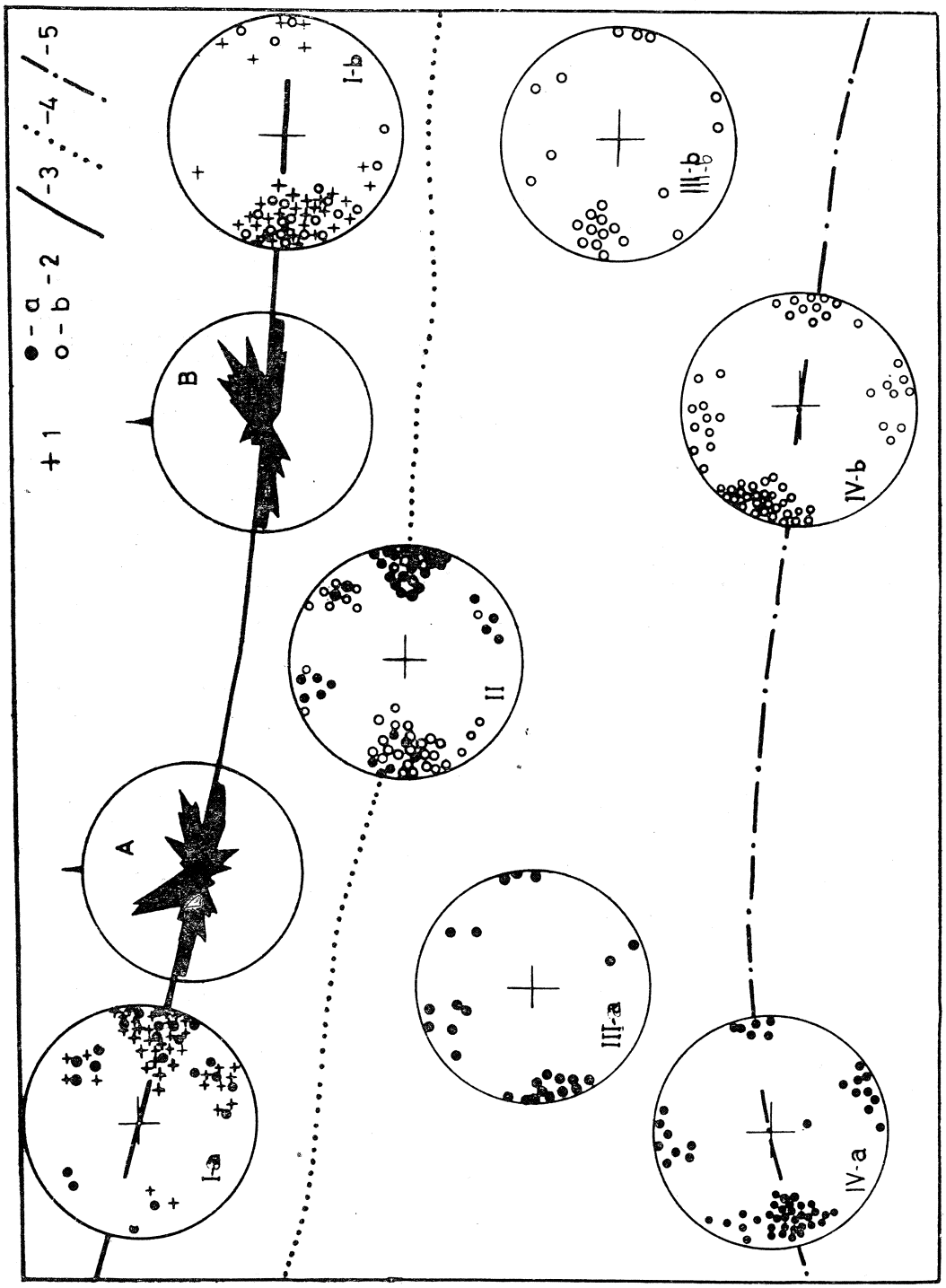
Strefa przykontaktowa obfituje w uskoki zrzutowe równoległe do kontaktu, o zrzuconych skrzydłach południowych. W uskokach bliższych kontaktu zrzuty przekraczają kilkanaście metrów, w pobliżu strefy fleksury przypienińskiej nie przekraczają 1 m. Wynika z tego, że partie fliszu położone bliżej kontaktu były silniej wypiętrzone niż partie w pobliżu fleksury przypienińskiej. Formy fałdowe są tu nieliczne i większość z nich powstała wskutek podgięcia warstw przy uskokach.

Rola fliszu podhalańskiego przy formowaniu się kontaktu

Zróżnicowanie litologii kontaktujących ze sobą ogniw pasa skałkowego i fliszu podhalańskiego odgrywało dużą rolę przy formowaniu się kontaktu. Przykontaktowe ogniwa pasa skałkowego, złożone z margli globotrunkanowych i warstw sromowieckich, zachowywały się jako ciało bardziej podatne niż warstwy szaflarskie, w których przeważają ławice piaskowca o dużej miąższości. Tłumaczyłoby to fakt, że w wąskiej przykon-

taktowej strefie pasa skałkowego występują głównie równoległe do kontaktu formy fałdowe, natomiast we fliszu podhalańskim uskoki.

W tym świetle można zakwestionować pogląd L. Watychy (1968) o podwinięciu i wciągnięciu w głąb przykontaktowych partii fliszu podhalańskiego. Wątpliwe jest, aby mniej podatne warstwy fliszu podhalańskiego mogły ulec podwinięciu przy kontakcie z podatnymi ogniwami pasa skałkowego. Fakt, że północne skrzydła uskoków towarzyszących kontaktowi są z reguły skrzydłami wiszącymi, również przemawia przeciwko wspomnianej wyżej koncepcji.



Jeszcze inny pogląd wyraża W. Morawski (1972). Uważa on, że w rejonie Niedzicy pas skałkowy wznosząc się działał jako klin rozsuwając plastyczne reagujące warstwy fliszu podhalańskiego. Przeciwko temu poglądowi przemawia zarówno fakt mniejszej podatności fliszu podhalańskiego w stosunku do przykontaktowych warstw pasa skałkowego, jak też znane już od dawna północne nachylenie powierzchni kontaktu w tym rejonie (V. Uhlig, 1897).

Wydaje się, że struktury wypiętrzającego się pienińskiego pasa skałkowego zostały rozcięte wzdłuż strefy dyslokacyjnej kontaktu. Południowe części obciętych struktur pasa skałkowego znajdowałyby się obecnie na południe od kontaktu, pod fliszem podhalańskim, który na północ od kontaktu został zdarty przez erozję (fig. 5). Podobne rozwiązanie dopuszcza M. Książkiewicz (1972) na podstawie ogólnych rozważań nad stosunkiem fliszu podhalańskiego do pienińskiego pasa skałkowego.

Elewacja poprzeczna, uskoki skośne względem kontaktu

Nachylenie w przybliżeniu równoleżnikowych osi struktur fałdowych zarówno związanych ze strefą kontaktu, jak i występujących niezależnie od niej oraz układ uskoków skośnych względem kontaktu wskazuje na możliwość istnienia w strefie kontaktu elewacji poprzecznej mniej więcej wzdłuż południka Braniska.

Fig. 4. Diagramy położenia osi fałdów (projekcja na górną półkulę) i biegów warstw: 1 — osie fałdów w przykontaktowej części pasa skałkowego; 2 — osie fałdów we fliszu podhalańskim (a — w części zachodniej badanego terenu, b — w części wschodniej); 3 — kontakt fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym; 4 — schematycznie zaznaczony przebieg fleksury przypienińskiej; 5 — zgeneralizowany przebieg osi synklinorium. Cyfry rzymskie w kołach diagramów oznaczają obszar, dla którego wykonano diagram: I — strefa kontaktu fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym; Ia — część zachodnia; Ib — część wschodnia; II — strefa fleksury przypienińskiej; III — strefa warstw o małych upadach: IIIa — część zachodnia; IIIb — część wschodnia; IV — strefa osiowa synklinorium; IVa — część położona na zachód od strefy uskokowej Jurgów—Trybsz; IVb — część położona na wschód od tej strefy. A — diagram biegów warstw z zachodniej części strefy kontaktu fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym. B — diagram biegów warstw ze wschodniej części tej strefy (części diagramów znajdujące się na północ od linii kontaktu obejmują biegi warstw w pasie skałkowym, części na południe od kontaktu biegi warstw we fliszu podhalańskim)

Fig. 4. Diagrams showing the positions of fold axes (projection on the upper hemisphere) and strikes of beds. 1 — fold axes in the peri-contact part of the Klippen Belt; 2 — fold axes in the Podhale Flysch (a — in the western part of the area in question, b — in the eastern part); 3 — contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; 4 — schematic course of the Peri-Pieniny flexure; 5 — generalise course of the synclinorium axis; Roman numbers in the diagram circles mark the area for which the diagram was done: I — zone of the contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; Ia — western part; Ib — eastern part; II — zone of the Peri-Pieniny flexure; III — zone of small dips; IIIa — western part; IIIb — eastern part; IV — axial zone of the synclinorium: IVa — west of the Jurgów—Trybsz fault zone; IVb — east of that zone. A — diagram of strikes of beds in the western part of the contact zone (Podhale Flysch — Klippen Belt). B — diagram of strikes of beds in the eastern part of that zone (parts of the diagrams situated north of the contact line embrace the strikes of the Klippen Belt beds, the parts south of the contact — strikes of the Podhale Flysch beds)

Nachylenie osi fałdów autor badał w najczęściej występujących w strefie przykontaktowej równoleżnikowych strukturach fałdowych o promieniu do kilkunastu metrów. W obrębie pasa skałkowego pomiary nachylenia osi fałdów wykonano w strefie szerszej niż strefa przykontaktowa. Osie badanych fałdów mają odmienne kierunki nachylenia w części zachodniej i wschodniej badanego terenu. W części zachodniej większość osi fałdów wynurza się w kierunku wschodnim, a w części wschodniej w kierunku zachodnim (fig. 4). Taką zmienność nachylenia osi fałdów we fliszu podhalańskim zaobserwowano do strefy fleksury przypienińskiej włącznie. W ten sposób zarówno w pasie skałkowym jak i we fliszu podhalańskim, aż po strefę fleksury przypienińskiej, zarysowuje się elewacyjny charakter obszaru położonego na południe przed masywem Braniska.

Elewacyjny charakter tego obszaru podkreślony jest też układem i kierunkami zrzutu dużych uskoków, skośnie przecinających strefę kontaktu. Uskoki te na wschód od Braniska mają kierunek NE-SW, a na zachód od Braniska NNW-SSE (fig. 2). Równolegle do nich występują liczne mniejsze uskoki. We wszystkich uskokach poprzecznych na zachód od Braniska zrzucone są skrzydła zachodnie. Są to uskoki normalne o pionowych lub nachylonych na zachód powierzchniach uskokowych. W uskokach na wschód od Braniska zrzucone są skrzydła wschodnie, a powierzchnie uskokowe nachylone są na SE. Uskoki te mają duże zrzuty. Na przykład sumaryczny zrzut uskoków między rzeką Białką a masywem Braniska, obliczony na podstawie przesłanek intersekcyjnych, wynosi około 1500 m. Nieco mniejszą wartość zrzutu otrzymano dla uskoków skośnych występujących na wschód od masywu Braniska.

Badania terenowe nie potwierdziły istnienia uskoków o kierunku NNE-SSW zaznaczonych przez W. Morawskiego (1972, fig. 7) na zachód od Kacwińskiego potoku.

Ruchy przesuwcze w strefie kontaktu

Istnieje szereg przesłanek wskazujących na to, że w strefie kontaktu zachodziły ruchy przesuwcze. Świadectwem takich ruchów są stwierdzone przez autora uskoki przesuwcze. Na istnienie takich uskoków wskazuje obecność w strefach uskoków fałdków ciągnionych o pionowych osiach (tabl. I, fig. 2) oraz zorientowanych w określony sposób drobnych spękań (fig. 6), a częściowo także lokalna zmiana biegu i upadu warstw (fig. 7). Dalej na północ od kontaktu, w obrębie pasa skałkowego, o istnieniu uskoków przesuwczych można wnioskować na podstawie występujących w kilku miejscach wychodni form fałdowych o nie zmienionej szerokości po obu stronach przecinającego je uskoku.

Opierając się na wymienionych przesłankach najwyraźniejsze przesunięcia poziome autor stwierdził wzdłuż uskoków o kierunku NE-SW, skośnie przecinających kontakt na wschód od Braniska. We wszystkich

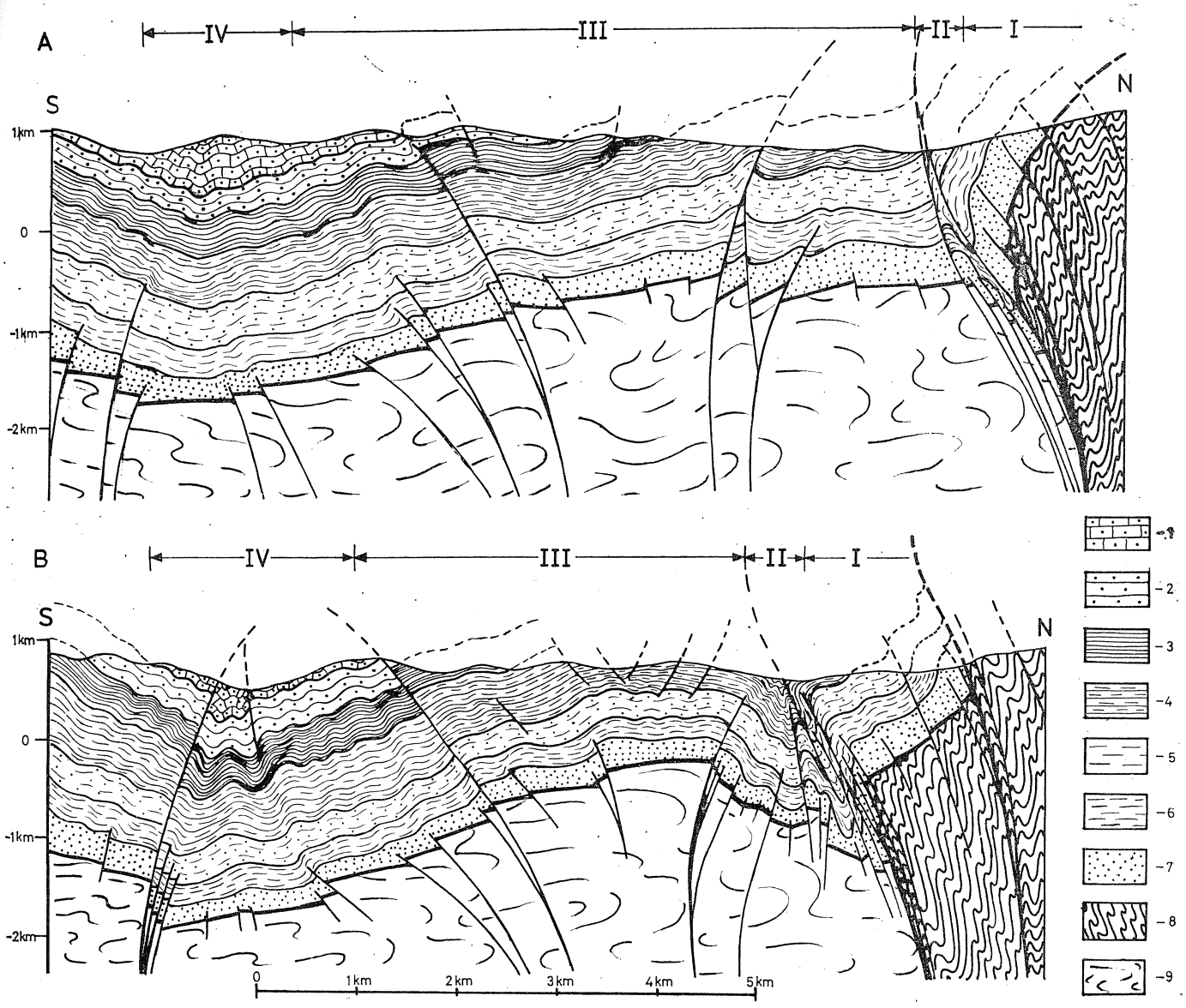


Fig. 5. Przekroje geologiczne przez flisz podhalański i jego podłoże. A — przekrój na zachód od Kacwińskiej Rzeki; B — przekrój na zachód od Łapszanki. 1÷2 warstwy chochołowskie (1 — ogniwo piaskowcowo-łupkowe, 2 — ogniwo piaskowcowe); 3÷4 warstwy zakopiańskie (3 — ogniwo łupkowo-piaskowcowe, 4 — ogniwo łupkowe); 5÷7 warstwy szaflarskie (5 — ogniwo piaskowcowo-zlepieńcowe, 6 — ogniwo piaskowe z łupkami typu menilitowego, 7 — ogniwo piaskowcowe); 8 — utwory pasa skałkowego; 9 — podłoże fliszu podhalańskiego na południe od fleksury przypienińskiej. I—IV — objaśnienia jak na fig. 2.

Fig. 5. Geological cross-section through the Podhale Flysch and its substartum. A — cross-section west of the Kacwińska Rzeka. B — cross-section west of the Łapszanka creek. 1÷2 Chochołów Beds (1 — sandstone-shaly member, 2 — sandstone member); 3÷4 Zakopane Beds (3 — sandstone-shaly member; 4 — shaly member); 5÷7 Szaflary Beds (5 — sandstone-conglomerate member; 6 — sandstone member with shales of menilite type; 7 — sandstone member); 8 — sediments of the Klippen Belt; 9 — substratum of the Podhale Flysch south of the Peri-Pieniny flexure. I—IV — see Fig. 2

lańskiego z pienińskim pasem skałkowym. Wschodnia część badanego obszaru

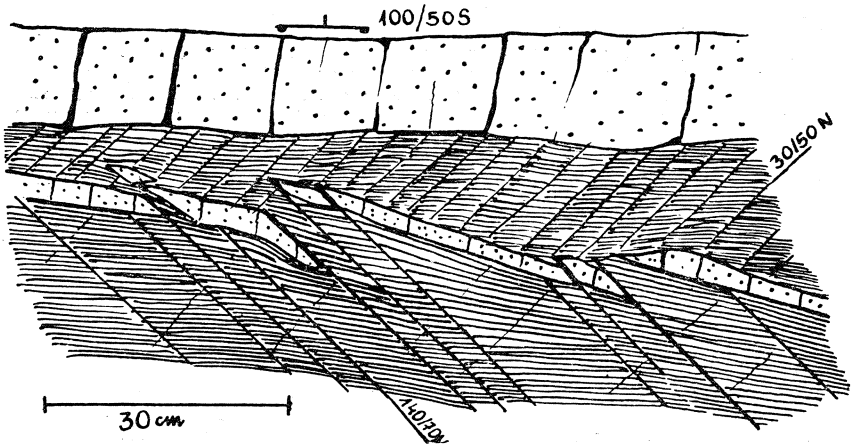


Fig. 6. Kliważ i drobne uskoki przesuwcze. Plan odsłonięcia w dnie potoku Fordyjak

Fig. 6. Cleavage and small wrench faults. Sketch-map of the creek bed (Fordyjak)

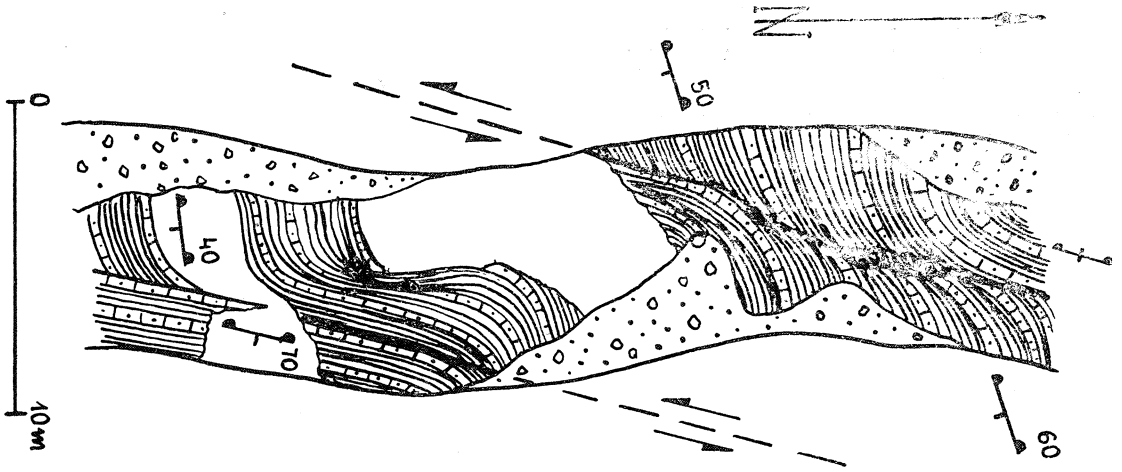


Fig. 7. Plan odsłonięcia z zaburzeniami biegu i upadu warstw przy uskokach przesuwczych. Dno potoku Niedziczanka we wsi Niedzica

Fig. 7. Sketch-map of an exposure showing strike and dip disturbances near the wrench faults. Beds of the Niedziczanka creek at the Niedzica village

Fig. 8. Szkic rozmieszczenia uskoków przesuwczych w strefie kontaktu fliszu podhalańskiego z pienińskim pasem skałkowym. Wschodnia część badanego obszaru

Fig. 8. Sketch-map showing the distribution of the wrench faults in the contact zone. Eastern part of the area

uskokach o tym kierunku stwierdzono przesunięcie SE skrzydeł w kierunku południowo-zachodnim (fig. 8). Kulisowe ułożenie mniejszych uskoków o zbliżonym kierunku potwierdza taki zwrot przesunięcia. Po ruchu przesuwczym w omawianych uskokach nastąpił ruch zrzutowy, gdyż powstałe w fazie przesuwczej fałdki ciągnione są wyraźnie wtórnie potrzaskane (tabl. I, fig. 2), a jak wynika z analizy tektoglifów, te wtórne deformacje miały charakter ruchów zrzutowych.

Ruchy przesuwcze występowały również wzdłuż uskoków o innych kierunkach. Na przykład w części wschodniej badanego terenu istnieje szereg mniejszych uskoków przesuwczych o amplitudzie przesunięcia do 10 m, które towarzyszą wyżej opisanym uskokom skośnym, ale nigdy ich nie przecinają (fig. 8). Układ azymutów uskoków przesuwczych i kierunki przemieszczeń wzdłuż nich wskazują, że w stosunku do uskoków skośnie przecinających kontakt mniejsze uskoki przesuwcze mogą być według schematu J. D. Moody, M. J. Hill'a (1956) uskokami towarzyszącymi niższego rzędu.

Poza tym w obrębie całej strefy kontaktu obserwuje się drobne uskoki przesuwcze, mniej więcej równoległe do kontaktu. Przemieszczenie ławic wzdłuż tych uskoków na ogół nie przekracza 1 m. Często przemieszczeniu ulegają jedynie ławice piaskowca, a w łupkach uskok zanika (fig. 6, tabl. II, fig. 1, 2).

Na badanym odcinku strefy kontaktu nie obserwuje się wzdłuż uskoków przesuwczych równoległych do kontaktu żadnego regionalnego uporządkowania zwrotów ruchu przesuwczego. Niezależnie od miejsca występowania kierunki przesunięć są różne, a miejscami w tym samym odsłonięciu można stwierdzić dwie fazy ruchu przesuwczego o przeciwnym zwrocie (fig. 6, tabl. II, fig. 1). Tak więc na badanym terenie nie ma podstaw do twierdzenia o przesuwaniu się pasa skałkowego ku zachodowi (W. Morawski, 1972), tym bardziej że przytaczane na dowód takiego ruchu uskoki skośne bądź nie istnieją, bądź mają inną genezę.

Przyczyn ruchów przesuwczych należy się doszukiwać w zróżnicowaniu budowy wewnętrznej pasa skałkowego, podobnie jak to czyni K. Birkenmajer (1970) w Małych Pieninach.

Strefa fleksury przypienińskiej

Około 1,5 km na południe od kontaktu, mniej więcej równolegle do niego, przebiega północna granica wąskiego pasa zaburzeń tektonicznych, z racji miejsca występowania i charakteru zaburzeń nazwana przez autora strefą fleksur przypienińskich lub bardziej ogólnie fleksurą przypienińską (fig. 2, 3).

Zaburzenia te stwierdziła K. Grzybek (1956), a przybliżony ich przebieg wyznaczył W. Pokropek (1960). Autor ten powstanie pasa za-

burzeń wiąże z dyslokacjami podłoża fliszu. Natomiast B. H a l i c k i (1963) uważał, że powstały one w wyniku ześlizgów grawitacyjnych pakietów warstw fliszowych w czasie wypiętrzania się pasa skałkowego.

Budowa tektoniczna

Opisywana strefa tektoniczna stanowi ciągły pas zaburzeń o szerokości od 450 m w części środkowej do około 650 m w części zachodniej i 750 m w części wschodniej badanego terenu (fig. 2, 3). Wyraźna północna granica strefy w przybliżeniu pokrywa się z granicą pomiędzy warstwami szaflarskimi i zakopiańskimi. Południowa granica, przebiegająca w obrębie monotonnych litologicznie warstw zakopiańskich, nie wszędzie się wyraźnie uwidacznia. W większości omawiana strefa przebiega w obrębie warstw o przewadze łupków.

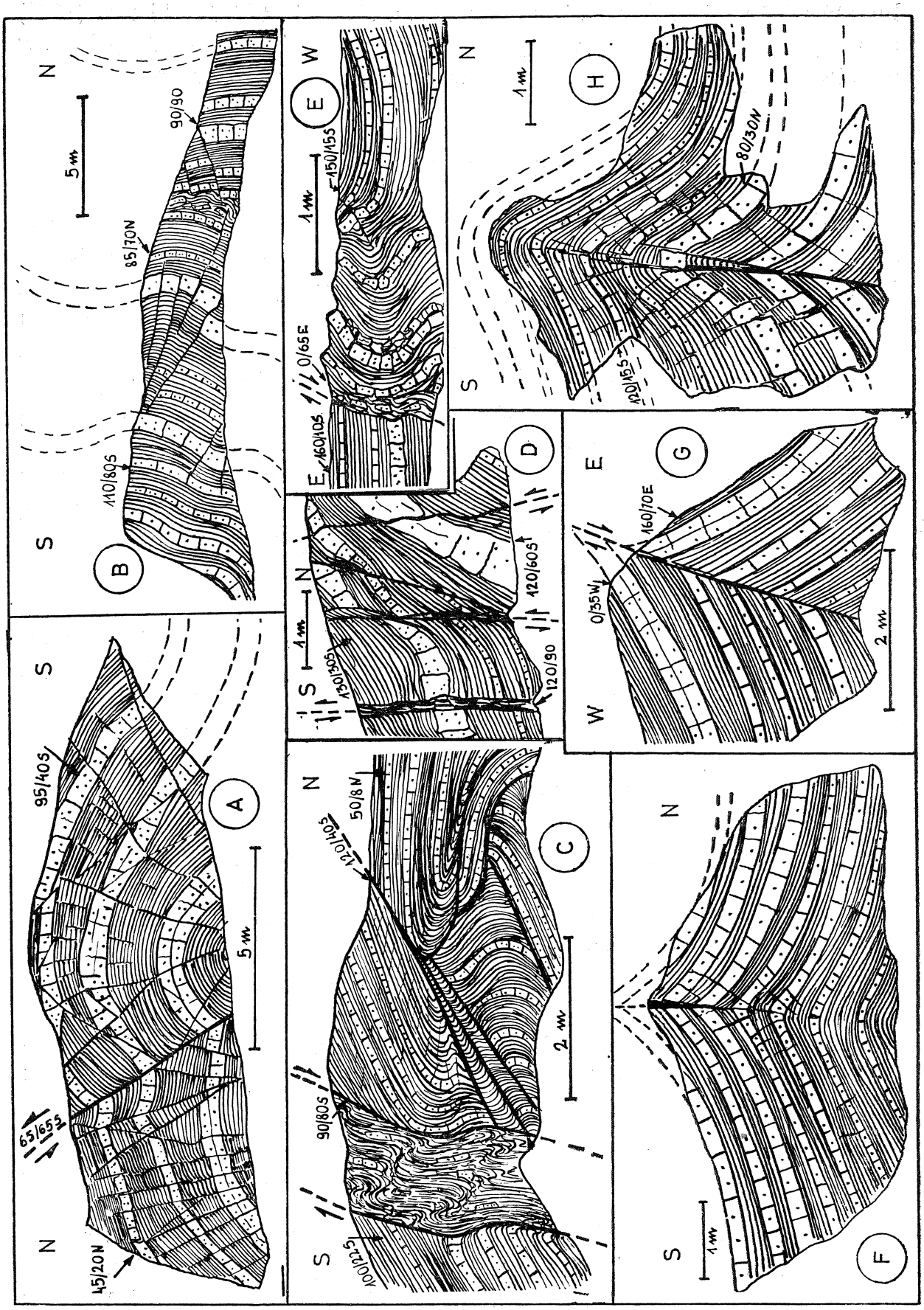
Cechą charakterystyczną tej strefy jest występowanie jednej, rzadziej kilku dużych fleksur o przebiegu równoleżnikowym (fig. 3), w których obrębie ławice są pionowo ustawione, a nawet odwrócone (fig. 2 diagramy III i IV, fig. 3). Utworzony w ten sposób pas warstw o pionowych upadach dochodzi do około 300 m szerokości.

Wychodząc z geometrycznych rozważań można wnioskować, że zrzut fleksury jest większy niż szerokość pasa warstw o pionowych upadach. Tam gdzie omawiana strefa przebiega w obrębie bardziej piaszczystych kompleksów warstw, w miejscu fleksury występują duże strefy uskokowe (fig. 3 B—II, IV).

Wyraźnie drugorzędną rolę odgrywają inne mniejsze formy tektoniczne. W warstwach o przewadze łupków są to na ogół niewielkie fleksury lub fałdy (fig. 9 A, B, fig. 10). W warstwach z grubszymi ławicami piaskowców przeważają uskoki (fig. 9 D). Opisane formy tektoniczne niższego rzędu wykazują dużą zmienność kształtu (fig. 10) i niewielką, do kilkudziesięciu metrów, rozciągłość.

Podobnie jak w strefie przykontaktowej, w uskokach i fleksurach opisywanej strefy zrzucone są skrzydła południowe. Zrzuty poszczególnych uskoków często przekraczają kilkanaście metrów. Obliczony z niektórych przekrojów np. wzdłuż potoku Strzyzabek (fig. 3-VII) lub Trybskiej Rzeki (fig. 3-II), sumaryczny zrzut uskoków przekracza kilkadziesiąt metrów. Całkowite przemieszczenie pionowe w obrębie fleksury przypienińskiej porównywalne jest z przemieszczeniami wzdłuż strefy dyslokacyjnej kontaktu.

Można przypuszczać, że obserwowana w strefie przykontaktowej elewacja poprzeczna przedłuża się na obszar fleksury przypienińskiej. Wynika to z faktu, że podobnie jak w strefie przykontaktowej, osie fałdów równoleżnikowych w obrębie fleksury przypienińskiej wynurzają się ku


A
B
C
D
E
F
G
H
N
S
W
5 m
2 m
1 m
95/40S
65/65S
45/20N
85/70N
90/90
110/80S
50/8N
120/40S
90/80S
100/22S
130/30S
120/60S
120/90
150/15S
0/65E
160/10S
160/70E
0/35W
80/30N
120/15S

partiom środkowym badanego wycinka fleksury (fig. 4), a uskoki skośnie przecinające tę strefę w części zachodniej mają na ogół zrzucone skrzydła zachodnie, zaś w części wschodniej — wschodnie.

Przebieg i geneza fleksury przypienińskiej

Obserwacje przeprowadzone w terenie, a także analiza prac I. Ilavskiego (1952), F. Chmelika (1957), W. Pokropka (1960), O. Fusana (1963), T. Budaya (1967), K. Birkenmajera (1968), B. Leški, I. Slavika (1969) pozwalają znacznie przedłużyć zasięg fleksury przypienińskiej. W kierunku zachodnim autor prześledził jej ciągłość po tzw. fałd Pasieki (J. Gołąb, 1959). W kierunku wschodnim omawiana strefa była prześledzona w terenie przez autora do okolic Haligowiec, a jak wynika z części wyżej cytowanych prac, można ją przedłużyć aż po okolice Humennego. Tak więc w przybliżeniu równoległa do kontaktu strefa fleksur i uskoków ciągnie się na długości kilkudziesięciu kilometrów.

Opisana strefa nie jest czymś wyjątkowym we fliszu Karpat Wewnętrznych. Podobne strefy, występujące równolegle do starszych masywów, opisuje z fliszu Karpat Wewnętrznych T. Buday (1967). Można je także prześledzić na geologicznej Mapie CSSR (A. Matejka, 1963; O. Fusan, 1963; M. Mahel, 1964). Na przekrojach i objaśnieniach załączonych do wymienionych map powstanie takich stref tłumaczy się jako wynik działania dużych uskoków w podłożu fliszu.

Przez analogię można przypuszczać, że opisana strefa powstała w wyniku działania dużego uskoku w podłożu fliszu. W uskoku tym zarzucone zostało skrzydło południowe, a zrzut uskoku dochodzi do kilkuset metrów. Liczne w strefie fleksur źródła o mineralizacji H_2S potwierdzają głębokie założenie uskoków w tej strefie (T. Macioszczyk, 1964).

Równoległy do kontaktu fliszu z pienińskim pasem skałkowym przebieg fleksury przypienińskiej pozwala wnioskować, że uskok w jej podło-

←

Fig. 9. Rysunki odsłonięć we fliszu podhalańskim. A — antyklina w strefie fleksury przypienińskiej. Odsłonięcie w potoku Strzyzabek; B — warstwy o stromych upadach w strefie fleksury przypienińskiej. Odsłonięcie w Trybskiej Rzece; C — strefa uskoku odwróconego. Północna część strefy warstw o małych upadach. Odsłonięcie w Trybskiej Rzece; D — uskoki w strefie fleksury przypienińskiej. Odsłonięcie w rzece Łapszance na wschód od Łapsz Wyżnich; E — uskok odwrócony w strefie uskokowej Jurgów—Trybsz. Odsłonięcie w potoku Szyszkowskim; F — antyklina ze strefy osiowej synklinorium. Odsłonięcie w potoku Cicha Woda; G — antyklina ze strefy uskokowej Ošturnia—Branisko. Odsłonięcie w górnym biegu potoku Strzyzabek; H — antyklina ze strefy osiowej synklinorium. Odsłonięcie w potoku Poroniec

Fig. 9. Sketches of exposures in the Podhale Flysch. A — an anticline in the zone of the Peri-Pieniny flexure. Strzyzabek creek; B — steep dipping beds in the same zone. Trybska Rzeka; C — zone of a reverse fault. Northern part of the zone of small dips. Trybska Rzeka; D — faults in the zone of the Peri-Pieniny flexure. Łapszanka creek east of Łapsze Wyżnie; E — reverse fault in the Jurgów—Trybsz fault zone: Szyszkowski Potok; F — anticline in the axial zone of the synclinorium. Cicha Woda; G — anticline in the Ošturnia—Branisko fault zone. Strzyzabek creek; H — anticline in the axial zone of the synclinorium. Poroniec creek

żu jest również równoległy do kontaktu. W tym ujęciu uskok w podłożu fleksury przypienińskiej byłby drugą, obok strefy dyslokacyjnej kontaktu, regionalną strefą dyslokacyjną, wzdłuż której nastąpiło zrzucenie fliszu podhalańskiego względem pasa skałkowego.

Strefa warstw o małych upadach

Między strefą fleksury przypienińskiej a strefą osiową synklinorium podhalańskiego wydzielono strefę warstw o małych upadach (fig. 2). Omawiana strefa nie była dotąd wydzielana jako odrębna całość. Poszczególni autorzy łączyli ją ze strefą osiową synklinorium (B. Halicki. 1963) lub rozdzielali na dwie odrębne strefy tektoniczne (W. Morawski, 1972).

Budowa tektoniczna

Omawiana strefa jest szerokim równoleżnikowym pasem, w którym upady warstw na ogół nie przekraczają 10° (fig. 2, 11, tab. III, fig. 1, 2). Większe upady warstw (około 20°) występują bezpośrednio w sąsiedztwie fleksury przypienińskiej, stanowiącej północną granicę opisywanej strefy. Również nieco większe upady warstw notuje się w południowych partiach strefy, w miejscu jej przejścia w strefę osiową synklinorium (fig. 2, 4).

Na badanym terenie strefa warstw o małych upadach rozdzielona jest dużą strefą uskokową Branisko—Ošturnia (fig. 2) na dwie części, wschodnią i zachodnią o nieco odmiennej budowie.

W części wschodniej opisywana strefa jest szerokopromienną strukturą fałdową, szczególnie wyraźnie wykształconą tuż na wschód od Kacwina (fig. 2, 11). Granicząca z fleksurą przypienińską część synklinalna struktury fałdowej jest zdeformowana uskokami i fleksurami (fig. 3, 11 — XVI, XVII). Bardziej regularną budowę ma położona na południe od synkliny część antyklinalna (fig. 11). Obliczony z położenia warstw w skrzydłach antykliny (fig. 2) kierunek i nachylenie jej osi wynosi około 84/8E. Przegub antykliny zaznacza się wyraźnie między Kacwinem a granicą państwa. Dalej na wschód przegub antykliny rozpłaszcza się i antyklina szybko zanika. Od zachodu antyklina obcięta jest strefą uskokową Branisko—Ošturnia. Ściśle z przegubem antykliny związane są niewielkie uskoki normalne o powierzchniach uskokowych nachylonych ku osi antykliny (fig. 2, 11, tab. III, fig. 1). Uskoki te powodują niewielkie obniżenie partii przegubowych antykliny i występują w pasie około kilometrowej szerokości.

W miarę zbliżania się do strefy osiowej synklinorium w południowym skrzydle antykliny obserwuje się upady warstw wzrastające stopniowo do około 18°. Występuje tu szereg uskoków odwróconych o zrzuconych skrzydłach południowych (fig. 2). Zrzuty poszczególnych uskoków wynoszą nie mniej niż kilkanaście metrów.

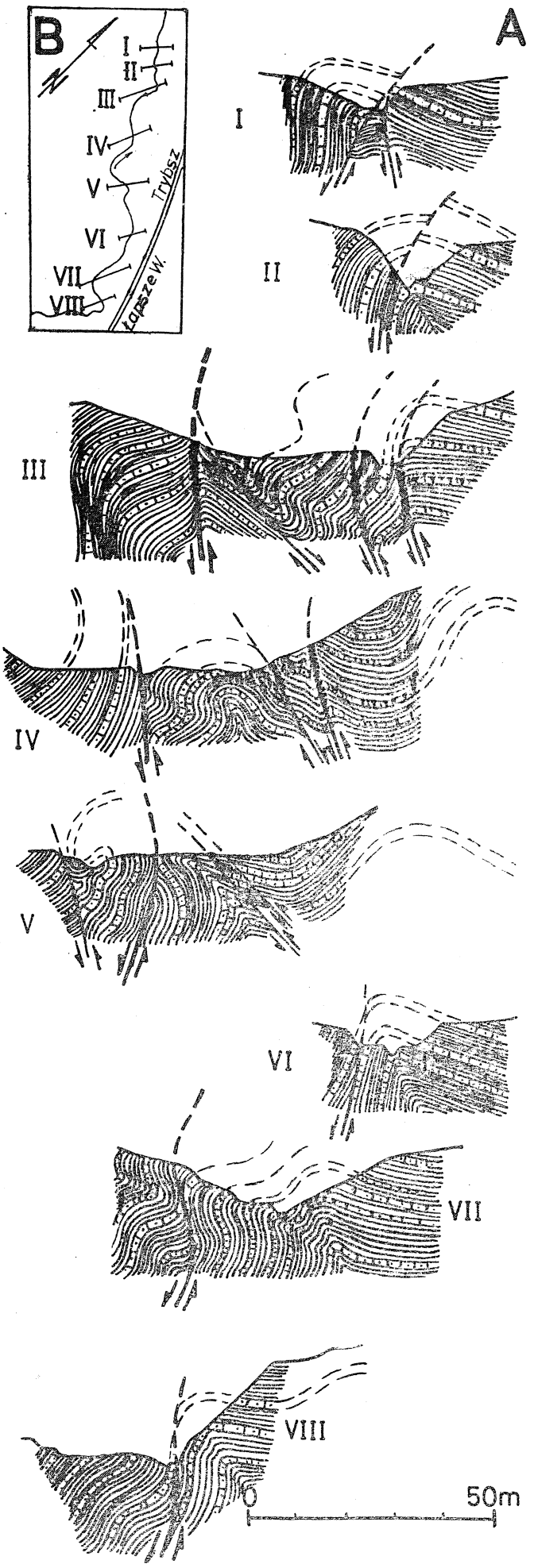


Fig. 10. A. Kulisowe przekroje geologiczne przez strefę fleksury przypienińskiej w Trybskiej Rzece na wschód od wsi Trybsz. B. Szkic lokalizacyjny przekrojów geologicznych

Fig. 10. A. Coulisse cross-section in the Peri-Pieniny flexure zone in the Trybska Rzeka east of the Trybsz village. B. Location sketch map of the cross-section

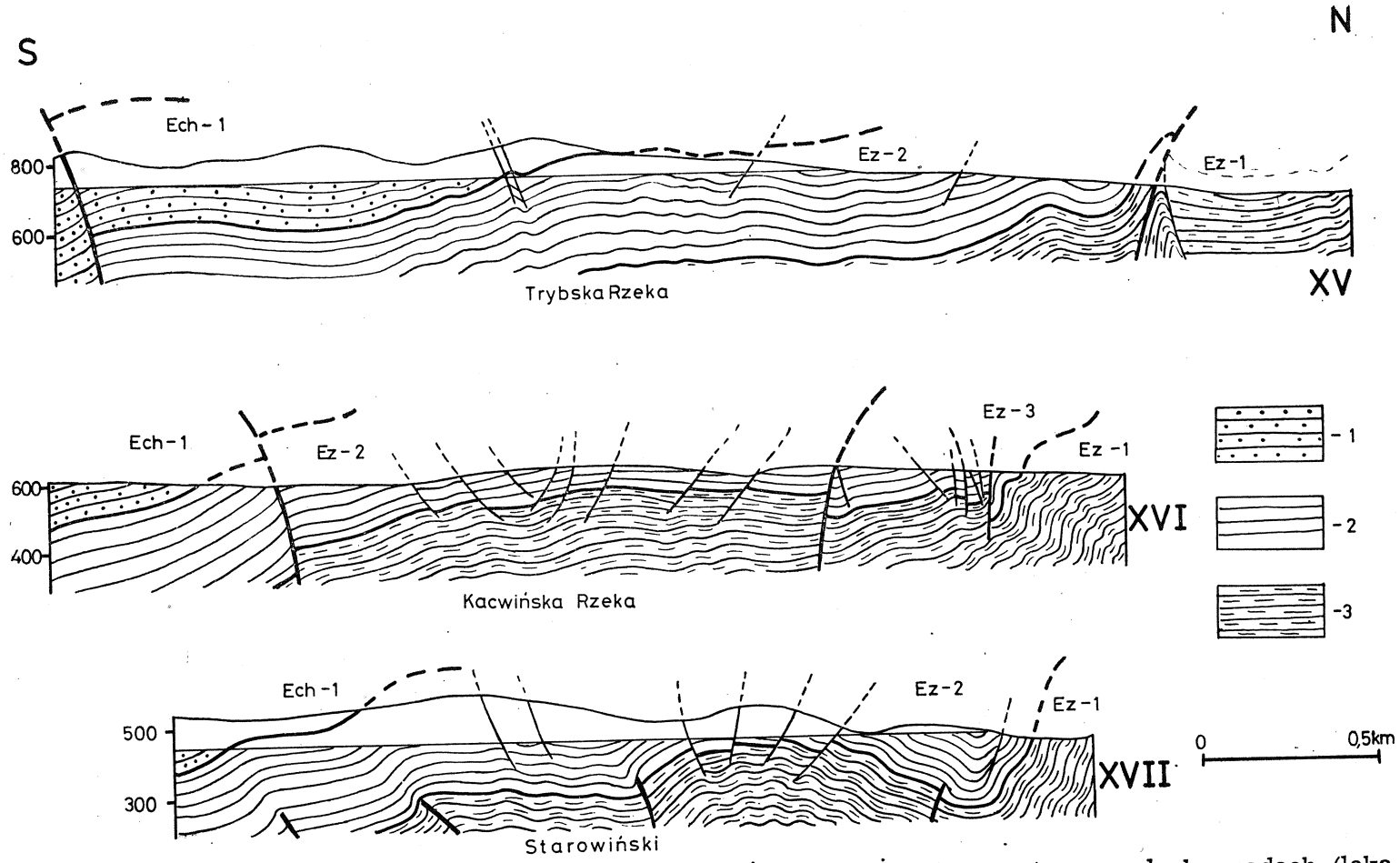


Fig. 11. Przekroje geologiczne przez północne i centralne partie strefy warstw o małych upadach (lokalizacja przekrojów na fig. 3 A). 1 — warstwy chochołowskie, ogniwo piaskowcowe. 1—3 warstwy zakopiańskie (2 — ogniwo łupkowo-piaskowcowe, 3 — ogniwo łupkowe). Inne objaśnienia jak na fig. 3 B

Fig. 11. Cross-sections through the northern and central parts of the zone of small dips (location of cross-sections — on Fig. 3 A). 1 — Chochołów Beds, sandstone member. 1—3 Zakopane Beds (2 — shaly-sandstone member; 3 — shaly member). Other explanations — see Fig. 3 B

Na zachód od strefy uskokowej Branisko—Ošturnia strefa warstw o małych upadach zatraca charakter struktury fałdowej. W przedłużeniu antykliny z części wschodniej występuje tutaj około 5 km szerokości pas warstw o upadach od 0° do około 5° (fig. 2, 11 — XV). Pas ten, podobnie jak antyklina w części wschodniej, oddzielony jest od strefy osiowej synklinorium podhalańskiego równoleżnikowymi uskokami odwróconymi o zrzuconych skrzydłach południowych (fig. 2, 11). Także od północy wspomniany pas obcięty jest dużymi uskokami odwróconymi, ale o zrzuconych skrzydłach północnych (fig. 2, 9c, fig. 11, tab. IV, fig. 1). Na północ od tych uskoków bądź występuje niewyraźne przedłużenie synkliny z części wschodniej, bądź warstwy zapadają monoklinalnie na południe.

Oprócz uskoków w omawianej strefie występują nieliczne struktury fałdowe o promieniu do kilkunastu metrów. W obrębie całej strefy osie tych form mają kierunek równoleżnikowy, są poziome lub zanurzają się na wschód (fig. 4). Powierzchnie osiowe są pionowe lub stromo nachylone na południe.

Strukturę antyklinalną w części wschodniej oraz występujący w jej przedłużeniu pas warstw o małych upadach w części zachodniej omawianej strefy można traktować jako obszar wyniesiony względem partii położonych bezpośrednio na północ i południe (fig. 11).

W strefie warstw o małych upadach autor obserwował stosunkowo liczne występowanie martwicy i polewy wapiennej (fig. 1 B). Zjawiska te zdają się być związane z uskokami, zwłaszcza z większymi, obrzeżającymi partie centralne strefy warstw o małych upadach.

Przebieg i geneza strefy warstw o małych upadach

Ze względu na brak szczegółowych map geologicznych prześledzenie strefy warstw o małych upadach, poza terenem badań, jest znacznie utrudnione. W kierunku zachodnim omawiana strefa przedłuża się do linii rzeki Biały Dunajec. Podobnie jak i na badanym terenie w pasie tym znane są występowania martwicy wapiennej (B. Halicki, J. Lillpop, 1932; D. Małecka, 1973).

W kierunku wschodnim opisana uprzednio szerokopromienna forma fałdowa szybko zanika. Jej odpowiednikiem jest być może położona bardziej na południe kopułowata antyklina w okolicy Hanuszowiec (T. Buday, 1967), a dalej na wschód ciąg podobnych form aż po antyklinalną strefę Hromoš—Šambron (T. Buday, 1967).

Zastanawiając się nad przyczyną małych upadów warstw w wyżej omawianej strefie należy wziąć pod uwagę, że zarówno forma antyklinalna w części wschodniej, jak i pas warstw zawarty między uskokami odwróconymi w części zachodniej tej strefy są obszarami podniesionymi względem strefy osiowej synklinorium oraz względem partii położonych

bezpośrednio na południe od fleksury przypienińskiej. Potwierdzeniem tego jest występowanie w obszarze uważanym za wyniesiony zwiększonej gęstości spękań ciosowych oraz pełniejszy rozwój sieci tych spękań (L. Mastella, 1972 b).

Wypiętrzenie wspomnianej strefy warstw o małych upadach nastąpiło prawdopodobnie wskutek powstania struktury zrębowej w podłożu fliszu podhalańskiego, które, jak wynika z przekrojów geologicznych, w okolicy Kacwina powinno występować na głębokości około 1 km. Opisane uprzednio uskoki odwrócone w obrzeżeniu partii centralnych strefy należałoby traktować jako występujące w przedłużeniu uskoków tworzących zrąb w podłożu fliszu. Na głęboki zasięg tych uskoków wskazuje występowanie w ich sąsiedztwie źródeł o mineralizacji H_2S oraz pojawianie się martwicy i polewy wapiennej. Z głębokimi, sięgającymi podłoża uskokami wiążą występowanie martwicy w Karpatach Wewnętrznych między innymi Z. Roth (1938), M. Lukniš (1959), V. Ložek (1961), P. Gross i inni (1970), a występowanie źródeł o mineralizacji H_2S T. Macioszczyk (1964).

Za istnieniem zrębu w podłożu omawianej części strefy warstw o małych upadach przemawiają również analogie regionalne. W wielu miejscach fliszu Karpat Wewnętrznych stwierdzono, że podobne strefy tektoniczne są odbiciem struktur zrębowych podłoża. Przykładem może być struktura Kišowce—Šwabowce, występująca w przedłużeniu zbudowanego z mezozoicznych utworów zrębu Koziego Kamienia (Z. Roth, A. Matejka, 1961; O. Fusan, 1963; D. Andrusov, 1969). Również na podstawie prac Z. Rotha (1956), F. Chmelika (1957), A. Matejki (1960, 1961), P. Grossa (1971) można wnioskować o istnieniu zrębu w podłożu strefy antyklinalnej Hromoš—Šambron oraz w podłożu innych podobnych struktur.

Grupowanie się w strefie warstw o małych upadach dużej ilości osuwisk strukturalnych mogłoby być wskazówką na istnienie współczesnych ruchów tektonicznych w tej strefie (L. Mastella, 1975).

Strefa osiowa synklinorium podhalańskiego

Duża zmienność położenia warstw (fig. 2) oraz nagromadzenie form fałdowych stanowiło dla autora, tak jak i dla J. Pepola (1972), podstawę wydzielenia strefy osiowej synklinorium, w której obrębie jedynie umownie można wyznaczyć przebieg osi synklinorium.

Badaniami objęto strefę osiową od Poronina na zachodzie po Wielką Frankową na wschodzie. Część tego odcinka omawia J. Pepol (1972). Wzmianki o budowie tektonicznej tej strefy znajdują się w pracach J. Gołąba (1959) i B. Halickiego (1963).

Budowa tektoniczna

Najczęściej występującą formą tektoniczną w omawianej strefie są fałdy o kierunku równoleżnikowym, zgodne z przebiegiem całej strefy. Rzadziej są to fałdy o kierunku NNW—SSE lub NE—SW (fig. 4). W odsłonięciach obserwuje się na ogół części antyklinalne fałdów o promieniu od 1 m do 10 m i amplitudzie od decymetra do kilkunastu metrów. Większe fałdy widoczne są na przekrojach (fig. 12). Pojedyncze antykliny o przebiegu równoleżnikowym można prześledzić na długości do 600 m.

Antykliny, w zależności od kształtu przegubu, przybierają formę bądź antyklin dachowych (fig. 9H, 13) bądź o przegubie zaokrąglonym (tab. IV, fig. 2), z tym że nie jest to regułą, gdyż w wielu odsłonięciach w fałdach równoleżnikowych obserwowano stopniową zmianę kształtu przegubu od dachowego do zaokrąglonego. Zmiana ta może zachodzić zarówno w kierunku stropu, jak i spągu warstw budujących antyklinę (fig. 9 F i H). Wydaje się, że w tym przypadku rodzaj przegubu antykliny uzależniony jest od litologii warstw. Na ogół antykliny dachowe występują w warstwach o dużej ilości ławic piaskowców. W warstwach bardziej łupkowych przeguby antyklin są zaokrąglone. W warstwach o dużej ilości ławic łupków forma antyklinalna może niemal całkowicie zanikać tab. IV, fig. 2). W świetle tych obserwacji nie ma podstaw, by sądząc z wyglądu przegubu antyklin przyjmować istnienie kilku faz powstawania fałdów w strefie osiowej synklinorium podhalańskiego (J. P e p o l, 1972).

Antykliny o osiach równoleżnikowych są niemal symetryczne, a w miejscach, w których ich przegub jest dachowy, nie obserwuje się przemieszczeń wzdłuż powierzchni osiowej (fig. 13). Osie antyklin równoleżnikowych w badanym odcinku strefy osiowej są poziome lub zanurzają się na wschód (fig. 4). Ich powierzchnie osiowe są pionowe lub stromo nachylone na południe.

Omawiane antykliny występują na całej długości badanego odcinka strefy osiowej. Najliczniejsze są bezpośrednio przy osi synklinorium i wraz z odległością od osi częstotliwość ich występowania maleje. Wskazuje to na ścisły związek pomiędzy antyklinami równoleżnikowymi a strefą osiową synklinorium podhalańskiego. Wobec tego również i przyczyn powstania tych antyklin należy się doszukiwać w czynnikach tektonicznych, które doprowadziły do powstania strefy osiowej. Jak się wydaje, główną przyczyną powstania w strefie osiowej fałdów równoleżnikowych była pozioma kompresja o kierunku południkowym. Objawem takiej kompresji w strefie osiowej są uskoki odwrócone obrzeżające tę strefę, które w części północnej mają nachylenie na północ, a w części południowej na południe (fig. 2, 5).

Odmienną genezę należy przypisać antyklinom o kierunkach NNW—SSE i NE—SW. W przytłaczającej większości są to antykliny o przegubie dachowym. We wszystkich zaobserwowanych antyklinach dachowych

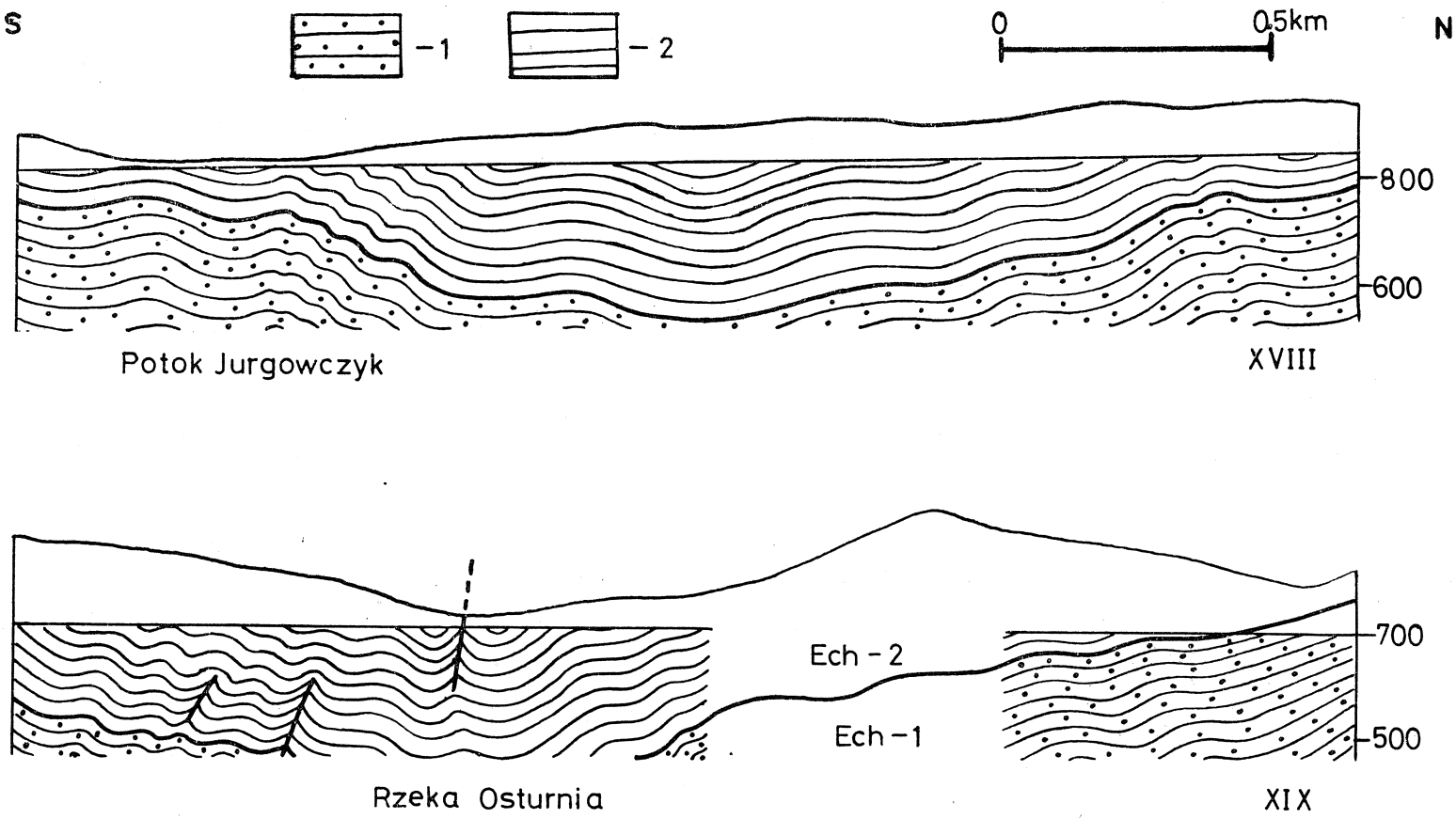


Fig. 12. Przekroje geologiczne przez strefę osiową synklinorium podhalańskiego (lokalizacja przekrojów na fig. 3 A)

Fig. 12. Cross-sections through the axial zone of the Podhale synclinorium (location of cross-section — see Fig. 3 A)

o wyżej wymienionych kierunkach widoczne jest uskokowe przemieszczenie warstw wzdłuż powierzchni osiowej, powodujące asymetrię tych form (fig. 9G). Antykliny te występują w miejscach, w których strefa osiowa przecięta jest dużymi uskokami o podobnych kierunkach. Można więc wnioskować, że asymetryczne antykliny dachowe o wyżej wymienionych kierunkach związane są z działaniem uskoków o kierunkach NNW—SSE oraz NE—SW i powstały wskutek podginania warstw przy uskokach.

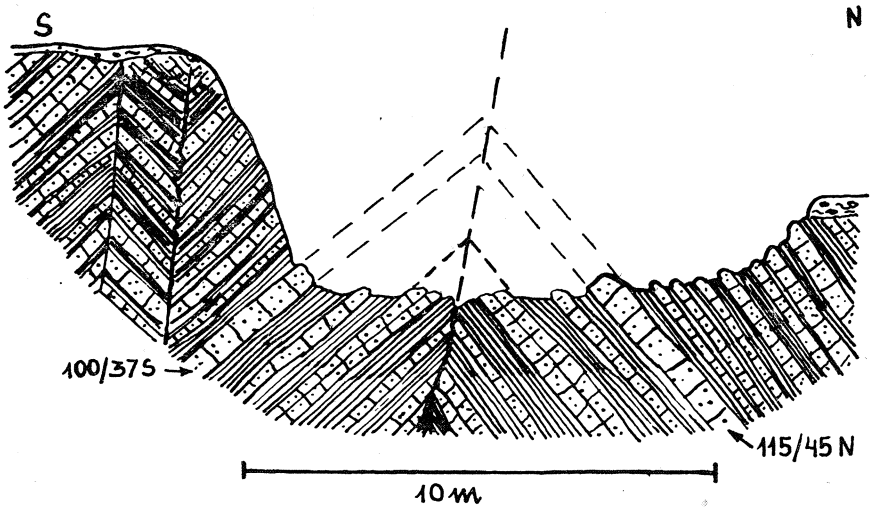


Fig. 13. Antykliny dachowe. Strefa osiowa synklinorium. Odsłonięcie w rzece Ošturnia we wsi Ošturnia

Fig. 13. Roof anticlines. Axial zone of the Podhale synclinorium. Ošturnia creek at the Ošturnia village

Jest mało prawdopodobne, aby opisywane antykliny powstały przez egzogeniczne wyciskanie warstw w głęboko wciętych dolinach rzecznych (St. Ostaficzuk, 1973, fig. 5, 6). Przeciwko takiej ich genezie przemawiają następujące argumenty:

1) Występowanie antyklin przywiązane jest do stref tektonicznych, a kierunki osi większości antyklin są zgodne z dominującymi w danej strefie kierunkami innych struktur tektonicznych i nie są podporządkowane sieci rzecznej.

2) Antykliny nie występują wyłącznie w dnach dolin. Tam gdzie strefy tektoniczne przebiegają w obrębie wzgórz, spotyka się antykliny w bezpośrednim sąsiedztwie osi wzgórz (np. nieco na południe od grzbietu wzgórza Dziadówka nad potokiem Poroniec) lub wręcz na grzbietach wzgórz (fig. 14).

3) W wielu przegubach antyklin występują związane wyłącznie z tymi przegubami spękania zmineralizowane kalcytem pochodzenia hydrotermalnego. Współczesne pochodzenie tej mineralizacji jest mało prawdopodobne.

Uskoki w strefie osiowej synklinorium podhalańskiego występują stosunkowo rzadko. Są to głównie uskoki zrzutowe o kierunku NNW—SSE

wchodzące w skład dużych stref uskokowych przecinających strefę osiową. Rzadziej występują uskoki o kierunkach NE—SW również zrzutowe. W znakomitej większości wszystkie te uskoki są normalne w przeciwieństwie do sporadycznie występujących w partiach centralnych strefy osiowej uskoków o kierunku W—E, które są uskokami odwróconymi.

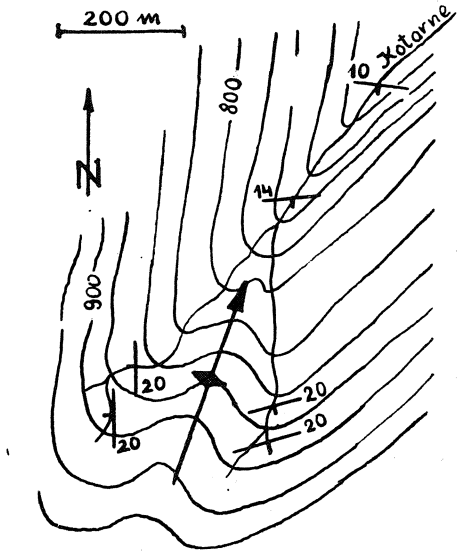


Fig. 14. Mapa źródeł potoku Kotarne. Strzałką zaznaczono położenie i kierunek wynurzenia osi antykliny

Fig. 14. Map showing the springs of the Kotarne creek. Inclination of the anticline axis is marked by an arrow

Równoleżnikowe uskoki odwrócone i uskoki normalne o kierunkach NNW—SSE oraz NE—SW zdają się należeć do dwóch odrębnych czasowo generacji uskokowych. Jak bowiem można wnioskować z pracy W. Jaroszewskiego (1974), nie jest możliwe równoczesne powstanie w jednym polu naprężeń takiego jak wyżej omówiony układu uskoków normalnych i odwróconych. Ponieważ uskoki równoleżnikowe są przecinane przez uskoki o kierunkach NNW—SSE i NE—SW, przeto należy sądzić, że równoleżnikowe uskoki odwrócone są starsze od uskoków normalnych o wyżej wymienionych kierunkach.

Przebieg strefy osiowej synklinorium podhalańskiego

Pas warstw o zmiennych biegach i upadach (fig. 2), wyznaczający na badanym terenie przebieg strefy osiowej, ma kierunek w przybliżeniu równoleżnikowy. Kierunek ten pokrywa się z kierunkiem większości osi fałdów występujących na tym obszarze (fig. 2, 4). W części wschodniej badanego terenu strefa osiowa ma kierunek NWW—SEE, a w części zachodniej W—E (fig. 2).

Na podstawie szeregu przekrojów wyznaczono w obrębie strefy osiowej oś synklinorium, którą na mapie zaznaczono umownie jako linię (fig.

2). Orientację osi synklinorium obliczono z diagramów położenia warstw w strefie osiowej i w jej bezpośrednim sąsiedztwie oraz w oparciu o dominujące kierunki i nachylenia osi fałdów w tej strefie. W części wschodniej, na terenie Słowacji, kierunek i nachylenie osi synklinorium wynosi około 106/3E, a w części zachodniej, w okolicy Jurgowa, 90/9E. Zwiększone nachylenie osi w okolicy Jurgowa wywołane jest prawdopodobnie tym, że wzdłuż strefy uskokowej Jurgów—Trybsz zrzucona została część wschodnia fliszu podhalańskiego.

Na zachód od Jurgowa nachylenie osi synklinorium stopniowo maleje osiągając w okolicy Poronina 90/2E. Dopiero dalej na zachód oś synklinorium ma ogólnie przyjęte (J. Gołąb, 1959) nachylenie ku zachodowi.

Na całej długości od wsi Dzianisz na zachodzie aż po miejscowość Hagi na wschodzie strefa osiowa jest równoległa do północnego brzegu Tatr.

Strefa uskokowa Jurgów—Trybsz

Począwszy od przełomu Białki, wzdłuż Czarnogórskiego potoku i potoku Klarówka ciągnie się wąska strefa nagromadzenia uskoków (fig. 2). Najliczniejsze są uskoki o kierunku NNW—SSE, zgodnym z przebiegiem całej strefy. Powierzchnie uskokowe, niemal pionowe w części środkowej omawianej strefy, w części południowej są nachylone na wschód (fig. 9 E), a w części północnej na zachód (fig. 2). W części północnej są to najczęściej uskoki o zrzuconych skrzydłach zachodnich, a w części południowej — skrzydłach wschodnich. W części środkowej kierunki zrzutu uskoków są różne. Duże, do kilkunastu metrów, zrzuty występują w uskokach znajdujących się na krańcach badanego odcinka opisywanej strefy. W części środkowej zrzuty uskoków nie przekraczają na ogół kilku metrów.

Również położenie warstw jest zmienne w obrębie całej strefy. Stosunkowo częste są biegi NNW—SSE. Warstwy o takich biegach w części południowej mają upady wschodnie, w części północnej — zachodnie, a w środkowej różny kierunek zapadania (fig. 2, diagramy 13, 15, 16).

Z powyższych obserwacji można wnioskować, że na badanym odcinku strefa uskokowa Jurgów—Trybsz ma charakter uskoku nożycowego o zrzuconym w części północnej skrzydle zachodnim, a w części południowej — wschodnim. Sumaryczny zrzut wzdłuż tej strefy przy pasie skałkowym przekracza 400 m, a przy krańcach południowych 300 m.

Istnieją przesłanki wskazujące na to, że omawiana strefa wykazuje współczesną aktywność tektoniczną. Przesłankami tymi są: różna intensywność erozji i akumulacji potoków po obu stronach tej strefy (fig. 15) oraz zmienna wysokość tarasów rzecznych. Autor porównując wysokości tarasów plejstoceńskich wydzielonych na mapach D. Olakowskiej (1956) i D. Małeckiej (1967) po zachodniej stronie Białki z odpowiadającymi im tarasami na mapach W. Boretti (1956) i M. Włodek (1971) po wschodniej stronie Białki stwierdził, że w okolicy Jurgowa ta-

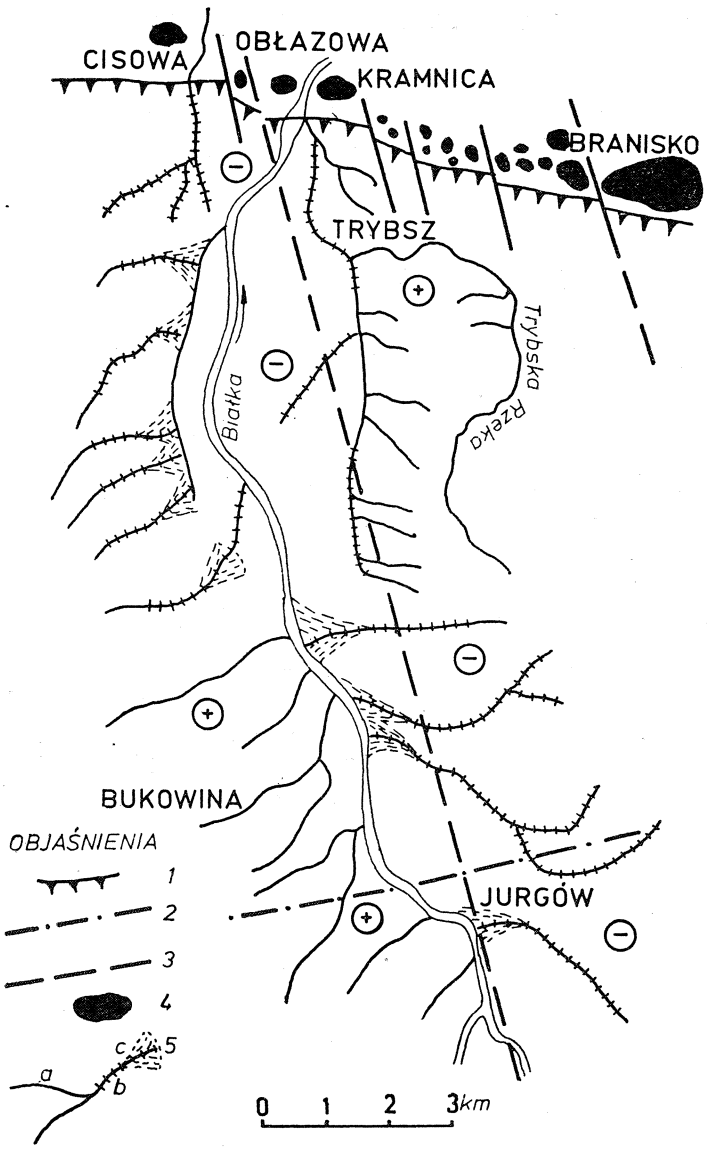


Fig. 15. Szkic rozmieszczenia objawów erozji i akumulacji rzek i potoków po obu stronach strefy uskokowej Jurgów—Trybsz. 1 — kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym; 2 — oś synklinorium; 3 — strefa uskokowa Jurgów—Trybsz oraz większe dyslokacje przecinające kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym; 4 — pojedyncze skałki i masywy skałkowe (zaznaczone schematycznie); 5 — rzeki i potoki (a — odcinki potoków o dnach erozyjnych, b — odcinki potoków o dnach akumulacyjnych, c — stożki napływowe). Znakiem + oznaczono skrzydło wiszące strefy uskokowej Jurgów—Trybsz, znakiem — skrzydło zrzucone tej strefy. Szkic sporządzono na podstawie obserwacji terenowych i fotointerpretacji zdjęć lotniczych

Fig. 15. Distribution of erosion and accumulation phenomena of rivers and creeks on both sides of the Jurgów—Trybsz fault zone. 1 — contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; 2 — axis of the Podhale synclinorium; 3 — the Jurgów—Trybsz fault zone and some major dislocations cutting the contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; 4 — isolated klippes and klippen massifs (marked schematically); 5 — rivers and creeks (a — erosion sectors, b — accumulation sectors, c — alluvial cones). + hanging limb of the Jurgów—Trybsz fault zone, — downfaulted limb of that zone. Sketch was based on field data and photointerpretation

rasy zachodnie położone są o około 25 m wyżej. W części północnej sytuacja jest odwrotna — wyżej położone są tarasy wschodnie. Przeprowadzona przez autora analiza zdjęć lotniczych potwierdziła powyższe

wnioski. Także i powyższe obserwacje wskazywałyby na nożycowy charakter opisywanej strefy.

Znaczne obniżenie pasa skałkowego wzdłuż tej strefy na zachód od przełomu Białki, duże nagromadzenie uskoków o stałym, zgodnym z przebiegiem całej strefy kierunku, występowanie martwicy i polewy wapiennej oraz źródeł o mineralizacji H_2S pozwalają wnioskować, że strefa uskokowa Jurgów—Trybsz powstała w wyniku działania uskoku w podłożu fliszu podhalańskiego.

Wniosek ten staje się tym bardziej prawdopodobny, że opisana strefa przedłuża się wyraźnie w kierunku południowym. Do północnego brzegu Tatr autor prześledził ją mniej więcej wzdłuż Jaworowego potoku. Dalej, jej przedłużenie na obszarze Tatr można wyinterpretować z map V. Uhliga (1897), S. Sokołowskiego (1948). Na mapie O. Fusana (1963) i szkicu M. Książkiewicza (1972, fig. 2) w przedłużeniu omawianej strefy aż po południowy brzeg Tatr występują uskoki, fleksury i strefy mylonitowe. Przy północnym brzegu Tatr, na wschód od omawianej strefy występuje eocen numulitowy, którego brak jest na dłuższym odcinku na zachód od tej strefy (P. Roniewicz, 1969). Mogłoby to potwierdzać, że wzdłuż opisywanej strefy skrzydłem zrzuconym jest nadal obszar wschodni.

Taka strefa uskokowa o długości ponad 35 km mogłaby być porównywana z uskokami w okolicy Plavec nad Popradem (F. Chmelik, 1957) lub z dużymi dyslokacjami w okolicy Humennego i Vihorlatu (B. Lešk o, J. Slavik, 1967, 1969; D. A. Wjałow, 1963), które również wiązane są z dyslokacjami wgłębnymi podłoża.

Strefa uskokowa Branisko—Ošturnia

Od zachodnich krańców masywu Braniska na północy, po wieś Ošturnia na południu ciągnie się kolejna strefa uskokowa o kierunku NNW—SSE (fig. 2). Strefa ta wykazuje duże analogie z poprzednio opisaną strefą Jurgów—Trybsz. Występowanie warstw o biegach w przybliżeniu południkowych (fig. 2, diagram 17) oraz liczne uskoki o kierunku NNW—SSE podkreślają generalny przebieg strefy uskokowej Branisko—Ošturnia.

W opisywanej strefie najczęstsze są uskoki o zachodnim nachyleniu powierzchni uskokowych i na ogół o zrzuconych skrzydłach zachodnich. Większe zrzuty uskoków obserwuje się w północnej części strefy. W kierunku południowym zwiększa się częstotliwość występowania uskoków, zmniejszają się natomiast ich zrzuty. Ogólnie można powiedzieć, że na badanym odcinku opisywana strefa ma charakter uskoku zawiasowego o zrzuconym skrzydle zachodnim, wygasającego w kierunku południowym w strefie osiowej synklinorium podhalańskiego.

Powstanie strefy uskokowej Branisko—Ošturnia, podobnie jak i po-

wstanie poprzednio opisanej strefy, można tłumaczyć działaniem dyslokacji w podłożu fliszu podhalańskiego.

Na badanym terenie autor rozpoznał jeszcze kilka mniejszych stref uskokowych. Jedna z nich, o kierunku NW—SE, przecina Kacwińską Rzekę na północ od wsi Kacwin. Inna strefa uskokowa, o kierunku NE—SW, odsłania się w górnym biegu potoków Starowińskiego i Hardyniaka (fig. 2). Strefa ta jest przedłużeniem uskoków zaznaczonych przez A. Matejkę (1963) w okolicy Spiskiej Starej Wsi. W uskokach tej strefy na ogół zrzucone są skrzydła południowe.

Strefa uskokowa Białego Dunajca

W wyniku przeprowadzonych badań w okolicy Białego Dunajca autor kwestionuje istnienie dużej antykliny o południkowym przebiegu osi, pokrywającym się z kierunkiem rzeki Biały Dunajec (J. Gołąb, 1959). Co prawda, występowanie w zachodnich dopływach Białego Dunajca, w okolicy Poronina, warstw o biegach południkowych i upadach na zachód (fig. 16) mogłoby być uznawane za ślad zachodniego skrzydła ewentualnej antykliny, ale brak jest skrzydła wschodniego. We wschodnich dopływach tej rzeki, w omawianej okolicy, biegi warstw są równoleżnikowe. Odmienna sytuacja występuje w okolicy Szaflar, gdzie na wschód od Białego Dunajca część warstw ma biegi południkowe z upadami na wschód, natomiast na zachód od tej rzeki biegi warstw są równoleżnikowe (fig. 16). Na całym wymienionym obszarze często występują uskoki o kierunku NNE-SSW.

Podobnie jak w przypadku strefy uskokowej Jurgów-Trybsz można by uznać, że opisane wyżej zmiany położenia warstw spowodowane zostały działaniem wgłębnego uskoku o przebiegu NNE-SSW. W uskoku tym, w okolicy Poronina, zrzucone zostało skrzydło zachodnie (zgodnie z sugestiami J. Pepola, 1972), a w okolicy Szaflar skrzydło wschodnie (fig. 16). Potwierdzeniem istnienia takiego uskoku byłby fakt, że w kierunku północnym w przedłużeniu opisywanej strefy występuje szereg uskoków stwierdzonych przez K. Birkenmajera (1963, 1968). W uskokach tych, przecinających pieniński pas skałkowy według cytowanego autora zrzucone są skrzydła wschodnie.

Tak więc wzdłuż rzeki Biały Dunajec mielibyśmy do czynienia z kolejną strefą uskokową o charakterze uskoku nożycowego, podobną do strefy uskokowej Trybsz-Jurgów, ale o przeciwnych zrzutach. Taki układ zrzutów skrzydeł wzdłuż obu wymienionych stref uskokowych skłania do uznania obszaru położonego między nimi w części południowej jako względnie podniesionego, natomiast w części północnej jako względnie obniżonego. Tłumaczyłoby to znaczne obniżenie pienińskiego pasa skałkowego między rzekami Białką i Białym Dunajcem oraz występujące na tym odcinku wyraźne wygięcie na północ linii intersekcyjnej powierzchni kon-

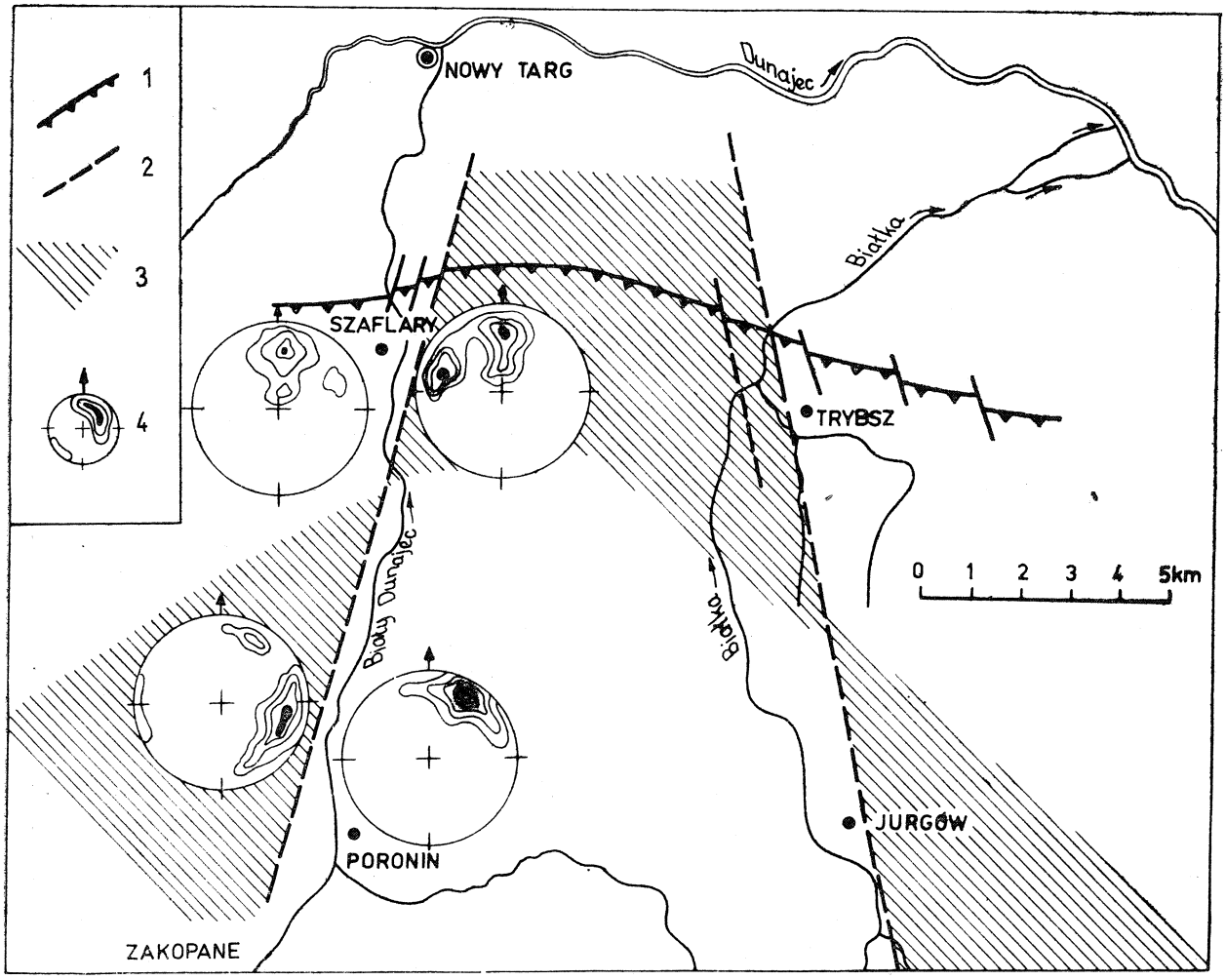


Fig. 16. Szkic sytuacji tektonicznej obszaru Podhala między Białką a Białym Dunajcem. — 1 kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym; 2 — duże strefy uskokowe; 3 — skrzydła zrzucone wzdłuż stref uskokowych; 4 — diagramy położenia warstw (objaśnienia diagramów jak na fig. 2)

Fig. 16. Tectonic sketch-map of the Podhale area between Białka and Biały Dunajec rivers. 1 — contact of the Podhale Flysch and the Klippen Belt; 2 — large fault zones; 3 — downfaulted limbs along fault zones; 4 — diagrams showing the bed positions (explanations of diagrams see Fig. 2)

taktu pasa skałkowego z fliszem podhalańskim, nachylonej tu na południe (fig. 16).

Wzmożona akumulacja i słabsze wcinanie się rzek w części północnej obszaru między rzekami Białką i Białym Dunajcem oraz silna erozja potoków w części południowej tego obszaru wskazywałaby na współczesną aktywność tekoniczną wzdłuż obu omówionych stref uskokowych.

TEKTOGENEZA WSCHODNIEJ CZĘŚCI PODHALA

Ze względu na trudności z dokładnym ustaleniem stratygrafii fliszu podhalańskiego, datowanie procesów tektonicznych w jego obrębie opiera się na analogiach z innymi obszarami Karpat Wewnętrznych.

Jak wiadomo, paleogen Karpat Wewnętrznych spoczywa transgresywnie na sfałdowanym i pociętym uskokami (M. Mahel, 1969) nierównym podłożu (D. Andrusov 1969), zbudowanym z utworów mezozoicznych typu tatrzańskiego, a częściowo typu pienińskiego (D. Andrusov, 1965; T. Buday, 1967). Podłoże to w czasie sedymentacji fliszu charakteryzowała niewielka ruchliwość tektoniczna, o czym, według cytowanych powyżej autorów, świadczą ławice zlepieńców jak również osuwiska podmorskie.

Występowanie we fliszu wschodniego Podhala licznych osuwisk podmorskich i ławic zlepieńców (fig. 1B) wskazuje na istnienie, również i tutaj, synsedymentacyjnych ruchów tektonicznych, które za D. Andrusovem (1965) wiązać należy z fazą ilyryjską.

Główne rysy strukturalne synklinorium podhalańskiego zostały uformowane w fazie sawskiej, w wyniku południkowo skierowanych nacisków horyzontalnych. Pogląd ten jest ogólnie przyjęty (K. Birkenmajer, 1958; M. Książkiewicz, 1972). Różne są natomiast zapatrywania co do rodzaju i wielkości odkształceń, jakie wynikły z tych nacisków. Duże przemieszczenia poziome przyjmował J. Gołąb (1959), odwrotnie B. Halicki (1963) odrzucał istnienie nasunięć we fliszu podhalańskim. Konieczność założenia dużych przemieszczeń poziomych całego fliszu występuje przy przyjęciu tylko jednej (sawskiej) fazy fałdowań pasa skałkowego (M. Książkiewicz, 1963; L. Watycha, 1968; A. Sikora, 1971). Natomiast T. Buday (1967), M. Mahel (1969) oraz P. Gross i inni (1970) uważają, że na obszarze fliszu Karpat Wewnętrznych główną rolę w fazie sawskiej odegrały ruchy pionowe wzdłuż dużych uskoków podłoża.

Według wszystkich wyżej cytowanych autorów ruchy posawskie nie odegrały większej roli przy formowaniu się struktury tektonicznej fliszu podhalańskiego.

Kolejność posedymentacyjnych ruchów tektonicznych autor starał się ustalić na podstawie zależności między różnymi strukturami i strefami tektonicznymi. Charakter tych ruchów i orientację pola naprężeń określono analizując struktury tektoniczne w obrębie dużych stref tektonicznych.

Synklinorium fliszu podhalańskiego zostało uformowane w dwóch fazach. W fazie wcześniejszej powstały równoleżnikowe strefy tektoniczne. W fazie późniejszej powstały duże strefy uskokowe o kierunku w przybliżeniu południkowym. Wynika to z faktu, że dominujące w strefach równoleżnikowych struktury tektoniczne o kierunkach zgodnych z przebiegiem stref są ścinane bądź deformowane w inny sposób przez wyraźnie młodsze struktury o kierunku w przybliżeniu południkowym, wchodzące w skład dużych stref uskokowych.

We wcześniejszej, głównej fazie formowania się synklinorium podhalańskiego powstały w podłożu lub zostały odmłodzone duże uskoki odwró-

cone o przebiegu równoleżnikowym i stromiejących w głąb upadach. Takie uskoki odwrócone (fig. 5) mają cechy uskoków utworzonych pod działaniem sił pionowych (W. Jaroszewski, 1974). Wzdłuż tych uskoków, przecinających miejscami również utwory fliszu, zachodziły pionowe przemieszczenia usamodzielnionych bloków podłoża. Zwrot tych przemieszczeń był różny, a ich efektem było powstanie we fliszu podhalańskim szeregu równoleżnikowych stref tektonicznych.

I tak, wskutek wypchnięcia ku górze bloku podłoża wzdłuż dużych uskoków odwróconych powstała we fliszu strefa warstw o małych upadach (fig. 2, 5). W partiach centralnych tej strefy nastąpiło zmniejszenie naprężenia w kierunku południkowym, co spowodowało powstanie szeregu niewielkich uskoków normalnych (fig. 2, 5, 11).

Przeciwna sytuacja była w strefie osiowej synklinorium, gdzie, jak wynika z analizy form tektonicznych niższego rzędu, w kierunku południkowym nastąpiło zwiększenie naprężenia. W strefie osiowej równocześnie z ruchami pionowymi następowało skracanie w kierunku południkowym warstw zaciskanych między uskokami odwróconymi obrzeżającymi tę strefę. Doprowadziło to do częściowego stłoczenia i sfałdowania warstw w strefie osiowej synklinorium (fig. 5).

W sposób bardziej złożony przebiegały procesy tektoniczne w przyskałkowej części fliszu podhalańskiego. Na obszarze tym również wzdłuż równoleżnikowych uskoków podłoża uformowana została strefa dyslokacyjna kontaktu pasa skałkowego z fliszem podhalańskim i strefa fleksury przypienińskiej. Budowa tektoniczna tych stref wskazuje, że w uskokach podłoża zrzucone zostały skrzydła południowe. Wielkości zrzutów tych uskoków są prawdopodobnie rzędu setek metrów.

Analiza form tektonicznych w obrębie obu stref wskazuje, że podobnie jak w strefie osiowej warstwy fliszu w opisywanych strefach znajdowały się w polu naprężeń, z których największe było poziome, południkowe. Szczególnie wyraźne jest to w przypadku fleksury przypienińskiej. Natomiast w strefie kontaktu pole naprężeń ulegało reorientacjom. I tak, występowanie wzdłuż całej omawianej strefy licznych śladów przesunięć równoległych do kontaktu, a w części wschodniej uskoków przesuwczych o kierunku NE-SW wskazuje, że istniał taki etap formowania się kontaktu, w czasie którego przy nie zmienionym południkowym położeniu osi naprężenia największego oś naprężenia pośredniego miała położenie pionowe. Można sądzić, że w tym etapie formowania się kontaktu, w warunkach południkowo działającej kompresji, doszło do tendencji rozsuwania się na boki warstw przy kontakcie. Być może rozsuwanie się na boki fliszowych mas skalnych przy kontakcie było możliwe wskutek istnienia już w tym czasie niewielkiego wybrzuszenia pasa skałkowego na południe przed masywem Braniska. Z drugiej strony, w części wschodniej badanego wycinka terenu, być może wskutek istnienia tam depresji lub większego nagromadzenia warstw podatnych w obrębie przyległego odcinka pasa

skałkowego doszło do ułatwionego transportu tektonicznego w kierunku południkowym, co doprowadziło do powstania uskoków przesuwczych na wschód od Braniska.

Brak jakiegokolwiek uporządkowania zwrotu ruchu przesuwczego w przemieszczeniach równoległych do kontaktu wskazuje na to, że nie zachodziła żadna regionalna rotacja pasa skałkowego względem fliszu podhalańskiego, tak jak to zakładał W. Morawski (1972).

Wskutek tego, że w części zachodniej badanego wycinka omawianej strefy kontakt fliszu podhalańskiego z pasem skałkowym ma charakter uskoku normalnego, pole naprężeń w tej części kontaktu miało lokalnie odmienną orientację. Również analiza form tektonicznych niższego rzędu wskazuje, że oś największego naprężenia w tej części terenu była pionowa, zaś oś pośredniego naprężenia zachowała poziome równoleżnikowe położenie. Być może spowodowane jest to tym, że w zachodniej części strefy kontaktu mamy do czynienia z wyższymi partiami pasa skałkowego.

Można przyjąć, że strefa dyslokacyjna kontaktu rozcina struktury tektoniczne pienińskiego pasa skałkowego, z których obecnie odsłonięte są, znajdujące się w skrzydle wiszącym ich części północne. W skrzydle zrzuconym struktury pienińskie znajdowałyby się na południe od kontaktu, pod jeszcze nie zerodowanymi utworami fliszu podhalańskiego. Na poparcie tego poglądu można przytoczyć od dawna znany (V. Uhlig, 1903), a zaobserwowany również przez autora fakt niezgodności kierunków struktur pasa skałkowego i fliszu podhalańskiego (fig. 1, 2, 4). Pogląd ten uwzględnia również M. Książkiewicz (1972).

Na razie nie można dać jednoznacznej odpowiedzi na pytanie, jak daleko na południe pod fliszem podhalańskim sięgają struktury pienińskie. Należy zwrócić uwagę, że obszary położone po obu stronach fleksury przypienińskiej wykazują wyraźną odrębność tektoniczną. Tylko do południowej granicy fleksury przypienińskiej obserwuje się ślady ruchów przesuwczych. Również osie fałdów równoleżnikowych wykazują odmienne nachylenie po obu stronach wyżej wymienionej granicy, przy czym na północ od niej nachylenie osi fałdów jest podobne jak w obrębie pasa skałkowego (fig. 4). Na tej podstawie można sądzić, że być może uskoki w podłożu, wzdłuż których powstała fleksura przypienińska, stanowią południową granicę pasa skałkowego (fig. 5).

Znajdowanie przez autora we fliszu podhalańskim otoczaków różnych skał typu pienińskiego, a także fakt, że eoceńskie piaskowce w okolicy wzgórza Złatne i na skałce Bartuśce leżą niezgodnie (K. Birkenmajer, 1964) i bez śladów nasunięć na różnowiekowych ogniwach pasa skałkowego, wskazywałoby na to, że utwory fliszu podhalańskiego osadzały się na już wcześniej ukształtowanym pasie skałkowym. Przemawiałoby to za istnieniem więcej niż jednej fazy fałdowań pienińskiego pasa skałkowego, tak jak to przyjmuje K. Birkenmajer (1970).

Po głównej fazie ruchów pionowych podłoża i zachodzących w tym samym czasie różnorodnych procesów tektonicznych w nadkładzie, nastąpiła faza postkinematycznego wypiętrzenia fliszu podhalańskiego. Doprowadziło to do zasadniczej zmiany regionalnego pola naprężeń. Oś największego naprężenia przyjęła położenie pionowe, natomiast oś naprężenia pośredniego — poziome, w przybliżeniu południkowe. W takim polu naprężeń powstały strefy uskokowe o kierunkach NNW-SSE i NNE-SSW (strefy uskokowe Jurgów-Trybsz, Branisko-Ošturnia, Białego Dunajca), mające charakter nożycowych lub zawiasowych uskoków normalnych. Odmłodzeniu, jako uskoki zrzutowe, uległy dyslokacje o kierunku NE-SW znajdujące się na wschód od Braniska. Na zachód od Braniska strefa kontaktu została przecięta licznymi uskokami o kierunku NNW-SSE.

Przez analogię z innymi obszarami Karpat Wewnętrznych (K. Birkenmajer, 1958; D. Andrusov, 1965; T. Buday, 1967; M. Książkiewicz, 1972) fazę wcześniejszą, w której powstały równoleżnikowe strefy tektoniczne, należy zaliczyć do fazy sawskiej, zaś fazę wypiętrzenia postkinematycznego do fazy styryjskiej. Z tym, że długość powstałych w tej ostatniej fazie stref uskokowych jak i wielkość przemieszczeń, jakie wzdłuż nich nastąpiły, wskazuje na dużo większe, niż dotąd sądzono, znaczenie fazy styryjskiej w formowaniu struktury tektonicznej fliszu podhalańskiego.

Szereg wcześniej wymienionych przesłanek wskazuje, że na badanym terenie zachodzą współczesne ruchy pionowe. Współczesnemu wypiętrzaniu ulega także południowa część strefy warstw o małych upadach (L. Mastella, 1975). Wyraźnie ruchy te zaznaczają się wzdłuż strefy uskokowej Jurgów-Trybsz.

PODZIĘKOWANIA

Autor pragnie podziękować doc. drowi hab. Piotrowi Roniewiczowi oraz doc. drowi hab. Wojciechowi Jaroszewskiemu za wiele czasu spędzonego na dyskusjach zarówno w terenie, jak i przy opracowywaniu materiału. Dyskusje te oraz szczegółowe uwagi wielokrotnie w znacznym stopniu ułatwiły rozwiązanie wielu różnorodnych zagadnień.

Doc. drowi hab. Andrzejowi Ślączce oraz doc. drowi hab. Janowi Kutkowi autor dziękuje za wnikliwe uwagi dotyczące całości opracowania.

Instytut Geologii Podstawowej UW
ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

WYKAZ LITERATURY

REFERENCES

Andrusov D. (1965), Geologia Československych Karpat. 3, p. 392, Bratislava.

Andrusov D. (1969), Chaînes enterrées, megaanticlinaux et horst dans la région des Carpathes Occidentales. *Geol. Sbor.*, 20, nr 1, p. 39—46, Bratislava.

Birkenmajer K. (1957), Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Skala 1 : 10 000. Ark. Niedzica. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

Birkenmajer K. (1958a), Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Skala 1 : 10 000 Ark. Niedzica. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

Birkenmajer K. (1958b), Przewodnik po pienińskim pasie skałkowym. Cz. I, *Wyd. Geol.*, p. 5—134, Warszawa.

Birkenmajer K. (1963), Excursion dans la Zone des Klippes Pienines. *Ass. Géol. Karp.-Balk. VI-ème Congr. Guid. des Exc.*, Warszawa—Kraków.

Birkenmajer K. (1964), Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Skala 1:10 000. Ark. Trybsz. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

Birkenmajer K. (1968), Mapa geologiczna pienińskiego pasa skałkowego. Skala 1 : 10 000. Ark. Bór nad Czerwonem, Szaflary. *Wyd. Geol.*, Warszawa.

Birkenmajer K. (1970), Przedeoceńskie struktury fałdowe w pienińskim pasie skałkowym (Pre-eocen fold structures in the Pieniny Klippen Belt (Carpathians) of Poland). *Studia geol. pol.*, 31, p. 7—81, Warszawa.

Blajcher J. (1973), Mikrofauna fliszu podhalańskiego w otworze JG1 (Microfauna of the Podhale Flysch in the Zakopane JG-1 Borehole). *Biul. Inst. Geol.*, 265, p. 105—130, Warszawa.

Boretti-Szumańska W. (1956), Zdjęcia geologiczne osadów czwartorzędu i fliszu w dolinie Białki na odcinku Łysa Polana — Czarna Góra (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—73, Warszawa.

Boretti-Onyszkiewicz W. (1968), Cios we fliszu zachodniego Podhala (Joints in the Flysch of western Podhale). *Acta geol. pol.*, 18, 1, p. 101—152, Warszawa.

Buday T. (1967), Regionalni geologie ČSSR. Zapadnie Karpaty. Dil 2, nr 2, p. 287—383, Praha.

Chmelik F. (1957), Zpravy o geologickych vyzkumech Centralnokarpatskeho paleogenu v oblasti Nižskich a Vysokich Tatier, Spišskej Magury a Levočskeho Pohoria. (Note sur les études géologiques du Paléogéne des Carpathes Centrales dans l'aire de la Bas Tatra, de la Haut Tatra, de la Spisska Magura et du Levočske Pohorie.) *Zpravy geol. vysk.* w r. 1956, p. 72—75, Praha.

Fusan O. i inni (1963), Geologicka Mapa ČSSR 1:200 000 (Vysoke Tatry). *Ustr. Ust. Geol.*, Praha.

Gołąb J. (1959), Zarys stosunków geologicznych fliszu Zachodniego Podhala (On the geology of the western Podhale Flysch area). *Biul. Inst. Geol.*, 149, p. 225—237, Warszawa.

Gross P. i inni (1970), Geologia Centralnokarpatskeho paleogenu w okoli Bojnickich Kupeli (Geology of Central-Carpathian Paleogen Near Bojnice Thermae). *Geol. Pr.*, 52, p. 19—34, Bratislava.

Gross P. (1971), Geologia zapadnej časti Liptovskej Kotliny (Geology of the Western Part of the Liptov Depression). *Geol. Pr.*, *56*, p. 109—122, Bratislava.

Grzybek K. (1956), Zdjęcie geologiczne fliszu podhalańskiego na arkuszu Niedzica (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—52, Warszawa.

Grzybek K., Halicki B. (1958), Osuwiska podmorskie we fliszu podhalańskim

(Submarine slides in the Podhale Flysch Carpathians). *Acta geol. pol.*, 8, 3, p. 411—450, Warszawa.

Halicki B. (1963), Tektonika Podhala (The tectonics of Podhale). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 33, 3, p. 349—363, Kraków.

Halicki B., Lillpop J. (1932), Czwartorzędowe trawertyny w Gliczarowie i na Podhalu. *Posiedz. Nauk. PIG*, 33, p. 97—98, Warszawa.

Handin J., Hager R. V. (1957), Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: tests at room temperature on dry samples. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 41, 1, p. 1—50, Tulsa.

Horwitz L. (1963), Budowa geologiczna Pienin. Mapa geologiczna Pienin, ark. zachodni, skala 1:10 000. *Prace Inst. Geol.*, 38, Warszawa.

Ilavsky I. (1952), Vyskyty pyritov na styku Penin s flyšom Levočskeho Pohoria. *Geol. Sbor.*, 3, 1—2, p. 195—201, Bratislava.

Jaroszewski W. (1972), W sprawie nazewnictwa i klasyfikacji uskoków. *Prz. geol.*, 1, p. 37—43, Warszawa.

Jaroszewski W. (1972), Drobnostrukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich (Mesoscopic structural criteria of tectonics of non orgenic areas: an example from the north-eastern mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains). *Studia geol. pol.*, 38, p. 1—216, Warszawa.

Jaroszewski W. (1974), Tektonika fałdów i uskoków, p. 1—220, Warszawa.

Książkiewicz M. (1963), Evolution structurale des Carpathes polonaises. Livre a la mém. Prof. P. Fallot, 2. *Soc. Géol. France*, p. 529—562, Paris.

Książkiewicz M. (1968), Geologia Dynamiczna, p. 555—590, Warszawa.

Książkiewicz M. (1972), Budowa Geologiczna Polski. Tektonika. Karpaty, T. 4, cz. 3, p. 9—120, Warszawa.

Leško B., Slavik I. (1967), Les traits fondamentaux de la structure géologique de la region située entre les Carpathes Occidentales et les Carpathes Orientales. *Geol. Sbor.*, 18, 1, p. 169—172, Bratislava.

Leško B., Slavik J. (1969), Tektonika sedimentarnich formacii Vihorlatskej oblasti (Tectonics of the Vihorlat Region). *Geol. Prace*, 47, p. 133—150, Bratislava.

Ložek V. (1961), Travertins. *Pr. Inst. Geol.*, 34, 1, p. 81—86, Warszawa.

Lukniš M. (1959), Relief a roztriedeni kwarternich utvarow vo Vysokych Tatrach a na ich predpoli. *Geol. Sbor.*, 10, p. 233—258, Bratislava.

Macioszczyk T. (1964), Hydrogeologia źródeł występujących w strefie kontaktu fliszu Podhala z Pienińskim Pasem Skałkowym (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—178, Warszawa.

Mahel' M. i inni (1964), Geologicka Mapa ČSSR 1:200 000 (Banska Bystrica). *Ústr. úst. geol.*, Praha.

Mahel' M. (1969), Zlomy a ich uloha počas mezozoika vo Vnutornich Karpatach (Faults and their Role in the Mesozoic of the Inner Carpathians). *Geol. Prace* 47, p. 7—30, Bratislava.

Małecka D. (1973), Analiza związków hydraulicznych środkowego Podhala na tle budowy geologicznej regionu (Hydraulic relationship of ground waters of the middle Podhale region (Carpathians) on the background of its geological structure). *Biul. Geol. UW*, 15, p. 87—147, Warszawa.

Marschalko R. (1968), Distribucia facii, paleoprudenii a paleotektonika paleogennoho flyša Zapadnych Karpat (The Origin of Disturbed Structures in Turbidites The Flysch of central Carpathians). *Geol. Sbor.*, 19, 1, Bratislava.

Mastella L. (1972a), Tektonika fliszu wschodniej części Podhala (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—111, Warszawa.

Mastella L. (1972b), Interdependence of Joint Density and Thickness of Layers in the Podhale Flysch. *Bul. Acad. Pol. Sci. Sér. Sci. Géol. Géogr.*, 20, 3, p. 187—196, Warszawa.

Mastella L. (1975), Osuwiska konsekwentnostrukturalne na wschodnim Podhalu. *Biul. Geol. UW*, 18, Warszawa.

Matejka A. (1960), Vnitrni pasmo bradlove na listu geologickej generalni mapy Vysoke Tatry. *Zpravy geol vysk.* w r. 1959, Praha.

Matejka A. (1961), Centralnokarpatski paleogen pri severno-zapadni okraji Malych Karpat. *Zpravy geol. vysk.* w r. 1960, p. 151—153, Praha.

Matejka A. i inni (1963), Geologicka Mapa ČSSR 1:200 000 (Spiška Stara Ves). *Ústr. úst. geol.*, Praha.

Moody J. D., Hill M. J. (1956), Wrench-fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 9, Baltimore.

Morawski W. (1972), Tektonika północnego skrzydła synklinorium podhalańskiego w rejonie Niedzicy (Tectonics of the northern limb of the Podhale synclinorium). *Acta geol. pol.*, 22, 3, p. 573—591, Warszawa.

Olakowska D. (1956), Zdjęcie geologiczne środkowej części doliny Białki (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—36, Warszawa.

Ostaficzuk St. (1973), Exogenic anticlines in the Podhale region. *Acta geol. pol.*, 23, 3, p. 499—508, Warszawa.

Pepol J. (1972), Tektonika strefy osiowej synklinorium podhalańskiego w rejonie Bukowiny Tatrzańskiej (Tectonics of the axial zone of the Podhale Synclinorium). *Acta geol. pol.*, 22, 3, p. 593—600, Warszawa.

Pokropek W. (1960), Północna strefa fliszu Podhala (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—78, Warszawa.

Radomski A. (1958), Charakterystyka sedymentologiczna fliszu podhalańskiego (The sedimentological charakter of the Podhale Flysch). *Acta geol. pol.*, 8, 3, p. 335—410, Warszawa.

Roniewicz P. (1969), Sedymentacja eocenu numulitowego Tatr (Sedimentation of the numulite eocene in the Tatra Mts). *Acta geol. pol.*, 19, 3, p. 503—608, Warszawa.

Roniewicz P., E. Westfalewicz-Mogilska (1975), Tuffites in the Podhale Flysch (Western Carpathians). *Bul. Acad. Pol. Sci. Ser. Sci. Géol. Géogr.* (in press).

Roth Z. (1938), Geologicke pomery okolia Lučivne. *Rozpr. Čes. Akad. Ved.*, 48, 13, Praha.

Roth Z. (1956), Geologia Humenskeho Pohoria na Vychodnim Slovensku. *Geol. Pr.*, 8, p. 5—21, Bratislava.

Sikora A. (1971), Zarys tektogenezy Pienińskiego Pasa Skałkowego w świetle nowych danych (Esquisse de la tectogenèse de la zone des klippes des Pieniny en Pologne d'après des nouvelles donnes géologiques). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 41, 1, p. 221—240, Kraków.

Sokołowski S. (1948), Tatry Bielskie. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 4, p. 1—45, Warszawa.

Uhlig V. (1897), Atlas geologiczny Galicji, skala 1:75 000, z. 24, N. Targ Zakopane, Wiedeń.

Uhlig V. (1903), Bau und Bild der Karpathen, p. 1—261, Wien.

Watycha L. (1959), Uwagi o geologii fliszu podhalańskiego we wschodniej części Podhala. *Prz. Geol.*, 8, p. 350—356, Warszawa.

Watycha L. (1968), Wstępna ocena warunków i możliwości powstawania ropy naftowej w utworach wschodniej części fliszu podhalańskiego (Preliminary

estimation of conditions and possibilities of oil deposits in the eastern part of the Podhale Flysch). *Kwart. geol.*, 12, 4, p. 898—913, Warszawa.

Wjałow D. A. i inni (1963), O charakterie fundamenta zapadnoj czasti zakarpatskowo progiba. *Dokł. Akad. Nauk ZSRR*, 150, 4, p. 874—877, Moskwa.

Włodek M. (1971), Warunki hydrogeologiczne prawej części zlewni Białki (maszynopis). *Arch. Wydz. Geol. UW*, p. 1—70, Warszawa.

SUMMARY

Abstract. The longitudinal and transversal tectonic zones recognized in the investigated part of the Podhale Basin are related to reverse faults in the substratum of flysch cover. The longitudinal ones originated during the Saavian while the transversal ones during the Styrian phase. Some observations suggest that the vertical movements are still in action.

INTRODUCTION

The Synclinorium of the Podhale Flysch is a northern part of the Inner Carpathians. It runs in the direction E-W and is bordered by the Tatra Mts. from the south and by the Pieniny Klippen Belt from the north (Fig. 1 A).

The Podhale Flysch Basin is filled with the Eocene- Oligocene sediments, overlying transgressively the older, previously folded and faulted substratum belonging partly to the Tatra Mts, and partly — to the Pieniny Klippen Belt (Andrusov, 1965; Buday, 1967). It is generally accepted that this synclinorium had been formed during the Saavian phase and the subsequent phases did not play a significant role there (Birkenmajer, 1958).

The tectonics of the eastern part of the northern limb of the Podhale synclinorium is discussed in the present paper (Fig. 1A).

STRATIGRAPHY AND LITHOLOGY

The Podhale Flysch

The lithological variability is the main criterium of the subdivision of the Podhale Flysch sediments into the Szaflary-, the Zakopane-, and the Chochołów Beds (Watycha, 1968).

The oldest Szaflary Beds which contact directly the Pieniny Klippen Belt are characterised by considerable share of sandstones and conglomerates. Submarine slides are frequent in these beds (Fig. 1B) and numerous rock particles, possibly derived from the Klippen Belt, occur both in the conglomerates and in the submarine slide material. The fact that the mechanical groove casts are variously oriented coincides with the

observations by Marschalko (1968), who observed a considerably mobility of the basin floor and of the source areas in the Flysch zone near the Pieniny Klippen Belt.

The Zakopane and Chochołów Beds show rather monotonous lithology. Shales prevail over sandstones in the Zakopane Beds; nevertheless, the role of the latter is greater towards the top of the complex, and their transition to the overlying Chochołów Beds is almost unnoticeable. Both rock types are in equilibrium in the Chochołów Beds, but the sandstone layers are thicker there than in the Zakopane Beds. Organic hieroglyphs are frequent in the Chochołów Beds. Longitudinal directions of the mechanical hieroglyphs prevail in the Zakopane and Chochołów Beds. Deposition took place here in calm and more uniform conditions and the basin axis was inclined towards the east (Radomski, 1959). The total thickness of the Podhale Flysch in that area is about 2.5 km.

The Pieniny Klippen Belt

On the basis of the author's own studies and those of Birkenmajer (1957, 1964) three lithologic complexes of various resistance to mechanical deformations have been differentiated in the Pieniny Klippen Belt (Fig. 1B). Complex I embraces various types of limestones, and radiolarites from the Aalenian up to the Albian in age, and is more resistant than the other rock complexes. Isolated klippes and klippen massifs are built of the rocks of this complex. Complex II embraces the Globotruncana marls and is less resistant than Complex III, composed of the Sromowce Beds.

THE TECTONIC STRUCTURE

The majority of tectonic structures are parallel to the course of the Podhale synclinorium and form several tectonic zones of the same direction (Halicki, 1963).

The following tectonic zones have been distinguished: I — contact-zone with the Pieniny Klippen Belt, II — zone of the Peri-Pieniny Flexure, III — zone of small dips, IV — axial zone of the synclinorium. Apart from those, large fault zones of an approximately meridional direction have been distinguished, i.e.: Jurgów-Trybsz, Branisko-Ošturnia, and Biały Dunajec (Fig. 2, 16).

The Contact zone of the Podhale Flysch and the Klippen Belt

The Klippen Belt contacts the Podhale Flysch along a narrow fault zone. The southern limbs are usually downfaulted and the fault amplitudes are at least several tens of meters (Fig. 2). The contact line in the

area in question forms a broad arch, which convexity facing the south. It is cut by a dozen or so oblique faults (Fig. 2). A generalized direction of that contact is concordant with the strike of the adjoining beds of the Podhale Flysch. The strikes within the Klippen members are usually oblique to the contact (Fig. 4). The contact surface is vertical or inclined northward in the eastern and central parts of the area. In the western part it dips southward (Fig. 2, 3).

Near-contact belts of tectonic disturbances

Belts of tectonic disturbances connected with the contact zone run parallel to the contact. Within the Klippen Belt there are numerous scaled folds which occur in a zone about 200 m wide (Fig. 3). In the Podhale Flysch the influence of the contact is revealed by steeper dips of beds (Fig. 3, Table 1, Fig. 1), and by numerous faults parallel to the contact. The downfaulted limbs are on the south, as a rule. The influence of the contact zone can be observed up to the Peri-Pieniny flexure.

The role of the Podhale Flysch in the Development of the Contact Zone

The Globotruncana Marls and the Sromowce Beds acted as incompetent beds in relation to the Szaflary Beds. This explains why scaled folds occur at the contact zone in the Klippen Belt, while faults — in the Podhale Flysch. The same can be said about oblique structures of the Klippen Belt by the dislocation zone. Southern downfaulted parts of these structures should be situated south of the contact line under the Podhale Flysch (Fig. 5), the latter being removed by erosion to the north of the contact (M. K s i ą ż k i e w i c z, 1973).

Transversal Elevation and Oblique Faults

Fold axes emerge eastward in the western part of the area, and westward — in the eastern one (Fig. 4). This phenomenon can be observed both in the Klippen Belt and in the Podhale Flysch. Thus elevational character of the area in front of the Branisko Hill is marked in the northern part of the area starting from the Peri-Pieniny flexure. It is supported by the fact that eastern limbs are downfaulted east of the Branisko Hill, and western ones — west of this massif, which can be seen in the faults cutting obliquely the contact zone (Fig. 2).

Wrench Movements in the Contact Zone

The most distinct horizontal displacements were noted along the faults cutting obliquely the contact east of the Branisko Hill. South-eastern limbs are displaced southwestward in all these faults (Fig. 8); it was

established on the basis of an analysis of various tectonic forms (Figs 6, 7, Table 1, Fig. 2). Other directions of displacements were noted along minor faults which, according to the schemes of Moody and Hill (1956), may be regarded as associated faults. Apart from this, small displacing faults occur within the whole contact zone. They are more or less parallel to the contact. No regional arrangement of the displacement movement has been noted along these faults. The displacement phase preceded the faulting one and it was probably the result of the internal differentiation of the Klippen Belt.

Zone of the Peri-Pieniny Flexure

A belt of tectonic disturbances about 600 m broad is situated about 1.5 km south of the contact line. It runs parallel to the latter and consists of one to several flexures of the amplitudes of about 300 m (Fig. 3). Within arenaceous complexes large faults prevail over flexures. Some minor tectonic forms are also present there (Fig. 9 A, B, 10). Southern limbs are downfaulted both in faults and in flexures and the amplitudes are comparable to these in the fault zone of the contact.

The above mentioned zone of flexures and faults, which is roughly parallel to the contact, runs several tens of kilometers and was even traced in Slovakia. Similar zones parallel to other massifs of the Internal Carpathians were described by Matejka (1963), Fušan (1963) and Mahel (1964). Their origin can be explained by the action of large faults in the substratum of the flysch (Buday, 1967). Hence the probable fault in the substratum of the Peri-Pieniny flexure would be one of the regional dislocations along which the Flysch was downfaulted in relation to the Klippen Belt (Fig. 5).

The Zone of Dips

Between the zone of the Peri-Pieniny flexures and the axial one dips usually do not exceed 10° (Figs 2, 11, Table 3, Figs 1, 2). East of the Branisko — Osturnia fault the zone in question shows a shape of broad fold structure, composed of a syncline and an anticline (Figs 3, 11). The syncline borders the Peri-Pieniny flexure and the anticline — the axial zone of the Podhale synclinorium. West of the Branisko — Osturnia fault the discussed Zone is developed as a belt of beds dipping from 0° up to about 5° (Fig. 11). This belt is bordered from the south and north by reverse faults. In the southern faults the southern limbs are downfaulted, and in the northern faults — the northern ones (Table 4, Fig. 1). Hence the mentioned anticline and the belt of beds between the reverse faults may be regarded as an elevated area in relation to the adjoining parts of the synclinorium.

This zone probably originated as a result of a horst, formed in its

substratum along the reverse faults (Fig. 5). The occurrence of a calcareous tufa associated with the faults bordering the zone supports this opinion.

Axial Zone of the Podhale Synclinorium

Considerable variability of dips (Fig. 2) and numerous folds of various size (Fig. 5, 12, 14) are characteristic features of the axial zone. Anticlines in the E-W direction and can be usually traced at a length up to about 600 meters. Their turns are either rounded or roof-shaped (Figs 9 FG, H, 13, Table 4, Fig. 2). The latter occur in sandy members; in shaly beds the turns are rounded.

The axial zone runs parallel to the northern edge of the Tatra massif. In the eastern part the direction of the axis of the Podhale synclinorium is 106/3 E, and near Jurgów — 90/9 E. The steepening of the axis was caused by the downfaulting of the eastern limb of the Jurgów—Trybsz fault zone (Fig. 16). Further to the west the axis inclination diminishes, and beyond the Biały Dunajec fault zone (Fig. 16) the axis takes a westerly tilt.

The origin of tectonic structures in the axial zone is connected with compressional forces acting in the N—S direction.

The Jurgów-Trybsz and Branisko-Ošturnia Fault Zones

A narrow zone of densely spaced normal faults of the NNW-SSE direction (Fig. 2) stretches from Trybsz to Jurgów. In the southern part of this zone the eastern limbs are downfaulted, and in the northern part — the western ones. It may thus be assumed that this zone has the character of a pivotal fault (Fig. 16). As it can be seen from observations of the Białka River terraces and from the diversification of erosion and accumulation on both sides of the river (Fig. 15), this zone exhibits recent tectonic activity.

Depression within the Klippen Belt to the west of the zone in question, as well as occurrence of the calcareous tufa and springs with H_2S mineralization show that this zone originated from the action of a fault situated in the substratum of the Podhale Flysch. On the basis of works by Fusan (1963), Roniewicz (1969) and Książkiewicz (1972) this zone can be prolonged to the southern side of the Tatra Massif.

Another zone of densely spaced normal faults stretches from the Branisko massif to the Ošturnia village. Their direction is NNW—SSE (Fig. 2). Most of those faults show downfaulted western limbs. Larger amplitudes in the northern part of this zone suggest that the Branisko-Ošturnia fault zone has the character of a hinge fault. Its origin seems to be the same as that of the preceding zone.

The Biały Dunajec Fault Zone

Concentration of normal faults of the NNE—SSW direction and variability of the dips of strata (Fig. 16) seem to suggest that also another fault zone of the NNE—SSW direction runs along the Biały Dunajec river (fig. 16). It is prolonged in large faults cutting through the Klippen Belt, in which the eastern limbs are downfaulted (Birkenmajer, 1963, 1968). Since the western limbs are downfaulted in the southern part of this zone the whole zone of the Biały Dunajec should be also regarded as a pivotal fault.

The fault pattern of the zones of Jurgów-Trybsz and Biały Dunajec (Fig. 16) shows that the area situated between them is relatively uplifted in the southern part — and relatively lowered in the northern one. This explains a considerable depression of the Klippen Belt between the Białka and Biały Dunajec rivers, and a bend to the north of the intersection line of the contact surface dipping south in that sector.

TECTOGENESIS OF THE EASTERN PART OF THE PODHALE BASIN

Numerous submarine slides and conglomerate layers in the Podhale flysch should be regarded as the earliest symptoms of tectonic movements in the eastern part of the Podhale Basin. According to Andrusov (1965) these phenomena should be connected with the Illyrian phase.

Subsequent tectonic movements were of a two-phase character in this area. Some reverse faults in the substratum originated or were rejuvenated during the earlier, main tectonic phase. Vertical movements along these faults caused independence of the particular blocks of the substratum and the origin of the E-W tectonic zones. The zone of small dips is situated on an uplifted block and a lowering movement of an adjoining block and squeeze of beds between the reverse faults formed the axial zone of the synclinorium. The zone of the Peri-Pieniny flexure and the dislocation zone of the contact were also formed along such faults.

The analysis of the tectonic forms reveals that the overlying flysch beds were subjected to a stress field. Its main component acted horizontally in the meridional direction, and the intermediate coincided with the parallel of latitude. It was only near the contact where this field had been reorientated. In the eastern part of the contact zone the axis of the intermediate tension was vertical with unchanged position of the axis of the maximal tension. Probably, due to the diversified structure of the Klippen Belt the tectonic transport was easier locally, towards the south. No regional rotation of the Klippen Belt was observed in relation to the Podhale Flysch. In the western part where the contact shows the

character of a normal fault, the axis of maximal stress was vertical and that of the intermediate one — retained its horizontal, E-W direction.

It may be assumed that the dislocation zone of the contact cuts the tectonic structures of the Klippen Belt and that these structures go down under the Podhale Flysch, up to the zone of the Peri-Pieniny flexure (Fig. 5).

In a later phase a postkinematic uplift of the Podhale Flysch took place. The stress field was changed completely. The axis of the maximal stress took a vertical position, and that of the intermediate stress — a horizontal one, running in the E-W direction. Large fault zones were formed under such a stress field. Their directions were approximately meridional. They were then subjected to rejuvenation as dip slip faults of the NE-SW direction, eastward of the Branisko Hill.

By analogy to other areas of the Inner Carpathians, the earlier phase should be regarded as the Saavian one, and the younger phase as the Styrian one. Some premises suggest that recent vertical movements are still in action.

Acknowledgements

The author wishes to express his thanks to Doc. dr hab. Piotr Roniewicz and to Doc. dr hab. Wojciech Jaroszewski for their field consultations, discussions and aid in the elaboration of the material. Thanks are also due to Doc. dr hab. Andrzej Ślączka and Doc. dr hab. Jan Kutek for their critical and keen remarks concerning the present paper.

Institute of Geology
of the Warsaw University
al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

OBJAŚNIENIE TABLIC
EXPLANATION OF PLATES

Tablica — Plate I

Fig. 1. Zaburzenia warstw fliszu podhalańskiego w strefie kontaktu z pasem skałkowym. Odsłonięcia w potoku Niedziczanka we wsi Niedzica

Fig. 1. Disturbances of the Podhale Flysch beds in the contact zone with the Klippen Belt. Niedziczanka creek at Niedzica village

Fig. 2. Fragment odsłonięcia strefy uskoku w rzece Łapszance na wschód od wsi Łapsze Niżne. A — fałdki ciągnione

Fig. 2. A fragment of an exposure of a fault zone in the Łapszanka east of Łapsze Niżne village. A — dragged folds

Tablica — Plate II

Fig. 1. Drobne uskoki przesuwcze. Plan odsłonięcia w dnie potoku Niedziczanka przy południowym krańcu wsi Niedzica

Fig. 1. Small wrench faults. Sketch-map of an exposure in the Niedziczanka river bed at the southern termination of the Niedzica village

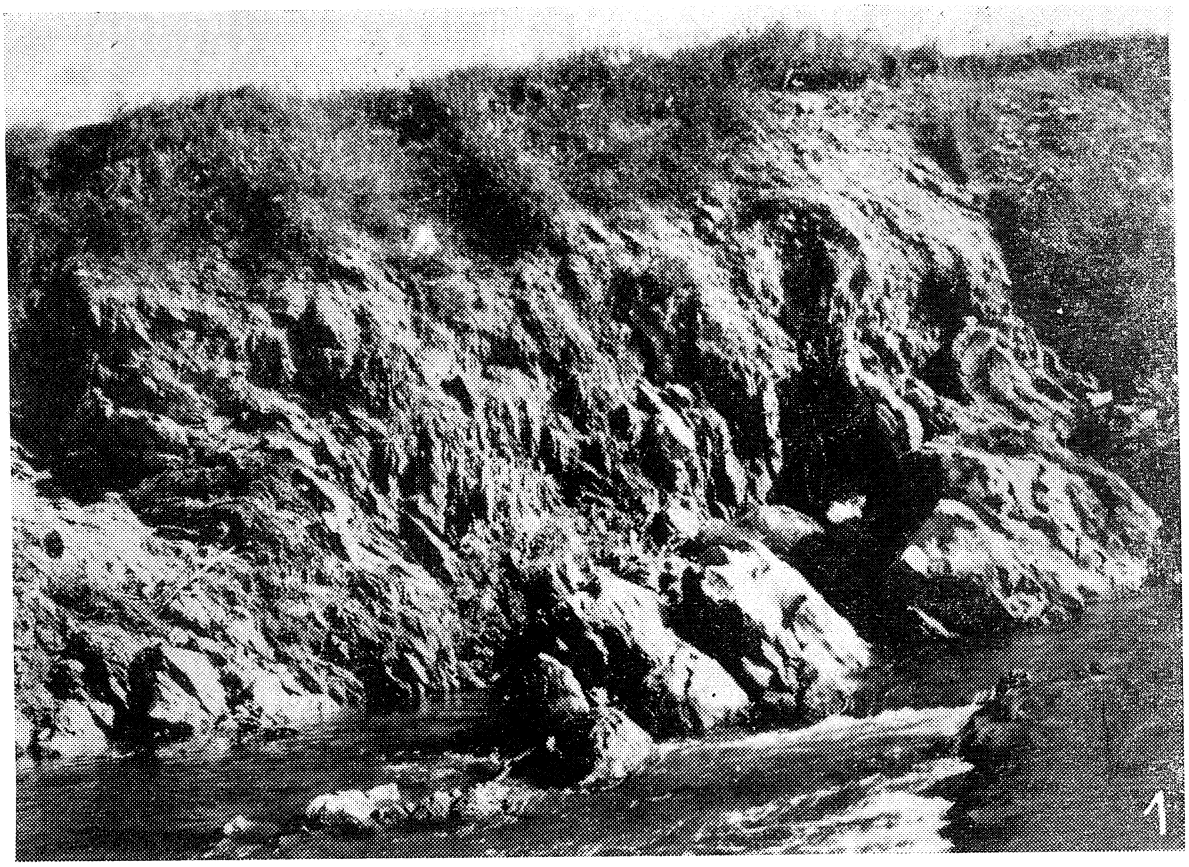
Fig. 2. Drobne uskoki przesuwcze. Plan odsłonięcia w skarpie potoku Niedziczanka przy południowym krańcu wsi Niedzica
Fig. 2. Small wrench faults. Sketch-map in the scarp of the Niedziczanka creek. Same locality as Fig. 1

Tablica — Plate III

Fig. 1. Uskoki normalne na północ od osi antykliny we wschodniej części strefy warstw o małych upadach. Odsłonięcie w Kacwińskiej Rzece
Fig. 1. Normal faults north of the anticline axis in the eastern part of the zone of small dips. Kacwińska Rzeka
Fig. 2. Pocięte uskokami normalnymi poziomo zalegające warstwy w centralnej partii strefy warstw o małych upadach. Odsłonięcie w Kacwińskiej Rzece
Fig. 2. Horizontal beds cut by normal faults in the central part of the zone of small dips. Kacwińska Rzeka

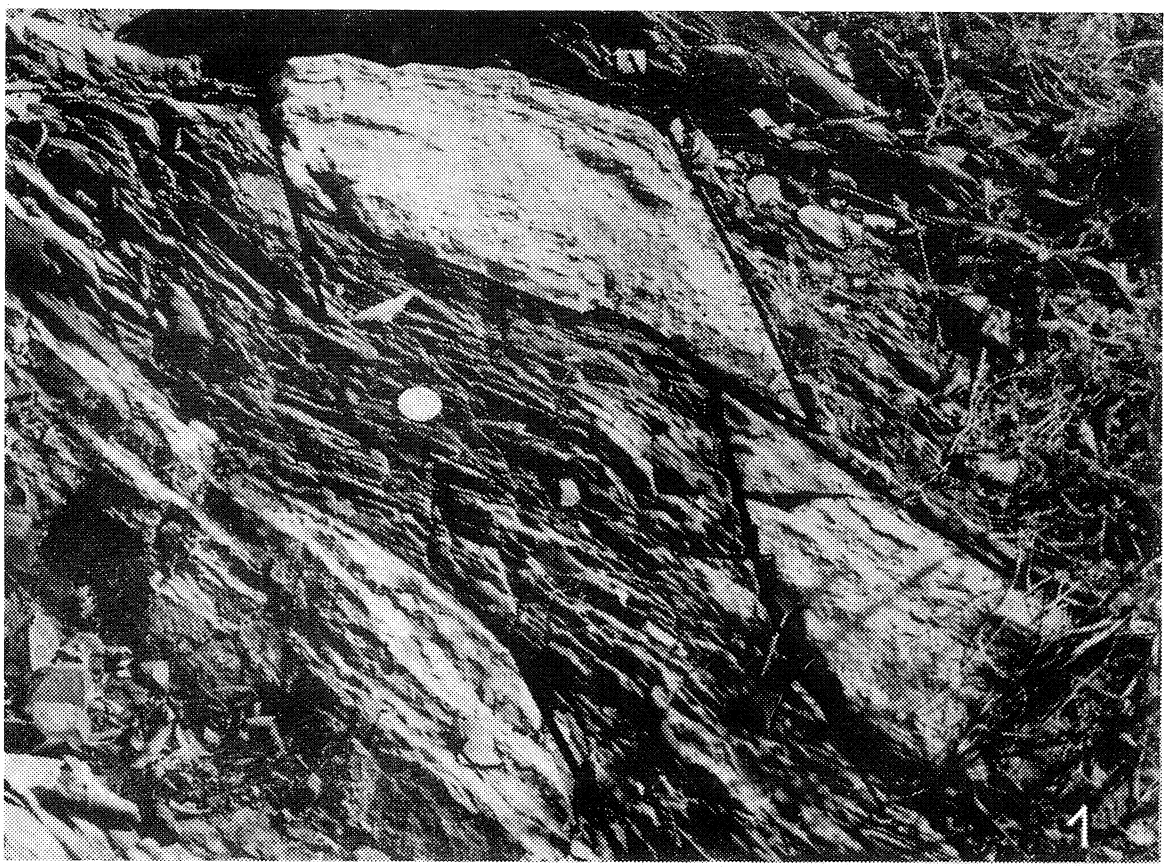
Tablica — Plate IV

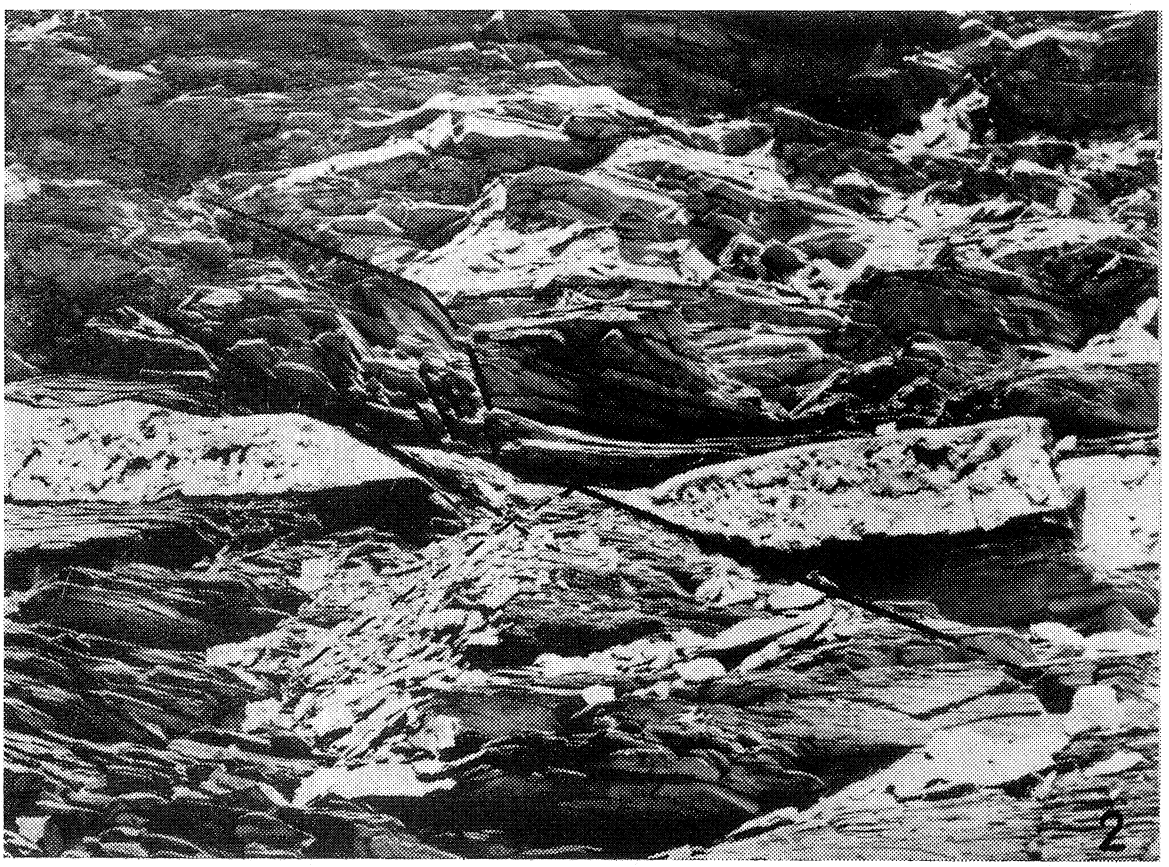
Fig. 1. Zaburzenia warstw w strefie dużego uskoku odwróconego w północnej części strefy warstw o małych upadach. Odsłonięcie w Trybskiej Rzece, w jej środkowym biegu
Fig. 1. Disturbances of beds in the zone of reverse fault in the northern part of the zone of small dips. Trybska Rzeka, middle course
Fig. 2. Antyklina w strefie osiowej synklinorium. Odsłonięcie w potoku Cicha Woda
Fig. 2. Anticline in the axial zone of the Podhale synclinorium Cicha Woda creek

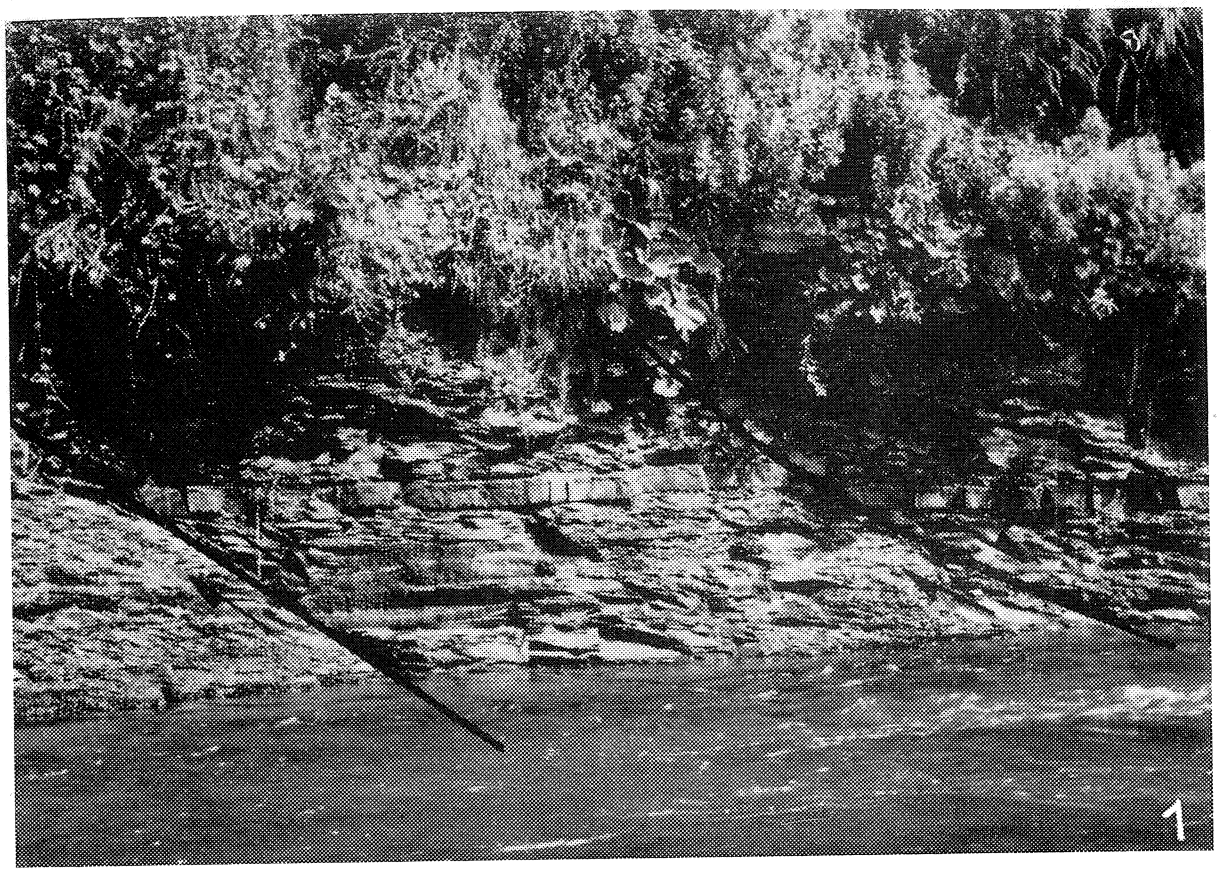


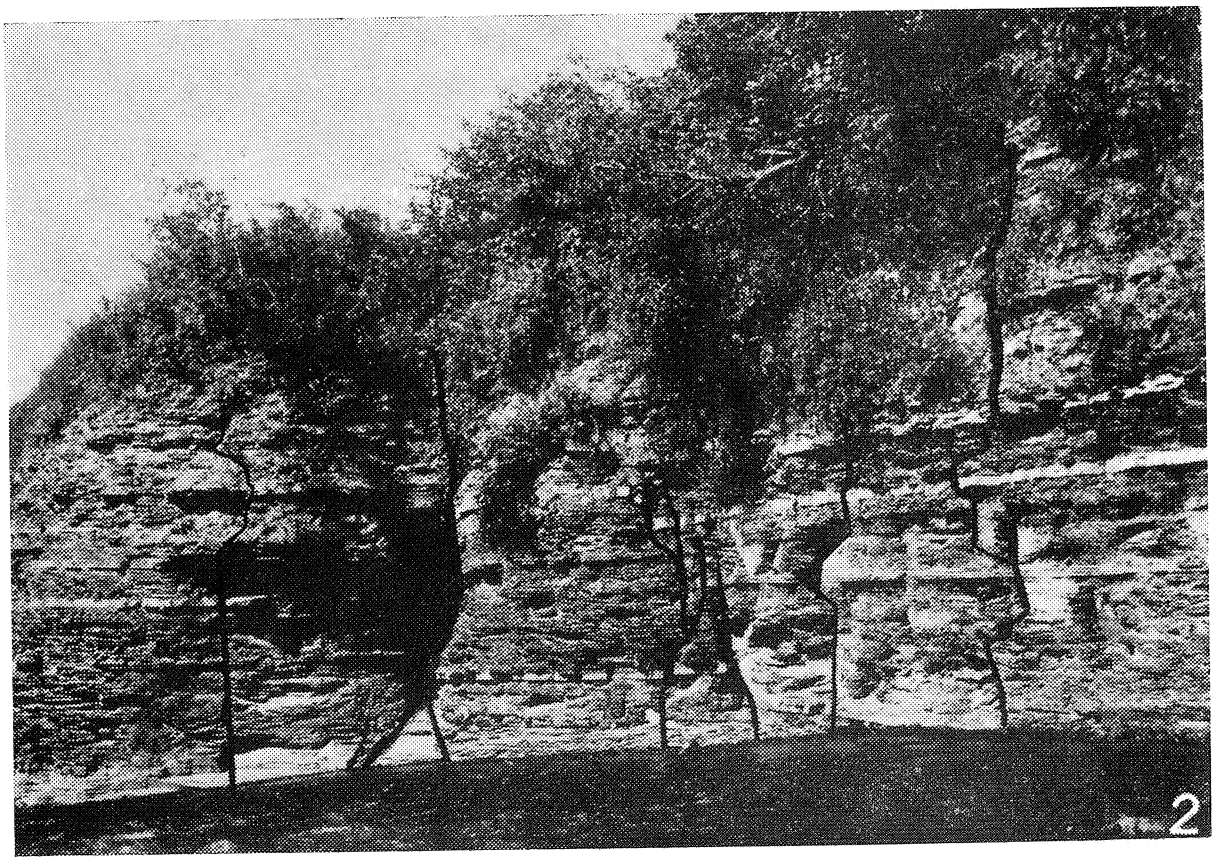
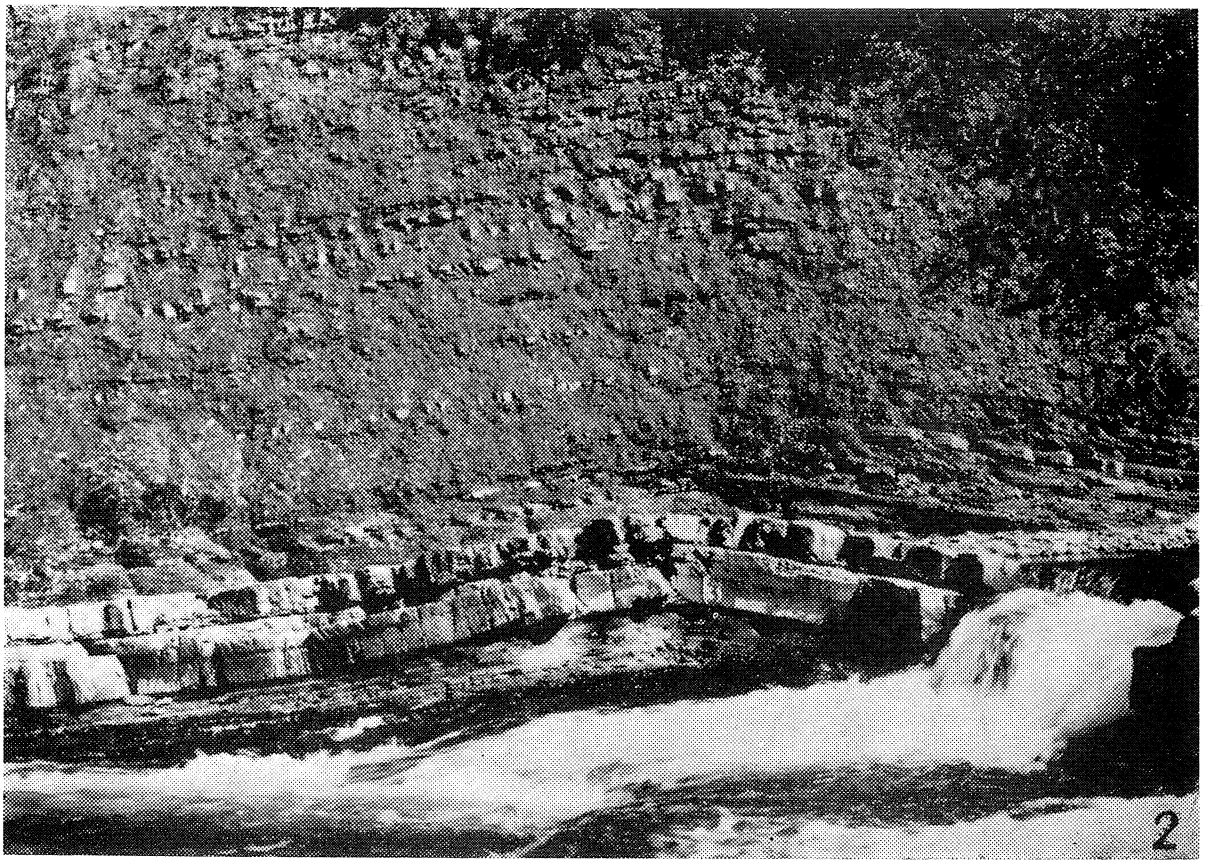
1

2


1


2


1


2