

Wojciech SALSKI

ROZWÓJ TEKTONICZNY OBSZARU MIEDZIONOŚNEGO  
MONOKLINY PRZEDSUDECKIEJ

(6 fig.)

*Tectonic development of the Copper-bearing area  
of the Fore-Sudetic Monocline*

(6 Figs.)

**Treść:** Dominującą rolę w ukształtowaniu budowy geologicznej południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej odegrały uskoki o kierunku NW-SE oraz dyslokacje inwersyjne o kierunku W-E. Powszechnie występują uskoki przesuwcze, wśród których przeważa orientacja SW-NE. Stwierdzono również obecność form brachysynkлинаlnych i brachyantykлинаlnych oraz licznych mezotektonicznych deformacji śródwarstwowych. Ruchy tektoniczne w omawianym obszarze związane są z fazą kimeryjską i laramijską. Nie stwierdzono obecności uskoków o przebiegu SW-NE lub SSW-NNE, którym przypisywano dotychczas istotną rolę w budowie monokliny.

WSTĘP

Przedmiotem analizy tektonicznej jest obszar położony w okolicach Lubina i Polkowic w południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej (fig. 1). Materiał będący podstawą rozważań opiera się na kilkuletnich obserwacjach przeprowadzanych w kopalniach rud miedzi. Badania tektoniczne koncentrowały się przede wszystkim w spągowej części profilu utworów cechsztynu, natomiast w niewielkim stopniu dotyczyły wyższych ogniw cechsztynu oraz pstrego piaskowca. Wyniki badań omówione zostały szczegółowo w pracy Salskiego (1975a). Celem niniejszego artykułu jest przedstawienie ogólnych prawidłowości rozwoju tektonicznego obszaru miedzionośnego monokliny przedsudeckiej oraz skorygowanie dotychczasowych poglądów na budowę tego terenu, ukształtowanych w oparciu o rozpoznanie otworami wiertniczymi.

Problematyka geologiczna omawianego terenu była przedmiotem opra-

cowania w licznych publikacjach. W odniesieniu do zagadnień litologii i stratygrafii należy tu między innymi wymienić prace Kłapcińskiego (1964, 1971), Oberca i Tomaszewskiego (1963) oraz Po-

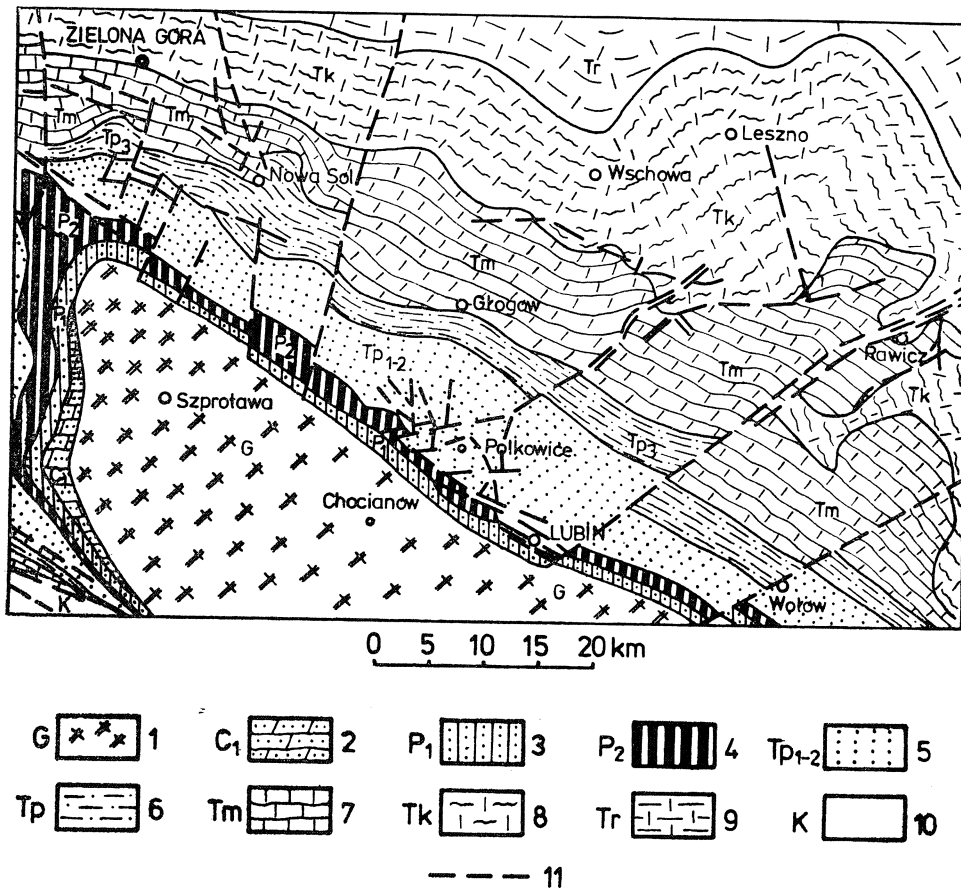


Fig. 1. Wycinek odkrytej mapy geologicznej monokliny przedsudeckiej wg J. Sokołowskiego, nieco uproszczony. 1 — prekambry i starszy paleozoik bloku przedsudeckiego; 2 — dolny karbon; 3 — czerwony spągowiec; 4 — cechsztyń; 5 — dolny i środkowy pstry piaskowiec; 6 — górny pstry piaskowiec (ret); 7 — wapień muszlowy; 8 — kajper; 9 — retyk; 10 — górna kreda; 11 — uskoki

Fig. 1. A section of uncovered geological map of the Fore-Sudetic Monocline, according to J. Sokołowski, somewhat simplified. 1 — Precambrian and Older Paleozoic of the Fore-Sudetic Block; 2 — Lower Carboniferous; 3 — Rotliegendes; 4 — Zechstein; 5 — Lower and Middle Buntsandstein; 6 — Upper Buntsandstein (Roethian); 7 — Muschelkalk; 8 — Keuper; 9 — Rhaetic; 10 — Upper Cretaceous; 11 — faults

demskiego (1965). Tematyka dotycząca złoża rud miedzi omawiana była w pracach Harańczyka (1972), Jarosza (1968), Konstantynowicza (1959), Oberca i Serkiesa (1968), Rydzewskiego (1969), Salskiego (1968) oraz Wyżykowskiego (1958).

Ze względu na dostatecznie szerokie naświetlenie ogólnych warunków geologicznych obszaru miedzionośnego w dotychczasowych publikacjach zagadnienia te pominięto w niniejszym opracowaniu.

#### DOTYCHCZASOWE POGŁĄDY NA TEKTONIKĘ OBSZARU MIEDZIONOŚNEGO

Utwory permu i triasu w przeważającej części obszaru złoza mają rozciągłość NW—SE lub WNW—ESE, a więc ogólnie zgodną z przebiegiem bloku przedsudeckiego i zapadają na północny wschód pod kątem 3 do 6°. Tomaszewski (1963) i Preidl (1967) na podstawie danych z otworów wiertniczych przyjmują istnienie czterech kierunków uskoków, a mianowicie NW—SE, SW—NE, W—E i N—S. Dominującą rolę ze względu na zasięg poziomy i amplitudę odgrywają dyslokacje o przebiegu NW—SE, które w sąsiedztwie bloku przedsudeckiego składają się na system dyslokacyjny środkowej Odry (Oberc 1967b).

Uskoki o orientacji N—S, według Preidl (1967) reprezentowane są głównie w południowo-wschodniej części obszaru miedzionośnego. Odgrywają one rolę podrzędną ze względu na ograniczony zasięg przestrzenny, który w poziomie najczęściej nie przekracza 3 km. Większe natomiast znaczenie mają dyslokacje o kierunku W—E. Z rozpoznania otworami wiertniczymi wynika, że są one znacznie częstsze w północno-zachodniej części złoza. Koncentrują się one tutaj w odstępach około 3 km. W kierunku zachodnim uskoki te wygasają na liniach dyslokacyjnych systemu środkowej Odry, ku wschodowi natomiast zasięg ich w wielu przypadkach nie został określony (Preidl 1967).

Dyslokacje SW—NE zorientowane poprzecznie do głównego systemu uskoków NW—SE mają rozcinać serie skalne monokliny na szereg bloków (Tomaszewski 1963, Preidl 1967). Wykazują one często odmienną orientację biegu warstw permu i triasu oraz różne wartości upadu, a także zróżnicowaną amplitudę pionowych przemieszczeń wzdłuż powierzchni wyznaczających ich granice. Wielkość zrzutów w obrębie poszczególnych uskoków ulega dużym wahaniom; licznie reprezentowane są przemieszczenia typu zawiasowego.

Uskoki przecinają utwory permu i triasu, nie zaobserwowano natomiast, aby naruszały kompleks trzeciorzędowy. Powstanie dyslokacji Tomaszewski (1963) wiązał z ruchami u schyłku górnej kredy, dopuszczając zarazem możliwość istnienia starszych założeń tektonicznych. W oparciu o wyniki robót wiertniczych ukształtowany został pogląd o stosunkowo prostej, blokowej budowie złoza.

Przedstawione poglądy na tektonikę obszaru miedzionośnego odbiegają od obrazu skonstruowanego na podstawie obserwacji przeprowadzonych w wyrobiskach górniczych. Przede wszystkim nie potwierdziło się istnienie uskoków o orientacji SW—NE i N—S. Zgodnie z poglądami ukształtowanymi w oparciu o wiercenia dokumentujące złoże rud miedzi, decy-

dującą rolę w budowie południowo-zachodniej części monokliny przed-sudeckiej odgrywają dyslokacje o kierunku NW—SE i W—E. Geometryczne, a więc i genetyczne zależności między nimi są jednak odmienne, aniżeli interpretowano to dotychczas; w rzeczywistości uskoki o przebiegu NW—SE przemieszczane są wzdłuż kierunków równoleżnikowych bądź wygasają na nich.

#### STAN ROZPOZNANIA TEKTONIKI WYROBISKAMI GÓRNICZYMI

Wyrobiska górnicze ujawniły wielką różnorodność form tektonicznych, nie znaną dotychczas z wierzeń. Szczególnie interesujący materiał uzyskano z poziomu łupków miedzionośnych. Związane jest to z dużą podatnością tych utworów na deformacje plastyczne, a także ich usytuowaniem pomiędzy dwoma sztywnymi ośrodkami reprezentowanymi od dołu przez piaskowce białego i czerwonego spągowca oraz wapień i dolomity cechsztynu w stropie.

Dzięki temu łupki miedzionośne, a zwłaszcza dolna ich warstwa ilasto-dolomitowa stały się dobrym rejestratorem wszelkich ruchów tektonicznych.

Większość występujących tu deformacji stanowi efekt mezotektonicznych przemieszczeń śródwarstwowych. Najpowszechniej spotykanymi odkształceniami są pofałdowania i zmięcia w obrębie warstwy miedzionośnych łupków ilasto-dolomitowych (fig. 3A). Amplituda tych form osiąga przeważnie wartości od kilku do kilkunastu centymetrów. Odznaczają się one dużym zróżnicowaniem morfologicznym od płaskich, symetrycznych synklin i antyklin do obalonych i złuskowanych, najczęściej z pochyle-

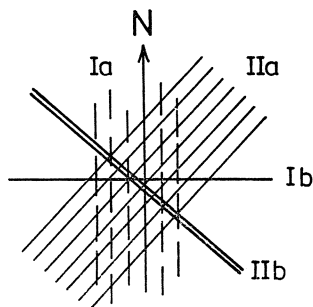


Fig. 2. Orientacja osi fałdków ciągnionych i rys ślizgowych w łupkach miedzionośnych. I — rysy ślizgowe o przebiegu N-S (Ia) związane genetycznie z osiami fałdków ciągnionych o przebiegu W-E (Ib); II — rysy ślizgowe o przebiegu NE-SW (IIa) związane genetycznie z osiami fałdków ciągnionych o przebiegu NW-SE (IIb)

Fig. 2. Orientation of axes of drag folds and fault striae in copper-bearing shales. I — fault striae, running N-S (Ia), genetically connected with axes of drag folds, running W-E (Ib); II — fault striae, running NE-SW (IIa), genetically connected with axes of drag folds, running NW-SE (IIb)

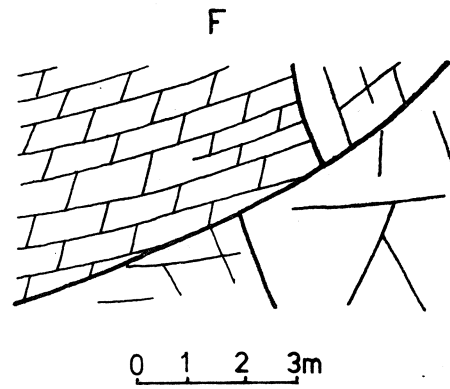
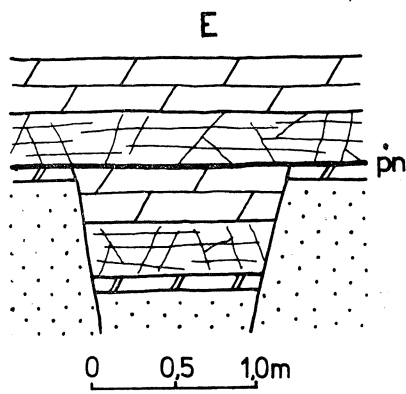
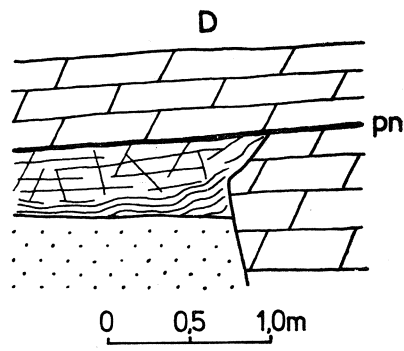
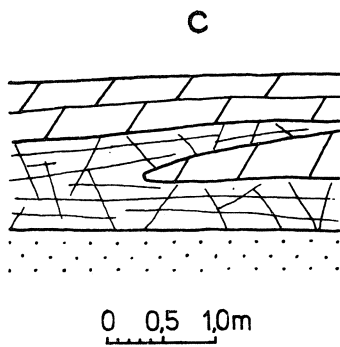
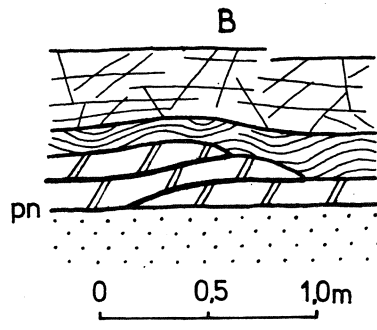
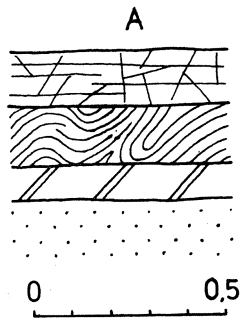
niem ku SE. Charakterystyczną cechą tych struktur jest dwojaka orientacja osi; NW—SE jako kierunek główny i W—E, reprezentowany pod rządnie.

Na powierzchniach zlustrowania w łupkach ilasto-dolomitowych, jak również na powierzchniach uławicenia w dolomitach, zarejestrowano liczne rysy ślizgowe ustawione w kierunku NE—SW i N—S (fig. 2). Ich orientacja dowodzi istnienia współzależności genetycznych z mezodeformacjami fałdowymi utworzonymi w obrębie łupków. Rysy ślizgowe i osie drobnych fałdków ustawione są w stosunku do siebie prostopadle, a zatem należy je uznać za synchroniczne. Występowanie dwóch kierunków rys ślizgowych wraz z odpowiadającymi im geometrycznie i genetycznie osiami fałdków wskazuje, że mamy tu do czynienia z dwoma fazami przemieszczeń tektonicznych (Salski 1975a, p. 129, fig. 54, 55, 56 i 57: p. 130, fig. 58 i 59). Każda z nich stanowiła przejaw odmiennie zorientowanych nacisków poziomych. Charakter i morfologia przedstawionych form fałdowych wskazują, że są to fałdki ciągnione (Oberc, Salski 1968). Za ich tektonicznym pochodzeniem przemawia wyraźnie sprecyzowana orientacja przestrzenna, obecność rys ślizgowych i powierzchni zlustrowania oraz deformacja żył mineralnych, będących niewątpliwie formami podiagenetycznymi.

Fałdki ciągnione w badanym obszarze nie wykazują cechy typowej dla tego rodzaju odkształceń, jaką jest zgodne pochylenie ich płaszczyzn osiowych z kierunkiem upadu skrzydeł antyklin (Ażgirej, 1956). Zdecydowana większość pochyłona jest lub obalona na NE, niezależnie od lokalnego kierunku upadu warstw. Obserwuje się to zarówno w południowo-wschodniej części złoża, gdzie warstwy zapadają na SW, jak i na pozostałym obszarze, gdzie dominuje upad na NE. Należy sądzić, że przyczyną tego jest wielkopromienny charakter wypaczeń warstw, a także przewaga nacisków tektonicznych skierowanych ku NE. Mechanizm tworzenia się fałdków ciągnionych w poziomie łupków miedzionośnych jest więc odmienny od klasycznego ich formowania na obszarach sfałdowanych. Wynika to z platformowego typu odkształceń na monoklinie, w którym przemieszczenia blokowe i płaskie wypaczenia warstw wiązały się często w jeden cykl deformacji.

Obok fałdków ciągnionych, które stanowią najpowszechniejszy przejaw deformacji, spotyka się często inne typy zaburzeń tektonicznych. Są to nasunięcia w obrębie warstwy dolomitu leżącej na piaskowcach białego spągowca (fig. 3B), drobne synkliny i antykliny obejmujące cały pakiet łupków miedzionośnych, kliny tektoniczne (fig. 3C) oraz porwaki piaskowca wśród łupków. Zgodność orientacji większości tych form z fałdkami ciągnionymi dowodzi, że powstały one w wyniku działania tych samych sił tektonicznych (Salski 1975a).

Plany warstwicowe spągu łupków miedzionośnych, konstruowane w oparciu o pomiary w wyrobiskach górniczych ujawniły obecność bra-



chysynklin i brachyantyklin. Amplituda tych form nie przekracza na ogół kilkunastu metrów. Ze względu na to, że większość z nich ma charakter wielkopromienny, tylko nieliczne można zaobserwować bezpośrednio w odsłonięciach. Nachylenie skrzydeł brachysynklin i brachyantyklin mieści się w przedziale kilku do kilkunastu stopni. Osie ich mają przeważnie kierunek NW—SE, niekiedy zbliżony do W—E, a więc zgodny z przeważającą orientacją fałdków ciągniętych. Obecność tych form wywołuje znaczne odchylenia w rozciągłości warstw od ogólnego kierunku, charakterystycznego dla badanej części monokliny.

Brachysynkliny i brachyantykliny związane są przestrzennie z blokami tektonicznymi wyznaczonymi przez dyslokacje reprezentujące ogólnie system kierunkowy NW—SE i przeważnie nie przedłużają się poza te dyslokacje. Szczególnie wyraźnie jest to widoczne we wschodniej części złoża, gdzie przebieg osi tych struktur jest skośny do dominującego kierunku uskoków, tj. NNW—SSE. Sugeruje to, że wielkopromienne wypaczenia warstw dokonywały się po utworzeniu uskoków, w obrębie poszczególnych bloków. Deformacjom tym towarzyszyły ruchy międzywarstwowe. Wyrazem tego są poziome przemieszczenia większości stromo ustawionych żył gipsu, które powszechnie występują w utworach wapienno-dolomitowych cechsztynu (Salski 1975a). Podobnie jak w przypadku uskoków utworzenie szczelin wypełnionych wtórnie przez gips wyprzedzało proces formowania brachysynklin i brachyantyklin.

Podobne zaburzenia w zaleganiu warstw, jednak wyrażone bardziej stromymi upadami, stwierdzono w utworach pstrego piaskowca. Nachylenie skrzydeł synklin i antyklin dochodzi do 30°. Są one wyrazem pewnej dysharmonii w deformowaniu się pokrywy permskomezozoicznej. Stanowi to efekt odmiennych własności mechanicznych pstrego piaskowca, zwłaszcza w odcinkach profilu, w których skały te zawierają liczne

Fig. 3. Schematyczne przedstawienie typów deformacji tektonicznych w spągowej części utworów cechsztynu. A — fałdki ciągnięte w ilasto-dolomitowych łupkach miedzionośnych; B — nasunięcia warstwy dolomitu w spągu łupków miedzionośnych; C — klin skał dolomitowych w łupkach miedzionośnych; D — poziome przemieszczenia ścinające powierzchnię uskokową w strefie kontaktowej piaskowców, łupków miedzionośnych i dolomitów; E — powtórzenie warstw w profilu pionowym w wyniku poziomych przemieszczeń w strefie rowu tektonicznego; F — dwa różnowiekowe uskoki, przecinające się w płaszczyźnie pionowej: 1 — piaskowce białego spągowca; 2 — warstwa dolomitu w spągu łupków miedzionośnych; 3 — łupki ilasto-dolomitowe; 4 — łupki dolomitowe; 5 — uławiczone dolomity i wapień; 6 — masywne dolomity i wapień; 7 — powierzchnia nasunięcia

Fig. 3. Schematic presentation of types of tectonic deformations in the base part of Zechstein deposits. A — drag folds in clayey-dolomite copper-bearing shales; B — thrusts of the dolomite bed in the base of copper-bearing shales; C — a wedge of dolomite rocks in copper-bearing shales; D — horizontal displacements, cutting off the fault surface in the contact zone of sandstones, copper-bearing shales and dolomites; E — duplication of beds in the vertical profile, as a result of horizontal displacements in the tectonic fault trough; F — two faults of different ages, crossing each other at the vertical plane: 1 — Weisliegendes sandstones, 2 — dolomite bed in the base of copper-bearing shales, 3 — clayey-dolomite shales, 4 — dolomite shales, 5 — bedded dolomites and limestones, 6 — massive dolomites and limestones, 7 — thrust plane

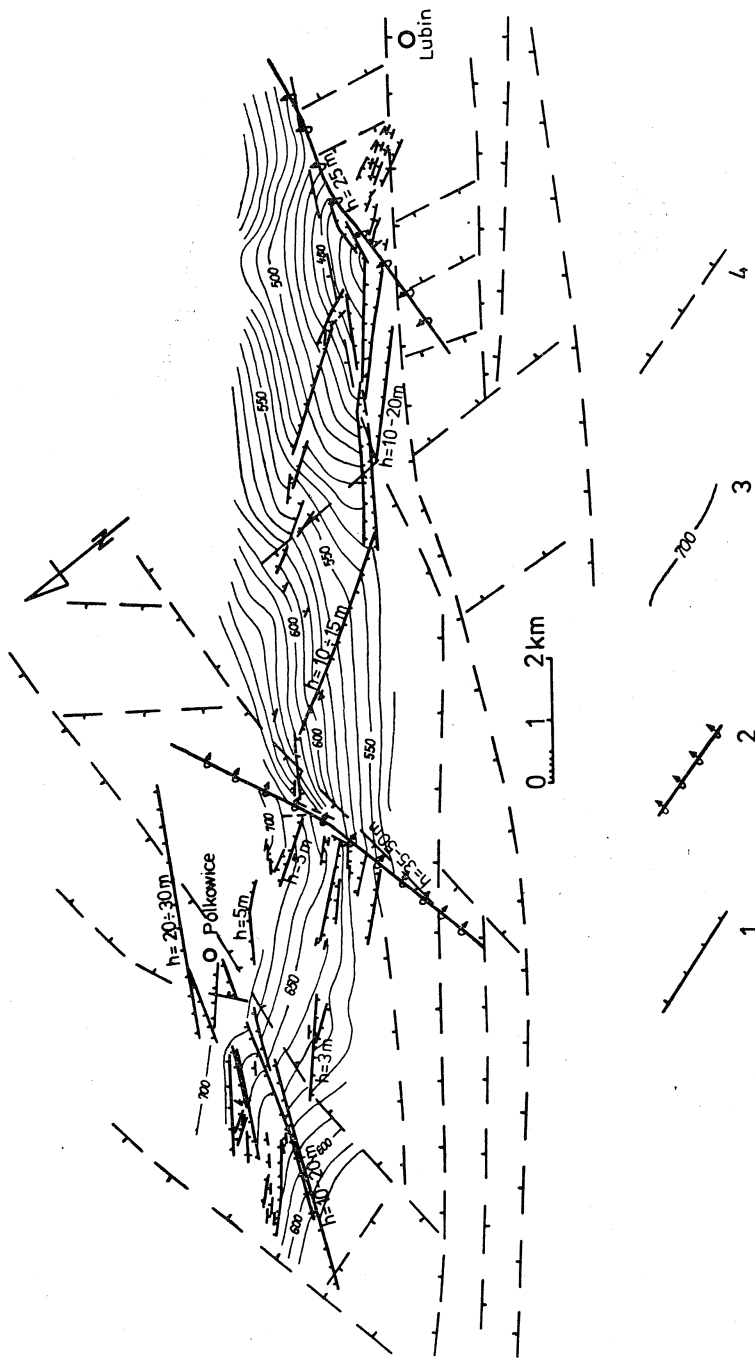


Fig. 4. Szkic tektoniczny obszaru miedzionosnego rozpoznanego wyrobiskami górnictwami. 1 — uskoki normalne; 2 — uskoki inwersyjne; 3 — izolinie spągu serii wapienno-dolomitowej cechsztynu; 4 — uskoki przewidywane w dokumentacji geologicznej na podstawie rozpoznania otworami wiertniczymi

Fig. 4. A tectonic sketch of the copper-bearing area, surveyed by means of excavations. 1 — normal faults; 2 — inverse faults; 3 — base isolines of the Zechstein limestone-dolomite series; 4 — faults anticipated in geological documentation, on the grounds of test borings



wkładki ilaste. Poziome przemieszczenia wzdłuż przewarstwień ilastych zarejestrowane zostały w postaci powierzchni zlustrowania.

Mimo że ruchy międzywarstwowe w obrębie monokliny mają charakter powszechny i doprowadziły do wytworzenia wielorakich typów deformacji, to jednak czynnikiem determinującym przestrzenne ułożenie warstw permu i triasu są przede wszystkim uskoki. Rozpoznanie wyrobiskami górniczymi wskazuje na istnienie dwóch zasadniczych kierunków dyslokacji, a mianowicie NW—SE oraz zbliżonego do W—E. Najliczniejsze są uskoki o orientacji NW—SE lub zbliżonej (fig. 4). Rozmieszczone są one nierównomiernie, tworząc strefy tektoniczne reprezentowane przez rowy, horsty i systemy schodowe. W strefach tych poszczególne powierzchnie uskokowe, ustawione do siebie równoległe lub zbieżnie, znajdują się w odstępach kilkunastu do kilkudziesięciu metrów, a nierzadko łączą się ze sobą. Charakterystyczną cechą jest bardzo duża zmienność amplitudy zrzutów i zróżnicowany zasięg poziomy uskoków. Szerokość omawianych stref dyslokacyjnych dochodzi do około 500 m. Zdecydowaną przewagę ilościową osiągają uskoki o zrzucie do 5 m; pionowe przemieszczenia przekraczające 30 m należą do rzadkości. Wynika stąd wniosek, że duże deniwelacje w zaleganiu spągu cechsztynu, jakie stwierdzano pomiędzy otworami wiertniczymi w obrębie monokliny, mogą często stanowić łączny efekt szeregu dyslokacji o mniejszych zrzutach.

W oparciu o cechy morfologiczne, wśród uskoków systemu NW—SE, można wyróżnić trzy rodzaje przemieszczeń, reprezentujących zarazem odmienne typy genetyczne;

1) uskoki normalne, o prostej budowie i zrzutach do kilkudziesięciu metrów,

2) uskoki normalne, które podlegały późniejszym, poziomym przemieszczeniom, aż do ścięcia powierzchni ślizgu łącznie. Wielkość ich amplitudy nie przekracza na ogół kilku metrów,

3) drobne uskoki inwersyjne o niewielkim zasięgu poziomym i zrzutach nie przekraczających kilkudziesięciu centymetrów.

Charakterystyczną cechą licznych uskoków reprezentujących kierunek NW-SE jest ponowna ich przebudowa, związana z przemieszczeniami śródwarstwowymi, najczęściej w poziomie łupków miedzionośnych. W wyniku tych ruchów następowały ścięcia powierzchni uskokowych, tworzyły się porwaki skał i kliny tektoniczne oraz nasunięcia fragmentów skrzydeł uskoków (fig. 3D,E). Zjawiska te nie dotyczą dyslokacji o kierunku NW-SE, co jest wyrazem zróżnicowania wieku uskoków na starsze i młodsze w stosunku do ruchów poziomych.

Drugi system dyslokacji o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego jest reprezentowany mniej licznie (fig. 4). W budowie tych stref współuczestniczą uskoki normalne i inwersyjne o zrzutach dochodzących do 50 m. Odmienne mechanizmy powstawania obydwu typów dyslokacji

wskazuje na zróżnicowanie ich wieku. Być może inwersja niektórych uskoków jest zjawiskiem wtórnym, związanym z ponownym ruchem bloków i poziomymi naciskami. Uskoki o przebiegu NW—SE, są przemieszczane wzdłuż równoleżnikowych stref tektonicznych, reprezentują więc deformacje starsze. W systemie dyslokacji o przebiegu zbliżonym do W—E dominującą rolę ze względu na wielkość amplitudy odgrywają uskoki typu inwersyjnego.

Znamienną cechą większości uskoków w obszarze miedzionośnym jest ich reorientacja, wyrażająca się zmianą kierunku z NNW—SSE w południowo-wschodniej części terenu, poprzez NW—SE w części środkowej, na WNW—ESE w północno-zachodniej. Analogiczna prawidłowość dotyczy stref równoleżnikowych; w okolicach Lubina jest to kierunek W—E, natomiast w okolicach Polkowic WSW—ENE (fig. 4). Zróżnicowanie przebiegu uskoków należących do tych samych systemów kierunkowych dość wyraźnie uwidacznia się na diagramach punktowych skonstruowanych oddzielnie dla południowo-wschodniej i północno-zachodniej części złoża. (Salski 1975 a p. 149 fig. 84 i 85). Wyraźną zmianę orientacji uskoków o ogólnym przebiegu NW—SE obserwuje się przy kontakcie ze strefami równoleżnikowymi, zjawisko to występuje jednak także poza tymi strefami. Niekiedy raptowna zmiana kierunku zaznacza się w obrębie jednej dyslokacji, w innych przypadkach dotyczy całej wiązki uskoków.

Obok omówionych typów deformacji nieciągłych często spotykanymi formami są uskoki przesuwcze. Są one zjawiskiem powszechnym zwłaszcza w skałach wapienno-dolomitowych, na co wskazują poziome rysy ślizgowe na licznych, stromo ustawionych powierzchniach spękań. Uskoki przesuwcze są najprawdopodobniej współczesne poziomym ruchom międzywarstwowym. Orientacja powierzchni, wzdłuż których następowały przesunięcia, sugeruje, że rozwój tych przemieszczeń odbywał się co najmniej w dwóch fazach tektonicznych. Najliczniej reprezentowany jest kierunek SW—NE skupiający 38,5% ogólnej ilości powierzchni spękań pokrytych poziomymi rysami ślizgowymi. Ponadto związane są one z powierzchniami o orientacji NW—SE (27,5%), N—S (22%) i W—E (12%). Wielkość przesunięć w poszczególnych przypadkach wyraża się najczęściej w centymetrach, ale sumująca się wielokrotność tych ruchów może w efekcie osiągać dziesiątki metrów.

Zróżnicowany zasięg poziomy pojedynczych uskoków reprezentujących systemy kierunkowe NW—SE i W—E, a także duża zmienność ich amplitudy sugerują, że szereg z nich nie przecina całego profilu utworów permu i triasu. Większość z nich o zrzutach do kilku metrów może wygasać nie osiągnąwszy stropu pstręgo piaskowca. Zarazem niektóre dyslokacje przemieszczające pstry piaskowiec nie przedłużają się do spągu cechsztynu. Jest to spowodowane występowaniem w części obszaru soli kamiennych oraz plastycznych utworów ilastych w górnym cechsztynie. Ze względu na zróżnicowanie cech litologicznych skał, pionowe

ruchy bloków podłoża mogły wywoływać w profilu geologicznym różny stan naprężeń. W związku z tym na różnych powierzchniach strukturalnych może być zachowane podobieństwo w przebiegu głównych stref tektonicznych, natomiast orientacja i rozmieszczenie poszczególnych uskoków są odmienne.

Dla wyjaśnienia rozwoju procesów tektonicznych w rozpatrywanej części monokliny istotne znaczenie posiada również określenie charakteru oraz genezy spękań i szczelin w skałach. W pełni wykształcony układ spękań reprezentowany jest przez pięć kierunków. Można w nim wyróżnić dwie pary systemów sprzężonych  $S_1$  i  $S_2$  oraz  $P_1$  i  $P_2$ , a także pojedynczy zespół spękań  $D$  (fig. 5). Pod pojęciem systemu sprzężonego rozumie się w tym przypadku dwie grupy spękań przecinające się pod kątem zbliżonym do prostego i związane wspólną genezą (Oberc, Salski 1968).

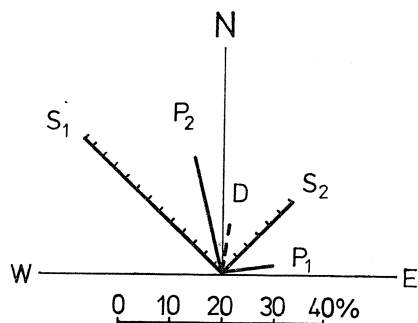


Fig. 5. Schemat kierunków spękań i szczelin w skałach permu monokliny przedsudeteckiej, objaśnienia w tekście  
 Fig. 5. Scheme of directions of joints and fractures in Permian rocks of the Fore-Sudetic Monocline; explanations in the text

Zarówno orientacja poszczególnych kierunków, jak i stosunki ilościowe pomiędzy spękaniami reprezentującymi te kierunki podlegają znacznej zmienności. Istotny wpływ w tym zakresie wywiera lokalna budowa tektoniczna, a przede wszystkim rozmieszczenie, amplituda i częstotliwość występowania uskoków (W. Salski, 1975 b). W związku z tym, mimo że na całym obszarze ogólnie przeważa kierunek spękań NW—SE, niekiedy dominującą rolę może przejmować inna grupa spękań. W przypadku gdy kierunki interferują ze sobą, lub jeden z nich reprezentowany jest bardzo nielicznie, na cały układ spękań składają się cztery lub tylko trzy kierunki spękań.

Morfologia, zasięg przestrzenny i gęstość występowania spękań modyfikowane są przez litologiczne cechy skał. Wzrostowi mechanicznej wytrzymałości skał odpowiadają bardziej strome kąty upadu spękań, większa koncentracja powierzchni nieciągłości i większy ich zasięg, a także bardziej prostolinijszy przebieg. W pionowym profilu utworów permu i triasu, podobnie jak w rozprzestrzenieniu poziomym, obserwuje się zmiany w orientacji poszczególnych kierunków spękań, ich liczebności oraz dominacji określonych systemów. (Salski 1975 a, p. 105, fig. 30: p. 106, fig. 31: p. 107, fig. 32). Zróznicowanie to utrudnia w znacznym

stopniu genetyczną i przestrzenną korelację poszczególnych systemów spękań. Potęgowane jest to również w dużej mierze przez reorientację układu spękań, której charakter jest analogiczny jak w przypadku uskoków. Ku północnemu-zachodowi wszystkie kierunki spękań ulegają stopniowej rotacji, przeciwnie do ruchu wskazówek zegara (Salski 1975a, p. 111, fig. 37).

W obszarze rozpoznany dotychczas wyrobiskami górniczymi nader rzadko spotyka się szczeliny otwarte. W ogromnej większości są one wypełnione materiałem mineralnym, reprezentowanym głównie przez gips, kalcyt i baryt, a w poziomie złoża zwłaszcza w łupkach miedzionośnych przez siarczki miedzi. Orientacja żył mineralnych jest analogiczna jak spękań, wyróżniają się one jedynie bardziej stromymi upadami. O ile jednak żyły gipsu grupują się w pięciu kierunkach, to żyły siarczków miedzi związane są wyłącznie z systemem  $S_1$ ,  $S_2$  i  $D$  (fig. 5). Sugeruje to, że w okresie wtórnej migracji związków miedzi w skałach nie istniały jeszcze spękania  $P_1$  i  $P_2$ , a zatem należy je uznać jako młodsze (Salski 1975 a). Na zróżnicowanie wieku spękań wskazuje również fakt, że poziome ścięcia spękań i żył mineralnych zwłaszcza w obrębie kierunku  $S_1$  i  $S_2$  nie dotyczą wszystkich powierzchni nieciągłości, mimo że znajdują się one w bezpośrednim sąsiedztwie. Spękania i żyły nie podlegające tego typu deformacjom są zatem młodsze od ruchów poziomych. Wynika stąd, że w obrębie jednego systemu kierunkowego grupują się spękania utworzone w różnych okresach czasu. Wymienione zależności jak również występowanie w skałach monokliny przedsudeckiej pięciu kierunków spękań dowodzi, że powyższy układ stanowi efekt oddziaływania więcej aniżeli jednej fazy ruchów tektonicznych. Zarazem nie stwierdza się, aby istniała zależność pomiędzy ilością kierunków spękań a położeniem danej serii skał w profilu stratygraficznym; cztero lub pięciosystemowy układ spotyka się zarówno w czerwonym spagowcu, jak i w pstrym piaskowcu. Dowodzi to, że decydujący wpływ na wytworzenie spękań miały fazy tektoniczne młodsze od pstrego piaskowca.

W określonym systemie spękań obserwuje się zarówno powierzchnie o nieregularnym przebiegu i postrzępionym reliefie, jak i równo przecinające warstwy skalne. Zmienia się także ich nachylenie od stromego do około  $40^\circ$ . Świadczyłoby to o współwystępowaniu spękań z rozciągania i ze ścinania. Jest to zgodne z ogólnie przyjętymi poglądami, że w danym polu naprężeń rzadko mamy do czynienia z jednym typem powierzchni nieciągłości (Książkiewicz, 1968; Sitter, 1956).

#### NASTĘPSTWO RUCHÓW TEKTONICZNYCH

Opracowanie chronologii procesów tektonicznych na obszarze monokliny przedsudeckiej nastęrcza szereg trudności. Przyczyną tego jest zarówno fazowa powtarzalność ruchów tektonicznych, jak i złożony

w szczegółach charakter przemieszczeń mas skalnych. Komplikacje wywołuje także zróżnicowanie cech litologicznych utworów permu, w związku z czym poszczególne poziomy reagowały odmiennie na bodźce mechaniczne. W efekcie mimo typowo platformowego rozwoju strukturalnego monokliny mamy do czynienia z dużym urozmaiceniem morfologicznym deformacji oraz znacznym zróżnicowaniem orientacji poszczególnych form tektonicznych. Istnienie mezotektonicznych deformacji śródwarstwowych dowodzi, że pionowym ruchom bloków w obrębie monokliny przedsudeckiej jako pochodna, towarzyszyło działanie sił o składowej poziomej. Możliwość występowania tego typu przemieszczeń w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym na niżu, została sformułowana wcześniej w oparciu o wyniki wierceń (D a d l e z, M a r e k, 1969). Obserwacje geologiczne w kopalniach rud miedzi na monoklinie przedsudeckiej wykazały jednak, że oddziaływanie sił poziomych miało charakter powszechny i w dużym stopniu modyfikowało mechanizm deformacji.

Aktualnie istniejący model strukturalny monokliny przedsudeckiej stanowi więc rezultat sumującego działania różnych faz tektonicznych. Pośredni wpływ wywarła niewątpliwie tektonika podłoża permu, która kształtowała zarówno rozkład facji w okresie czerwonego spągowca i cechsztynu, jak i stworzyła określone predyspozycje do późniejszych przemieszczeń blokowych w obrębie monokliny (S o k o ł o w s k i 1967, 1974).

Luka sedymentacyjna obejmująca na omawianym terenie okres od pstrego piaskowca do oligocenu uniemożliwiła określenie współzależności przestrzennych pomiędzy deformacjami tektonicznymi w utworach skalnych młodszych ogniów mezozoiku. W tej sytuacji chronologia ruchów tektonicznych musi opierać się w znacznej mierze na regionalnych przesłankach geologicznych. Najsilniejszy przejaw ruchów obejmujących pokrywę permsko-mezozoiczną wiąże się z fazą laramijską, w której monoklina przedsudecka sformowana została ostatecznie jako jednostka geologiczna. Do tego okresu należałoby zatem odnosić powstanie brachysynklin i brachyantyklin, uskoków przesuwczych oraz licznych przejawów mezotektonicznych deformacji śródwarstwowych. Formy tektoniczne, które ulegały w tym czasie ponownej przebudowie, musiały być wytworzone wcześniej, a więc najprawdopodobniej w fazie kimeryjskiej. Dotyczy to przede wszystkim ścinanych i przemieszczanych żył siarczków miedzi, niektórych żył gipsu, a także pojedynczych powierzchni uskokowych oraz drobnych horstów i rowów o orientacji NW—SE. O ile jednak poziome przesunięcia powierzchni uskokowych, a także występowanie na nich poziomych rys ślizgowych, dowodzi kimeryjskiego wieku uskoków, o tyle brak powyższych cech morfologicznych niekoniecznie musi oznaczać, że są to dyslokacje laramijskie. Wynika to z faktu, że niektóre z nich mogły się znajdować w strefach nie objętych ruchami międzywarstwowymi.

Wpływ ruchów kimeryjskich na kształtowanie charakteru struktural-

nego monokliny uzasadniają spostrzeżenia geologiczne z terenów sąsiednich. W niecce północnosudeckiej wyraża się to niezgodnym ułożeniem kredy na kolejnych ogniwach triasu, od kajpru poczynając (Milewicz 1973 a). W południowo-zachodniej części perykliny Żar, powyższy impuls tektoniczny jest udokumentowany bezpośrednim zaleganiem górnej kredy na wapieniu muszlowym lub kajprze (Sokołowski, 1967), a w okolicach Zielonej Góry (Oberc, 1967 a) zaleganiem albu i cenomanu na utworach triasowych i jurajskich. Tego rodzaju zależności nie można niestety obserwować na obszarze miedzionośnym, gdyż profil mezozoiku kończy się tutaj na pstrym piaskowcu.

Problemem trudnym aktualnie do rozstrzygnięcia jest bliższe sprecyzowanie wieku ruchów kimeryjskich. W odniesieniu do niecki północnosudeckiej Milewicz (1973b) wiąże je z fazą neokimeryjską, natomiast Lisiaiewicz (1969) z fazą starokimeryjską. Na Niżu Polskim wzmożona aktywność tektoniczna o charakterze regionalnym zaznaczyła się na przełomie kajpru i retyku (Calikowski, Marek, Znosko, 1971). Efektem jej między innymi są przemieszczenia i wtórne nabrzmienia soli cechsztyńskich. Na Kujawach zjawisko to ma miejsce na przełomie środkowego i górnego wapienia muszlowego (Marek, Znosko, 1972). Ruchy te są współczesne fazie starokimeryjskiej.

Powszechny charakter górnotriasowych ruchów tektonicznych na niżu sugeruje, że im właśnie należy przypisać utworzenie przedlaramijskich deformacji w obrębie południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. W tym ujęciu rola fazy neokimeryjskiej w kształtowaniu charakteru strukturalnego monokliny byłaby podrzędna i najprawdopodobniej ograniczyłaby się głównie do dalszego rozwoju spękań. Istnieją podstawy aby przypuszczać, że wymienione fazy nie były jedynymi impulsami tektonicznymi oddziałującymi na kompleks permsko-mezozoiczny. Tworzenie się pierwszych spękań w dolnych ogniwach cechsztynu ze względu na szybką lityfikację osadów chemicznych, mogło mieć miejsce już w okresie pionowych ruchów wynoszących u schyłku cechsztynu (Oberc, Salski, 1968). Ponadto obecność licznych powierzchni ślizgowych w utworach burowęglowych trzeciorzędu, zaobserwowana w trakcie budowy szybów, dowodzi istnienia przemieszczeń tektonicznych w obrębie monokliny po ostatecznym jej utworzeniu w fazie laramijskiej. Natężenie tych ruchów, jak wynika to z zaobserwowanych efektów, było jednak bez porównania słabsze aniżeli w fazie kimeryjskiej i laramijskiej, dlatego też nie jest na razie możliwe przypisanie im określonych deformacji w utworach permu i triasu w obszarze występowania złoża rud miedzi.

W oparciu o zebrany dotychczas materiał obserwacyjny w kopalniach rud miedzi nasuwa się ogólny schemat następstwa wiekowego poszcze-

gólnych zjawisk tektonicznych. Nie uwzględnia on szeregu szczegółów oraz modyfikacji związanych z lokalnym układem nacisków, ujmuje natomiast zasadnicze cechy strukturalne omawianego obszaru. Zgodnie z tym założeniem, które nadaje przedstawionej chronologii charakter roboczy, zarysowuje się następująca etapowość ruchów tektonicznych:

1. Powstanie w wyniku ruchów tektonicznych systemu uskoków typu grawitacyjnego oraz sprzężonego układu spękań równoległych ( $S_1$ ) i prostopadłych ( $S_2$ ) do linii dyslokacyjnych, a także systemu spękań diagonalnych ( $D$ ).

2. Rozwój wtórnych procesów w złożu, prowadzący do utworzenia żył siarczków miedzi i gipsu o stromym zapadzie i biegu zgodnym z powstałymi wcześniej systemami szczelin ( $S_1$ ,  $S_2$ ,  $D$ ). Wypełnianie szczelin przez minerały kruszcowe ogranicza się wyłącznie do tego etapu, natomiast tworzenie się żył gipsu ma charakter długotrwały.

3. Wytworzenie w początkach ruchów laramijskich stref dyslokacyjnych, aktualnie reprezentujących często typ przemieszczeń inwersyjnych o orientacji zbliżonej do równoleżnikowej. Powstanie sprzężonego układu spękań równoległych ( $P_1$ ) i prostopadłych ( $P_2$ ) do wyżej wymienionych linii tektonicznych. Rozwój poziomych ruchów międzywarstwowych, zaznaczonych rysami ślizgowymi o przebiegu S—N na powierzchniach uławiczenia oraz fałdkami ciągnionymi o osiach zorientowanych w przybliżeniu W—E. Równocześnie z nimi powstają uskoki przesuwcze wzdłuż wcześniej wytworzonych spękań reprezentujących przede wszystkim orientację najbardziej zbliżoną do kierunku nacisków, tj. S—N.

4. Pionowe ruchy wypiętrzające stanowiące podstawowy etap tworzenia monokliny przedsudeckiej. Charakteryzuje go obecność poziomych nacisków o orientacji SW—NE. Tworzą się brachysynklinalne i brachy-antyklinalne wypaczenia warstw, fałdki ciągnione, drobne fałdy i nasunięcia o osiach zorientowanych NW—SE oraz rysy ślizgowe na powierzchniach uławiczenia i złupkowania o przebiegu SW—NE. Towarzyszy temu powstawanie uskoków przesuwnych przede wszystkim wzdłuż powierzchni spękań ustawionych pod niewielkimi kątami w stosunku do kierunku głównego nacisku. Spękania, żyły mineralne i uskoki utworzone w fazie kimeryjskiej ulegają ścięciom i deformacjom. Następuje dalszy rozwój spękań i szczelin zgodnie z wcześniejszymi założeniami tektonicznymi.

5. Powstanie młodszego systemu uskoków o orientacji NW—SE oraz dalszy rozwój spękań i szczelin. Wymienione formy nie są już naruszane przez poziome przemieszczenia międzywarstwowe. Uskoki systemu NW—SE, niewątpliwie tworzyły się również w poprzedniej fazie ruchów laramijskich, brak jest jednak przesłanek zarówno morfologicznych, jak i geometrycznych do osobnego ich wydzielenia.

OGÓLNE SPOSTRZEŻENIA NA TEMAT TEKTONIKI MONOKLINY  
PRZEDSUDECKIEJ

Aktualny stan rozpoznania tektoniki obszaru miedzionośnego monokliny przedsudeckiej umożliwiła sprecyzowanie dwóch istotnych wniosków:

1. Rozwój strukturalny ma charakter wielofazowy, a mechanizm deformacji jest w szczególności dużo bardziej złożony, aniżeli przyjmowano to dotychczas.

2. Schemat tektoniki w części zbadanej wyrobiskami górniczymi odbiega od obrazu konstruowanego na mapach geologicznych monokliny w oparciu o wiercenia.

Badania strukturalne w kopalniach przyczyniły się zarówno do rozszerzenia stanu wiadomości o rozwoju zjawisk tektonicznych na tym obszarze, jak i ujawnienia szeregu problemów wymagających rozwiązania w toku dalszych obserwacji. Mimo dość obszernego materiału na temat typów deformacji tektonicznych oraz ich morfologii, nie zostały wyjaśnione w pełni istniejące między nimi związki przestrzenne i genetyczne. Przykładem tego jest nie rozstrzygnięta kwestia następstwa wiekowego rysu ślizgowych o orientacji NE—SW i N—S, nie znane bliżej przyczyny reorientacji kierunków spękań i uskoków, a także brak dokładniej sprecyzowanego wieku i kolejności poszczególnych impulsów tektonicznych. Blokowy charakter ruchów oraz nakładanie się deformacji młodszych na starsze niewątpliwie wpływały na różnicowanie się kierunków przemieszczeń w poszczególnych częściach obszaru. Lokalne zmiany orientacji licznych struktur tektonicznych utrudniają w konsekwencji ujawnienie ogólnych tendencji i prawidłowości charakterystycznych dla całego obszaru.

W dotychczasowych poglądach na budowę monokliny dużą rolę przypisuje się dyslokacjom o przebiegu NE—SW lub NNE—SSW. Wyrazem tego są odkryte mapy geologiczne monokliny przedsudeckiej (bez utworów kenozoicznych) Krasonia i Sokołowskiego (1966), Wyżkowskiego (1963) i Sokołowskiego (1967). Wspólnym elementem w wymienionych syntezach geologicznych są przemieszczenia poszczególnych ogniw permu i mezozoiku wzdłuż linii zorientowanych w przybliżeniu prostopadle do rozciągłości warstw. Kierunek ten przecina dyslokacje systemu środkowej Odry, powodując przesunięcia poszczególnych jego odcinków. Dowodzi to, że powyższym ruchom tektonicznym przypisuje się wiek młodszy od uskoków o przebiegu NW—SE. Jedną z takich linii prowadzona jest przez Sokołowskiego (1967) w sąsiedztwie obszaru miedzionośnego na południowy-wschód od Lubina. Związany jest z nią zróżnicowany zasięg podtrzeciorzędowych wychodni permu i triasu w sąsiadujących ze sobą skrzydłach dyslokacji.

Rozpoznanie wyrobiskami górniczymi na powierzchni około 35 km<sup>2</sup>



nie ujawniło dotychczas istnienia stref uskokowych o pionowej składowej ruchu i przebiegu NE—SW, mimo że zasięg robót górniczych po rozciągłości wynosi ponad 15 km. Sporadycznie rejestrowane w kopalniach drobne uskoki o orientacji NNE—SSW lub NE—SW stanowią „odgałę-

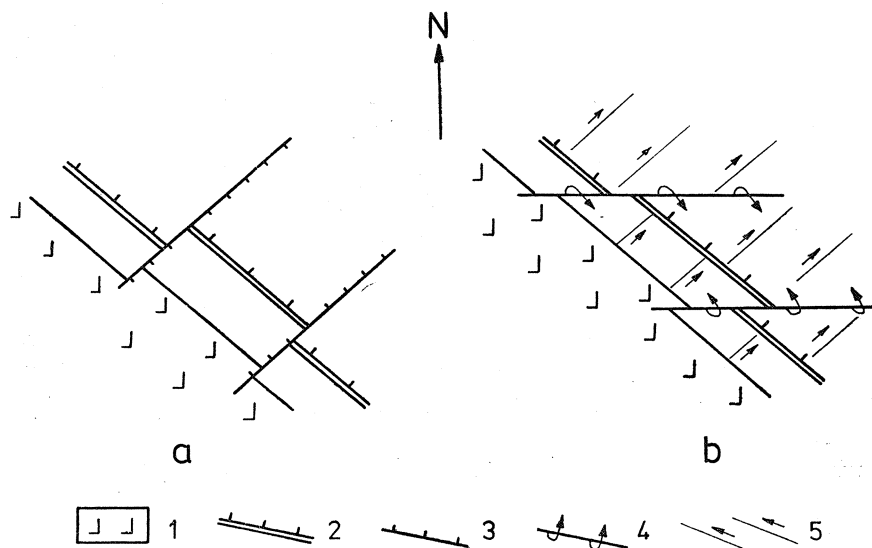


Fig. 6. Schemat tektoniki południowo-zachodniej części monokliny przedsudeckiej. a — według dotychczasowych poglądów na budowę monokliny przedsudeckiej, b — ujawniony w obszarze miedzionośnym w wyniku robót górniczych: 1 — blok przedsudecki, 2 — strefy dyslokacyjne o przebiegu NW-SE, należące do systemu uskoków środkowej Odry, 3 — uskoki o przebiegu NE-SW, 4 — dyslokacje inwersyjne o orientacji zbliżonej do W-E, 5 — dominujący kierunek poziomych przemieszczeń

Fig. 6. Scheme of tectonics of the south-western part of the Fore-Sudetic Monocline. a — according to the hitherto existing views of the structure of the Fore-Sudetic Monocline, b — revealed in the copper-bearing area, as a result of mining works: 1 — Fore-Sudetic Block, 2 — dislocation zones, running NW-SE, which belong to the fault system of the middle part of the Odra River, 3 — faults running NE-SE, 4 — inverse dislocations, whose orientation is getting on for W-E, 5 — prevailing direction of horizontal displacements

zienia” od innych linii tektonicznych, nigdy natomiast nie tworzą odrębnych stref dyslokacyjnych.

Duża ilość deformacji nieciągłych o kierunku NW—SE, tj. zgodnym z przebiegiem strefy dyslokacyjnej środkowej Odry sugeruje, że analogiczne odpowiedniki powinny istnieć dla stref o orientacji NE—SW. Takiej zależności dotychczas nie stwierdzono, a w związku z tym aktualny schemat tektoniki obszaru miedzionośnego nie pokrywa się z regionalnymi rysami budowy tektonicznej monokliny. Odmienny obraz budowy sugeruje także obecność stref dyslokacyjnych o przebiegu zbliżonym do równoleżnikowego. Nie były one uwzględniane w dotychczasowych konstrukcjach map geologicznych monokliny, aczkolwiek istnienie ich na obszarze miedzionośnym stwierdzono już w oparciu o wiercenia (T o m a-

szewski, 1963; Preidl, 1967). W rzeczywistości są one mniej liczne, mają nieco inny przebieg i budowę, aniżeli zakładano to pierwotnie, tworzą jednak wyraźne strefy reprezentowane przez szereg uskoków. Analiza materiału obserwacyjnego z kopalń sugeruje więc, że pionowe przemieszczenia ogólnie rzecz biorąc miały miejsce wzdłuż linii o przebiegu NW—SE (od WNW—ESE do NNW—SSE) i W—E (od W—E do ENE—WSW). Kierunek NE—SW uzewnętrznia się natomiast wyłącznie jako przesunięcia poziome i reprezentowany jest przez uskoki typu przesuwczego. Ten typ deformacji i o analogicznej orientacji stwierdzony został również przez Lisiakiewicza (1969) w niecce północnosudeckiej. Sumująca się amplituda tych ruchów była najprawdopodobniej różna w poszczególnych częściach monokliny. Należy stąd wnosić, że zmienne zasięg granic utworów permu i mezozoiku na powierzchni podtrzęciorzędowej ukształtowany został w efekcie pionowych przemieszczeń o przebiegu równoleżnikowym oraz uskoków przesuwczych ustawionych przede wszystkim w kierunku NE—SW. Przesunięcia poziome o tym kierunku wpływały być może na reorientację stref tektonicznych reprezentujących system NW—SE.

Powierzchnia rozpoznana wyrobiskami górniczymi jest jeszcze zbyt mała, aby wnioski na temat tektoniki można było w sposób pewny uogólniać na większy obszar monokliny. Przedstawione spostrzeżenia dotyczą południowo-zachodniej jej części, obejmującej strefę podtrzęciorzędowych wychodni permu w okolicach Lubina i Polkowic, jak również obszar sąsiadujący bezpośrednio z kopalniami po upadzie aż po Głogów. Obecność równoleżnikowych stref dyslokacyjnych oraz przemieszczanie przez nie uskoków systemu NW—SE w istotny sposób zmienia przebieg kontaktu utworów permu z blokiem przedsudeckim. W efekcie zmienia się również obraz podtrzęciorzędowych wychodni czerwonego spągowca, cechsztynu i pstrego piaskowca, a także rozmieszczenie bloków tektonicznych wytworzonych w wyniku przecinania się obydwu kierunków dyslokacji (fig. 6).

Zakład Geologii Stosowanej  
Zakłady Badawcze i Projektowe Miedzi  
„Cuprum”, Wrocław

#### WYKAZ LITERATURY REFERENCES

- Ażgirey G. D. — Ажгирей Г. Д. (1956), Структурная геология. Изд. Московского Университета.  
Calikowski J., Marek S., Znosko J. (1971), Rozważania o ewolucji i migracji bituminów na Niżu Polskim (On Evolution and Migration of Bitumens in the Polish Lowland Area). *Kwart. geol.*, 15, 2, p. 373—391.

- Dadlez R., Marek S. (1969), Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niżu Polskiego (Structural Style of the Zechstein-Mezozoic Complex in Some Areas of the Polish Lowland). *Kwart. geol.*, 13, 3, p. 543—565.
- Harańczyk Cz. (1972), Mineralizacja kruszcowa dolnocechsztyńskich osadów euksynicznych monokliny przedsudeckiej (Ore mineralization of the Lower Zechstein euxenic sediments in the Fore-Sudetic Monocline). *Arch. miner.*, 30, 1—2, p. 13—171.
- Jarosz J. (1968), Charakterystyka mineralogiczno-petrograficzna złoża „Lubin” (Mineralogical and petrographic characteristic of the Lubin deposit). *Rudy i Met. nieżel.*, 13, 12, p. 625—634.
- Kłapciński J. (1964), Stratygrafia cechsztynu okolic Lubina, Sieroszowic i Wschowy (Stratigraphy of the Zechstein in the Areas of Lubin, Sieroszowice and Wschowa). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 34, 1—2, p. 65—93.
- Kłapciński J. (1971), Litologia, fauna, stratygrafia i paleogeografia permu monokliny przedsudeckiej (Lithology, fauna, stratigraphy and palaeogeography of the Permian in the Fore-Sudetic Monocline). *Geologia Sudetica*, 5, p. 77—135.
- Konstantynowicz E. (1959), Złoże rud miedzi w strefie przedsudeckiej (The copper deposits in the forepart of Sudety-mountains). *Rudy i met. nieżel.*, 4, 1, p. 4—10.
- Krasoń J., Sokołowski J. (1966), Mapa geologiczna Sudetów i obszaru przedsudeckiego. Skala 1:500 000. Wyd. Geol.
- Książkiewicz M. (1968), Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliuszowych (Observations on jointing in the Flysch Carpatians). *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pol.)*, 38, 2—3, p. 335—384.
- Lisiakiewicz St. (1969), Budowa geologiczna i analiza mineralogiczna złoża miedzi w niecce grodzieckiej (Geological structure and mineralogical analysis of a copper deposit in the Grodziec Basin). *Biul. Inst. Geol.*, 217, p. 1—105.
- Marek S., Znosko J. (1972), Historia rozwoju geologicznego Kujaw. (History of Geological Development of the Kujawy Region). *Kwart. geol.*, 16, 2, p. 233—248.
- Milewicz J. (1973 a), Próba poznania struktury depresji północnosudeckiej (An attempt to recognize the structure of the North-Sudetic depression). *Prz. geol.*, 21, 1, p. 6—13.
- Milewicz J. (1973 b), Przekrój geologiczny przez depresję północno-sudecką (Geological Section Through the North-Sudetic Depression). *Kwart. geol.*, 17, 1, p. 45—56.
- Oberc J. (1967 a), Podział geologiczny Polski (Geological Division of Poland). *Kwart. geol.*, 11, 2, p. 389—410.
- Oberc J. (1967 b), Budowa geologiczna terenów XL Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego (w Zgorzelcu) (Tectonic structure of the area of the XL Meeting of the Polish Geological Society (at Zgorzelec)). *Prz. geol.*, 15, 6, p. 253—261.
- Oberc J., Tomaszewski J. (1963), Niektóre zagadnienia stratygrafii i podziału cechsztynu monokliny wrocławskiej (Some problems of stratigraphy and subdivision of Zechstein in the Wrocław monocline). *Prz. geol.*, 11, 12, p. 505—509.
- Oberc J., Salski W. (1968), Fałdy i spękania w skałach dolnocechsztyńskich na obszarze szybu wschodniego kopalni Lubin (Folds and factures in the Lower Zechstein rocks near the eastern shaft of the Lubin mine). *Kwart. geol.*, 12, 3, p. 519—536.
- Podemski M. (1965), Rozwój sedymentacji utworów cechsztynu w rejonie Lubina Legnickiego — Sieroszowic (Development of sedimentation of the Zechstein deposits in the region Lubin Legnicki — Sieroszowice). *Kwart. geol.*, 8, 1, p. 115—129.

- Preidl M. (1967), Budowa tektoniczna obszaru Lubina i Sieroszowic (Tectonic structure of the Lubin and Sieroszowice area). *Prz. geol.*, 15, 6, p. 265—267.
- Rydzewski A. (1969), Petrografia łupków miedzionośnych cechsztynu na monoklinie przedsudeckiej (Petrography of the copper-bearing Zechstein shales in the Fore-Sudetic Monocline (Lower Silesia)). *Biul. Inst. Geol.*, 217, p. 113—167.
- Salski W. (1968), Charakterystyka litologiczna i drobne struktury łupków miedzionośnych monokliny przedsudeckiej (Lithologic description and fine structures of copper-bearing shales in the Fore-Sudetic Monocline). *Kwart. Geol.*, 12, 4, p. 855—873.
- Salski W. (1975 a), Tektonika okolic Lubina (Tectonics of the Lubin area). *Biul. Inst. Geol.*, 287, p. 61—198.
- Salski W. (1975 b), Zmiany układu spękań w cechsztyńskich skałach węglanowych monokliny przedsudeckiej (Variations of the joint patterns in the Zechstein carbonate rocks of the Fore-Sudetic Monocline). *Kwart. geol.*, 19, 3, p. 583—595.
- Sitter L. U. (1956). *Structural Geology*. McGraw-Hill Book Company. Inc. New York.
- Sokołowski J. (1967), Charakterystyka geologiczna i strukturalna obszaru przedsudeckiego (Geology and structure of the Sudetic Foreland). *Geologia Sudetica.*, 3, p. 297—367.
- Sokołowski J. (1974), Geodynamika rozwoju oraz prawidłowości rozmieszczenia węglowodorów obszaru przedsudeckiego (Geodynamics in the development and regularity of distribution of hydrocarbons in the Sudetic Foreland). *Acta geol. pol.*, 24, 4, p. 601—630.
- Tomaszewski J. (1963), Tektonika brzeżnej części monokliny przedsudeckiej (The Tectonic Structure of the Marginal Part of the Pre-Sudetic Monocline). *Rudy i Met. nieżel.*, 8, 6, p. 207—210.
- Wyżykowski J. (1958), Poszukiwanie rud miedzi na obszarze strefy przedsudeckiej (Research of copper ores in the fore-sudetic zone). *Prz. geol.*, 6, 1, p. 17—22.
- Wyżykowski J. (1963), Najnowsze wyniki badań geologicznych w rejonie Kozuchowa (The recent results of geological investigations in the Kozuchów region). *Prz. geol.*, 11, 4, p. 182—187.

## SUMMARY

The subject of tectonic studies was the area situated in the southwestern part of the Fore-Sudetic Monocline in the vicinity of Lubin and Polkowice (figs 1 & 4). Rotliegendes, Zechstein and Buntsandstein rocks participate in its structure. Rotliegendes is represented mainly by fine-grained sandstones. Zechstein starts with sandy deposits of Weisliegendes and copper-bearing shales; it is overlain by dolomites and limestones, anhydrites and clayey shales. Buntsandstein consists of sandstones with clayey shale intercalations. Those deposits spread out in the direction NE—SE and dip monoclinaly towards N—E, at an angle of 2—6°. The rock series, mentioned above, are overlain discordantly by the Tertiary and Quaternary.

The sedimentary complex of the Fore-Sudetic Monocline adjoins from S—W the Fore-Sudetic Block, composed of crystalline rocks (fig. 1),

mainly of the Proterozoic age. In the neighbourhood of the Block there are a number of faults, whose throws are from several dozen to over 100 metres, oriented NW—SE. They constitute the dislocation system of the middle part of the Odra River (Oberc, 1967 b). On the grounds of numerous drillings done in the vicinity of Lubin and Polkowice, there have been also ascertained faults running SW—NE, W—E and N—S (Tomaszewski, 1963; Preidl, 1967). They all fade out in the top of Buntsandstein and do not affect the continuity of Tertiary beds. The tectonic model, revealed by means of bore-holes, pointed to a simple, block structure of the Permian-Mesozoic complex.

The development of mining industry in that region has greatly increased the possibilities of tectonic surveying. In the base of Zechstein deposits there have been found indications of mesotectonic intraformational deformations, commonly represented by small structural forms. They are, above all, drag folds whose axes are oriented NW—SE and, subordinately, W—E. Two generations of fault striae and slickensides surfaces, running SW—NE and S—N (fig. 2), correspond to them geometrically and genetically. There also occur frequent small thrusts, tectonic wedges, small synclines and anticlines and detached sandstone blocks among shales and dolomites. Longer axes of those forms are oriented NW—SE. Truncations and displacements of the surface of joints, faults and mineral veins are due to intraformational movements.

Within Zechstein and Buntsandstein deposits there have been found brachysynclinal and brachyantyclinal forms, whose inclination of limbs is up to several degrees. Axes of most of them extend NW—SE. Local deviations of the strike of beds and the direction of dip within the monocline are connected with the formation of those structures.

Apart from the morphological differentiation of intraformational deformations, the geological structure of the Permian-Mesozoic complex was mostly the result of faulting tectonics. The prevailing dislocations are those running NW—SE and W—E, as well as faults of the strike-slip type. The main characteristics of the first group of dislocations are: variable spatial orientation (from NNW—SSE to WNW—ESE), great differentiation of amount of throws and their horizontal extent, concentration in particular zones, and predominance of displacements of the gravitational type. It is characteristic of parallel faults that they have considerable throws and are reversed. Faults oriented NW—SE fade out on them or are slipped (fig. 4). Strike-slip faults are a frequent phenomenon, especially in Zechstein limestone-dolomite rocks. They are characterized by diversified orientation; the prevailing direction is, however, that of SW—NE or SSW—NNE.

In Permian and Triassic deposits joints constitute two conjugated systems ( $S_1$  and  $S_2$ , and  $P_1$  and  $P_2$ ), as well as a single set of joints D (fig. 5). The above arrangement underwent locally advances modifica-

tions, as far as the number of directions and the percentage of joints in them are concerned. Morphology of the surfaces of joints, their spatial extent and frequency of occurrence are very diversified. Analogously to the faults, the whole system of joints had been undergoing reorientation.

A considerable differentiation of orientation of individual tectonic forms, rebuilding a part of them, as well as regional conditions point to a polyphases structural development of the copper-bearing area (Milewicz 1973 a, Oberc 1967 a, Salski 1975 a, Sokołowski 1967).

The Laramide phase was the strongest one within the Fore-Sudetic Monocline, which resulted in its final formation. That phase, most probably, is responsible of formation of brachysynclines and brachyantyclines, mesotectonic intraformational deformations and strike-slip faults. All tectonic forms that had been undergoing repeated deformations are older and were formed in the Kimmeridgian phase. The present state of geological investigations enable us to distinguish several stages in the development of the area under discussion:

1. Formation of faults, running NW—SE, and joints representing the direction  $S_1$ ,  $S_2$ , and D, at the time of the Kimmeridgian movements.

2. Cicatrization of fractures in the Permian and Buntsandstein rocks by gypsum, barite and calcite and, in the ore-bearing horizon — by copper sulphides.

3. Formation of dislocation zones of the parallel course and the conjugated system of joints  $P_1$  and  $P_2$  at the beginning of the Laramide phase. Development of intraformational displacements oriented S—N, and strike-slip faults.

4. Formation of brachysynclines and brachyantyclines, mesotectonic-intraformational deformations and strike-slip faults oriented SW—SE, at the time of full intensification of the Laramide phase.

5. Formation of younger system of faults, oriented NW—SE, and further development of fissures at the closing phase of the Laramide revolution.

The tectonic model of copper-bearing area presented above differs from the hitherto existing views of the structure of the Monocline. Its most essential characteristics are: the presence of two fault directions: NW—SE and W—E, occurrence of brachysynclines and brachyantyclines, mesotectonic intraformational deformations and strike-slip faults. The model has not confirmed, however, the existence of dislocation zone of the course SW—NE or SSW—NNE (Krasoń, Sokołowski 1966, 1967, Wyżykowski 1963). Such an arrangement changes essentially the distribution of tectonic blocks (fig. 6).

translated by E. Smolak

„Cuprum”, Wrocław

mailing adress:

54-233 Wrocław, ul. Niedźwiedzia 20/25