

ADAM TOKARSKI

## Tektonika Góry Przedziwnej w południowo-zachodnim zapleczu Iwonicza-Zdroju

**STRESZCZENIE:** Tektonikę 950-metrowego odcinka stromego południowego skrzydła fałdu Iwonicza-Zdroju na jego skrajnie wypukłym ku NNE obrazują podmenilitowe wychodnie łupków rozdzielonych głównymi rogowcami, a podścielonych piaskowcami pseudociężkowickimi, które występują nad pierwszymi łupkami pstryimi. Między poprzecznymi i ukośnymi dyslokacjami, rozwidlającymi się ku N, występuje sześć bloków obniżających się ogólnie ku W, tj. w kierunku zanurzania się fałdu. Zrzuty tych bloków ożyły prawdopodobnie później w morfotektonicznym osiadaniu. Podłużne dyslokacje dwu bloków są zaczątkiem intensywnych zaburzeń fałdu w Bieszczadach, w SE przedłużeniu omawianej strefy. Międzydyslokacyjne segmenty piaskowca pseudociężkowickiego wśród łupków przekształciły się w soczewki „makrobudinażu”. Szczegółowe zdjęcie geologiczne małego odcinka ma zatem szersze znaczenie porównawcze.

### STREFA WYRAŻNEJ INTERSEKЦИИ I LITOLOGII

W 1966 roku skartowałem w południowym skrzydle fałdu Iwonicza-Zdroju (fig. 1) odcinek długości 950 m, od nartostrady ku zachodowi, poprzez Górę Przedziwną (528 m)<sup>1</sup>, aż do potoku (p) płynącego spod kopalni „Roman” w kierunku SW i S, zanim skręciwszy ku W wpada on do potoku Lubatówka, jako prawy dopływ.

Gruby, do 180 m, kompleks łupków menilitowych, w obrębie którego występują co kilkadziesiąt centymetrów kilkucentymetrowe warstewki piaskowców krzemionkowych, ciemno i jasno laminowanych, z ty-

<sup>1</sup> Nazwę góry przyjąłem z aktualnej mapy turystycznej. Na mapach topograficznych o większej skali jest ona oznaczona jako „Czarne Błota”, zapewne z powodu skupienia osuwisk, złazisk i mokradeł na jej zachodnim zboczu, to jest na wychodniach warstw przejściowych za dyslokacją a (fig. 1 — utwory po-faliszowe nie zaznaczone).

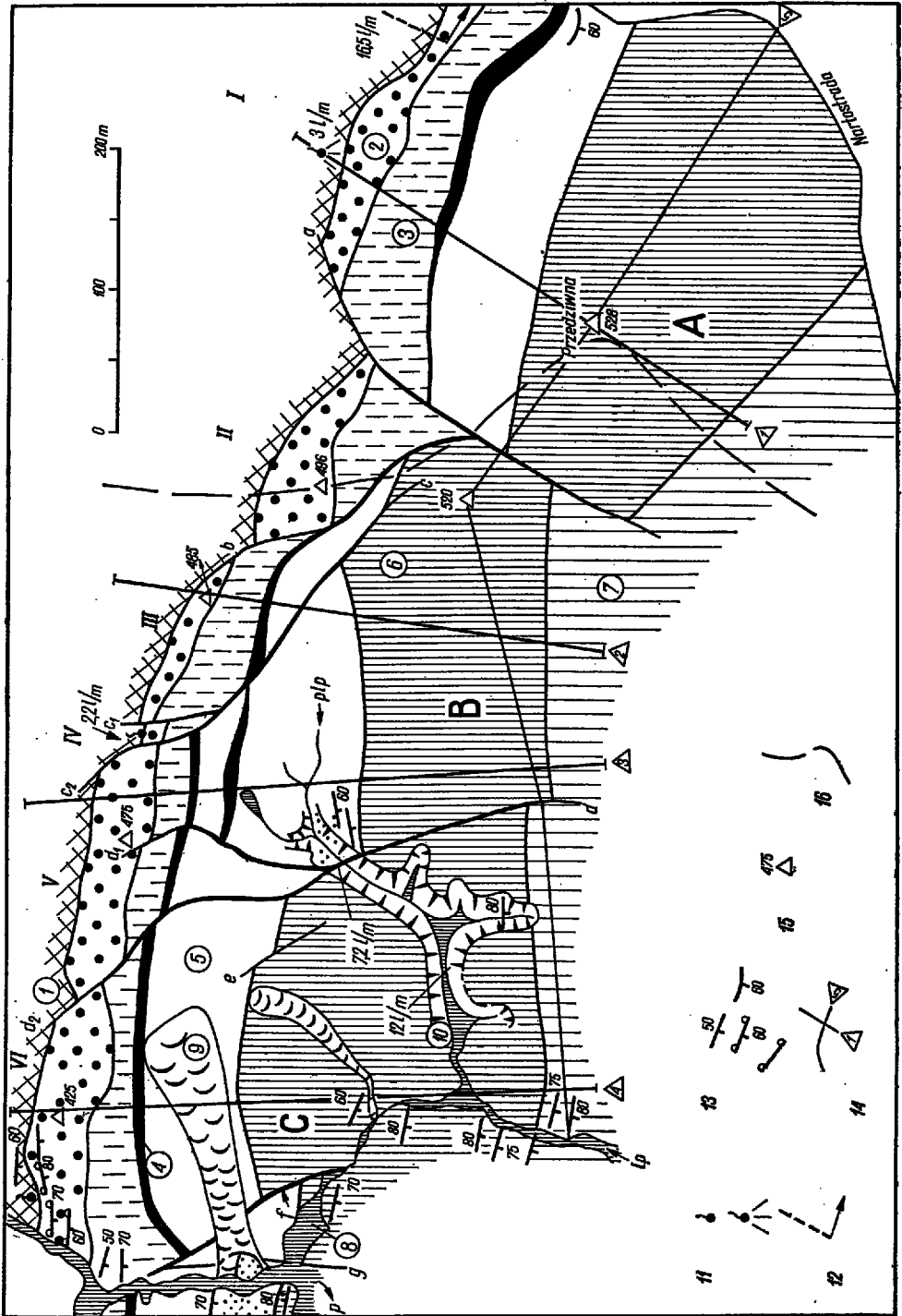


Fig. 1

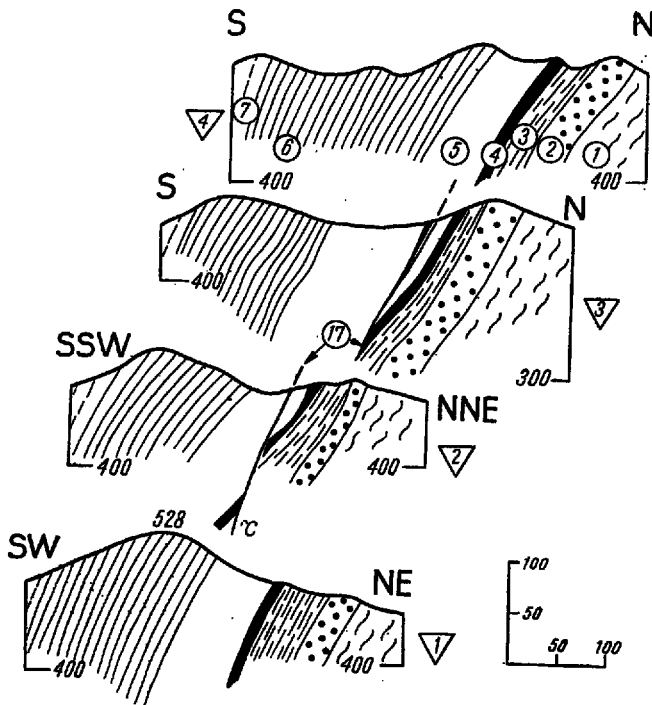


Fig. 1 — Geologiczna mapa strefy Góry Przedziwnej

Fig. 1 — Geological map of Mt. Przedziwna zone

(Objaśnienia wspólne dla fig. 1 i 2)

Liczby w kółkach: flysz (eocen) — 1 pierwsze pstre łupki, 2 piaskowiec pseudocieżkowicki, 3 łupki podrogowcowe, 4 główna ławica rogowcowa, 5 łupki nadrogowcowe, 6 łupki menilitowe, 7 warstwy przejściowe; utwory i formy czwartorzędowe — 8 dna dolin i jarów (w górę biegu linijskie), 9 młode osuwiska, 10 skarpy skorelowane z wysokim tarasem. Liczby bez kółek: hydrogeologia — 11 źródła i wycieki (miejscami z podanym debitem — z kreskami strefa wycieków), 12 kierunek ku źródłu o podanym debicie (160 m poza wschodnim skrajem mapy — fig. 1); symbole — 13 upady monoklinalne i peryklinalne oraz ustawienie pionowe, ze wskazaną pozycją hieroglifów, 14 linie przekrojów oraz numeracja przekrojów w trójkątach (1-4 poprzeczne, 5 podłużny); topografia — 15 kotły z wysokościami n.p.m., 16 dział wodny między doliną potoku zdrojowego (na wschodzie) i zlewnią dopływu Lubatówki (p), p prawy dopływ potoku Lubatówka, lp lewe ramię dopływu p, plp prawoboczny jar ramienia lp; tektonika — liczba 17 w kółku (na fig. 2) — ślady dyslokacji w płaszczyznach przekrojów; A-C segmenty wychodni łupków menilitowych, I-VI segmenty wychodni piaskowca pseudocieżkowickiego, a-g oraz c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>, d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub> poprzeczne i ukośne dyslokacje

Fig. 2 — Poprzeczne przekroje strefy Góry Przedziwnej

Fig. 2 — Cross sections of Mt. Przedziwna zone

(Common explanation of figs. 1 and 2)

Numbers in circles: Flysch (Eocene) — 1 first variegated shales, 2 pseudo-Cieżkowice sandstone, 3 sub-silex shales, 4 main silex bed, 5 supra-silex shales, 6 menillite shales, 7 passage beds; Quaternary deposits and forms — 8 valley and ravine bottoms (upravine lineary), 9 young landslides, 10 escarpments related to the upper terrace. Numbers without circles: hydrogeology — 11 water outflows (locally with marked output — dashes mark outflow group), 12 direction towards the spring with output marked (160 m beyond the eastern limit of the map — fig. 1); symbols — 13 monoclinal and periclinal dips as well as vertical beds, with indicated position of hieroglyphs, 14 section lines and section numbers (in triangles — 1-4 cross section ones, 5 longitudinal section); topography — 15 culminations in absolute heights, 16 water divide between the Bath — creek (to the east) and the basin of Lubatówka confluents, p right confluent of the Lubatówka creek, lp left branch of the p, plp right side ravine of the branch lp; tectonics — number 17 (in circle on the fig. 2) — dislocation traces in cross section planes; A-C segments of outcrops of menillite shales, I-VI segments of outcrops of the pseudo-Cieżkowice sandstone, a-g and c<sub>1</sub>, c<sub>2</sub>, d<sub>1</sub>, d<sub>2</sub> cross and oblique dislocations

powymi dla środkowej części kompleksu pojedynczymi wkładkami rogowców grubości do 1 cm, przykryty jest w normalnym następstwie przez warstwy przejściowe. Na te ostatnie, skartowane tylko w ich dolnej części, składają się naprzemianległe łupki margliste szare i czarne z rzadkimi kilkumastocentymetrowymi wkładkami piaskowców szarych drobnoziarnistych, mikowych, wapnistych typu „krośnieńskiego”. Ponadto co kilka lub kilkanaście metrów występują centymetrowej grubości soczewki żółtych ankerytów.

Pod łupkami menilitowymi występuje gruby od 70 do 85 m zespół łupków marglistych nadrogowcowych, naprzemianlegle szarych i czarnych. Co kilkadziesiąt centymetrów znajdują się w nich wkładki piaskowca typu „krośnieńskiego” grubości od kilku do kilkadziesiąt centymetrów. Lokalnie piaskowce te, o ziarnie nieco grubszym (do 0,3 mm) i bardziej kruche, łączą się w środku zespołu łupkowego w jeden kompleks o miąższości do 20 m (na fig. 1 kropkowany).

Pod tymi łupkami występuje główna ławica rogowcowa grubości od 2 do 3 m, podścielona przez 40-metrowej miąższości kompleks łupków podrogowcowych, w obrębie którego górne 10 m tworzą czarne łupki margliste, przekładane co kilkadziesiąt centymetrów przez warstewki piaskowców typu „krośnieńskiego” grubości od kilku do 10 cm. Niżej, w pakiecie grubości około 20 m, występują kremowo-zielonawe margle globigerynowe, w których górnych 6 m spotyka się również warstewki piaskowców typu „krośnieńskiego”, o takiej samej grubości i gęstości występowania, jak w stropowej części łupkowej. Najniższe 10 m reprezentują bezwapniste łupki zielonawo-szare. Leżą one na piaskowcu żółtawym, średnio- i gruboziarnistym słabo wapnistym, ze skąpą mika, typu ciężkowickiego. Piaskowiec ten wyróżniony został przez J. Czernikowskiego (1950) jako „globigerynowy”, a przeze mnie nazywany jest pseudociężkowickim. Występujące pod nim zielone łupki zaczynają dopiero następstwo numerowanych od góry kompleksów pstrych pelitów, rozdzielonych numerowanymi również od góry piaskowcami ciężkowickimi. Cała ta seria nie wchodzi jednak w obręb problematyki objętej niniejszą pracą.

Następstwo warstw od spągu łupków menilitowych aż do stropu pierwszych pstrych łupków, w rozwoju charakterystycznym dla fałdu Iwonicza-Zdroju, dobrze jest znane geologom przemysłu naftowego i było omawiane w literaturze przez szereg autorów (Świdziński 1930, Czernikowski 1950, Kozilkowski 1965). Wiekowo seria ta nie jest młodsza od środkowego eocenu. Dla łupków menilitowych i dolnej części warstw przejściowych natomiast można przyjąć wiek górnoceniński (Bieda 1946, Jurkiewicz 1959).

Upady wszystkich omówionych zespołów litostratygraficznych wynoszą od 50° na S do pionowych, z lokalnymi wstecznymi odchyleniami do 80° (fig. 2). Dzięki selektywnej litologii poszczególnych kompleksów

oraz korzystnym warunkom rzeźby terenu, wychodnie warstw mogły zostać stosunkowo dokładnie prześledzone, a szczególnie udało się wyodrębnić intersekcyjnie piaskowiec pseudociężkowicki na kontrastowym tle utworów pelitycznych jego podłoża i nadkładu.

#### POPPRZECZNIE PRZEMIESZCZONE BLOKI O ZACZĄTKOWEJ WŁASNEJ TEKTONICE PODŁUŻNEJ

Osiem dyslokacji poprzecznych i ukośnych:  $a$ — $f$  oraz zdwojenia  $c_2$  i  $d_2$  (fig. 1)<sup>2</sup>, rozwidła się i uzupełnia ku N w mierną sieć intersekcyjnego obrazu o krętym przebiegu granic poszczególnych ok i oczek. W rezultacie na południu wychodnie łupków menilitowych dzielą się na trzy wielkie segmenty o długości (od wschodu): A — 350 m, B — 275 m i C — 220 m, odpowiadające trzem blokom fałdu. Na północy natomiast pas wychodni piaskowca pseudociężkowickiego rozpada się na sześć mniejszych segmentów o długości (od wschodu): I — 220 m, II — 150 m, III — 130 m, IV — 15 m, V — 170 m i VI — 175 m. Do bloków odwzorowanych segmentami A—C wychodni łupków menilitowych należą odpowiednio segmenty I, V i VI piaskowca pseudociężkowickiego. Bloki te określam jako A-I, B-V i C-VI. Pozostałe segmenty wychodni piaskowca pseudociężkowickiego, tj. II—IV, wyznaczają trzy dodatkowe bloki określone jako II, III i IV, wklinowane od północy pomiędzy rozdzielające się dyslokacje  $a$  i  $b$ ,  $b$  i  $c_1$  oraz  $c_1$  i  $c_2$  (fig. 1). Ponadto dyslokacja  $d_1$  oddzielając się ku północy od wspólnego z  $d_2$  narysu  $d$  nadcina wychodnię stropu piaskowca pseudociężkowickiego w połowie długości segmentu V. Obrazuje to tendencję do powstania jeszcze jednego dodatkowego bloku północnego pomiędzy dyslokacją  $d_1$  i  $d_2$ .

Na badany odcinek skrzydła fałdu Iwonicza-Zdroju przypada charakterystyczny skręt jego biegu z kierunku WNW na W, o regionalno-tektonicznym znaczeniu, omawianym ostatnio przez H. Kozłkowskiego (1965). W związku z tym duże bloki zmieniają nagle biegi od WNW dla bloku A-I do W dla bloków B-V i C-VI. Mniejsze, północne bloki, pośredniczą w tym zwrocie dwiema zmianami biegu. W jednym miejscu czyni to blok II poprzez odpowiedni zakręt wychodni piaskowca pseudociężkowickiego. W drugim natomiast, po ponownym skierowaniu się biegu piaskowcowego segmentu bloku III ku WNW, następuje nagle przyjęcie przez piaskowiec pseudociężkowicki małego bloku IV, biegu zachodniego tuż za dyslokacją  $c_1$ .

Zasadniczo każdy zachodni blok jest przesunięty intersekcyjnie ku N o około 60 m, co odpowiada obniżeniom do 120 m w kierunku zachod-

<sup>2</sup> Skrajna zachodnia dyslokacja  $g$  nie wchodzi w rachubę, gdyż związana jest z tektoniką bardziej zachodniego odcinka, nie omawianego w tej pracy.

niego pochylenia podłużnej osi fałdu (Wyszyński 1932)<sup>3</sup>. Jedynie z północnej grupy blok II i mały blok IV są intersekcyjnie cofnięte ku południowi. Być może są one podniesione. W pierwszym z nich ponadto rogowce i łupki nadrogowcowe znikły z powierzchni w klinie między dyslokacją *a* i *b*.

Obok poprzecznych i ukośnych przesunięć wychodni warstw poszczególnych bloków, w zachodniej części bloku A-I znikła z powierzchni w odległości 110 m przed dyslokacją *a* główna ławica rogowca. Zapewne jest to wynikiem jej zrzucenia na podłużnej dyslokacji lub wyprasowania wzdłuż płaszczyzny. We wschodniej części bloku B-V natomiast, pomiędzy jego graniczną dyslokacją *c*<sub>2</sub> oraz połowiącą blok dyslokacją *d*<sub>1</sub>, główna ławica rogowca występuje dwa razy. Jej północny odcinek długości 70 m jest powtórzony ku południowi w odległości 25 m (po szerokości wychodni łupków nadrogowcowych) i wynosi tutaj 90 m długości. Jest to zapewne wynik lokalnego nasunięcia złuszkowanej południowej części bloku (fig. 2, przekrój 3). Oba podłużne zaburzenia, ograniczone do oddzielnych bloków, wskazują, że z obrazem intersekcyjnym odpowiadającym „normalnej” tektonice zaczynają tu już interferować inne „nienormalne” zjawiska. Te ostatnie nasilają się ku SE jako typowe dla bieszczadzkiego odcinka fałdu Iwonicza-Zdroju, obalonego tam ku NE aż do pozycji leżącej (Opolski 1930, Kuśmierk & Tokarski 1965, Tokarski 1966).

Dobrze odwzorowują także tektonikę wycieki wody rzędu do 3 l/min., zlokalizowane w obniżonych miejscach wychodni spągu piaskowca pseudocieżkowskiego w segmentach I i VI, jak również w spągu odseparowanego dyslokacjami małego bloku IV. Stosunkowo duży wpływ wody (16,5 l/min.) związany jest z tym piaskowcem także w SE przedłużeniu segmentu I. Występuje on 160 m poza wschodnim brzegiem mapy (fig. 1) w erozyjnym nadcięciu tego piaskowca na stoku opadającym ku SE do doliny potoku zdrojowego.

Ponadto wody wypływają na skartowanym obszarze w odpowiednich sytuacjach tektonicznych z łupków menilitowych. Prawdopodobnie, niezależnie od względnej przepuszczalności wkładek piaskowcowych tego kompleksu, także fugi międzywarstwowe liściasto dzielących się czarnych, bardziej krzemionkowych łupków są, przynajmniej przypowierzchniowo, mniej zasklepione i dlatego stosunkowo bardziej przepuszczalne niż takie same płaszczyzny marglistych łupków z podłoża i nadkładu kompleksu menilitowego. Również niektóre powierzchnie dyslokacyjne zdają

<sup>3</sup> Zarówno z mojego nieopublikowanego zdjęcia geologicznego z 1940 r., jak i z późniejszych badań (Jabczyński, Sokołowski & Wachel 1935) wynika, że dla odcinka północnego skrzydła fałdu Iwonicza-Zdroju, przeciwległego obszarowi omawianemu w obecnej pracy, istnieje intersekcyjne przesuwanie się poszczególnych zachodnich bloków ku S między poprzecznymi i ukośnymi dyslokacjami. Oznacza to, że bloki jednego i drugiego skrzydła nie są przemieszczane poziomo lecz zrzucane, nawet jeżeli poszczególne dyslokacje obu skrzydeł nie odpowiadają sobie wzajemnie.

się prowadzić wodę. Łącznego odwzorowania obu tych okoliczności można się dopatrzeć w przepływach o wielkości 7,2 i 12 l/min. w wyższym i niższym przekroju prawobocznego odgałęzienia (plp) lewego ramienia (lp) prawego dopływu (p) potoku Lubatówka (fig. 1) <sup>4</sup>.

#### „MAKROBUDINAŻ” PIASKOWCA PSEUDOCIEŻKOWICKIEGO

Ukośne linie dyslokacyjne  $a-d_2$  biegą bądź ku NW, bądź ku NE. Przecinają one pod ostrym kątem wychodnie piaskowca pseudocieżkowickiego powodując ich intersekcyjne zwiężenie w segmentach I—VI.

Południowy brzeg piaskowca segmentu VI, zbliżając się od zachodu do północno-zachodniego ramienia linii dyslokacji  $d_2$  zakręca ku NE. Zmienia on zatem kierunek w odwrotnym sensie, niż miałyby to miejsce przy fleksuralnym *ciągnięciu* tych wychodni, przesuniętych intersekcyjnie wzdłuż dyslokacji ku N w jej zrzuconym skrzydle. Zjawisko to może być zatem związane ze *sklepieniem* zrzuconego skrzydła dyslokacji  $d_2$  w wyniku zachodniego pochylenia jej płaszczyzny. Na takie zaś pochylenie wskazuje intersekcja przebiegu linii między jarem (plp) i główną ławicą rogowcową o pozycji hipsometrycznie wyższej (fig. 1). Analogiczne cechy, chociaż mniej ostro zaznaczone, dotyczą segmentów piaskowcowych III i V tam, gdzie one dochodzą od zachodu do linii dyslokacyjnych  $b$  i  $c_2$ .

Najbardziej charakterystyczne jest jednak to, że prawie z reguły wychodnie obu granic piaskowca pseudocieżkowickiego zakręcają ku sobie, zbliżając się do miejsc przesunięć segmentów, niezależnie od kątów, jakie tworzą z liniami dyslokacyjnymi. I tak w kierunku linii dyslokacyjnej  $d_2$  następuje od zachodu redukcja szerokości wychodni piaskowca w segmencie VI z 50 m do 35 m, a od wschodu dla segmentu V z 40 m do 30 m. To samo, jakkolwiek mniej wyraźnie podkreślone, zaznacza się po obu stronach linii dyslokacyjnych  $a$  i  $b$ , na wschód od linii  $c_1$  i na zachód od  $c_2$ . Odnosi się z jednej strony wrażenie, jakby w tych miejscach inne, wtórne dyslokacje nierozpoznane powierzchniowo, o biegu zbliżonym do prostopadłego względem kierunku płaszczyzn zasadniczego rozcięcia, obcinały fragmenty piaskowców pseudocieżkowickich przyległych bloków. Z drugiej strony natomiast może tu mieć miejsce rozluźnienie piaskowców wywołane bliskością zasadniczej dyslokacji, co by ułatwiło tektoniczną redukcję tych skał na kontaktach z łupkami spagu i stropu.

Za pierwszą alternatywą przemawiają analogiczne zmiany biegu granicznych powierzchni piaskowca pseudocieżkowickiego także i w tych miejscach, w których *nie* przebiegają rozpoznane dyslokacje. Widać to

<sup>4</sup> Wszystkie pomiary wycieków, wypływów i przepływów zostały przeze mnie wykonane w bezdeszczowym okresie miesiąców sierpnia i września 1966 r.

w środkowych częściach segmentów II i VI. W nich, pozornie (bez tektonicznej przyczyny, wychodnia spągu piaskowca najpierw (od wschodu) zaznacza łuk wypukły ku północy, a następnie przechodzi w wygięcie zorientowane odwrotnie. Charakterystyczne jest przy tym, że odpowiadający takiemu przegięciu dwudziestometrowy fragment wychodni stropowej powierzchni piaskowca pseudocieżkowickiego w segmencie VI skierowany ku NW występuje w przedłużeniu krótkiej linii dyslokacyjnej e, która o ten sam wymiar przesuwą wychodnię spągowej granicy łupków menilitowych segmentu C. Główna ławica rogowców jednakże w segmencie C nie wykazuje przemieszczeń dyslokacyjnych. Ponadto w połowie długości segmentu V dyslokacja  $d_1$  w widoczny sposób nadcina strop piaskowca pseudocieżkowickiego powodując intersekcyjne przesunięcie jego wychodni o kilka metrów ku N, a prócz tego wywołuje także analogiczne jak dla segmentu VI wygięcie po wschodniej stronie. Wreszcie w południowo-wschodniej części segmentu I (80 m ku NW od wschodniego skraju mapy — fig. 1) występuje, w wyniku wygięcia linii granicznych w łuki wypukłe ku osi segmentu, małe zwięźnienie pasa wychodni piaskowca z 40 i 25 m do 45 m.

Uderza powszechność rozważanego zjawiska wzdłuż rozerwanego dyslokacjami pasa wychodni piaskowca pseudocieżkowickiego oraz regularność jego występowania co 80—120 m. Zwraca też uwagę fakt, że — począwszy od poprzecznego wododziałowego grzbietu pomiędzy dolinami potoku zdrojowego i dopływem (p) Lubatówki — każdy z większych międzysylokacyjnych segmentów pasa wychodni piaskowca, tj. segmenty II, III, V i VI, posiada własną wymodelowaną kulminację hipsometryczną. Kulminacje te, począwszy od wschodu, są kolejno coraz niższe (w segmencie II — 496 m, III — 485 m, V — 475 m i VI — 425 m). Wygląda to, jakby w obrębie każdego z tych segmentów zachowały się najtwardsze centra piaskowca pseudocieżkowickiego, najmniej nadwyżężone działaniem dyslokacji.

Nasuwa się tu analogia ze zjawiskiem budinażu, to znaczy rozrywania warstw twardszych, ujętych we wspólne ruchy tektoniczne z plastycznymi utworami ich podłoża i nadkładu, oraz szeregowania się tych rozerwanych elementów w ciąg soczewek, w wyniku rozciągania wzdłuż biegu i poprzecznego ściskania (Sitter 1956).

W omawianych w miniejszej pracy przypadkach bowiem sieć poprzecznych i ukośnych dyslokacji, ogólnie zrzucających bardziej zachodnie bloki przy możliwości zachodnich pochyłeń płaszczyzn dyslokacyjnych, wskazuje na rozciąganie warstw wzdłuż biegu. Zdwojenie natomiast wychodni głównej ławicy rogowcowej we wschodniej części bloku B-V wskazuje na nasunięcie, co równoznaczne jest ze ściskaniem poprzecznym (fig. 2, przekrój 3). Zniknięcie zaś tej ławicy z powierzchni w zachodniej części bloku A-I, zapewne wzdłuż powierzchni dyslokacyjnej, nie musi stanowić kontrargumentu powyższej hipotezy. Rogowce te bowiem



nie musiały zostać tutaj normalnie zrzucone ku S, ale mogły ulec wyprawowaniu w płaszczyźnie podłużnego pęknięcia, jak to już zaznaczyłem. W takim zaś przypadku także i tu działałby nacisk skierowany poprzecznie względem biegu fałdu.

Skala zjawiska byłaby jednakże odmienna od wzorcowej (Sitter 1956) i zamknęłaby się w granicach rzędu dziesiątków metrów, a nie kilku lub kilkunastu centymetrów. Fakt ten, sądzę, nie może jednakże stanowić przeszkody przy analizie porównawczej. Mając powyższe na uwadze można stwierdzić, że szczegółowe powierzchniowe zdjęcie geologiczne wykonane w odpowiednich warunkach i poddane analizie może być wykorzystane dla swego rodzaju „makroskopizacji” zjawisk w pewnym stopniu „mezoskopowych”. Byłby to w metodyce geologii porównawczej proces odwrotny do tego, co za R. Dadlezem (1964) można nazwać „miniaturyzacją”, to znaczy rozpoznawaniem w ramach określonej małej struktury zjawisk dotyczących budowy jednostek większego rzędu.

#### MOŻLIWOŚĆ ROZLUŻNIANIA STRUKTURY KU ZACHODNIEJ DOLINIE

Obniżenie osi fałdu Iwonicza-Zdroju na odcinku wykonanego przeze mnie zdjęcia w strefie Góry Przedziwnej związane jest z po-oligoceńską tektoniką fliszu. Fakt ten zasadniczo nie musi być bezpośrednio odwzorowany w geomorfologii terenu, na przykład w postaci odpowiedniego pochylenia podłużnych grzbietów wypreparowanych zgodnie z kierunkiem wychodni utworów skrzydkowych.

Niemniej zwraca uwagę rozgałęziona sieć jarów i cieków ujętych w system (plp) rozcinający równoleżnikowy grzbiet, znajdujący się w obrębie wychodni łupków menilitowych, a opadający od koty Przedziwna 528 m oraz koty 520 m ku W (fig. 1). Rozcięciom towarzyszą tu wysokie na 3—9 m ponad dno jarów skarpy, świadczące, że historia tak zorientowanej rzeźby sięga czasu formowania się powierzchni tarasu ostatniego zlodowacenia (Środoń 1952). Jest tu też osuwisko spełzające ku SW i W do jaru (lp), a związane z jego dzisiejszym dnem. To z kolei wskazuje na współczesną labilność pochyleń. Ku SE natomiast od szczytu Góry Przedziwnej daje się zaobserwować jednolite zbocze o nachyleniu 15—20°, schodzące w stronę nartostrady i dalej aż do potoku zdrojowego (fig. 3). Nie jest ono wymodelowane w osobny grzbiet, ani rozcięte erozyjnie, ani też zaatakowane osuwiskami<sup>5</sup>.

<sup>5</sup> Nie traktuję jako argumentu porównawczego młodego osuwiska, które spełza do dna doliny (p) z ENE wzdłuż wychodni łupków nadrogowcowych (fig. 1). Analogiczne bowiem osuwisko, usytuowane zwierciadkowo w stosunku do Góry Przedziwnej, spełza wzdłuż wychodni łupków nadrogowcowych ku SE do potoku zdrojowego (znajduje się ono poza wschodnim skrajem mapy). Rozważane różnice w rozwoju rzeźby dotyczą więc jedynie wychodni łupków menilitowych, które wyodrębniają się pomiędzy odsłonięciami utworów ich podłoża i nakładają jako skały bardziej odporne na erozję i denudację.

W świetle powyższych danych nie jest zatem wykluczone nasilenie procesów erozji i denudacji, wiążące się bądź z rozluźnieniem struktury fliszowej ku zachodowi, a odziedziczonym po zasadniczej po-oligoceniejskiej tektonice, bądź też zależne od współczesnego rozluźnienia.

W związku z ostatnim przypuszczeniem zastanowiła mnie pomierzona powierzchnia stoku równoleżnikowego grzbietu (fig. 3) wzdłuż linii przechodzącej przez kotę Przedziwna 528 m do koty 520 m i dalej ku W aż do dna potoku (*lp*). W profilu tym wystąpiły, przy dyslokacjach *a* i *d* w strefie wychodni łupków menilitowych segmentów B i C, dwa zmniejszenia pochylenia stoku o długości 30 m każde. Na zachód od dyslokacji *d* pochylenie to jest złagodzone do 7°, natomiast odpowiedni odcinek zachodni od przebiegu dyslokacji *a* posiada nawet pochylenie przeciwne, pod kątem 2° ku E.

Obecność dyslokacji, jak i różnice litologiczne odsłoniętych warstw po obu stronach tych dyslokacji nie tłumaczą, moim zdaniem, tych zmian pochylenia stoku tak sugestywnie, jak przyjęcie hipotezy współczesnego osiadania bloków B-V i C-VI. Bloki te mogły być przy tym skrócone w płaszczyźnie pionowej z typowym dla osuwisk obrotem przeciwnym względem kierunku spełzywania. Resztki ówczesnych zrotowanych powierzchni bloków mogły się właśnie zachować pod postacią omówionych

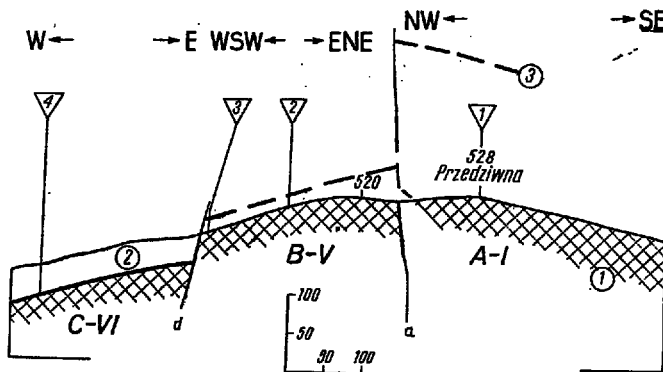


Fig. 3

#### Podłużny przekrój grzbietu Góry Przedziwniej

1 łupki menilitowe (białe pole na prawo od śladu dyslokacji *a* oznacza łupki nadrogowcowe), 2 warstwy przejściowe, 3 powietrzny ślad stropowej granicy łupków menilitowych, 1-4 (w trójkątach) ślady odnośnych przekrojów poprzecznych, *a* i *d* ślady odnośnych dyslokacji; A-I, B-V, C-VI odnośne bloki struktury

#### Longitudinal section (5) of Mt. Przedziwna ridge

1 menillite shales (white area to the right of the trace of the dislocation *a* means supra-siliceous shales), 2 passage beds, 3 aerial trace of the top boundary of menillite shales, 1-4 (in triangles) traces of respective cross sections, *a* and *d* traces of respective dislocations; A-I, B-V, C-VI respective structural blocks

załamań profilu. Sądę też, że analogiczną genezę można przypisać omówionym lokalnym kulminacjom wychodni piaskowca pseudociężkowickiego, zaznaczającym się w poszczególnych segmentach.

#### WIELOSTRONNE ZNACZENIE SZCZEGÓLÓW ZDJĘCIA GEOLOGICZNEGO

W pracy tej starałem się wykazać porównawczą wagę szczegółowego zdjęcia geologicznego określonej powierzchni na tle zaawansowanego rozpoznania geologicznego w skali ogólnej. Krótki bowiem odcinek południowego skrzydła fałdu Iwonicza-Zdroju, skartowany jednak w miejscu zasadniczego skreću biegu tej jednostki, zwrócił uwagę na poniższe szczegóły.

1. Nieszablonowość przebiegu rozgałęziających się dyslokacji poprzecznych i ukośnych, wynikająca z logiki ich rozpoznanych funkcji.
2. Miejsce inicjowania komplikacji, narastających ku SE wzdłuż fałdu, przy kulminacji ich nasilenia w Bieszczadach.
3. „Makroskopizacja” budinażu wynikająca z intersekcyjnego obrazu segmentów pasa wychodni piaskowca pseudociężkowickiego.
4. Możliwość młodego morfotektonicznego osiadania ku zachodowi bloków struktury, nałożonego na odnośne formy starszej zasadniczej tektoniki fliszu.

Na zakończenie pragnę podkreślić, że w obecnym okresie narastającej znajomości struktur wgłębnych nie należy zaniechać równoległego studiowania geologicznych form przypowierzchniowych. Przeciwnie, powracanie do struktur już przestudiowanych, z nowym spojrzeniem wzbogaconym o znajomość stosunków wgłębnych, umożliwia łatwiejsze zrozumienie procesów i zjawisk poprzednio nie zawsze w porę dostrzeżonych czy też właściwie zinterpretowanych.

Katedra Geologii Złóż Ropy i Gazu  
Akademii Górniczo-Hutniczej  
Kraków, Al. Mickiewicza 30  
Kraków, w styczniu 1968 r.

#### LITERATURA CYTOWANA

- BIEDA F. 1946. Stratygrafia fliszu Karpat polskich na podstawie dużych otwornic (La stratigraphie du Flysch des Karpates centrales polonaises basée sur les grands Foraminifères). — Roczn. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.), t. 16. Kraków.
- CZERNIKOWSKI J. 1950. Otwornice tzw. „pstręgo eocenu” i jego paleogeografia na obszarze między Sanokiem a Gorlicami. — Nafta, nr 5. Katowice.
- DADLEZ R. 1964. Zarys stratygrafii liasu w Polsce zachodniej i jego korelacja z liasem Polski środkowej (Outline of the Lias stratigraphy in western Po-

- land and correlation with the Lias of central Poland). — *Kwartalnik Geol.*, t. 8, z. 1. Warszawa.
- JABCZYŃSKI Z., SOKOŁOWSKI J. & WACHEL W. 1955. Antyklina Iwonicza-Zdroju od Potoku Iwoniczkiego na E po Pachanową Górę na W. Praca dyplomowa. Arch. Kat. Geologii Ziół Ropy i Gazu AGH. Kraków.
- JURKIEWICZ H. 1959. Poziomy otwornicowe paleogenu wschodniej części jednostki śląskiej (Microfaunal correlation in the Paleogene of the eastern part of the Silesian nappe). — *Rocz. P. T. Geol. (Ann. Soc. Géol. Pol.)*, t. 29, z. 3. Kraków.
- KUSMIEREK J. & TOKARSKI A. 1965. Bieszczadzki skręt czołowy fałdu Iwonicza (The frontal hinge of the Iwonicz recumbent fold in the Bieszczady mountain group). — *Nafta*, nr 11. Katowice.
- KOZIKOWSKI H. 1965. Geologia Rudawki Rymanowskiej w świetle nowych badań (Geology of the Rudawka Rymanowska unit in the light of recent investigations). — *Prace Inst. Naft. Katowice*.
- OPOLSKI Z. 1930. Zarys tektoniki Karpat między Osiawą-Lupkowem a Użokiem-Siankami (Esquisse de la tectonique des Carpates entre Osiawa-Lupków et Użok-Sianki). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 5, z. 3/4. Warszawa.
- SITTER de L. U. 1956. *Structural Geology*. McGraw-Hill Book Comp. London — New York — Toronto.
- SRODON A. 1952. Ostatni glacjał i postglacjał w Karpatach (Last glacial and postglacial in the Carpathians). — *Biul. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)* 67. Warszawa.
- SWIDZIŃSKI H. 1930. Badania geologiczne w okolicach Rymanowa (Recherches géologiques dans les environs de Rymanów, Karpates). — *Spraw. P. I. G. (Bull. Serv. Géol. Pol.)*, t. 5, z. 3/4. Warszawa.
- TOKARSKI A. 1966. O szansach naftowych jednostki Iwonicza na wschód od Osiawy (Oil chances of the Iwonicz unit to the East of the Osiawa river). — *Zesz. Nauk. AGH*, nr 139. Kraków.
- WYSZYŃSKI O. V. 1932. Antyklina iwonicza (L'anticlinal d'Iwonicz). — *Geol. Statyst. Naft.*, nr 7. Borysław.

A. TOKARSKI

### THE TECTONICS OF MT. PRZEDZIWNA IN THE SOUTHWESTERN REAR OF BATH-IWONICZ

(Summary)

...STRACT: The tectonics of a 950 m long outcrop in the steep southern limb of the Bath-Iwonicz fold on its axial bend convex to the NNE are characterised by sub-menillite shale outcrops subdivided by main silex beds and underlain by pseudo-Ciężkowice sandstones which overlie the first variegated shales. Among the cross and oblique dislocations forked to the N there occur six tectonic blocks which generally descend to the W, i.e. in the direction of the plunging of the fold. The downthrows of these blocks revived probably as morphotectonic subsidence. The longitudinal dislocations of two blocks announce more intensive complications evolving to the SE along the fold in the Bieszczady Mts. group. The intradislocational segments of the pseudo-Ciężkowice sandstone between the shales of their

top and bottom were altered into „macro-boudinage” lenses. Hence a detailed geological mapping of minor elements may prove very useful in the comparative study of major units.

An over 500 m thick sequence, middle to upper Eocene in age, was mapped by the writer in 1966 on a 950 m long outcrop zone of the steep southern limb of Bath-Iwonicz fold in the Polish Carpathians, where Mt. Przedziwna is situated (figs. 1 and 2). The sequence consists of untopped grey and black marly-shaly passage beds, black menilite shales, grey-black supra-silex beds with a local index grey sandstone intercalation, main white silex bed, grey-black-marly-shaly sub-silex beds with sea green globigerina marls as their bottom portion, yellowish pseudo-Cieżkowice sandstone, unbottomed green beds, of the uppermost first variegated shales of the standard Flysch lithostratigraphy (Bieda 1946, Czernikowski 1950, Junkiewicz 1959, Wyszynski 1932).

Owing to a system of cross and oblique dislocations *a-g* growing dense northwards, six tectonic blocks are distinguished along the limb of the fold: A-I, II, III, IV, B-V, C-VI (fig. 1). Blocks II-IV wedge in from the north between corresponding branches of the dislocational net.

The arrangement of the blocks as well as the strike of the beds they contain repeat the general axial bend of the fold which changes its WINW course to a western one. With the exception of blocks III and IV every western block is shifted northwards. This feature, combined with the mirror-reflected picture of the northern limb of the fold (not figured on fig. 1) means the western stepwise axial plunge of the latter (Jabczyński, Sokołowski & Wachel 1955). According to this western downslumping of blocks, the planes of cross and oblique dislocations seem to be inclined mainly to the west as is inferred from the intersectional picture of some of the dislocations. This indicates a longitudinal tension of the zone.

The structure is hydrogeologically controlled by underground water seepages and outflows, located either on appropriate sites of outcrops of permeable pseudo-Cieżkowice sandstone or connected with dislocations.

Besides the cross and oblique dissection of the zone into blocks, two longitudinal dislocations affect the main silex bed of the blocks A-I and B-V, both slutting on blocks sides. The dislocation in block A-I is a normal fault throwing down the southern side; that in block B-V raises and overthrusts its southern side, resulting in imbrication (fig. 2, cross section 2 and 3) which points to lateral pression. Such longitudinal imbrications increase in number to the ESE and then SE along the fold where it gradually grows inclined towards the north to become wholly recumbent in the Bieszczady Mts. (Opolski 1930, Świdziński 1930, Kozikowski 1965, Kuśmierk & Tokarski 1965, Tokarski 1966).

The geomorphological profile of the slopes of Mt. Przedziwna, traced westward along the outcrops of the menilite shales, shows one characteristic flattening and one slope reversal on the western side of the respective passages of cross dislocations *d* and *a* (fig. 3). These places seem to present trace fragments of the primary earth surface of blocks B-V and C-VI. The latter, after being tectonically slumped down to the west, eventually repeated the same movement in the form of a morphotectonic downsliding with a corresponding typical reverse contortion in the vertical plane. A rather strong westward dissection of the western slope of Mt. Przedziwna by the ravine system *plp*, *lp*, *p* (fig. 1) seems to correspond to this additional loosening of the structure, too. The time of the morphotectonic events dates back at least to the last glaciation, as may be inferred from the age of the dissection of the high scarps (Srodoń 1952).

The 12-55 m broad belt of outcrops of the pseudo-Cieżkowice sandstone narrows characteristically every 80-120 m along its course either on passages of

mapped dislocations or where the latter, although not traceable are, highly probable (fig. 1).

It seems that the relatively stiff and hard sandstone thus forms lenses of macro-boudins within the soft and plastic shales which overlie and underlie the sandstone.

The picture is yet more emphasized by separate local culminations with absolute heights decreasing westward, modelled on sandstone outcrops of segments II, III, V, VI belonging to the respective tectonic blocks. It looks as if four sandstone bodies had manifested their centres of resistance unaffected by forces shaping the macro-boudings. The macro-boudinage process would have been generated by the longitudinal tension of the sandstone, as is testified by cross and oblique dislocations, combined with the lateral pression to be inferred from the imbrication of block B-V mentioned above.

The difference in the scale of the macro-boudinage here suggested against the classical process as discussed by L. U. de Sitter (1956) would be confronted by a reverse methodical measure, i.e. miniaturization. The latter was adapted by R. Dadlez (1964) to the study on chosen structures of the tectonics of major units.

In the present paper the writer has endeavoured to suggest that new aspects are now being opened for detailed geologic mapping.

*Department of the Oil and Gas Geology  
at the College of Mining and Metallurgy  
Kraków, Al. Mickiewicza 30  
Cracow, January 1968*

---