

Ewa HERBICH

ANALIZA TEKTONICZNA SIECI USKOKOWEJ GÓRNOŚLĄSKIEGO ZAGŁĘBIA WĘGLOWEGO

(31 fig.)

A tectonic analysis of the fault network of the Upper Silesia Coal Basin

(31 Figs.)

Ewa Herbich: A tectonic analysis of the fault network of the Upper Silesia Coal Basin. Summary. Ann. Soc. Geol. Poloniae, 51—3/4: 383—434, 1981 Kraków.

Abstract: The author demonstrates a polysynthetic character of the fault network of the Upper Silesia Coal Basin. The genesis of the network is connected with the process of regional uplifting and the accompanying relaxation. This process involved vertical movements of respective blocks of the sub-Carboniferous basement. The fault network formed during Variscian movements in the Carboniferous was reproduced in younger deposits (mainly Triassic and Tertiary).

Key words: fault tectonics, fault genesis, history of tectonic movements, Upper Silesia Coal Basin, Poland.

Ewa Herbich: Instytut Geologiczny, Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

manuscript received: June, 1980

accepted: september 1980

Treść: Autorka wykazuje polisyntetyczny charakter sieci uskokuwej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Geneza sieci uskokuw związana jest z procesem regionalnego dźwigania i towarzyszącego mu odprężania. Proces ten odbywał się z udziałem pionowych ruchów poszczególnych bloków podłoża podkarbońskiego. Utworzona w czasie ruchów waryscyjskich w karbonie sieć uskokuw była reprodukowana w utworach młodszych (głównie triasowych i trzeciorzędowych).

WPROWADZENIE

W latach 1973—1977 autorka prowadziła badania sieci uskokowej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Obszar objęty badaniami sięgał do linii nasunięcia orłowskiego (fig. 1). Celem pracy było określenie charakteru sieci uskokowej i w miarę możliwości, jej genezy i ewolucji.

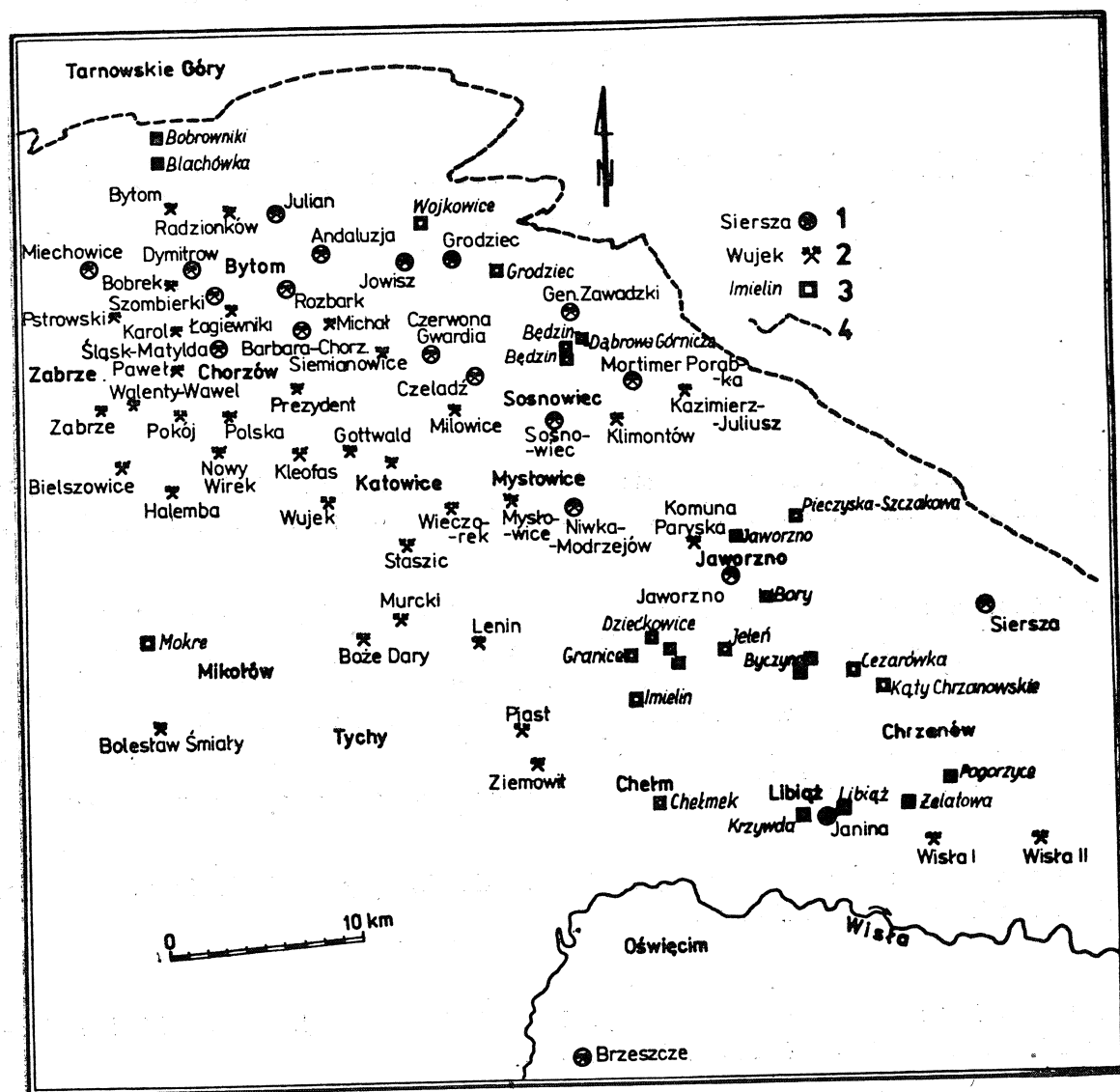


Fig. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań. 1 — kopalnia, w której autorka wykonywała pomiary i korzystała z materiałów archiwalnych działu mierniczego-geologicznego; 2 — kopalnia, w której wykorzystane materiały pochodzą z dokumentacji geologicznej; 3 — odsłonięcie utworów triasowych, w którym autorka wykonywała pomiary; 4 — granica GZW wg A. Kotasa, 1973

Fig. 1. A location map of the investigated mines and outcrops. 1 — the coal-mine in which the author took measurements and made use of archival materials of the geological-survey department; 2 — the coal-mine in which the materials used come from geological documentation; 3 — the exposure of Triassic deposits, in which the author took measurements; 4 — the boundary of the Upper Silesia Coal Basin according to Kotas, 1973

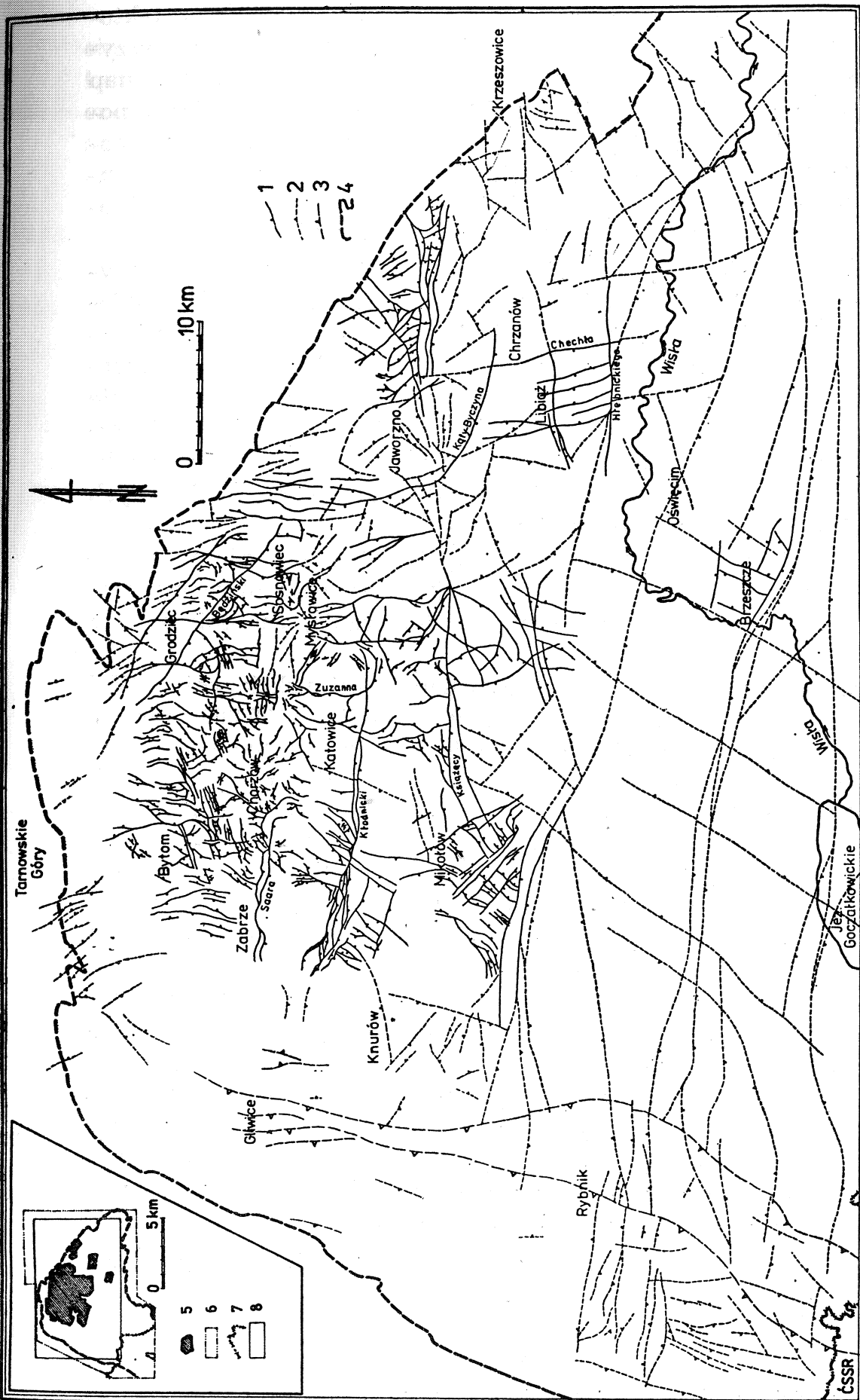


Fig. 2. Mapa sieci uskokuwej w utworach górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. 1 — uskok zlokalizowany na podstawie dokumentacji geologicznej kopalń węgla GZW (nazwy zaczerpnięte z dokumentacji); 2 — uskok przeniesiony z „Mapy geologicznej GZW odkrytej po karbon” w skali 1:100 000 wg Kotasa, 1973; 3 — nasunięcie, lokalizacja z mapy j.w.; 4 — granica GZW z mapy j.w.; 5 — obszar opracowany przez autorkę na podstawie dokumentacji geologicznych kopalń węgla GZW; 6 — obszar opracowany przez Kotasa, 1973; 7 — granica państwa; 8 — ramka mapy głównej

Fig. 2. A map of the fault network in the Carboniferous of the Upper Silesia Coal Basin. 1 — fault located on the basis of geological documentation of coal-mines (names taken from the documentation); 2 — fault transferred from the “Geological map of the Upper Silesia Coal Basin 1:100 000”, acc. to Kotas, 1973; 3 — overthrust, located according to the map mentioned above; 4 — boundary of the Upper Silesia Coal acc. to the map mentioned above; 5 — area worked out by the author on the basis of geological documentation of coal-mines; 6 — area worked out by Kotas, 1973; 7 — state boundary; 8 — frame of the main map

Materiał wyjściowy dotyczący drobnych i średnich struktur tektonicznych z utworów karbońskich pochodził w głównej mierze ze wszystkich dostępnych materiałów kopalnianych, a więc: z planów i map pokładowych w skalach 1:10 000, 1:5000 i 1:1000, z dzienników pomiarowych, przekrojów geologicznych i innych opracowań służby geologicznej górnictwa węglowego. Autorka korzystała także z map opublikowanych przez Doktorowicza-Hrebnińskiego (1959, 1960, 1966), Kotasę (1973) i Żero (1956, 1957) w skalach 1:100 000 i 1:50 000.

Badania własne, które przyniosły ok. 40% materiałów, autorka wykonywała w kopalniach węgla kamiennego należących do Dąbrowskiego, Jaworznicko-Mikołowskiego, Katowickiego, Bytomskiego i częściowo Zabrzeńskiego Zjednoczenia Przemysłu Węglowego. Badania były prowadzone na różnych poziomach eksploatacyjnych. Były to obserwacje i pomiary tektoniczne w najbliższym sąsiedztwie powierzchni uskokuwanych ze szczególnym uwzględnieniem orientacji drobnych struktur tektonicznych. Obserwacje i pomiary tektoniczne w utworach triasowych autorka wykonywała na powierzchni terenu.

Analiza objęła zjawiska tektoniczne występujące głównie w utworach karbonu i triasu, częściowo trzeciorzędu. Pominęto utwory permskie, ze względu na ich peryferyczne występowanie, zasadniczo poza obszarem Zagłębia.

Kartograficznym efektem pracy jest mapa sieci uskokuwej GZW¹ odnosząca się do stropu utworów karbonu w skali 1:100 000, opracowana na podstawie materiałów kartograficznych niepublikowanych — głównie map strukturalnych stropu karbonu obszarów górniczych Zagłębia w skali 1:25 000 i 1:50 000, map pokładowych i kopalnianych oraz materiałów kartograficznych opublikowanych (patrz s. 2) — fig. 2.

Autorka serdecznie dziękuje doc. drowi hab. Wojciechowi Jaroszewskiemu za stałą pomoc i opiekę naukową. Liczne dyskusje, uwagi i spostrzeżenia dotyczące wielu zagadnień związanych z podjętym tematem w wielu przypadkach przyczyniły się do ich rozwiązania.

Serdeczne podziękowania przekazuje autorka również służbie górniczej i geologicznej Śląska i Zagłębia, za okazaną życzliwość i pomoc w udostępnieniu materiałów kopalnianych oraz przy wykonywaniu pomiarów w kopalniach. Szczególnie dziękuję drowi A. Kotasowi z Instytutu Geologicznego w Sosnowcu, inż. I. Marczewskiej z Dąbrowskiego Zjednoczenia Przemysłu Węglowego, mgr inż. H. Obrębskiej z kopalni Julian, mgrowi inż. A. Cebo i inż. Z. Urbankowi z kopalni Sierśza oraz mgrowi inż. A. Wodeckiemu z kopalni Jowisz.

Osobno dziękuję mojemu mężowi Piotrowi Herbichowi za prace kreślarskie.

¹ Stosowany dalej skrót nazwy Górnośląskie Zagłębie Węglowe.

Analizę tektoniczną sieci uskokowej autorka przeprowadziła w oparciu o interpretację ogólnej budowy geologicznej, a szczególnie struktury prekambriu GZW wg Kotasa (1968, 1972, 1975), nawiązując zwłaszcza do koncepcji zależności struktur karbonu produktywnego od skonsolidowanego podłoża, opartej na materiale geofizycznym i wiertniczym (fig. 3).

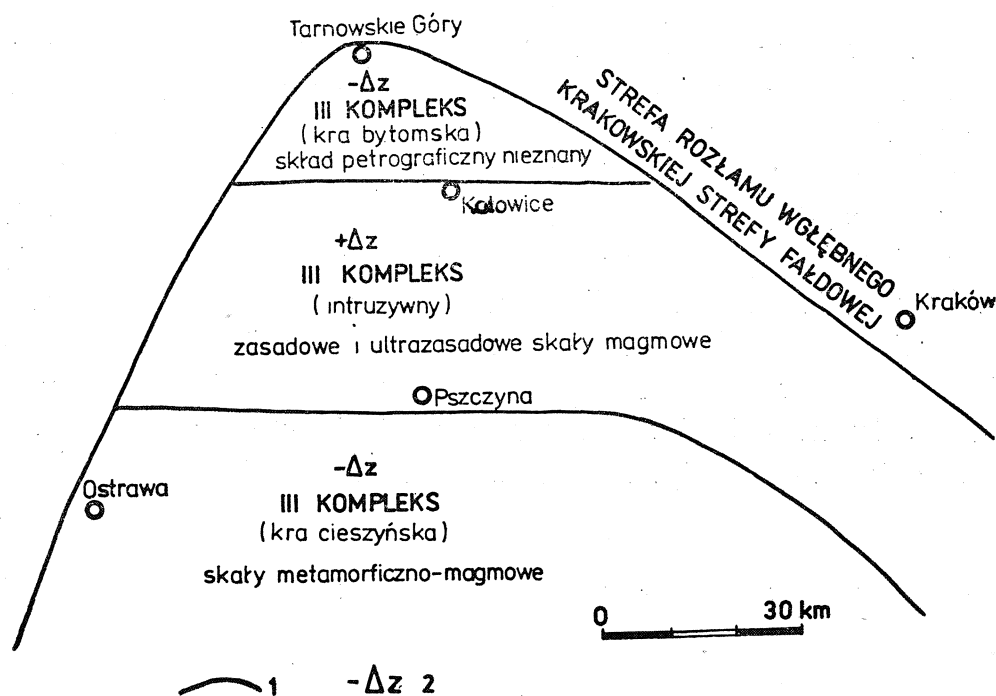


Fig. 3. Granice prekambryjskich kompleksów strukturalnych, wg Kotasa, 1972.
1 — granice kompleksów strukturalnych; 2 — przyrosty anomalii grawimetrycznych

Fig. 3. Boundaries of Precambrian structural complexes, according to Kotas, 1972.
1 — boundaries of structural complexes; 2 — increases in gravimetric anomalies

GEOMETRIA SIECI USKOKOWEJ W UTWORACH KARBOŃSKICH

Pojęcie geometrii sieci uskokowej obejmuje dwa aspekty: 1) kierunki i rozmieszczenie uskoków w przecięciu z płaszczyzną poziomą, oraz 2) charakterystykę uskoków w przekroju pionowym, ich geometrię wglębną: nachylenie powierzchni uskokowej i jego zmiany wraz z głębokością, zasięg wglębny uskoku oraz kierunek i wielkość przemieszczenia.

Charakter kinematyczny uskoków GZW był określany przez dotychczasowych badaczy prawdopodobnie wyłącznie na podstawie przemieszczenia pozornego, a więc stosunku nachylenia powierzchni uskokowej do zwrotu pozornego przemieszczenia warstwy w danym przekroju, nie

zaś stosunku nachylenia powierzchni uskokowej do zwrotu przemieszczenia rzeczywistego skrzydeł (por. Jaroszewski 1974, s. 86). Przekroje kopalniane pozwalają odczytać tylko zrzut warstwy czy warstw, nie zaś ślizg całkowity uskoku. Z tej przyczyny w dotychczasowych wnioskach tektonicznych zostały pominięte uskoki przesuwcze. Autorce udało się rozpoznać przesuwczy czy zrzutowo-przesuwczy charakter wielu uskokuw na podstawie cech geometrycznych linii uskokowych (patrz niżej) oraz za pomocą wskaźników drobnostrukturalnych (rozdz. 4). Opierając się na wyżej wymienionych kryteriach, autorka rozpoznała uskoki normalne, odwrócone, zrzutowo-przesuwcze bądź przesuwcze. Rozmieszczenie geograficzne tych typów uskokuw związane jest genetycznie z podłożem GZW, z kształtem Zagłębia i z jego zróżnicowaną budową strukturalną.

W związku z niepewnością wyznaczenia przemieszczenia całkowitego, w zastępstwie terminu „ślizg całkowity uskoku” autorka używa w większości przypadków terminu „amplituda uskoku”, gdy jest do dyspozycji tylko szacunkowa i nieco hipotetyczna wielkość ślizgu. W takich przypadkach, z braku danych, amplituda oznacza często po prostu rozsuniecie upadowe (patrz Jaroszewski 1974, s. 92).

ZESPOŁY I UKŁADY GEOMETRYCZNE USKOKÓW

Z różnokierunkowej sieci uskokowej Zagłębia autorka wyodrębniła zespoły i układy geometryczne uskokuw. Pod pojęciem zespołu autorka rozumie zbiór uskokuw o określonej orientacji, posiadających prócz

Fig. 4. Układy geometryczne uskokuw występujące w GZW. A. Układ promienisty i koncentryczny uskokuw na obszarze górniczym kopalni Piast. Fragment mapy strukturalnej stropu karbonu w skali 1:5000 (wg W. Jedziniaka) pomniejszony. B. Układ prostokątny uskokuw na obszarze górniczym kopalni Bolesław Śmiały. Fragment mapy stropu karbonu w skali 1:10 000 (wg E. Skoczylasa) pomniejszony. C. Kulisowe układy uskokuw z północnego obrzeżenia GZW. Fragment mapy geologicznej GZW, odkrytej po karbon w skali 1:100 000 (wg Kotasa, 1973) pomniejszony. 1 — granica GZW

Fig. 4. Geometrical arrangements of faults in the Upper Silesia Coal Basin. A. Radial and concentric arrangement of faults in the mining area of the Piast coal-mine. A fragment of a structural map of the Carboniferous top on the scale of 1:5000 (according to Jedziniak), reduced. B. Rectangular arrangement of faults in the mining field of the Bolesław Śmiały coal-mine. A fragment of map of the Carboniferous top on the scale of 1:10 000 (according to Skoczylas), reduced. C. En echelon arrangement of faults from the northern margin of the Upper Silesia Coal Basin. A fragment of the “Geological Map of the Upper Silesia Coal Basin 1:100 000” (acc. to Kotas, 1973), reduced. 1 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin

Murcki

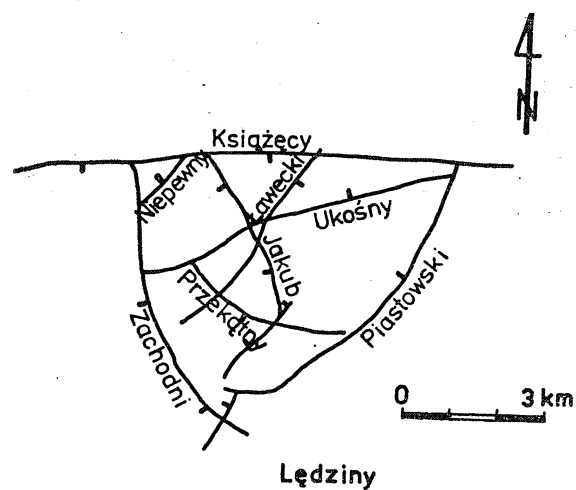


Fig. 4 a

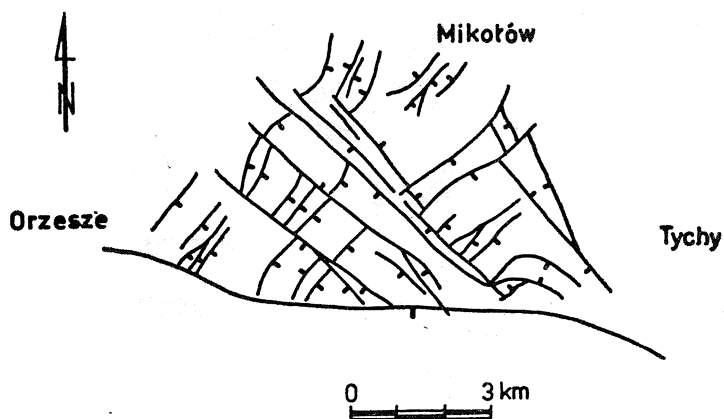


Fig. 4 b

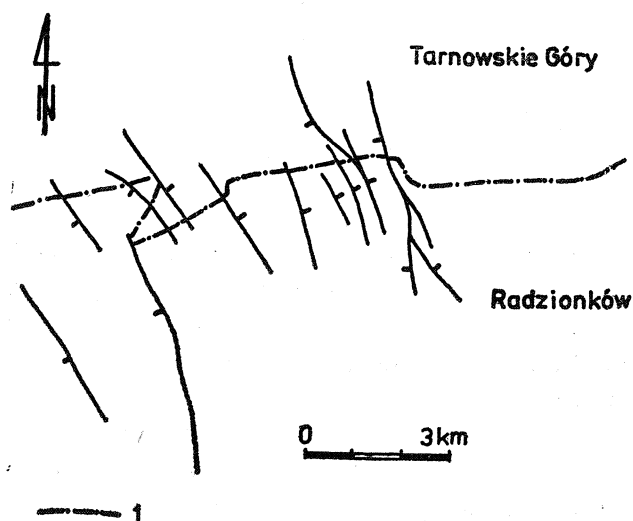


Fig. 4 c

tego pewne inne cechy wspólne przemawiające za jednakową genezą. Niekiedy zespoły uskoków grupują się w mniej lub bardziej regularne układy, stanowiące pewną całość geometryczną i genetyczną. Na badanym obszarze autorka zaobserwowała cztery rodzaje układów geometrycznych uskoków: promieniste, koncentryczne, prostokątne i kulisowe (fig. 4). Sąsiadowanie ze sobą tych układów i ich zmienność pozio-

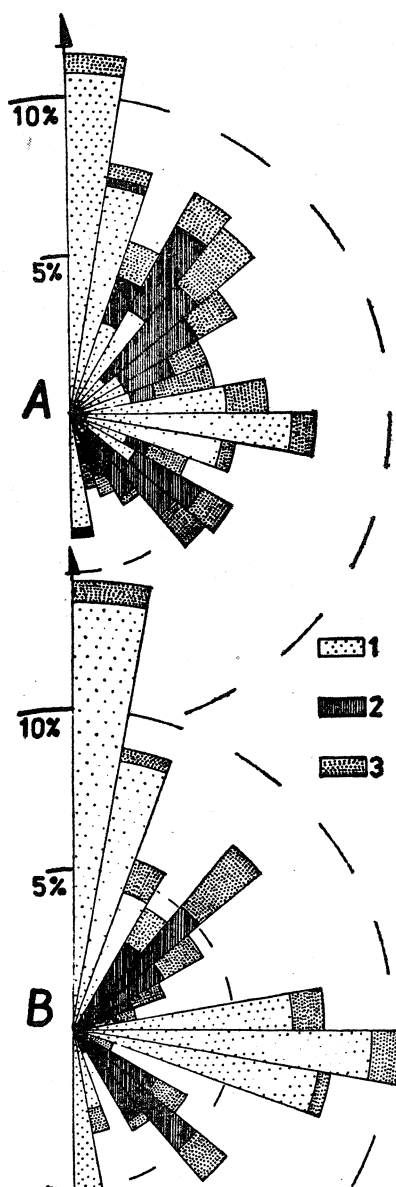


Fig. 5. Diagram kierunkowy uskoków w utworach karbońskich GZW. A. Diagram kierunkowy pomiarów biegów uskoków w utworach karbońskich. 1252 pomiary biegów 514 uskoków. B. Diagram kierunkowy uśrednionych biegów uskoków w utworach karbońskich. 514 uskoków. 1 — uskoki południkowe i równoleżnikowe; 2 — uskoki o kierunkach NW—SE i NE—SW; 3 — uskoki promieniste

Fig. 5. A diagram of fault directions in Carboniferous deposits of the Upper Silesia Coal Basin. A. Directions of fault strikes on Carboniferous deposits. 1252 measurements of 514 faults. B. Mean fault strikes in Carboniferous deposits. 514 faults. 1 — meridional and parallel faults; 2 — faults oriented NW—SE and NE—SW; 3 — radial faults

ma wskazują na zróżnicowany geograficznie charakter procesów uskokotwórczych.

Diagram kierunkowy uskoków (fig. 5), w którym uwzględniono uskoki pojedyncze oraz występujące w zespołach i układach geometrycznych (prócz uskoków koncentrycznych oraz uskoków drugiego rzędu — głównie kulisowych) pokazuje, że na obszarze Zagłębia, w utworach paleozoicznych, mezozoicznych i kenozoicznych, występują następujące kierunki uskoków:

- 1) kierunek w przybliżeniu południkowy: 340° — 30°
- 2) kierunek w przybliżeniu równoleżnikowy: 80° — 110°
- 3) kierunek w przybliżeniu NW—SE: 120° — 150°
- 4) kierunek w przybliżeniu NE—SW: 30° — 70°
- 5) uskoki promieniste o kierunkach: 0° — 350°

Szeroki zakres zmienności azymutów wynika ze znacznej nieregularności linii uskokowych większości uskoków (patrz niżej).

DYSTRYBUCJA GEOGRAFICZNA USKOKÓW

Z rozmieszczenia geograficznego kierunków uskokowych występujących w utworach karbońskich wynika, że są to w większości kierunki prostopadłe i równoległe do sąsiednich głównych linii strukturalnych Zagłębia (fig. 6). Liniami tymi są: równoleżnikowe granice pomiędzy prekambryjskimi kompleksami strukturalnymi w podłożu Zagłębia, południkowe dyslokacje głębokiego podłoża przejawiające się w sedymentacji serii produktywnej (patrz s. 419) oraz wschodnia i zachodnia granica Zagłębia. Odpowiednio zorientowane uskoki to: równoleżnikowe uskoki zgromadzone głównie w środkowej i południowej części Zagłębia, uskoki południkowe występujące niemal na całym obszarze Zagłębia, uskoki o przybliżonym kierunku NW—SE występujące głównie w bezpośrednim sąsiedztwie granicy wschodniej oraz uskoki o kierunku w przybliżeniu NE—SW zaznaczające się na całym obszarze GZW z największym nagromadzeniem w jego północno-zachodniej części. Rozmieszczenie układów geometrycznych uskoków wykazuje ściśle zależność od fałdowo-uskokowej tektoniki Zagłębia (patrz s. 421).

ZMIANY NACHYLENIA POWIERZCHNI USKOKOWEJ W PŁASZCZYZNIE UPADU

Kąty nachylenia powierzchni uskokowych uskoków występujących w utworach karbońskich GZW wynoszą najczęściej 65° — 75° (fig. 7). Z analizy nachyleń powierzchni uskokowych uskoków większych wy-

nika, że położenia uskoków drobnych pomierzonych bezpośrednio można uważać za miarodajny wskaźnik położenia wszystkich uskoków w utworach karbońskich. Autorka zaobserwowała zmiany nachylenia wielu powierzchni uskokowych (w płaszczyźnie upadu), które są najczęściej wynikiem niejednorodnej litologii serii produktywnej (fig. 8).

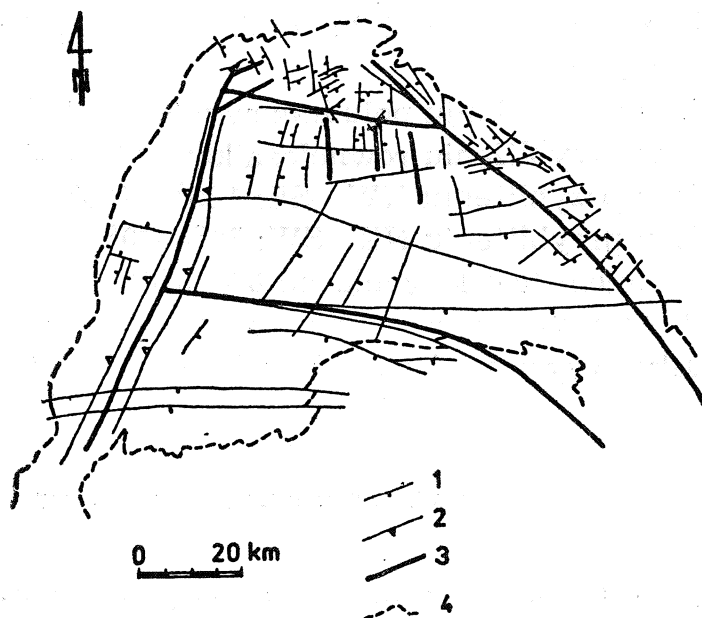


Fig. 6. Schemat rozmieszczenia uskoków na obszarze GZW na tle głównych nieciągłości podłoża podkarbońskiego. 1 — uskok; 2 — nasunięcie; 3 — nieciągłość podłoża podkarbońskiego; 4 — granica GZW

Fig. 6. A scheme of fault distribution in the Upper Silesia Coal Basin on the background of main discontinuities in the sub-Carboniferous basement. 1 — fault; 2 — overthrust; 3 — discontinuity of the sub-Carboniferous basement; 4 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin

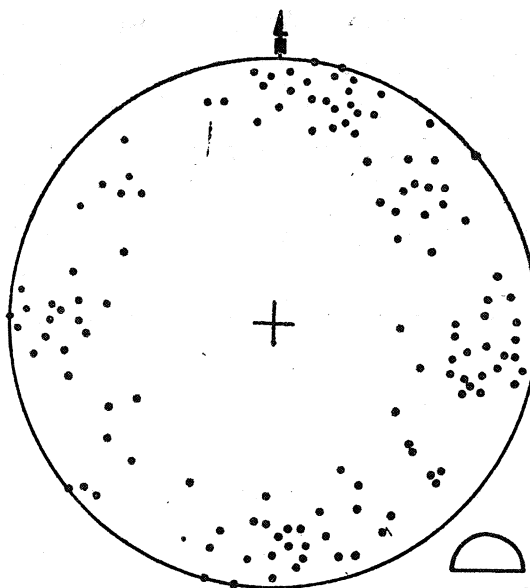


Fig. 7. Orientacja drobnych uskoków w utworach karbońskich

Fig. 7. Orientation of small faults in Carboniferous deposits

Są jednak zmiany w nachyleniu powierzchni uskokowych niezależne od litologii. Pod względem tych ogólnych zmian można wyróżnić uskoki: 1) o nachyleniu powierzchni uskokowych łagodniejącym z głębokością, 2) o powierzchniach uskokowych stromiejącym z głębokością (fig. 9) oraz 3) uskoki wykazujące w swych środkowych odcinkach

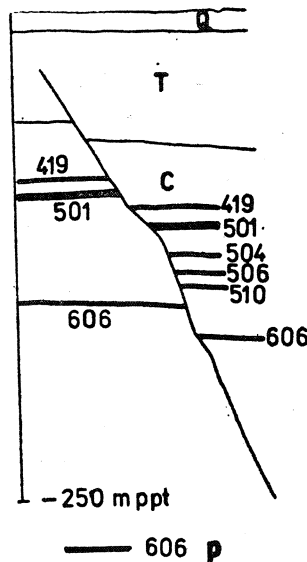


Fig. 8. Zmiany nachylenia powierzchni uskokowej (w płaszczyźnie upadu). Kopalnia Andaluzja, fragment przekroju geologicznego wg M. Błaszczyka. Q — czwartorzęd; T — trias; C — karbon; p — pokład węglowy

Fig. 8. Changes in inclination of the fault plane (in the plane of dip). The Andalusia coal-mine, a fragment of a geological cross-section acc. to Błaszczyk. Q — Quaternary; T — Triassic; C — Carboniferous; p — coal seam

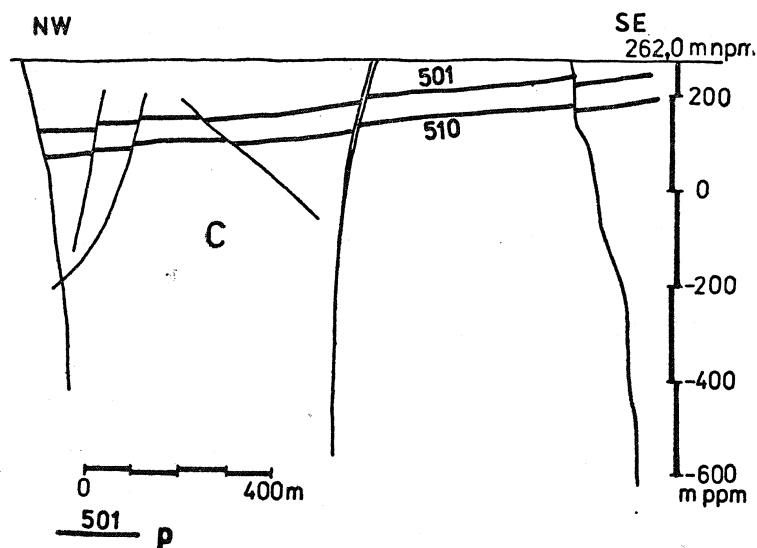


Fig. 9. Przekrój geologiczny przez fragment pola górniczego kopalni Michał (wg H. Kopera). C — karbon; p — pokład węglowy

Fig. 9. A geological cross-section through a fragment of a mining field of the Michał coal-mine (acc. to Kopera). C — Carboniferous; p — coal seam

(w przekroju pionowym) najmniejsze kąty nachylenia i wówczas zarazem największe amplitudy (tab. 1).

Ta ostatnia grupa jest szczególnie interesująca. Uskoki należące do niej występują na całym obszarze Zagłębia i w przeciwieństwie do dwóch pierwszych grup, które wykazują pewną prawidłowość w swym

Tabela 1

Zależność pomiędzy kątem nachylenia powierzchni uskokowej w partii środkowej uskoku a wielkością amplitudy ruchu /na podstawie materiałów kopalnianych/.

Nazwa uskoku	Orientacja uskoku	Nazwa kopalni	Kąt nachylenia pow. uskokowej w środkowej partii uskoku	Kąt nachylenia pow. uskokowej w górnej i dolnej partii uskoku	Wielkość amplitudy ruchu w środkowej partii uskoku	Wielkość amplitudy ruchu w górnej i dolnej partii uskoku
Rozny	NS	Jowisz	40°	65° ; 75+82°	9,2 m	2 m; 5 m
Hrebniokiego	NS	Jowisz	55°	65° ; 75°	40 m	12 m; 10 m
Centralny	NS	Śląsk	60°	65° ; 80°	100 m	20 m; 16 m
Alfred	NW-SE	Jowisz	55°	65° ; 72°	100 m	16 m; 75 m
Wanda	NS	Mysłowice	40°	50° ; 77°	80 m	40 m; 140 m

rozmieszczeniu, prawidłowości takiej nie wykazują. Przytaczane w literaturze tektonicznej prace teoretyczne i eksperymenty modelowe wykazały, że w pewnych przypadkach uskoki zaczynają się rozwijać od pewnego punktu jednocześnie w górę i ku dołowi, co jest związane z rozkładem naprężeń ścinających wzdłuż powstającego uskoku: najmniejsze naprężenia ścinające występują na jego końcach, największe w partiach środkowych (Anderson 1951, s. 167, 1968; Gzowski, Czertkova 1953, s. 490; Belousov, Gzowski 1964, s. 99; de Sitter 1964, s. 123). Wydaje się, że w przypadku rozważanych uskoków partie środkowe uskoku stanowią w przybliżeniu właśnie ów punkt początkowy, od którego uskok zaczął się rozwijać. Przemawia za tym zarówno najmniejsze nachylenie tego odcinka, jak i największa amplituda przemieszczenia wzdłuż niego. Zbiór punktów początkowych dla uskoków omawianego typu wyznaczałby zatem pewną „strefę inicjalną”, w której ścięcia te były zapoczątkowane. Strefa ta zaś mogłaby dać pogląd o położeniu powierzchni terenu z okresu uskokowania. Niekompletne dane, jakimi dysponowała autorka pozwalają jedynie sądzić, że owa „centralna strefa inicjalna” przebiegała w obrębie warstw siodłowych lub rudzkich. Opisany sposób rozwoju powierzchni uskokowej przedstawionych uskoków implikuje ich zrzutowy charakter.

Przedstawione zróżnicowanie uskoków (pod względem zmian w nachyleniu powierzchni uskokowej w płaszczyźnie upadu) jest, zdaniem autorki, wynikiem rozmaitego mechanizmu procesów uskokowych (patrz s. 419).

ZMIANY NACHYLENIA POWIERZCHNI USKOKOWEJ W PŁASZCZYŹNIE BIEGU

Większość uskoków w utworach karbońskich ma falisty kształt linii uskokowej, z wyjątkiem uskoków występujących w południowej części Zagłębia, mających przebieg prostolinijny. Falistość linii uskokowych zdaje się być przede wszystkim wynikiem podatnego charakteru uskoków (por. Jaroszewski 1974, s. 127). Na Górnym Śląsku za taką interpretacją przemawia fakt, że aż około 80% uskoków „falistych” przypada na uskoki południkowe i równoleżnikowe, a te właśnie zespoły kierunkowe odznaczają się dominującym charakterem podatnym (patrz s. 409).

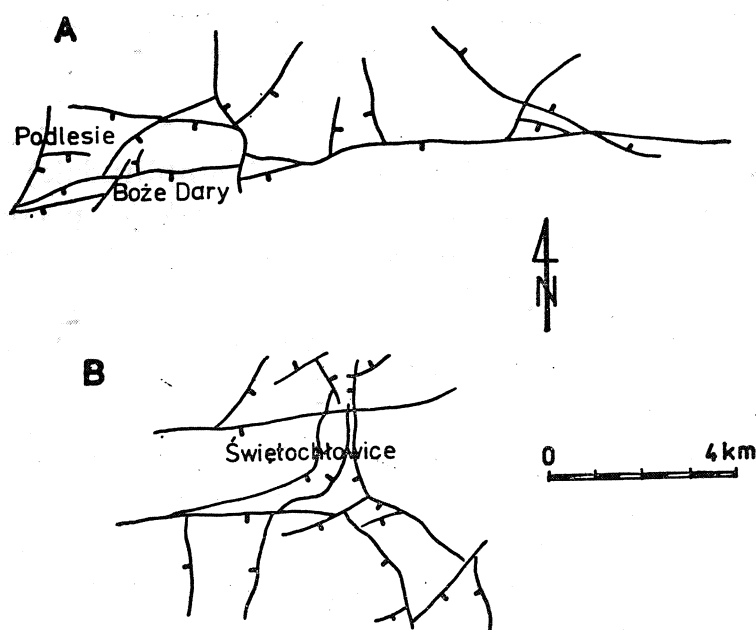


Fig. 10. Przykłady falistego kształtu sieci uskokowej GZW. Fragmenty mapy strukturalnej GZW wg St. Doktorowicza-Hrebnickiego, 1959

Fig. 10. Examples of an undulate fault network. Fragments of a structural map of the Coal District acc. to Doktorowicz-Hrebnicki, 1959

Interesujący wydaje się fakt, że uskoki o falistym przebiegu linii uskokowej wykazują tendencję do wzajemnych połączeń. Powoduje to niekiedy faliste kształty całej sieci uskokowej (fig. 10). Tendencję do wzajemnych połączeń wyjaśnia się zmianami wartości i kierunków naprężeń głównych w sąsiedztwie utworzonych już wcześniej powierzchni uskokowych (Jaroszewski 1974, s. 127). Występowanie na końcach

uskoków największych naprężeń ścinających (Anderson 1951, s. 967; Gzovskij, Czertkova 1953, s. 497, Belousov, Gzovskij 1964, s. 99) pomaga we wzajemnym łączeniu się położonych blisko siebie powierzchni nieciągłości.

Opisane wyżej zjawiska wzajemnych połączeń uskoków obserwuje się przede wszystkim w centralnej części Zagłębia (pogranicze siodła głównego z niecką główną i obszar niecki głównej). Jest to obszar wzmożonej ruchliwości pionowej, synsedymencyjnej i diastroficznej, która powtarzała się tam wielokrotnie (patrz s. 424) i trwa do czasów współczesnych (Budryk 1955, Jančzewski 1957, Gibowicz 1963, Kowalczyk 1964, 1977, Siporski 1975, Kotlicka 1979). Wydaje się więc, że falistość linii uskokowych niektórych uskoków występujących w utworach karbońskich może być przejawem tzw. krzywizny wtórnej uskoków, w tym przypadku powstałej na skutek nakładania się na siebie kilku faz tektoniki uskokowej (por. Jaroszewski 1974, s. 127).

USKOKI POCHODNE I ICH STOSUNEK DO LINII USKOKOWEJ USKOKÓW GŁÓWNYCH

Dużym uskokom (długim i o znacznej amplitudzie) występującym w utworach karbońskich często towarzyszą uskoki pochodne i uskoki drugiego rzędu. Są to bądź drobne uskoki w przybliżeniu równoległe do głównej powierzchni uskokowej, bądź tzw. uskoki pierzaste (Jaroszewski 1974, s. 176), określone ze względu na swe ustawienie względem powierzchni uskokowej jako ścięcia wysokokatowe R' (Riedel shears) (por. Morgenstern i Tchalenko 1967, s. 312). Występują one na ogół wzdłuż całej powierzchni uskokowej uskoków południkowych, równoleżnikowych i częściowo uskoków o kierunku NW—SE (fig. 11). Szczególnie liczne uskoki pierzaste towarzyszące uskokom większym występują na obszarach górniczych kopalni Kazimierz Juliusz, General Zawadzki, Grodziec czy Julian. Z dyskusji toczącej się nad mechanizmem powstawania tego rodzaju uskoków (Anderson 1951, s. 158, Moody, Hill 1956, s. 1213, Burtman et al. 1963, Price 1968, Tchalenko 1968, s. 1626, 1970, s. 1226, Jaroszewski 1972, s. 67) wynika, że są to ścięcia utworzone prawdopodobnie pod wpływem działania pary sił wzdłuż biegu istniejącej już powierzchni uskokowej lub poprzedzające powstanie dyslokacji głównej o charakterze przesuwczym (m. in. Tchalenko 1970, s. 1637, Harding 1973, s. 99, Jaroszewski 1974, s. 176, Beach 1975, s. 245). Tak więc uskoki pochodne oraz uskoki drugiego rzędu, występujące w utworach karbońskich GZW wskazują na przesuwczy charakter uskoków głównych, którym towarzyszą, a przynajmniej na udział składowej przesuwczej w pewnym okresie ich rozwoju.

Zakończeniom niektórych uskoków, najczęściej południkowych, towarzyszą drobne uskoki odchyłone typu „splay” lub „koński ogon” (fig. 12). Różnią się one między sobą zwrotem przemieszczenia w stosunku do zwrotu uskoku głównego. Wg klasycznej koncepcji Andersona (1951, s. 967) powyższe dwie grupy uskoków uważane są za przejaw wygasania uskoków głównych. Wygasanie to następowało wskutek natrafienia przez uskok na nieco odmienny układ naprężeń, mogło też dokonać się w tym samym układzie w wyniku spadku wartości naprężeń (zwykle rozpraszanie się ruchu uskokowego).

Liczne występowanie wyżej opisanych drobnych uskoków towarzyszących uskoku głównemu przemawia za przestrzenną zmiennością pól naprężeń, a tym samym za złożonością procesów uskokotwórczych na obszarze GZW.

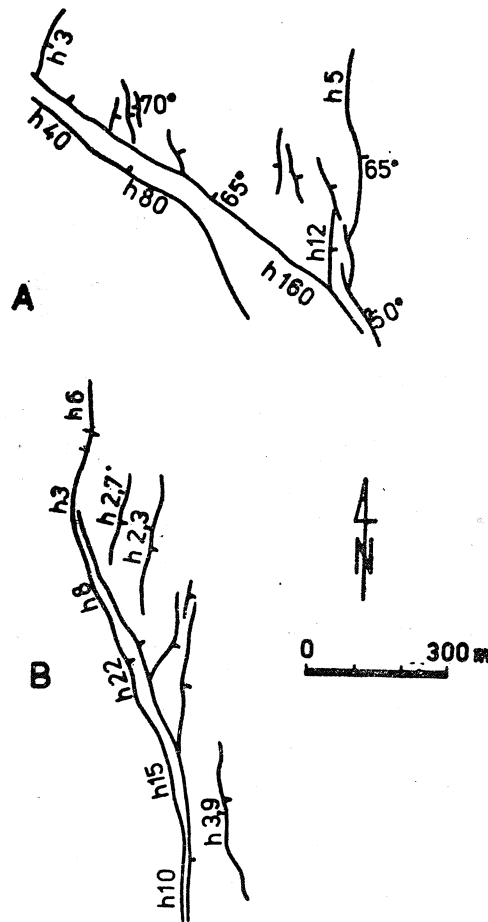


Fig. 11. Przykłady uskoków pierzastych. A — Uskoki pierzaste przy uskoku Alfred. Fragment mapy pokładowej w skali 1 : 5000, zmniejszony; kopalnia Jowisz, pokład 501 (wg T. Pioruna). B. Uskoki pierzaste przy uskoku Grab. Fragment mapy pokładowej w skali 1 : 5000, zmniejszony; kopalnia Jowisz, pokład 419 (wg T. Pioruna).
Fig. 11. Examples of “feather” faults. A. Feather faults at the Alfred fault. A fragment of a map of seams on the scale of 1 : 5000, reduced; the Jowisz coal-mine, seam 501 (acc. to Piorun). B. Feather faults at the Grab fault. A fragment of map of seams on the scale of 1 : 5000, reduced; the Jowisz coal-mine, seam 419 (acc. to Piorun)

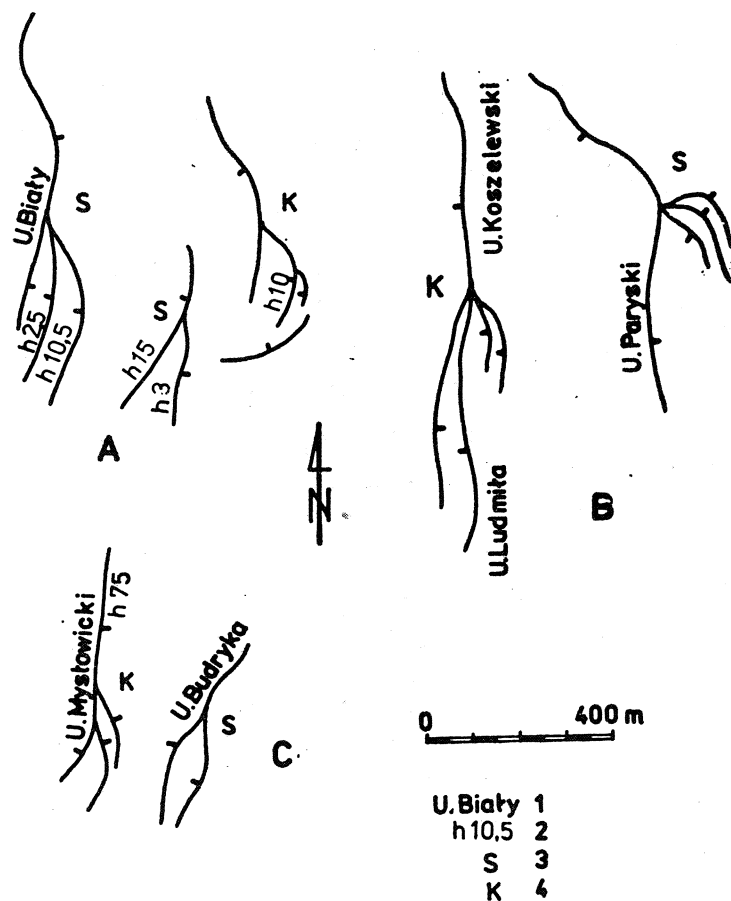


Fig. 12. Przykłady niektórych uskoków typu „splay” i „koński ogon”. A. fragment mapy strukturalnej stropu karbonu w skali 1 : 5000, zmniejszony; kopalnia Rozbark (wg T. Cwiklika). B. Fragment mapy strukturalnej stropu karbonu w skali 1 : 5000, zmniejszony; kopalnia Rozbark (wg T. Cwiklika), B. Fragment mapy strukturalnej stropu karbonu w skali 1 : 5000, zmniejszony, kopalnia Sosnowiec (wg A. Skupienia). C. Fragment mapy strukturalnej stropu karbonu w skali 1 : 5000, zmniejszony; kopalnia Niwka-Modrzejów (wg W. Sanowskiego). 1 — U. Biały — nazwa uskoku; 2 — zrzut warstwy w m; 3 — uskok typu „splay”; 4 — uskok typu „koński ogon”

Fig. 12. Examples of some “splay” and “horse-tail” faults. A. A fragment of a structural map of the Carboniferous top on the scale of 1 : 5000, reduced; the Rozbark coal-mine (acc. to Cwiklik). B. A fragment of a structural map of the Carboniferous top on the scale of 1 : 5000, reduced; the Sosnowiec coal-mine (acc. to Skupień). C. A fragment of a structural map of the Carboniferous top on the scale of 1 : 5000, reduced; the Niwka-Modrzejów coal-mine (acc. to Sanowski). 1 — U. Biały — the name of the fault; 2 — bed displacement in metres; 3 — “splay” fault; 4 — “horse-tail” fault

USKOKI A FAŁDY

Jak wiadomo, na tle ogólnie nieckowatej struktury Zagłębia wyróżnia się w jego części północnej nieckę bytomską, następnie siódło główne i nieckę główną.

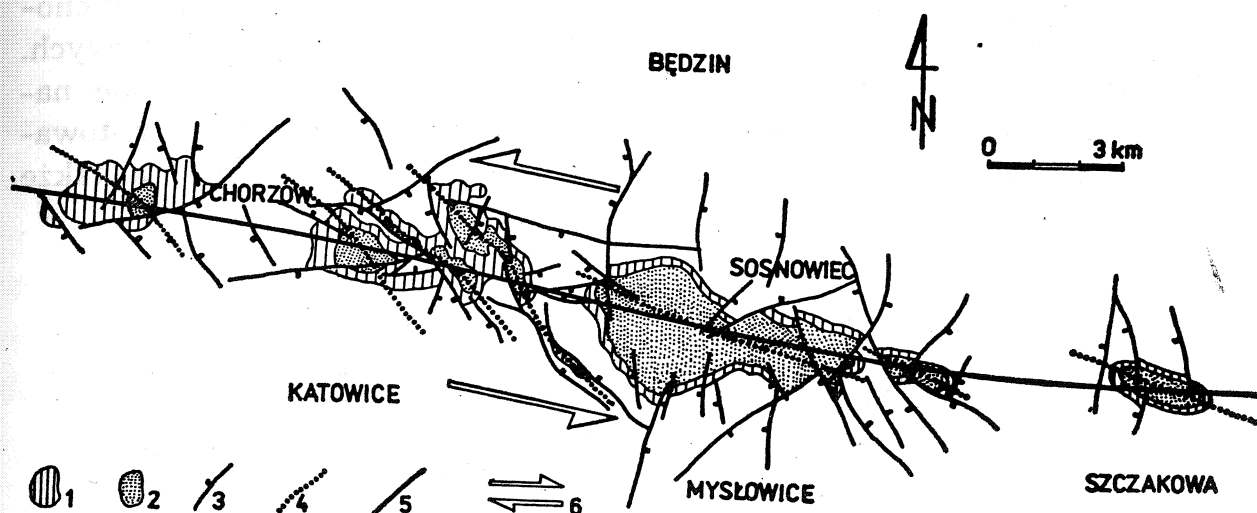


Fig. 13. Kopuły siodła głównego jako wynik ruchu przesuwczego głębokiego podłoża wzdłuż uskoku — rozłamu górnośląskiego. Uproszczony fragment mapy geologicznej GZW, wydanie C (wg Doktorowicza-Hrebnińskiego, 1968) w skali 1 : 100 000, w interpretacji autorki. 1 — warstwy siodłowe — namur B; 2 — warstwy grodzieckie — namur A; 3 — uskoki; 4 — osie kopuły; 5 — przybliżony przebieg rozłamu górnośląskiego; 6 — kierunek i zwrot ruchu względnego

Fig. 13. Domes of the Main Anticline as a result of a strike-slip movement of the deep basement along the fault — the Upper Silesia fracture. A simplified fragment of a geological map of the Upper Silesia Coal District, edition C (acc. to Doktorowicz-Hrebniński, 1968), as interpreted by the author. 1 — anticlinal beds — Namurian B; 2 — Grodziec beds — Namurian A; 3 — faults; 4 — dome axes; 5 — approximate course of the Upper Silesia fracture; 6 — direction and sense of the relative movement

Siodło główne interpretuje autorka jako strefę brachyantyklin naduskokowych, powstałych wzdłuż uskoku głębokiego podłoża — rozłamu górnośląskiego, o kierunku WNW—ESE (Herbich, 1980). Lewoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż rozłamu górnośląskiego spowodował wywiązanie się w nadkładzie — w utworach karbonu górnego — pochodnych naprężeń ścinających, których wynikiem są kulisowo zorientowane kopuły siodła głównego (fig. 13). Za występowaniem w podłożu tego obszaru nieciągłości tektonicznej przemawia wygasanie uskoków dochodzących do linii rozłamu od południa (niecka główna) i od północy (niecka bytomska) — fig. 14. Mapy i plany pokładowe znajdujących się tam kopalń pokazują, że uskoki wygasają (we wspomnianych kierunkach) na drodze zastępowania uskoku głównego przez uskoki drugiego rzędu typu „splay” i „koński ogon”.

Na zachód od kopuły chorzowskiej (ostatniej na zachodzie kopuły siodła głównego — Stopa 1964) również występują struktury częściowo brachyfałdowe o kierunkach osi NNE—SSW: niecka Rudy i kopuła Zabrze, przedłużeniem których w kierunku północno-wschodnim są: tzw. próg miechowski, niecka mikulczycka i węgiel rokitnicki (m. in. Stopa, Domagała 1961, Stopa, Matl, 1961, Stopa 1964, Skoczylas 1972).

Wg Stopy (1964, str. 233—234) kopuła zabrska stanowi skrajnie wschodni element wschodniosudeckiego systemu fałdowań południkowych. Wzdłuż zachodniej granicy Zagłębia występują powszechnie znane nasunięcia (uskoki odwrócone): michałowickie i orłowskie wraz z towarzyszącymi im mniejszymi nasunięciami w okolicach Gliwic, a także

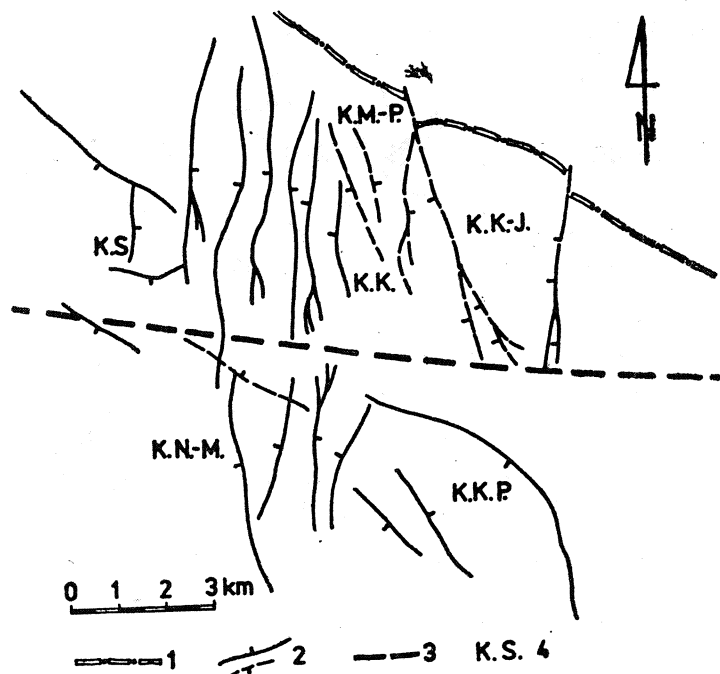


Fig. 14. Fragmenty mapy sieci uskokuwej obszarów górniczych kopalń węgla kamiennego GZW (na podstawie dokumentacji kopalń węgla) w interpretacji autorki. 1 — fragment granicy GZW (wg Kotasa, 1972); 2 — uskoki; 3 — linia rozłamu górnośląskiego; 4 — kopalnie węgla kamiennego: K.S. — Kop. Sosnowiec, K.M.-P. — Kop. Mortimer—Porąbka, K.K. — Kop. Klimontów, K.K.-J. — Kop. Kazimierz—Juliusz, K.N.-M. — Kop. Niwka—Modrzejów, K.K.P. — Kop. Komuna Paryska

Fig. 14. Fragments of a map of the fault network in coal mining areas in the Upper Silesia Coal Basin (on the basis of coal-mines documentation), as interpreted by the author. 1 — a fragment of the Coal Basin boundary (acc. to Kotas, 1972); 2 — faults; 3 — the Upper Silesia fracture line; 4 — coal-mines: K.S. — the Sosnowiec coal-mine; K.M.-P. — the Mortimer-Porąbka coal-mine; K.K. — the Klimontów coal-mine; K.K.-J. — the Kazimierz—Juliusz coal-mine; K.N.-M. — the Niwka—Modrzejów coal-mine; K.K.P. — the Komuna Paryska coal-mine

siodłami i nieckami występującymi na całej niemal długości tych dwóch nasunięć głównych. W kierunku północnym nasunięcia te wygasają, czemu towarzyszą liczne drobne kopuły (brachyantykliny) o kierunku NNE—SSW lub nawet NE—SW, współwystępujące z podobnymi strukturami opisanymi wyżej (Doktorowicz-Hrebniński 1959, Kotas 1972, 1973). Wśród licznych „fałdowych” interpretacji budowy geologicznej tego obszaru (m. in. Czarnocki 1935, s. 94; Zeman 1958, Swoboda i Zeman 1963) ciekawą wydaje się interpretacja Niemczyka (1929 vide Panasiuk i Dudziak 1964, s. 128), według którego w północno-zachodniej

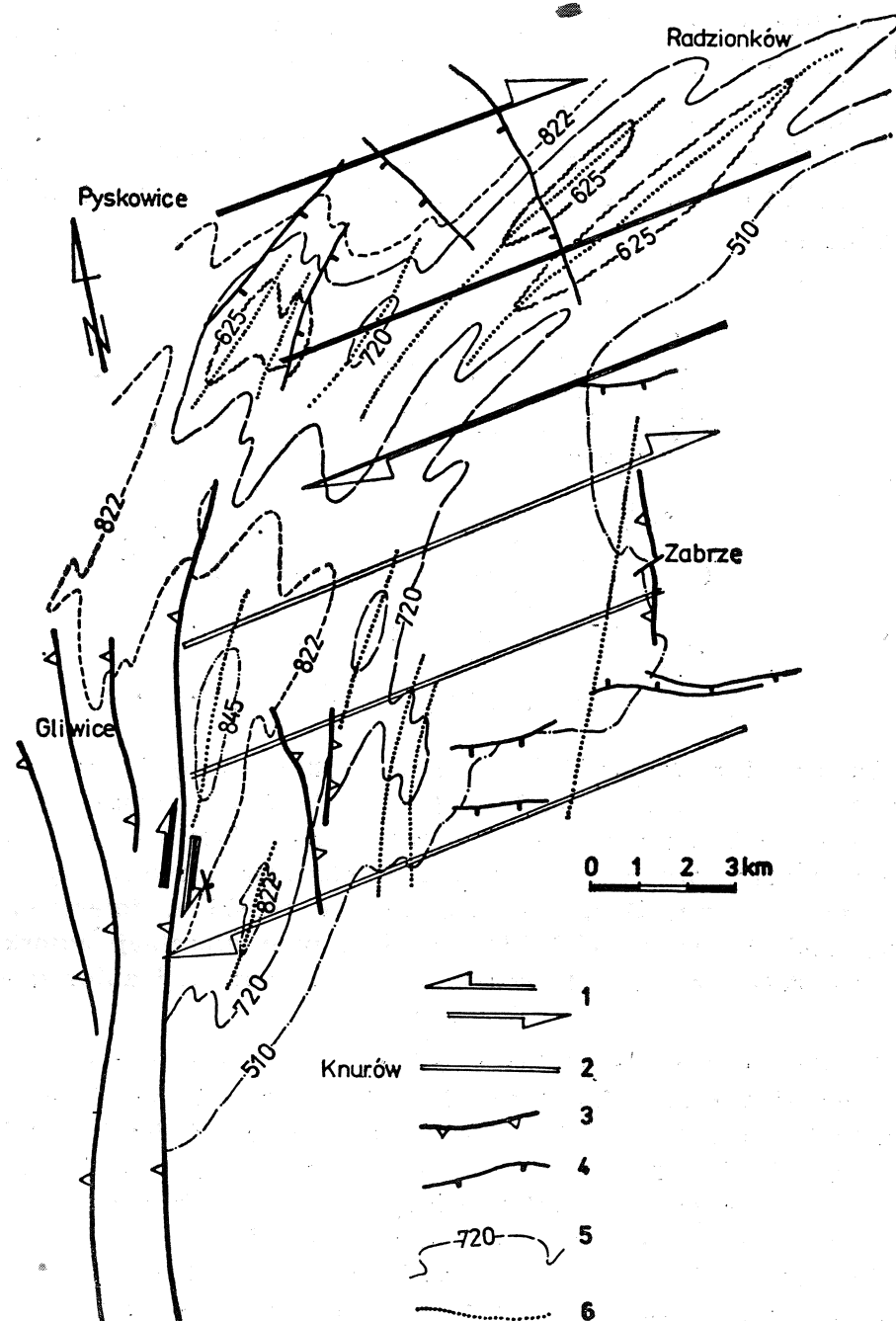


Fig. 15. Fragment mapy geologicznej GZW odkrytej po karbon w skali 1:100 000 (wg Kotasa, 1973). Strefa kulisowo zorientowanych struktur fałdowych na obszarze między Knurówem, Gliwicami, Zabrzem, Pyskowicami i Tarnowskimi Górami — w interpretacji autorki. 1 — kierunek i zwrot względnego ruchu przesuwczego w podłożu; 2 — nieciągłości tektoniczne w głębokim podłożu w interpretacji autorki; 3 — nasunięcie; 4 — uskoki; 5 — wychodnie przewodnich pokładów węglowych; 6 — osie fałdów

Fig. 15. A fragment of the "Geological map of the Upper Silesia Coal Basin, 1:100 000" (acc. to Kotas, 1973). A zone of en echelon-oriented fold structures in the area between Knurów, Gliwice, Zabrze, Pyskowice and Tarnowskie Góry — as interpreted by the author. 1 — direction and sense of a relative strike-slip movement in the basement; 2 — tectonic discontinuities in the deep basement, as interpreted by the author; 3 — overthrust; 4 — fault; 5 — exposures of index coal seams; 6 — fold axes

części Zagłębia występuje tzw. strefa orłowsko-baguszowicko-gliwicka o szerokości około 4 km, gdzie fałd (nasunięcie) orłowski nie stanowi pojedynczego elementu strukturalnego, lecz tworzy szeroką strefę kopuł i nasunięć. Szczegółowy opis szeregu siodła i nasunięć towarzyszących nasunięciu orłowskiemu na obszarze górniczym kopalni Zabrze podaje Staniek (1976).

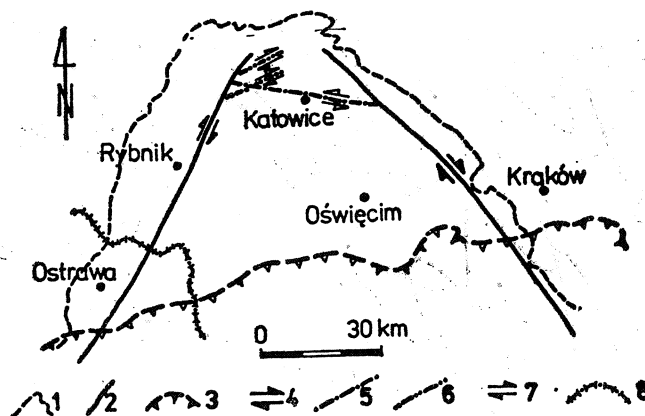


Fig. 16. Kierunek i zwrot względnych ruchów przesuwczych wzdłuż nieciągłości tektonicznych głębokiego podłoża. 1 — granica GZW wg Kotasa, 1972; 2 — przypuszczalne granice bloku górnośląskiego wg Kotasa, 1972; 3 — zasięg płaszczowin Karpat zewnętrznych wg Kotasa, 1972; 4 — kierunek i zwrot ruchu względnego w podłożu wg Bogacza, 1977; 5 — rozłam górnośląski w interpretacji autorki; 6 — nieciągłości tektoniczne głębokiego podłoża w interpretacji autorki; 7 — kierunek i zwrot ruchu względnego w podłożu, w interpretacji autorki; 8 — granica państwa

Fig. 16. Direction and sense of the relative strike-slip movement along tectonic discontinuities of the deep basement. 1 — boundary of the Upper Silesia Coal Basin acc. to Kotas, 1972; 2 — hypothetical boundaries of the Upper Silesia block acc. to Kotas, 1972; 3 — range of the Outer Carpathian nappes acc. to Kotas, 1972; 4 — direction and sense of the relative movement in the basement acc. to Bogacz, 1977; 5 — the Upper Silesia fracture — as interpreted by the author; 6 — tectonic discontinuities of the deep basement — as interpreted by the author; 7 — direction and sense of the relative movement in the basement — as interpreted by the author; 8 — state boundary

Kulisowe położenie nasunięć towarzyszących nasunięciu michałkowickiemu i orłowskiemu w rejonie Gliwic autorka interpretuje jako wynik składowej przesuwczej ruchu o zwrocie prawoskrętnym, dokonanego wzdłuż tych dwóch nasunięć głównych (fig. 15). Występujące na obszarze pomiędzy Knurówem, Gliwicami, Pyskowicami i Tarnowskimi Górami liczne drobne antykliny zorientowane kulisowo (wzdłuż kierunku ENE—WSW) (patrz fig. 15) autorka interpretuje jako wynik ruchu przesuwczego o zwrocie prawoskrętnym, działającego wzdłuż nieciągłości tektonicznych — uskoków głębokiego podłoża o kierunku ENE—WSW.

Biorąc pod uwagę złożoność procesu uskokowania w fazie asturyjskiej (patrz s. 420) wydaje się prawdopodobne, że ruch przesuwczy wyprzedził powstanie nasunięć w tej części Zagłębia.

Przejawy ruchu przesuwczego o zwrocie prawoskrętnym wzdłuż nasunięcia orłowskiego i uskoków głębokiego podłoża o kierunku ENE—WSW (fig. 15), korespondujące z przejawem początkowego etapu ruchu przesuwczego w podłożu lineamentu Kraków—Myszków (Bogacz 1977, s. 29) oraz lewoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż rozłamu górnośląskiego (Herbich, 1980) potwierdzają tezę Kotasa (1975) o sinistralnej rotacji masywu górnośląskiego (fig. 16).

CHARAKTERYSTYKA KINEMATYCZNA USKOKÓW WYSTĘPUJĄCYCH W UTWORACH KARBOŃSKICH

Przesłanki pozwalające na kinematyczną interpretację uskoków obejmują ich wykształcenie wraz z charakterem drobnych struktur tektonicznych występujących w strefach uskoków i bezpośrednio z nimi związanych.

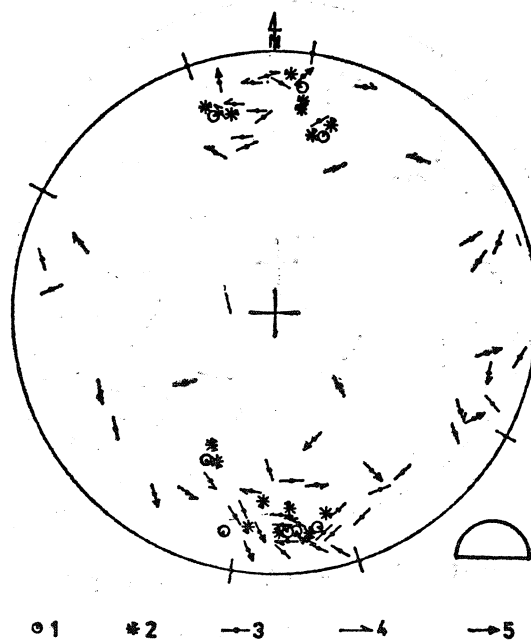


Fig. 17. Orientacja drobnych struktur tektonicznych pomierzonych w sąsiedztwie uskoków południkowych. 1 — położenie uskoku, w sąsiedztwie którego pomierzono kłiważ; 2 — kłiważ; 3 — biegun lustra tektonicznego, kierunek rys; 4 — kierunek i zwrot ruchu przesuwczego; 5 — kierunek i zwrot skrzydła zrzuconego

Fig. 17. Orientation of small tectonic structures measured in the neighbourhood of meridional faults. 1 — situation of the fault, in the neighbourhood of which cleavage was measured; 2 — cleavage; 3 — pole of the polished surface, direction of fault striae; 4 — direction and sense of the strike-slip movement; 5 — direction and sense of the downthrown side

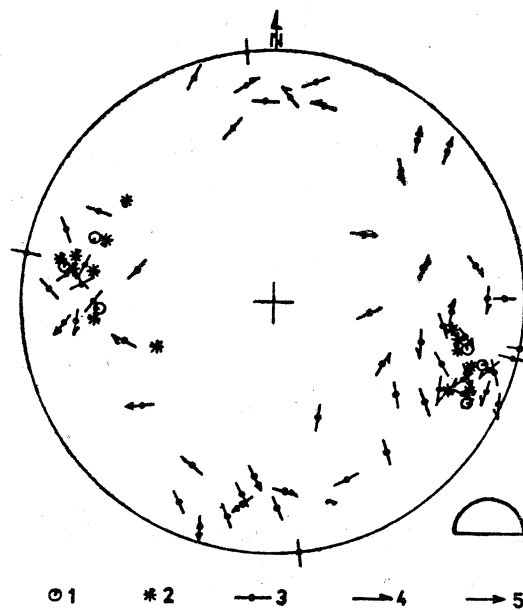


Fig. 18. Orientacja drobnych struktur tektonicznych pomierzonych w sąsiedztwie uskokuw równoleżnikowych. Objaśnienia jak na fig. 17

Fig. 18. Orientation of small tectonic structures measured in the neighbourhood of parallel faults. Explanations as in Fig. 17

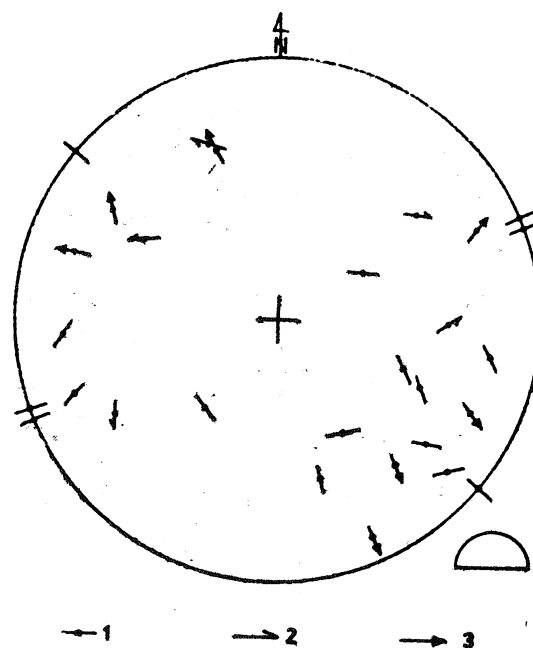


Fig. 19. Orientacja drobnych struktur ślizgowych, pomierzonych w sąsiedztwie uskokuw o kierunku NE—SW. Objaśnienia jak na fig. 17

Fig. 19. Orientation of small slickensides measured in the neighbourhood of NE—SW — oriented faults. Explanations as in Fig. 17

Większość uskokuw wszystkich orientacji wykazuje wyraźną przewagę cech uskokuw normalnych: nachylenie powierzchni uskokuw w kierunku skrzydła zrzuconego oraz zakres zmienności kątów nachylenia powierzchni uskokuw odpowiadający wyliczonym teoretycznie

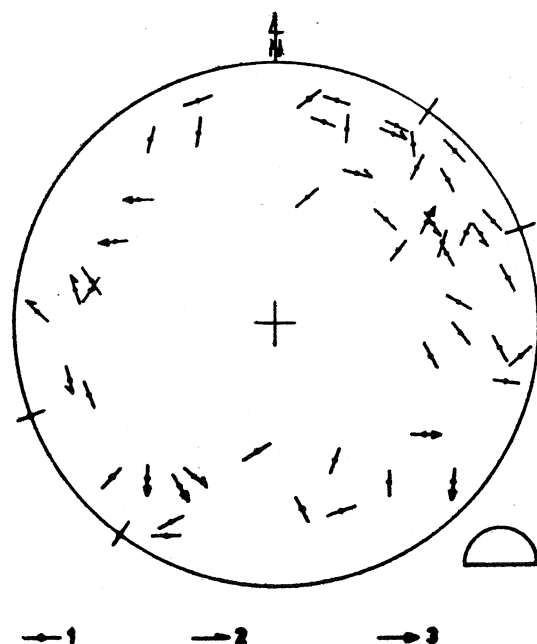


Fig. 20. Orientacja drobnych struktur ślizgowych pomierzonych w sąsiedztwie uskó-
ków o kierunku NW—SE. Objasnienia jak na fig. 17

Fig. 20. Orientation of small slickensides measured in the neighbourhood of NW—
SE — oriented faults. Explanations as in Fig. 17

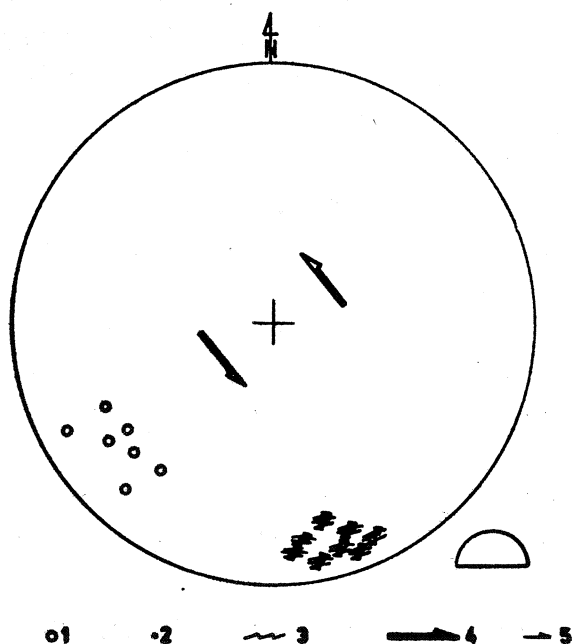


Fig. 21. Orientacja żeber tektonicznych na powierzchniach ścięć wysokokątowych R
w węglu, towarzyszących uskocom o kierunku NW—SE. Kopalnia Siersza. 1 —
położenie uskoku; 2 — biegun powierzchni R, na której rozwinięte są żebra;
3 — żebra tektoniczne; 4 — kierunek i zwrot ruchu przesuwczego skrzydeł uskoku;
5 — kierunek i zwrot ruchu względnego wzdłuż powierzchni ścięcia R

Fig. 21. Orientation of tectonic ribs on the high-angle shear planes R in coal,
accompanying NW—SE-oriented faults. The Siersza coal-mine. 1 — situation of
the fault; 2 — pole of the plane R on which ribs are developed; 3 — tectonic
ribs; 4 — direction and sense of the strike-slip movement of fault sides; 5 —
direction and sense of the relative movement along the shear plane R

średnim kątom nachylenia uskoków normalnych (por. Jaroszewski 1974, s. 68). Również fałasty kształt linii uskokowych większości tych uskoków świadczy o ich zrzutowym, normalnym charakterze (Anderson 1951, s. 15, Hancock 1968, Jaroszewski 1974, s. 144). Położenie struktur ślizgowych występujących w strefach uskoków o kierunkach N—S, W—E, NE—SW i częściowo NW—SE (struktur ogólnie zgodnych z tymi uskokami) również wskazuje na decydujący udział składowej zrzutowej wśród tych przemieszczeń: przeważają tu stromo nachylone powierzchnie luster z rysami tektonicznymi biegnącymi wzdłuż lub w pobliżu linii upadu tych powierzchni (fig. 17, 18, 19).

Wzajemny związek występowania uskoków południkowych i równoleżnikowych przy ich jednoczesnej prostopadłości wzajemnej podkreśla ich „normalne” założenie. Znamioną cechą tych uskoków jest występowanie w strefach przyuskokowych dobrze wykształconego kliważu spękaniaowego. Zaobserwowany przez autorkę wzrost intensywności tego skliważowania z głębokością wskazuje, że uskoki południkowe i równoleżnikowe powstawały w warunkach znacznej wartości składowej grawitacyjnej pola naprężeń. Ograniczenie spękań kliważowych do sąsiedztwa uskoków (por. Wilson 1961) czy stref uskoków (por. Aderca 1960) oraz niemal ścisła równoległość tego kliważu do powierzchni uskokowych (por. Dale 1894, 1896, Kautsky 1953) przy braku zależności położenia kliważu od położenia warstw, wskazuje bowiem na genetyczny związek kliważu z uskokami (fig. 17 i 18).

Oprócz cech wskazujących na charakter zrzutowy, część uskoków o kierunku południkowym, równoleżnikowym, NW—SE i NE—SW posiada cechy przemawiające za tym, że uskoki te w pewnym okresie czasu były poddane działaniu pola naprężeń typu „przesuwczego” lub zbliżonego. Cechą taką jest przede wszystkim położenie niektórych struktur ślizgowych — lekko nachylonych rys tektonicznych na stromo nachylonych powierzchniach luster tektonicznych (fig. 19 i 20). Także obecność licznych drobnych uskoków zorientowanych kulisowo (w płaszczyźnie poziomej) wzdłuż głównej powierzchni uskokowej wskazuje na udział, w pewnym etapie uskokowania, przesuwczej składowej ruchu.

Dość wyraźne cechy przesuwcze (obok zrzutowych) wykazują uskoki o kierunku NW—SE. Jedną z nich jest zaobserwowane przez autorkę występowanie w strefach tych uskoków tzw. wysokokątowych ścięć² Riedla (ustawionych pod kątem 60—70°), odchylonych od głównej po-

² Pod pojęciem ścięcie autorka rozumie pęknięcie pochodzące ze ścinania, któremu może (lecz nie musi) towarzyszyć przesunięcie, na ogół o minimalnej amplitudzie.

wierzchni uskokowej w płaszczyźnie poziomej (fig. 21), z wykształconymi na nich żebrami tektonicznymi (fig. 22). We wszystkich zaobserwowanych przypadkach (kopalnie: Andaluja, Siersza, Jaworzno) żebra tektoniczne zajmowały położenie pionowe. Obecność pionowych żeber tektonicznych na wysokokątowych powierzchniach ścięciowych, odchylonych od głównej powierzchni uskokowej w płaszczyźnie poziomej, wskazuje na typowo „przesuwcze” pole naprężeń (por. Jaroszewski 1972, s. 133).

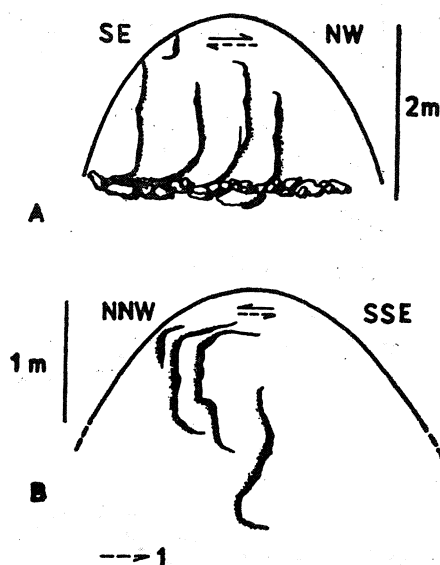


Fig. 22. Żebra tektoniczne. A. Żebra tektoniczne w łupku węglowym. Kopalnia Julian. B. Żebra tektoniczne w pokładzie węglowym. Kopalnia Jaworzno. 1 — kierunek i zwrot przemieszczenia części obecnie nieistniejącej

Fig. 22. Tectonic ribs. A. Tectonic ribs in coal shale. The Julian coal-mine, B. Tectonic ribs in the coal seam. The Jaworzno coal-mine. 1 — direction and sense of displacement of the part no longer existing

Znaczna część uskoków wymienionych orientacji występujących w utworach karbońskich GZW wykazuje więc cechy zarówno przesuwcze jak i zrzutowe.

„PODATNOŚĆ” I „KRUCHOŚĆ” USKOKÓW

Drobnostukturalne i geometryczne cechy uskoków występujących w utworach karbońskich pozwalają wyróżnić uskoki typu kruchego i podatnego, rozumiejąc pod tym przewagę odpowiednich warunków odkształceń podczas procesu uskokowania (por. Jaroszewski, 1974, s. 96—97).

Charakter stosunkowo podatny, zresztą wyraźnie nasilający się

z głębokością, wykazują uskoki o kierunkach południkowych i równoleżnikowych. Za wskaźnik „podatności” tych odkształceń może być uważany sposób wykształcenia powierzchni uskokowych tych uskoków (fig. 23). W ich górnych partiach na ogół występuje szereg powierzchni ścięć bez wyraźnego przemieszczenia, przechodzących wraz z głębokością w drobne uskoki, a jeszcze głębiej w główną powierzchnię uskokową. Ta z kolei na pewnych odcinkach niekiedy dzieli się na kilka ramion, z grubsza zgodnych z jej przebiegiem i nachyleniem. Takie wykształcenie powierzchni uskokowych sugeruje zmienny stopień koncentracji poślizgu wzdłuż osi ruchu, co jest charakterystyczne dla laminar-

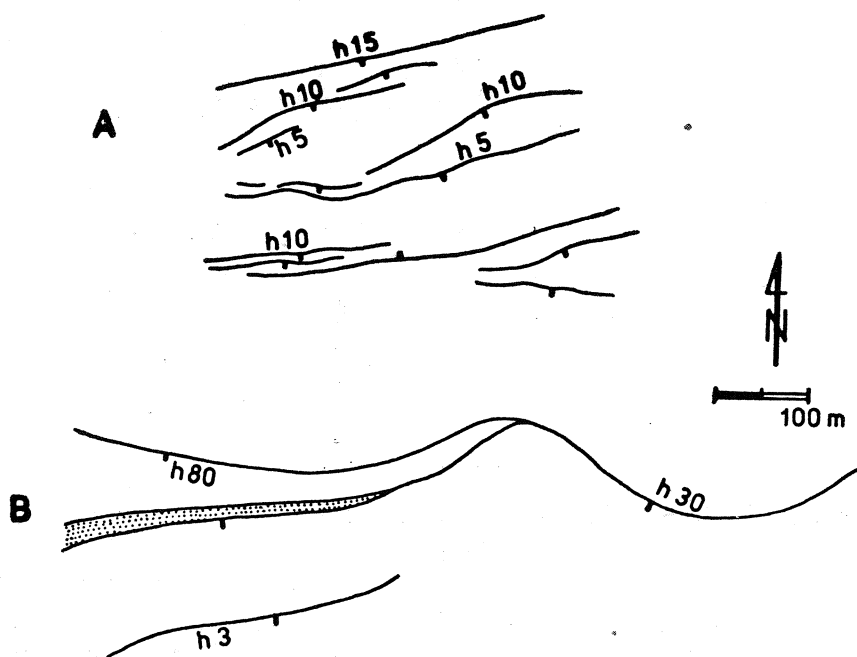


Fig. 23 a Fig. 23 b

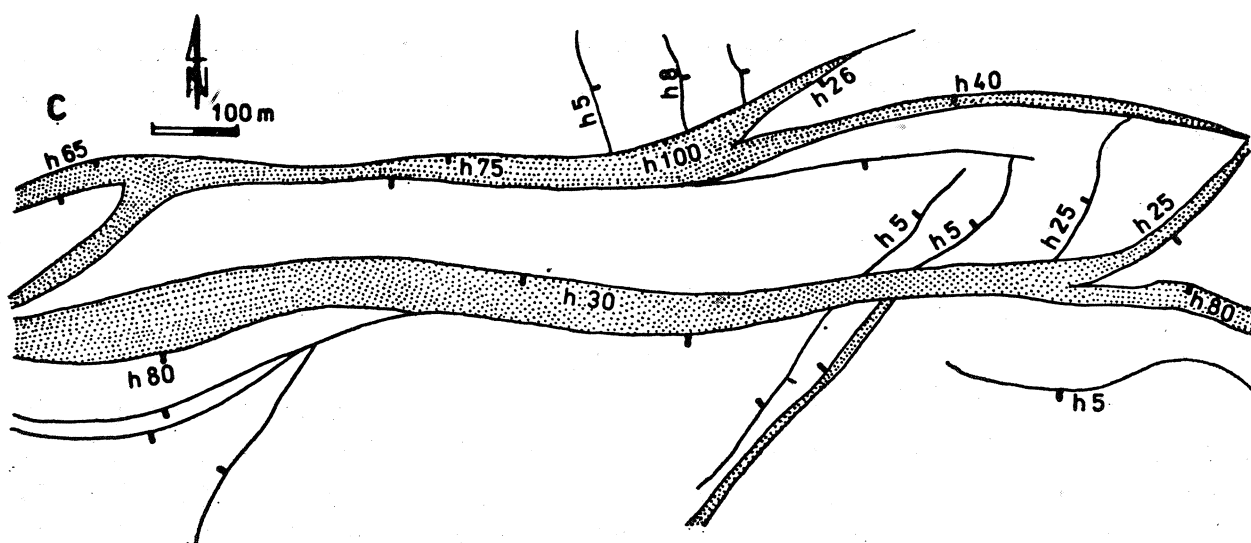


Fig. 23 c

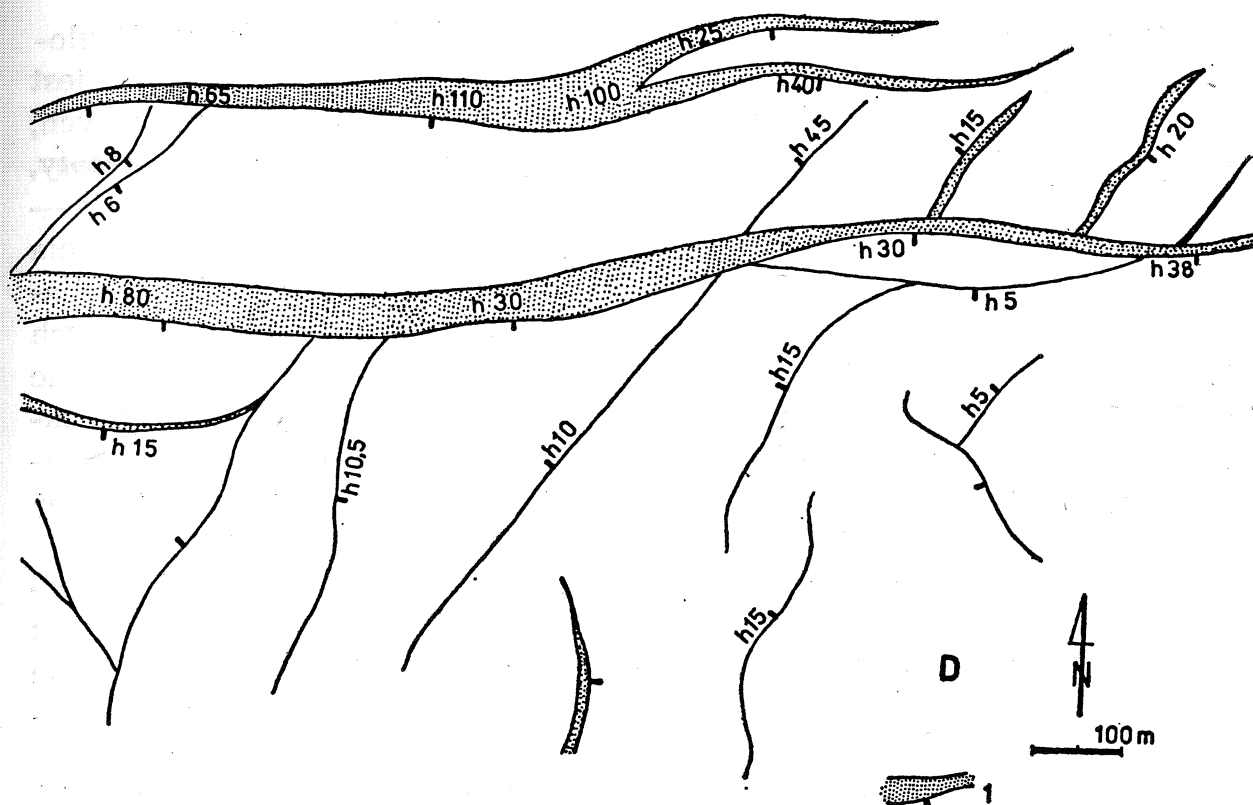


Fig. 23 d

Fig. 23. Wykształcenie powierzchni uskokowych uskoku Saara od warstw najwyższych ku niżej leżącym. Fragment mapy pokładowej w skali 1:5000, kopalnia Bielszowice (wg Z. Obtulowicza). A. Pokład 405 (+150 m n.p.m.); B. Pokład 406 (+100 m n.p.m.); C. Pokład 501 (−100 m n.p.m.); D. Pokład 620 (−500 m n.p.m).
1 — szczelina uskokowa

Fig. 23. Development of fault surfaces of the Saara fault from the upper-most beds to the lower ones. A fragment of a map of seams on the scale of 1:5000, the Bielszowice coal-mine (acc. to Obtulowicz). A. Seam 405 (+150 m above sea level); B. Seam 406 (+100 m above sea level); C. Seam 501 (−100 m below sea level); D. Seam 620 (−500 m below sea level). 1 — fault fissure

nego charakteru przemieszczeń uskokowych. Za podatnym charakterem wspomnianych uskoków przemawia też fakt, że ich powierzchnie uskokowe często mają liczne odgałęzienia w postaci uskoków o amplitudach zbliżonych do uskoku głównego (por. Belousov 1954, s. 467—472; Belousov, Gzovskij 1964, s. 95; Jaroszewski 1974, s. 98). Falistość linii uskokowych również może być wynikiem stopniowego, nie gwałtownego postępu ruchu ścięciowego (Jaroszewski 1974, s. 127).

Innym, drobnostrukturalnym wskaźnikiem podatności odkształceń w GZW jest kliważ. Wg Jaroszewskiego (1972, s. 62) „silna strefowość kliważu równoległego”³ (a i sama jego obecność — por. Nevin 1950, s. 134) przemawia za znacznym udziałem plastycznego odcinka defor-

³ Do powierzchni uskokowych — przyp. E. H.

macji w procesach uskokowych...". W Górnośląskim Zagłębiu Węglowym jedną z przyczyn wykształcenia kliważu przyuskokowego jest szczególna podatność niektórych skał — węgla i łupków węglowych, w których kliważ ten występuje. Analizy fizyko-chemiczne wykazały, że węgle bogate w substancje humusowe o niskim stopniu uwęglenia — o niezupełnej jeszcze konsolidacji, złożone ze składników pochodzenia drzewnego (witrynytu, sefimuzytytu i mikrynytu) nadają węglom charakter sprężysto-plastyczny. Występujące w węglach niskouwęglonych humiany Ca, Mg, K i Na podnoszą ich stan plastyczny, odgrywając w tych węglach rolę plastyfikatorów (Kuhl 1962). Na plastyczny charakter utworów, w których powstaje kliważ omawianego typu, zwracali już m. in. uwagę Aderca (1960), Wilson (1961, s. 471) i Ażgirej (1967, s. 470).

Na koniec można sądzić, że również drobnookruchowy, dobrze rozdarty produkt zniszczenia tektonicznego — glinka tektoniczna (fault gouge) często wypełniająca szczeliny uskoków, wskazuje na znacznie większą rolę powolnego rozciągania niż raptownego rozrywania (zniszczenia kruchego).

Charakter kruchy wykazują uskoki o kierunku NW—SE i NE—SW. Przemawia za tym przede wszystkim geometria wgłębna ich powierzchni uskokowych. Powierzchnie te w górnych partiach występują w postaci szeregu pęknięć, ścięć, które niżej, bez stopniowej zmiany w ich wykształceniu, przechodzą w jedną powierzchnię główną: następuje stosunkowo szybkie koncentrowanie poślizgu na jednej powierzchni uskokowej, bez wykształcenia różnych stadiów pośrednich. Dalsze przesłanki to grubookruchowy charakter brekcji tektonicznej w szczelinach uskokowych wskazujący na znaczny udział rozrywania — zniszczenia typu kruchego i bardzo silne strzaskanie partii przyuskokowych, połączone często z wyruszeniem warstw (w obrębie rotujących bloków) z ich normalnego położenia.

Nasuwa się pytanie, jaka mogła być przyczyna, że w tych samych utworach (które sprzyjają powstaniu uskoków raczej „podatnych”) powstały uskoki o dwojakim charakterze. Wydaje się, że podatny charakter uskoków południkowych i równoleżnikowych wiąże się z ich wcześniejszym powstaniem (patrz s. 421), kruchy zaś charakter uskoków NW—SE i NE—SW — z uskokowaniem późniejszym, w trakcie którego te same skały, poddane wcześniejszym naciskom (obciążenie nadkładem) i związanej z nimi konsolidacji, inaczej reagowały na naprężenia.

Jak się zdaje, ewolucja powyższa nie dotyczyła jednak różnokierunkowych uskoków promienistych, które mogły powstać (w ramach danego układu) jednocześnie.

SYNSEDYMENTACYJNE PRZEJAWY
TRIASOWEJ RUCHLIWOŚCI TEKTONICZNEJ

W dolnym wapieniu muszlowym w obszarze Zagłębia, w warstwach gogolińskich, autorka zaobserwowała zjawiska świadczące o synsedymencyjnej ruchliwości dna zbiornika. Jednym z nich jest osuwisko podmorskie w nieczynnym kamieniołomie w Będzinie, którego kolumbium jest odsłonięte na przestrzeni ok. 200 m. Toczenie, bryły i płyty deformacyjne wykazują tekstury charakterystyczne dla osadu osuwającego się w stanie częściowo już zdiagenezowanym. Kierunek osuwania się, wyznaczony przez kształt i pochylenie ciała osuwiska oraz przez układ toczenców, był z NE na SW. Osuwisko to znajduje się w skrzydle zrzuconym uskoku Będzińskiego, niemal w bezpośrednim sąsiedztwie powierzchni uskokowej. Uskok będziński zdaje się mieć założenia waryscyjskie (por. s. 423). Opisane osuwisko może być więc uważane za przejaw uruchomienia starej powierzchni uskokowej w triasie, być może w formie aktywności sejsmicznej.

Osuwiska podmorskie w dolnym wapieniu muszlowym nie były dotychczas opisane z obszaru Polski. Z obszaru Gór Świętokrzyskich opisano w analogicznych utworach zaburzenia synsedymencyjne powstałe na skutek istnienia niestatecznych warstwowań gęstościowych (Bialik et al. 1972). Według tych autorów impulsem dla powstania tego typu zaburzeń były niezbyt silne prądy o charakterze lokalnym. Można więc przypuszczać, że w rozpatrywanym okresie Górny Śląsk był obszarem o większej niż Góry Świętokrzyskie aktywności tektonicznej, skoro za jej udziałem doszło tam do powstania dużych rozmiarów osuwiska w osadzie zdiagenezowanym.

Innym przejawem pionowych ruchów dna zbiornika środkowotriasowego są drobne uskoki synsedymencyjne, zaobserwowane przez autorkę w warstwach gogolińskich (fig. 24).

Z powyższymi przejawami synsedymencyjnej ruchliwości tektonicznej harmonizuje częste występowanie zlepieńców śródformacyjnych w bliskim, niemal bezpośrednim sąsiedztwie uskoku. Wg Siedleckiego (1964, s. 54) zlepienie śródformacyjne są poziomem przewodnim, w szerokim tego słowa znaczeniu, w niższej części górnych warstw gogolińskich. Opisane były z obszaru GZW przez Doktorowicza-Hrebnińskiego (1953), Siedleckiego (1952, 1964), Alexandrowicza (1966) i Chudzikiewicza (1975) oraz z obszarów przyległych: Ze Śląska Opolskiego przez Kubicza (1970), z obszaru monokliny przedsudeckiej przez Kłapcińskiego (1958) i z Gór Świętokrzyskich przez Bialik et al. (1972). Pojawienie się w obszarze śląsko-krakowskim poziomu zlepieńcowego jest tłumaczone przez Siedleckiego (1964, s. 54) „szybkim aktem jednorazowym, po którym następował okres stagnacji”, przez Chudzikiewicza (1975, s. 19) zaś erodowaniem dobrze skonsolidowanego materiału w warunkach podmorskich, na skutek falowania i prądów dennych.

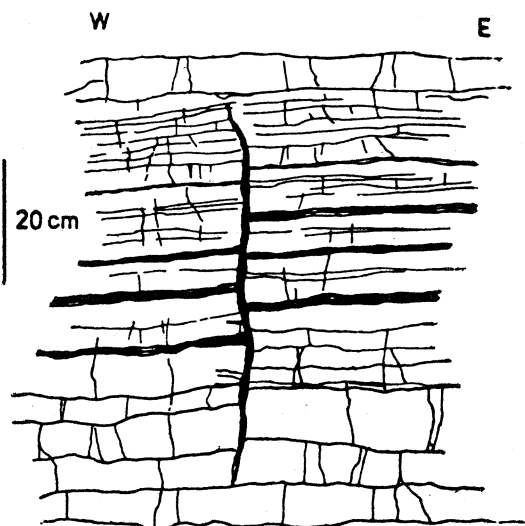


Fig. 24 a

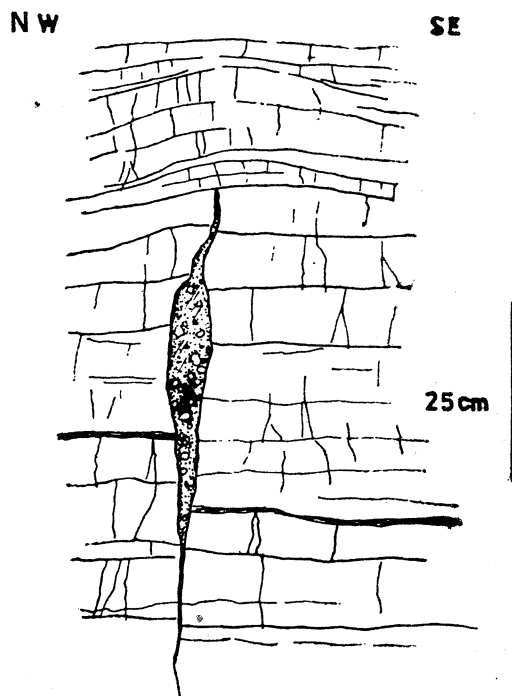


Fig. 24 b

Fig. 24. Uskoki synsedymencyjne w utworach triasowych. A. Wojkowice Komorne; B. Bory k/Jaworzna

Fig. 24. Synsedimentary faults in Triassic deposits. A. Wojkowice Komorne; B. Bory near Jaworzno

Zaobserwowane przez wymienionych autorów zlepienie występują na obszarze GZW w bliskim sąsiedztwie powierzchni uskokowych (fig. 25). Fakt ten sugeruje, że działanie prądów morskich, intensywne falowanie itp. mogło być w tym rejonie spotęgowane lub po części wywołane wstrząsami sejsmicznymi lub ruchami pionowymi wzdłuż dużego uskoku w podłożu. Nieregularne wykształcenie zlepieńców śródformacyjnych na obszarze GZW w postaci kilku ławic nie zachowujących

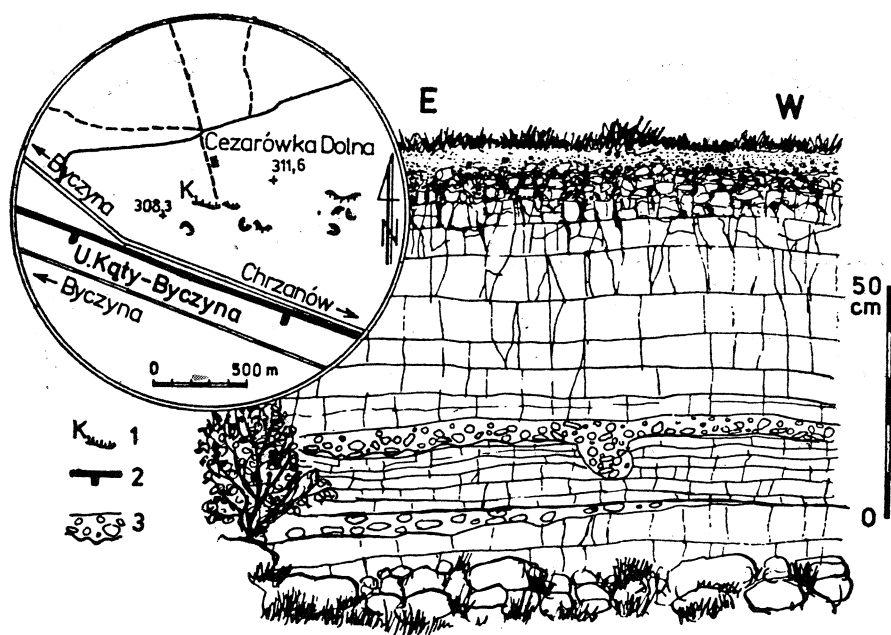


Fig. 25. Odsłonięcie zlepieńca śródformacyjnego w wapieniach gogolińskich, Cezarówka k/Byczyny. 1 — kamieniołom; 2 — uskoki Kąty—Byczyna; 3 — zlepienieć śródformacyjny

Fig. 25. An Exposure of intraformational conglomerate in the Gogolin limestone, Cezarówka near Byczyna. 1 — quarry; 2 — Kąty—Byczyna fault; 3 — intraformational conglomerate

ciągłości, często wyklinowujących się (Doktorowicz-Hrebniński 1935, s. 60; Chudzikiewicz 1975, s. 18), zdaniem autorki może w jakimś stopniu odzwierciedlać przestrzenne zróżnicowanie ruchów pionowych lub wstrząsów sejsmicznych. Ich nasilenie powodowałoby pojawienie się wkładek zlepieńców śródformacyjnych, słabnięcie zaś — wyklinowywanie się tych wkładek lub ich brak, zależnie od sytuacji stref osłabionych (uskoków) w podłożu basenu. Na przykład opisane przez Siedleckiego (1964) oraz Chudzikiewicza (1975) zlepienieć na Moczydle mogą być związane z uskokiem Leśniowa-Obieżowa (por. Wilk 1958, s. 49), zlepienieć w Pogorzycach — z uskokiemi bloku Płazy itd.

Część zjawisk typu śródformacyjnego jest wyjaśniana deformacjami układów niestatecznych (m. in. Anketell, Dżułyński 1968; Cegła, Dżułyński 1970, s. 27—31). Wydaje się jednak, że dość ewidentna zależność występowania wkładek zlepieńców od obecności uskoków w podłożu triasu oraz ich nieregularne wykształcenie przemawia za tym, że przynajmniej impulsu do powstania tych zaburzeń dostarczyła aktywność tektoniczna.

Kolejnym przejawem niepokoju synsedymencyjnego podczas osadzania się warstw gogolińskich są niektóre tekstury sedymencyjne wapieni falistych (Siedlecki 1964, Bogacz et al. 1968). Chodzi tu o tekstury, których geneza była związana z zaburzeniami osadu znajdującego się w równowadze nietrwałej, zaburzeniami wywołanymi przez ruchy pio-

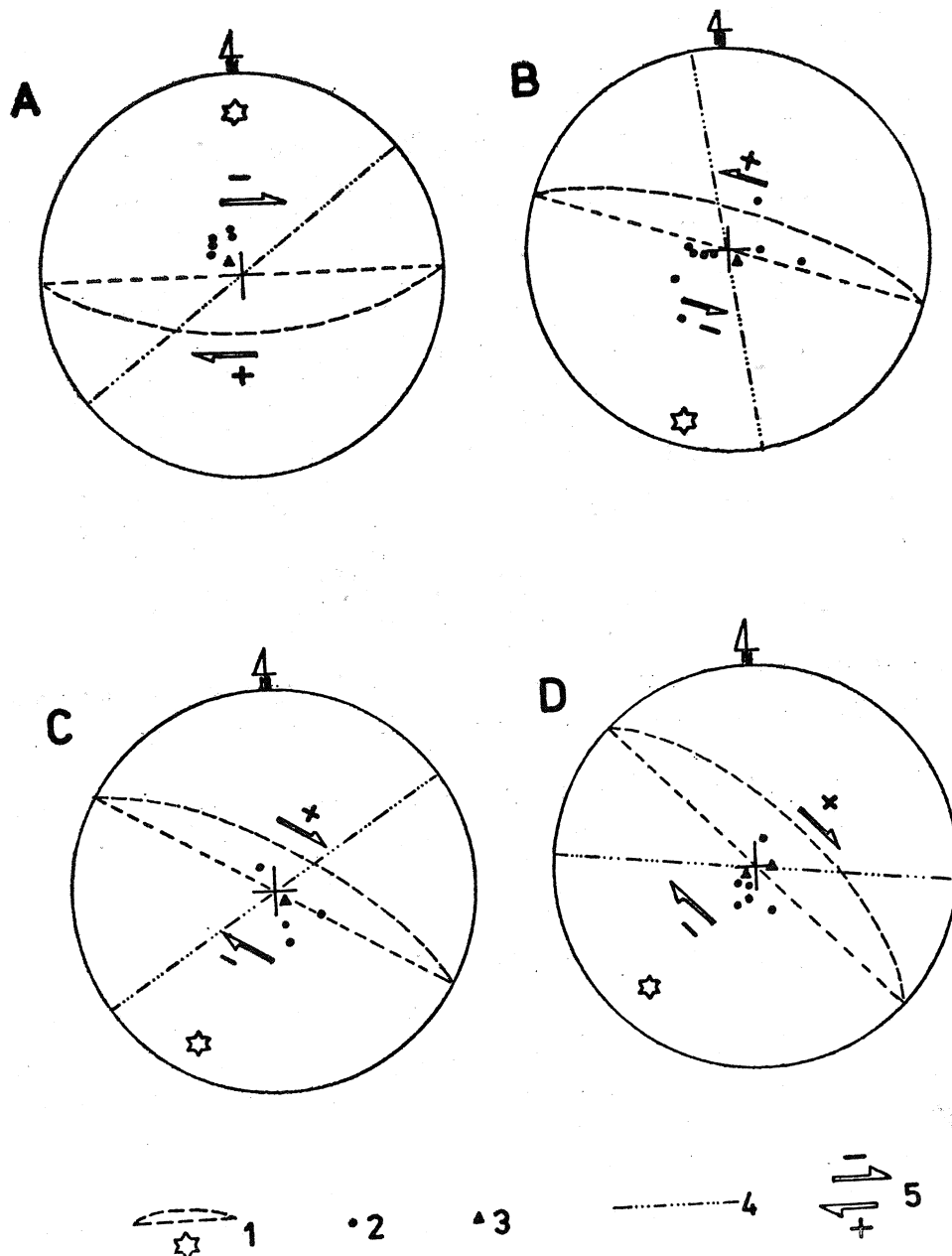


Fig. 26. Ugięcia przyuskokowe w utworach triasowych. Pomiary położenia warstw wykonano w skrzydle wiszącym (A, B) i zrzutonym (C, D) uskoku. 1 — orientacja uskoku zrzutowo-przesuwczego; 2 — położenie warstw w najbliższym sąsiedztwie uskoku; 3 — położenie warstw poza zasięgiem ugięcia przyuskokowego; 4 — uśredniona oś ugięcia przyuskokowego warstw; 5 — kierunek i zwrot ruchu przesuwczego skrzydła wiszącego (+) i zrzuczonego (—)

Fig. 26. Perifault deflections in Triassic rocks. Measurements of bed situation were taken in the upthrown (A, B) and bottom (C, D) sides of the fault. 1 — orientation of the dip-slip-strike-slip fault; 2 — situation of beds in close vicinity to the fault; 3 — situation of beds beyond the range of perifault deflection; 4 — mean axis of perifault deflection of beds; 5 — direction and sense of the strike-slip movement of the upthrown (+) side and the bottom (—) one

nowe — wstrząsy sejsmiczne (Bogacz et al. 1968, s. 385). Tego rodzaju tekstury autorka zaobserwowała na powierzchniach wapieni falistych w Byczynie, w Borach k/Jaworzna, na Moczydle, w Szczakowej oraz

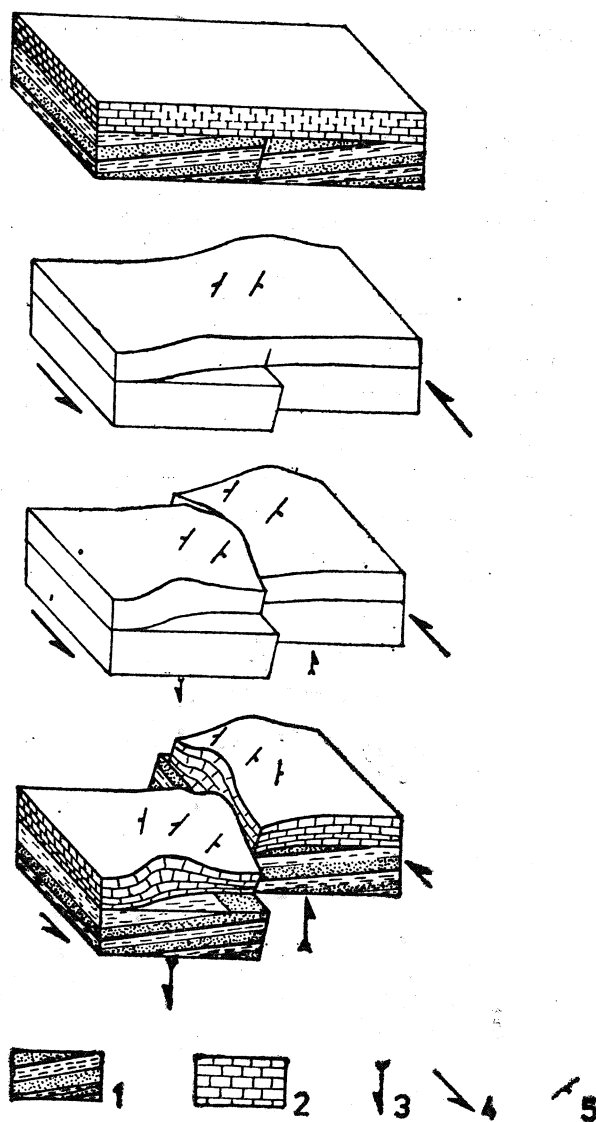


Fig. 27. Mechanizm powstawania ugięć przyuskokowych w utworach triasowych, związanych z uskokami zrzutowo-przesuwczymi. 1 — utwory karbońskie; 2 — utwory triasowe; 3 — składowa pionowa ruchu zrzutowo-przesuwczego; 4 — składowa pozioma ruchu zrzutowo-przesuwczego; 5 — bieg i upad warstw w utworach triasowych

Fig. 27. Mechanism of formation of perifault deflections in Triassic deposits, connected with the dip-slip-strike-slip faults. 1 — Carboniferous deposits; 2 — Triassic deposits; 3 — vertical component of the dip-slip-strike-slip movement; 4 — horizontal component of the dip-slip-strike-slip movement; 5 — strike and dip beds in Triassic deposits

w Wojkowicach Komornych. Ich stosunkowo jednolite wykształcenie, dające się prześledzić na dość rozległym obszarze, sugeruje genezę związaną z zaburzeniami układów niestatecznych (Bogacz et al. 1968; Cegła Dzułyński 1970). Zdaniem autorki, nie wyklucza to jednak tego, iż mechanizmem „startowym” również tych deformacji mogły być wstrząsy sejsmiczne związane z odnawianiem naprężeń wzdłuż dużych uskoków lub stref uskokowych w podłożu triasowym.

TEKTONIKA USKOKOWA W UTWORACH TRIASOWYCH

W utworach triasowych występują w zasadzie te same układy geometryczne i zespoły kierunkowe uskoku, co w utworach karbońskich. Najczęściej są reprezentowane zespoły uskoku południkowych i uskoku o kierunku NW—SE, a także układy prostokątne, na które składają się uskoki NW—SE i NE—SW. Wymienione kierunki uskoku są więc prostopadłe i równoległe do głównych kierunków strukturalnych wyznaczonych przez głębokie podłoże (patrz s. 391).

Porównanie wykształcenia i cech geometryczno-genetycznych uskoku w utworach karbońskich i triasowych wykazuje większy udział cech znamionujących ruchy lub tendencje przesuwowe w tych ostatnich. Jedną z owych cech są fleksuralne ugięcia przyuskokowe o poziomych

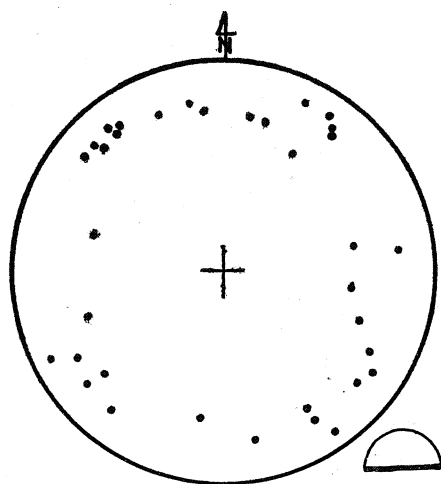


Fig. 28. Diagram położenia drobnych uskoku w utworach triasowych

Fig. 28. A location diagram of small faults in Triassic deposits

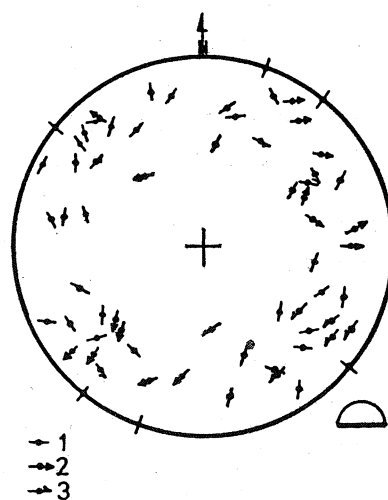


Fig. 29. Orientacja struktur ślizgowych, pomierzonych w utworach triasowych. Objaśnienia jak na fig. 17

Fig. 29. Orientation of slickensides, measured in Triassic deposits. Explanations as in Fig. 17

osiach występujące w sąsiedztwie uskoków: Szczakowskiego, Będzińskiego, Kąty—Byczyna i uskoków mikołowskich (fig. 26). Stałość położenia osi tych ugięć względem biegu uskoków (40° — 60°) sugeruje ich wzajemny związek genetyczny: można je interpretować jako odkształcenia ciągle powstałe wskutek ruchu przesuwczego wzdłuż tych uskoków (fig. 27).

Na udział składowej zrzutowej ruchu wzdłuż uskoków w utworach triasowych wskazują zrzuty warstw triasowych przy ich poziomym lub prawie poziomym położeniu. Także nachylenie drobnych uskoków pomierzonych w utworach triasowych (fig. 28) wraz z towarzyszącymi im, nielicznymi wprawdzie, strukturami ślizgowymi (fig. 29) świadczą o ich częściowo zrzutowym charakterze.

Synsedymencyjna ruchliwość tektoniczna w triasie i obecność drobnych uskoków synsedymencyjnych (por. s. 411), sugeruje synsedymencyjne założenia niektórych większych uskoków występujących w utworach triasowych. Jest to szczególnie prawdopodobne zwłaszcza w nadkładzie niektórych uskoków karbońskiego podłoża.

Wg Biliana (1976) pojawienie się dolomitowej brekcji w utworach formacji chrzanowskiej (odpowiadającej według tego autora dolnemu kajprowi) związane jest z ruchami starokimeryjskimi fazy labińskiej, na pograniczu środkowego i górnego triasu. Z tą fazą łączy on „wydźwignięcie pewnych stref obszaru śląsko-krakowskiego” (ibidem, s. 26), przytaczając szereg dowodów na obecność ruchów starokimeryjskich we wschodnim obrzeżeniu GZW (ibidem, s. 19—20).

Zdaniem autorki, ruchy starokimeryjskie w GZW zaznaczyły się już w dolnym wapieniu muszlowym jako ruchy synsedymencyjne, prowadząc do utworzenia się uskoków normalnych (uskoki synsedymencyjne, „zrzutowe” struktury ślizgowe) i do ożywienia się niektórych starszych uskoków podłoża (osuwisko w Będzinie, zlepienie śródformacyjne, zaburzenia teksturalne). Późniejsze, potriasowe ruchy tektoniczne spowodowały powstanie w obrębie utworów triasowych przemieszczeń uskokowych o charakterze przesuwczym. Częściowo nałożyły się one na wcześniejsze, „zrzutowo-normalne” powierzchnie nieciągłości, świadectwem czego są struktury ślizgowe „przesuwcze” nakładające się na struktury ślizgowe o charakterze zrzutowym, częściowo zaś mogły to być ruchy przesuwcze wzdłuż uskoków występujących w podłożu triasu, czego przejawem byłyby ugięcia przyuskokowe.

TEKTONIKA USKOKOWA W UTWORACH MŁODSZYCH OD TRIASU

Omówione tu zostaną tylko wybrane cechy uskoków w utworach potriasowych, wykazujące najistotniejsze podobieństwa lub różnice z cechami uskoków już opisanymi.

W utworach jurajskich, kredowych i trzeciorzędowych Zagłębia i stref bezpośrednio przyległych znane są uskoki o kierunku południkowym, równoleżnikowym, NW—SE i NE—SW (Połtowicz 1961, Alexandrowicz 1964, Bogacz 1959, 1967, 1977, Harańczyk et al. 1968, Rulski 1963, Bednarek 1974, Krokowski 1977, Zapaśnik 1977). Są to uskoki zrzutowe, normalne, z wyjątkiem jednego uskoku odwróconego opisanego przez Bogacza (1967, s. 42) oraz uskoków odwróconych, tworzących kompresyjny rów tektoniczny Klucze—Jarosławiec (Harańczyk et al., 1968).

Szerokim strefom uskoków równoleżnikowych w ich skrzydłach zrzucanych towarzyszą często mniejsze uskoki schodowe, bloki syntetyczne, antytetyczne, kliny tektoniczne, bloki poziome i przyuskokowe obrywy skalne (Bogacz 1967). Uskoki równoleżnikowe z utworów miocenских GZW zostały opisane i przedstawione na przekrojach przez Alexandrowicza (1964), Koniora (1964 a) i Kotasa (1972). Są to według wymienionych autorów w większości odmłodzone uskoki karbońskie. W ich szczelinach uskokowych występują grubookruchowe brekcje, składające się m. in. z dużych okruchów skalnych (utwory karbonu, triasu i trzeciorzędu) dochodzących niekiedy do 2 m średnicy, o bezładnym ułożeniu. Spoiwem jest niewysortowany materiał ilasto-piaszczysty (np. uskok Kłodnicki, Alexandrowicz 1964, s. 196). Przykładem może być uskok Jawiszowski, a właściwie tzw. strefa dyslokacyjna Jawiszowska, oraz uskoki obszaru górniczego kopalni Brzeszcze. Amplituda uskoków Jawiszowskiego w utworach karbońskich wynosi około 325— do 650 m (na całej jego długości), w utworach miocenских 70—120 m (por. Foryś 1976). Podobne wykształcenie materiału wypełniającego szczelinę uskokową wykazują uskoki Bełki, Książęcy i inne.

Interesującym zjawiskiem towarzyszącym niektórym uskokom są synsedymencyjne obrywy przyuskokowe, zaznaczające się w formie stożków w skrzydle zrzuconym. Przykładem mogą być stożki brekcji przyuskokowych w strefie uskoków Kłodnickiego (Alexandrowicz 1964, s. 196). Według tego autora, są to produkty osuwisk lub obrywów przyuskokowych, które powstały w trakcie „kolejnego odmładzania się uskoków Kłodnickiego, zachodzących w tortonie” (ibidem, s. 197). Uskoki te, podobnie jak wiele innych uskoków w utworach miocenских, są zatem uskokami synsedymencyjnymi. Powstawały one etapami, skokowo, o czym świadczy kilka poziomów brekcji przyuskokowych, przedzielonych osadem ilasto-marglistym. Duże amplitudy uskoków kopalni Brzeszcze w utworach miocenских (około 300 m), podobnie jak i innych uskoków w miocenie (Połtowicz 1961, Alexandrowicz 1964, Konior 1964 a), wskazują na znaczną rolę tektoniki trzeciorzędowej w południowej części Zagłębia.

EWOLUCJA SIECI USKOKOWEJ GZW

Wyniki dotychczasowych badań obszaru śląskiego i autorki wskazują zgodnie, że sieć uskokowa GZW ma charakter polisyntetyczny. Złożoność ta, zdaniem autorki, została spowodowana przede wszystkim zróżnicowanym charakterem procesów uskokotwórczych, zależnych głównie od zmiennej budowy Zagłębia, a szczególnie budowy jego podłoża krystalicznego.

Autorka, podobnie jak wielu innych autorów (patrz niżej), przypisuje waryscyjski proces uskokowania ruchom fazy asturyjskiej (nazywanej ostatnio leońską — Probierz 1977), mającej miejsce po zakończeniu sedymentacji najwyższych warstw serii produktywnej — po westfalu D (Czarnocki 1935; Siedlecki 1954, s. 89; Doktorowicz-Hrebnicki 1955, 1963; Zeman 1958, 1960; Konior 1964 b; Havlena 1964, s. 133; Stopa 1964; Kotas 1968, 1972, 1975; Unrug, Dembowski 1971; Bukowy 1972, 1977).

Geneza zespołów i układów geometrycznych uskoków waryscyjskich jest związana z procesem regionalnego dźwignania i towarzyszącego mu odprężania w płaszczyźnie poziomej, połączonego z ruchami pionowymi zindywidualizowanych bloków podkarbońskiego podłoża. Na decydującą rolę regionalnego odprężania wskazuje przede wszystkim przewaga uskoków o kierunkach prostopadłych i równoległych do głównych kierunków podłoża prekambryjskiego, będąca wynikiem zależności rozwoju tych struktur od bliskości stref odprężania (por. fig. 6). O samodzielnych ruchach bloków podłoża świadczy występowanie wyodrębnionych obszarów charakteryzujących się obecnością pewnych odmiennych niż w otoczeniu układów geometrycznych uskoków oraz obecnością uskoków o określonym kształcie powierzchni uskokowej (por. s. 394).

Proces uskokotwórczy rozpoczęła synsedymentacyjna ruchliwość w podłożu górnokarbońskiego basenu węglowego; objawiająca się w warstwach serii produktywnej powstaniem drobnych uskoków synsedymentacyjnych, najczęściej o kierunkach południkowych.

O górnokarbońskiej, synsedymentacyjnej ruchliwości tektonicznej w Zagłębiu Górnośląskim pisali m. in.: Zieliński (1958), Zeman (1968), Gradziński et al. (1961), Svoboda i Zeman (1963), Havlena (1964, s. 132), Kotas (1968, 1972, 1975), Buczek i Stankiewicz (1969), Unrug i Dembowski (1971), Kotas i Malczyk (1964a i b), Staniek (1976). Stankiewicz i Buczek (1969) wykazali, że główne nurty rzeczne transportujące materiał klastyczny do zapadliska górnośląskiego przebiegały wzdłuż tektonicznie uwarunkowanych kierunków południkowych. Kierunki te zdaniem autorów (ibidem, s. 76) „należałoby identyfikować jako progi, czy też strefy graniczne poszczególnych kier podłoża o zróżnicowanym stopniu stabilności”. Zatem można przypuszczać, że główne dyslokacje głębokiego podłoża wykazywały, obok równoleżnikowego (Kotas 1972, s. 20, fig. 2),

także kierunek południkowy. Taki układ strukturalny podłoża podkarbońskiego na przeważającej części GZW wyjaśnia równoleżnikowe i południkowe kierunki zaobserwowanych przez autorkę i opisanych w literaturze drobnych uskoków synsedymencyjnych (m. in. Zieliński 1958, Staniek 1976).

Po zakończeniu sedymentacji osadów górnokarbońskich, w wyniku ogólnego wypiętrzania GZW połączonego z intensywną erozją (m. in. Unrug i Dembowski 1971, Rutkowski 1972, Bukowy 1978) rozpoczął się proces odprężania tego obszaru. Proces odprężania, wynikiem którego było powstanie uskoków, nie mógł zachodzić na całym obszarze Zagłębia jednocześnie. Największe predyspozycje do jego zapoczątkowania posiadała centralna część GZW, w której reprodukowano podczas sedymentacji równoleżnikowe i południkowe kierunki strukturalne podłoża stwarzały założenia dla południkowych i równoleżnikowych powierzchni nieciągłości w pokrywie karbońskiej. Dlatego w początkowym etapie od-

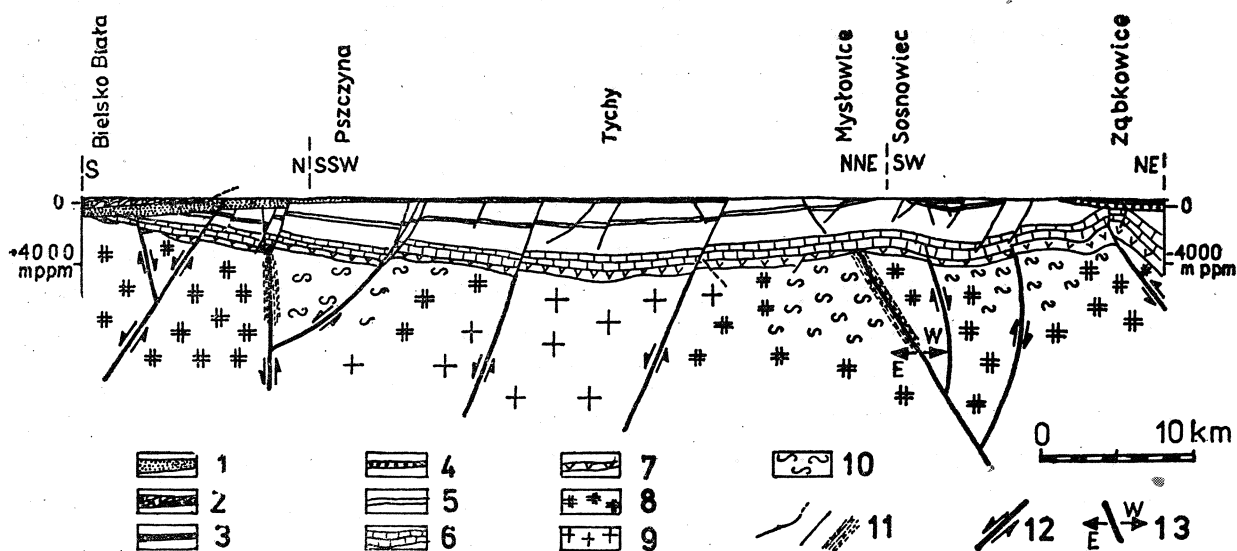


Fig. 30. Przekrój geologiczny przez GZW wg Kotasa, 1973, uproszczony — w interpretacji autorki, 1 — trzeciorzęd; 2 — trzeciorzęd — kreda; 3 — trias; 4 — perm; 5 — karbon; 6 — dewon; 7 — kambr; 8, 9, 10 — prekamb: skały metamorficzne (8); magmowe (9); anchimetamorficzne (10); 11 — nasunięcia, uskoki, strefy nieciągłości wg Kotasa, 1973, uproszczone; 12 — kierunek i zwrot ruchu względnego bloków podłoża prekambryjskiego wzdłuż uskoków w interpretacji autorki; 13 — ruch przesuwczy wzdłuż rozłamu górnośląskiego w interpretacji autorki

Fig. 30. A geological cross-section through the Upper Silesia Coal Basin acc. to Kotas, 1973, simplified — as interpreted by the author. 1 — Tertiary; 2 — Tertiary-Cretaceous; 3 — Triassic; 4 — Permian; 5 — Carboniferous; 6 — Devonian; 7 — Cambrian; 8, 9, 10 — Precambrian: metamorphic (8); magmatic (9); anchimetamorphic (10) rocks; 11 — overthrusts, faults, discontinuity zones acc. to Kotas, 1973, simplified; 12 — direction and sense of the relative movement of blocks of the Precambrian basement along the faults; 13 — strike-slip movement along the Upper Silesia fracture

prężania w powstałym wskutek dominującej roli składowej pionowej (δ_1) grawitacyjnym polu naprężeń, powstał system sprzężonych ze sobą zrzutowych uskoków normalnych o kierunkach południkowych i równoleżnikowych, zajmujący centralną, wewnętrzną część GZW (patrz fig. 2).

Z początkiem tworzenia się uskoków południkowych, na głębokościach warunkujących krytyczną wartość obciążenia grawitacyjnego utworzyła się gęsta sieć spękań kliważowych, jako odpowiednik drobnych poślizgów przedścięciowych (por. Jaroszewski 1974, s. 98, rys. 112; Beach 1975, s. 245) w strefie rodzącego się (ale jeszcze nie „skoncentrowanego”) uskoku. Bezpośrednią kontynuacją drobnych, przeduskokowych poślizgów były uskoki południkowe i równoleżnikowe. Po ich utworzeniu się, w warunkach ekstensyjnych, gdy stan napięcia nie stwarzał już możliwości powszechnych przemieszczeń, utworzyły się (a właściwie otworzyły się) spękania ciosowe prostopadłe i równoległe do kierunków uskoków⁴.

W trwającym nadal procesie odprężania, w ciągłym procesie uskokowania (por. Jaroszewski 1972, s. 180) nastąpiła zmiana kierunków odprężania, tym razem na prostopadły i równoległy do zewnętrznych granic („ram”) Zagłębia, powodując powstanie uskoków o kierunkach NW—SE i NE—SW.

Opisany wyżej proces wypiętrzania i uskokowania odbywał się z udziałem pionowych ruchów poszczególnych bloków podłoża. Ta zróżnicowana ruchliwość bloków zaznaczyła się na obszarze GZW powstaniem lokalnych układów geometrycznych uskoków — promienistych, koncentrycznych i prostokątnych, a także uskoków o stromiejącym ku dołowi nachyleniu powierzchni uskokowych (por. Jaroszewski 1974, s. 124). Ograniczenie wymienionych układów uskoków do pewnych, raczej niewielkich obszarów o nieregularnym rozmieszczeniu sugeruje znaczne zróżnicowanie geograficzne charakteru i znaku ruchów pionowych. Zróżnicowanie to ilustruje schematycznie głęboki przekrój geologiczny przez GZW (fig. 30).

Intensywne ruchy bloków podłoża, powodujące wzajemne ich przesunięcia zarówno w pionie, jak i poziomie (por. Dżułyński 1953, s. 403) spowodowały uruchomienie niektórych dolnopaleozoicznych ciał gabbrowo-diabazowych (Kotas 1972, s. 31) wzdłuż głębokich uskoków prekambryjskiego podłoża (Bukowy 1977). Oddziaływanie tych dźwiganych uskokowo mas na skały nadkładu również złożyło się na wykształcenie promienistych i koncentrycznych układów uskoków (fig. 31).

⁴ Zależność pomiędzy ciosem a uskokami była przedmiotem prac wielu autorów. Równoległość spękań ciosowych do uskoków opisywali m. in. Roberts (1966, s. 167), Hancock (1968, s. 149) i Jaroszewski (1972, s. 62), którzy powstanie takich zespołów ciosowych łączyli z powstawaniem uskoków.

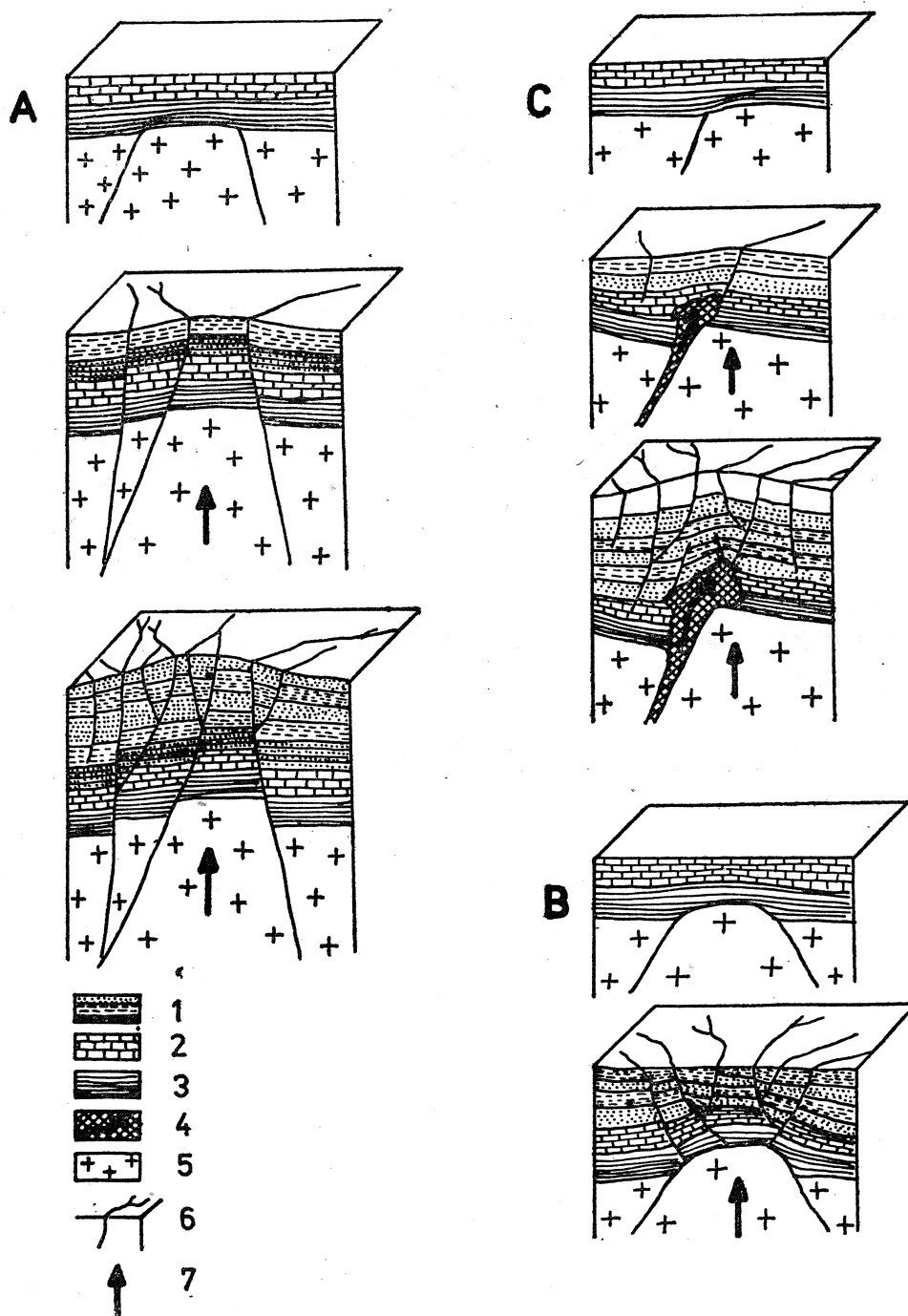


Fig. 31. Schematy tworzenia się synsedymencyjnych kopuł i układów promieni-
stych uskoków w utworach karbońskich wg interpretacji autorki. A. Kopuła
Grodźca; B. obszar na południe od Mysłowic; C. pole zachodnie kopalni Siersza.
1 — utwory karbonu produktywnego; 2 — utwory węglanowe karbonu dolnego;
3 — utwory kambru i dewonu; 4 — intruzja magmowa; 5 — podłoże prekambryj-
skie; 6 — uskok (w planie i w przekroju); 7 — kierunek i zwrot ruchu bloku
w podłożu prekambryjskim

Fig. 31. Schemes of formation of synsedimentary domes and radial arrange-
ments of faults in Carboniferous deposits — as interpreted by the author. A. Grodziec
dome; B. area south of Mysłowice; C. western field of the Siersza coal-mine.
1 — deposits of the Upper Carboniferous; 2 — carbonate deposits of the Lower
Carboniferous; 3 — Cambrian and Devonian rocks; 4 — magma intrusion; 5 —
Precambrian basement; 6 — fault (in plot and cross-section); 7 — direction and
sense of the block movement in the Precambrian basement

W miarę synwaryscyjskiego wypiętrzenia obszaru Zagłębia i jednocześnie usuwania złożonego materiału połączonego z pewną kompresją poziomą od strony już wydźwigniętych obszarów na wschodzie i zachodzie, naprężenie pionowe, będące dotychczas największym (σ_1), ulegało stopniowemu zmniejszaniu aż do osiągnięcia roli naprężenia pośredniego (σ_2); rolę σ_1 zaczynało przejmować naprężenie poziome, poprzednio pośrednie. Wskutek takiej zmiany układu naprężeń, tu i ówdzie doszło do przemieszczeń przesuwczych wzdłuż wcześniejszych uskoków normalnych (wtórne uskoki przesuwcze), a lokalnie powstały nawet nowe (pierwotne) uskoki o charakterze przesuwczym. Przemieszczenia przesuwcze o charakterze wtórnym dokonały się wzdłuż uskoków o kierunkach W—E, N—S, a także NE—SW (patrz s. 406). Najbardziej „przesuwcze” cechy wykazują uskoki o kierunku NW—SE, występujące w bezpośrednim sąsiedztwie wschodniej granicy Zagłębia. Wydaje się jednak, że i w tym przypadku są to uskoki o założeniach zrzutowych, zmodyfikowane stosunkowo wcześniej przez działanie kompresji bocznej występującej w brzegowej, jeżeli nie „krawędziowej” strefie Zagłębia, na pograniczu dwóch odrębnych jednostek tektonicznych (por. Jaroszewski 1974, s. 135 i 144).

Najdogodniejsze warunki do powstania uskoków przesuwczych istniały bowiem w najbardziej zewnętrznych strefach GZW, na pograniczu z obszarami przyległymi. Przykładem może być strefa nieciągłości związana z przedłużeniem ku północy linii obecnego nasunięcia orłowskiego i michałkowickiego (obszár pomiędzy Knurowem, Gliwicami, Pyskowicami a Tarnowskimi Górami). Wzdłuż tej strefy dokonywały się ruchy przesuwcze o zwrocie prawoskrętnym (por. s. 403). W podobnych warunkach powstały na północy i na wschodzie GZW kulisowe układy uskoków „dopasowujące się” jak gdyby do kształtu Zagłębia (por. zał. 2 i fig. 1, Bogacz 1977, s. 29). Sugeruje to, że kierunek działania pary sił w płaszczyźnie poziomej był zgodny z kierunkiem zewnętrznego konturu GZW.

Dalszy etap wypiętrzania Zagłębia i erozji przyniósł zmianę $\sigma_2 \rightarrow \sigma_3$ i lokalne pojawienie się uskoków odwróconych na północno-wschodnim i zachodnim brzegu Zagłębia. Odpowiednio silny nacisk poziomy (σ_1) spowodował na zachodnim krańcu GZW tendencję do nasuwania się, w strefie istniejącego już przesuwczego uskoku lub uskoków (por. s. 403). Powstały dwa wielkie uskoki odwrócone — nasunięcie orłowskie i michałkowickie wraz z towarzyszącymi im nasunięciami mniejszymi. Właśnie w tej części Zagłębia, na obszarze Rybnickiego Zagłębia Węglowego, występują liczne uskoki odwrócone (inf. ustna dra inż. W. Bogacza).

Waryscyjski proces uskokowania zamyka faza saalska, którą Siedlecka (1964, s. 327) interpretuje jako „słabiej lub silniej zaznaczony akt, kończący orogenezę waryscyjską, przypadający podobnie jak w innych obszarach na środkową część dolnego permu”. Z ruchami tej fazy łączy

się powszechnie wylewy diabazów i melafirów (Siedlecki 1954, s. 168; Znosko 1965, s. 94).

Powaryscyjskie etapy ruchliwości tektonicznej powodowały odmładzanie się uskokuw waryscyjskich oraz tworzenie się nowych uskokuw o tych samych, waryscyjskich kierunkach.

Utworzona w karbonie sieć uskokuwa była przekazywana w okresach młodszych ruchów tektonicznych ku górze, do nadległych, nowo składanych osadów (por. Blanchet 1957, Mirkin 1968, Mastella 1972). Ruchliwość powaryscyjska — w triasie i trzeciorzędzie — zaznaczała się już podczas sedimentacji osadów, wzdłuż istniejących w podłożu uskokuw czy stref uskokuwych (patrz s. 391). Tworzyły się więc początkowo normalne, zrzutowe uskoki synsedymencyjne. W dalszych etapach wskutek pionowych ruchów bloków podłoża, a także ich wzajemnych przemieszczeń w poziomie (por. Dżułyński 1953, s. 403) powstawały uskoki pierwotne zrzutowe i pierwotne przesuwcze. Złożoność genetyczna i różnorodność geometryczna waryscyjskiej sieci uskokuwej z jednej strony, a regionalny układ pola naprężeń z drugiej strony przyczyniały się do zmian w czasie lokalnych układów naprężeń na obszarze Śląska w triasie i trzeciorzędzie. Wynikiem tych zmian są nakładające się na siebie zjawiska tektoniki zrzutowej i przesuwczej — uskoki wtórne zrzutowe i wtórne przesuwcze. Przykłady podobnej do charakteru Zagłębia tektoniki znane są z obszarów sąsiadujących z GZW (Bogacz 1959, 1967, 1977, Rulski 1973, Bednarek 1974, Krokowski 1977, Salski 1977, Zapaśnik 1977).

Na całym obszarze Zagłębia są notowane współczesne przemieszczenia pionowe (Budryk 1955, Janczewski 1955 a i b, 1957, Kowalczyk 1964, 1977, Gibowicz 1963, Gibowicz et al. 1977, Siporski 1975, Kotlicka 1979). Podane przez wymienionych autorów fakty wskazują, że źródłem tych wszystkich przemieszczeń (dokonujących się zarówno na powierzchni, jak i w głębi górotworu) są przesunięcia bloków głębokiego podłoża (por. Janczewski 1957, Gibowicz 1963, Gibowicz et al. 1977, Kowalczyk 1977). Można więc wysunąć tezę, że blokowa ruchliwość tektoniczna głębokiego podłoża Zagłębia trwa do czasów obecnych. Nasilenie współczesnych ruchów pionowych jest notowane zwłaszcza w rejonie rozłamu górnośląskiego (por. Herbich 1980) oraz w rejonie strefy uskokuwej (wyznaczonej przez Kotas 1972, s. 15) Żary—Piasek—Jawiszowice—Wysoka (inf. ustna dr inż. E. Czarnockiej). Wymienione dwie strefy odpowiadają równoleżnikowym granicom tektonicznym pomiędzy prekambryjskimi kompleksami strukturalnymi — rozłomom II rzędu (Kotas 1972, 1975) — por. fig. 2. Współczesna ruchliwość tektoniczna w ich rejonie świadczy o ich obecnej aktywności, która cechuje znane lineamenty w waryscyjskim i starszym podłożu północno-zachodniej Europy (Dijkers 1977).

WYKAZ LITERATURY — REFERENCES

- Aderca B. M. (1960), Schistosité de dislokation. *Soc. Géol. Bel. Bull.* 83, 1—5: 101—113. Liège.
- Alexandrowicz S. W. (1964), Przejawy tektoniki miocenińskiej w Zagłębiu Górnośląskim (Miocene tectonics in the Upper Silesian basin). *Acta geol. pol.*, 14, 2: 175—232. Warszawa.
- Alexandrowicz S. W. (1966), Stratygrafia osadów trzeciorzędowych w Byczyńsku k/Jaworzna (Stratigraphy of the Triassic Deposits at Byczyna near Jaworzno Eastern Part of the Upper Silesian Coal Basin). *Kwart. Geol.*, 10, 2: 315—326. Warszawa.
- Anderson E. M. (1951), The dynamics of faulting. Edinburgh, p. 206.
- Anketell J. M., Dżułyński St. (1968), Patterns of density controlled convolutions involving statistically homogenous and heterogenous layers. (O wzorach przestrzennych zaburzeń konwolutnych w osadach o warstwach statycznie jednorodnych i niejednorodnych). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 4: 401—409. Kraków.
- Beach A. (1975), The geometry of en — echelon reins arrays. *Tectonoph.* 28, 4: 245—263. Amsterdam.
- Bednarek J. (1974), Budowa geologiczna strefy wychodni górnajurajskich między Zawierciem, Łazami i Pilicą. Pr. dokt. *Arch. Inst. Geol. Podst. Wyd.* Geol. U.W. Warszawa, p. 117.
- Bialik A., Trammer J., Zapaśnik T. (1972), Synsedimentary disturbances in the Middle Triassic Carbonates of the Holly Cross Mts. (Synsedimentacyjne zaburzenia osadów węglanowych triasu środkowego Gór Świętokrzyskich). *Acta geol. pol.*, 22, 3: 265—274. Warszawa.
- Bilan W. (1976), Stratygrafia górnego triasu wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (The stratigraphy of the Upper Triassic deposits of the Eastern margin of the Upper Silesian Coal Basin). *Zesz. nauk. AGH, Geologia*, 2, 3. Warszawa. 73 p.
- Blanchet P. H. (1957), Development of fracture analysis as exploration method. *Am. Assoc. Petrol. Bull.* 41, 8: 1748—1759, Tulsa 1, Oklahoma.
- Bogacz K. (1959), New data of the geological Structure of the Krzeszowice graben. (Nowe dane o geologicznej strukturze rowu Krzeszowickiego). *Bull. Acad. Pol. Sci., Sér., Géogr.*, 7: 183—190. Varsovie.
- Bogacz K. (1967), Budowa geologiczna północnego obrzeżenia rowu Krzeszowickiego. (The geological structure of the northern border of the Krzeszowice Graben). *Pr. geol. Kom. Nauk. Geol. PAN Oddz. Kraków*, 41: 1—85. Kraków p. 85.
- Bogacz K. (1977), Budowa geologiczna paleozoiku dębnickiego. W: Problemy tektoniki północno-wschodniego obrzeżenia Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Mat. Konf. Teren. Czatkowice 15—16. IX. 1977*: 7—30. Kraków.
- Bogacz K., Dżułyński St., Gradziński R., Kostecka A. (1968), Origin of crumpled limestone in the Middle Triassic of Poland. (O pochodzeniu wapieni gruzłowych w wapieniu muszlowym). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38, 2—3: 385—394. Kraków.
- Budryk W. (1955), Skutki trzęsienia ziemi w kopalniach górnośląskich. (Les effets des tremblements de terre dans le mines de la Haute Silésie). *Arch. Górn. Hutn.* 3, 2: 228—240. Katowice.
- Bukowy St. (1972), Budowa podłoża karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (The Structure of the Substratum of the Carboniferous of the Upper Silesian Coal Basin). *Pr. I.G.*, 61: 23—59. Warszawa.

- Bukowy St. (1978), Aktualne zagadnienia budowy geologicznej paleozoiku regionu śląsko-krakowskiego i jego okruszczowania. (Current problems of geological structure of the Paleozoik of the Silesian — Cracow region and its mineralization). *Prz. geol.*, 2: 112—116. Warszawa.
- Cegła J., Dżułyński St. (1970), Układy niestatecznie warstwowane i ich występowanie w środowisku peryglacjalnym. (Systems with reversed density gradient and their occurrence in peryglacial zones). *Acta Univ. Wratisl.*, 124: 17—42. Wrocław.
- Chudzikiewicz L. (1975), Intraformational Conglomerates in the Gogolin beds. (Middle Triassic, Southern Poland). (Śródformacyjne zlepienie w warstwach gogolińskich). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 1: 3—19. Kraków.
- Czarnocki S. (1935), Polskie Zagłębie Węglowe w świetle badań geologicznych z ostatnich lat dwudziestu (1914—1934). Warszawa, p. 214.
- Dale T. N. (1894), On the structures of the ridge between the Taconic and Green Mt. Ranges in Vermont. pp. 92—93, *14th Ann. Rpt. U.S. Geol. Surv.*
- Dale T. N. (1896), Structural details in the Green Mt. Region and in Eastern New York. pp. 549—570, *16th. Ann. Rpt. U.S. Surv.* (1894—1895), I.
- Dijkers A. J. (1977), Sketch of a possible Lineament pattern in north west Europe. *Geol. en Mijn.* 56, 4: 275—285, Amsterdam.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1935), Objasnienia do arkusza Grodziec. Państ. Inst. Geol. Mapa szczegółowa Polskiego Zagłębia Węglowego, 2, Warszawa. 235 p.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1955), Budowa geologiczna centralnego obszaru przemysłowego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Sesja Nauk. I.G. Prz. geol.*, 10: 491. Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1959), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, mapa strukturalna. Skala 1:100 000. I.G. Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1960), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego — mapa stratygraficzna bez utworów czwartorzędowych, Skala 1:100 000, I.G. Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1963), Zależność między ruchami dna basenu sedimentacyjnego karbonu górnego a późniejszą jego tektoniką. (Problems of the Upper Silesian Carboniferous (Interdependence of the Movements of the Floor of the Upper Carboniferous Sedimentation Basin and Its Later Tectonics)). *Jub. Sesja Nauk. I.G. Pr. I.G.*, 30, 4: 263—276. Warszawa.
- Doktorowicz-Hrebnicki St. (1966), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w skali 1:100 000 i 1:50 000. I.G. Warszawa.
- Dżułyński St. (1953), Tektonika pd. części Wyżyny Krakowskiej. *Acta geol. pol.*, 3, 3: 325—440. Kraków.
- Foryś T. (1976), Zastosowanie metody elektrooporowej do wykrywania uskoków karbońskich pod nadkładem grubszym niż 150 m. (Use of Electric Resistance Method for the Detection of Coal Measures Faults Occuring under the Overburden Thicker than 150 m). *Prz. Górn.*, 32, 3: 115—122. Katowice.
- Gibowicz S. J. (1963), Klasyfikacja energetyczna wstrząsów podziemnych na Górnym Śląsku i częstotliwość ich występowania w zależności od wielkości energii. (Energetische Klassifizierung der unterirdischen Erschütterungen in Oberschlesien und die Häufigkeit ihres Auftretens in Abhängigkeit von der Grösse der Energie). *Arch. Górn.*, 8, 1, 17—41. Katowice.
- Gibowicz S. J. i inni (1977), Aspekty górnicze i techniczne wstrząsu lubińskiego 24. III. 1977. Ref. na VI Konf. Nauk. „Badania geodynamiczne w Polsce”, Jabłonna 1977, głos w dyskusji.
- Gradziński R., Radomski A., Unrug R. (1961), Kierunki transportu ma-

- teriału klastycznego w górnym karbonie Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (Directions of transport of the clastic material in the Upper Carboniferous of the Silesian Coal Basin). *Kwart. geol.*, 5, 1: 15—38. Warszawa.
- Grmela A., Foldyna J. (1971), Michálkovická porucha v ostravsko-karvinském revíru. (The Michálkovice tectonic structure in Ostrava-Karwina Coal District). *Cas. Min. Geol.*, 16, 4: 405—419. Praha.
- Hancock P. L. (1964), The relations between folds and lateformed joints in South Pembrokeshire. *Geol. Mag.*, 101, 2: 174—184. Hertford.
- Hancock P. L. (1968), Joints and Faults: The morfological aspects of their origins. *Proc. Geol. Assoc.*, vol. 79, 2: 141—153. London.
- Harańczyk Cz., Szostek L., Filipowicz-Łosiak W. (1968), Pojurańskie okruszczowanie Zn—Pb w rowie kompresyjnym Klucze—Jaroszowiec. (Post-Jurassic ore mineralization of the Klucze—Jaroszowiec graben). *Rudy i Met. nieżel.*, 7: 330—334. Katowice.
- Harding T. (1973), Newport — Inglewood Trend, California — an example of Wrenching Style of Deformation. *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Bull.* 57, 1: 97—117. Socorro.
- Havlena V. (1964), Geologie uhelných ložisek 2. ČSAV. Praha. 437 p.
- Herbich E. (1980), O rozłame górnośląskim. (On the Upper Silesian deep fracture). *Prz. geol.*, 3: 156—159. Warszawa.
- Janczewski E. W. (1957), Sejsmiczna aktywność dyslokacji w podłożu karbonu górnośląskiego. (Seismic activity of dislocations in the Substratum of the silesian Carboniferous). *Prz. geol.*, 6: 280—282. Warszawa.
- Jaroszewski W. (1972), Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nie-orogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. (mesoscopic structural criteria of tectonics of non-orogenic areas: an example from the north—eastern mesozoic margin of the Świętokrzyskie Mountains). *Studia Geol. Pol.*, 38, Warszawa, p. 215.
- Jaroszewski W. (1974), Tektonika uskoków i fałdów. Wyd. Geol., Warszawa. p. 296.
- Kautsky G. (1953), Der geologische Bau des Sulitelma Salojaunegebites in den Nordskandinavischen Kaledonian. *Severig. Geol. Unders. C*, 528 (1952), Stockholm, 232 p.
- Kłapciński J. (1958), Trias na NE od wału przedsudeckiego. (The Triassic north-east of the Fore-Sudetic Swell). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 28, 4: 361—399. Kraków.
- Konior K. (1964a), Przybliżone wielkości deformacji podłoża w obszarze Cieszyn—Kąty podczas miocenu. *Spr. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, styczeń—czerwiec: 226—227. Kraków.
- Kotas A., (1968), Budowa geologiczna podłoża utworów karbonu produktywnego. *Spr. z Pos. Nauk. Inst. Geol., Kwart. geol.*, 12, 4: 1088—1090. Warszawa.
- Kotas A. (1972), Ważniejsze cechy budowy geologicznej GZW na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych, in: *Problemy geodynamiki i tąpnięć*. Kom. Górn. PAN, 1. Katowice.
- Kotas A. (1973), Mapa geologiczna Górnośląskiego Zagłębia Węglowego odkryta po karbon. Skala 1:100 000. *Arch. Inst. Geol., Oddz. Górnośląski*.
- Kotas A. (1975), Budowa geologiczna podłoża GZW. Referat w oddz. warsz. Pol. Tow. Geol., 21. I. 1975 r.
- Kotas A., Malczyk W. (1964a), Rozwój warstw siodłowych i rudzkich w świetle prac nad identyfikacją pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. *Spr. z Pos. Nauk. Inst. Geol., Kwart. geol.*, 8, 4: 966—967. Warszawa.
- Kotas A., Malczyk W. (1964b), Uwagi o rozwoju warstw brzeżnych w świetle

- prac nad identyfikacją pokładów węgla w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. Spr. z Pos. Nauk. Inst. Geol., *Kwart. geol.*, 8, 4: 967—968. Warszawa.
- Kotlicka G. N. (1979), Objawy neotektoniki w zachodniej części Górnego Śląska. Spr. z Pos. Nauk. Inst. Geol., *Kwart. geol.*, 23, 2: 493—494. Warszawa.
- Kowalczyk Z. (1964), Analiza wyników badań geodezyjnych nad współczesnymi, naturalnymi ruchami powierzchniowymi, południowej części Górnego Śląska. *Pr. Kom. Nauk. — Techn. PAN*, 1, Kraków, 61 p.
- Kowalczyk Z. (1977), Próba przybliżonego określenia wielkości energii powstałej w wyniku przemieszczenia pionowego bloku tektonicznego na przykładzie GZW. Ref. na VI Konf. Nauk. „Badania geodynamiczne w Polsce”, Jabłonna 30. VI.— 2. VII. 1977 r.
- Krokowski J. (1977), Tektonika obszaru między Krakowem a Sławkowem w świetle badań drobnostukturalnych. Pr. doktorska. Maszynopis. Arch. AGH. Kraków. p. 146.
- Kubicz A. (1970), Struktury sedymentacyjne w wapieniach poziomu z *Pecten* i *Dadocrinus* w Gogolinie. Spr. z Pos. Nauk. PAN. XVI, styczeń—czerwiec: 75—81. Kraków.
- Kuhl J. (1962), Czy i jaki wpływ ma substancja mineralna w węglu kamiennym na jego własności mechaniczne. (Does the inorganic mineral substance in coal affect its mechanical properties and what is the influence). *Prz. gór.*, 10: 541—547. Katowice.
- Mastella L. (1975), Tektonika fliszu wschodniej części Podhala. (Flysh tectonics in the eastern part of the Podhale Basin (Karpates, Poland)). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 45, 3—4: 361—401. Kraków.
- Moody J. D., Hill M. J. (1956), Wrench — Fault tectonics. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 9: 1207—1246. Baltimore.
- Morgenstern N. R., Tchalenko J. S. (1967), Microscopic structures in kaolin subjected to direct shear. *Géotechnique*, 17, 4: 309—329. London.
- Panasiuk W., Dudziak T. (1964), Problem nasunięcia michałowickiego i fałdu orłowskiego oraz ich wpływ na rozwój kopalń w zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W: Problemy geologiczne i surowcowe Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego. *Mat. na 37 Zjazd PTG*: 127—148. Katowice.
- Połtowiec S. (1961), Zagadnienie rozpoznania wieku tektoniki przy dokumentowaniu złóż węgla kamiennego. (Importance of tectonics age recognition for elaborating of hard coal deposits). *Prz. geol.*, 6: 307—313. Warszawa.
- Price N. J. (1968), A dynamic mechanism of the development of second order faults and related structures. *Surv. Can. Paper.*, 68—52: 49—72. Ottawa.
- Probierz K. (1977), Tektonika południowego skrzydła Siodła Głównego między uskokiemi: Zuzanna, Książęcy i Przemsza (The tectonics of southern limb of the Main Anticline between the Zuzanna, Książęcy and Przemsza faults (Upper Silesian Coal Basin)). *Prz. geol.*, 6: 301—307. Warszawa.
- Rulski S. (1974), Budowa geologiczna podłoża mezozoiku w rejonie Siewierza i Zawiercia. Pr. dokt. Maszyn. Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW, Warszawa. p. 148.
- Rutkowski J. (1972), Osady stefanu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. (The Stephanian Sediments of the Upper Silesian Coal Basin). *Pr. Inst. Geol.*, 41: 539—555. Warszawa.
- Salaski W. (1977), Rozwój tektoniczny obszaru miedzionośnego monokliny przed-sudeckiej. (Tectonic development of the Copper — bearing area of the Fore — Sudetic Monocline). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 47, 1: 22—48. Kraków.
- Siedlecka A. (1964), Osady permu w północno-wschodnim obrzeżeniu Zagłębia

- Górnośląskiego. (Permian in the north-eastern border of the Upper Silesian Coal Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 34, 3: 309—394. Kraków.
- Siedlecki St. (1952), Utwory geologiczne obszaru pomiędzy Chrzanowem a Kwaczałą. (Геологические образования участка между Хржановом и Квачалой) *Biul. Inst. Geol.*, 60, Warszawa. 230 p.
- Siedlecki St. (1954), Utwory paleozoiczne okolic Krakowa. (Paleozoic formations of the Cracov region). *Biul. Inst. Geol.*, 73, Warszawa. 415 p.
- Siedlecki St. (1964), Wybrane problemy stratygraficzne i sedimentologiczne triasu śląsko-krakowskiego. W: Problemy geologiczne i surowcowe Górnośląskiego Okręgu Przemysłowego, cz. I: 42—54, *Mat. na 37 Zjazd Pol. Tow. Geol.* Katowice.
- Siporski L. (1975), Pionowe przemieszczenia terenu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego w okresie 1951—1972. (Vertical translocations in the area of Upper Silesian Coal Basin in the years 1951—1972). W: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, 1: 95—100. *I Kraj. Symp.* Warszawa, listopad 1975. Wyd. Geol., Warszawa.
- de Sitter L. U. (1964), *Structural Geology*. Mc. Graw-Hill Bodz. Co. London. 551 p.
- Skoczylas J. (1972), Deformacje nieciągłe karbonu górnego strefy osiowej niecki Rudy — Górny Śląsk. (Discontinuous deformations of Upper Carboniferous rocks from axial part of Ruda basin, Upper Silesia). *Prz. geol.*, 10: 452—456. Warszawa.
- Staniek L. (1976), Tektonika warstw karbońskich kopalni Sośnica w nawiązaniu do kopalni sąsiednich i jej wpływ na warunki eksploatacji. *Symp. Oddz. Zabrz. Gł. SITG NOT, Zabrze 4. III. 1976: 1—67.* Katowice.
- Stankiewicz J., Buczek H. (1969), Warunki geologiczno-litologiczne i sedimentacyjne w rejonie na południe od siodła głównego. W: *Badania naukowo-techniczne mineralnych surowców karbonu Zagłębia Górnośląskiego i Dolnośląskiego oraz ich praktyczne wyniki. Mat. konf.*: 71—80. Katowice.
- Stopa S. Z. (1964), Karbońska synklina mikulczycka i próg miechowski jako południkowe obrzeżenie niecki bytomskiej od zachodu. *Spr. z Pos. Kom. Nauk. PAN*, styczeń—czerwiec: 231—234. Kraków.
- Stopa S. Z., Domagała M. (1961), L'anticlinal de Zabrze. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér., Géol. Géogr.*, 9, 1: 29—33. Varsovie.
- Stopa S. Z., Matl K. (1961), Le synclinal de Ruda come limite entre les plis submeridionane et le plis transversane dans le Carbonifère de la Haute Silesie. *Bull. Acad. Pol. Sci. Sér., Géol., Géogr.*, 9, 4: 201—211. Varsovie.
- Svoboda V., Zeman J. (1963), Příspěvek ke vzniku vráz na příkladu michálkovické vrásky w ostravsko-karvinském revíru (Ein Beitrag zur Faltenstechnik am Beispiel der Michalkowitz Falte im Revier Ostrava—Karvina). *Čas., Min. Geol.*, 8, 3: 256—265. Praha.
- Tchalenko J. S. (1968), The evolution of kink-bends and the development of compression textures in hard rocks and clays. *Tectonoph.*, 6, 2: 159—174. Amsterdam.
- Tchalenko J. S. (1970), Similarities between Shear Zones of Different Magnitudes. *Geol. Soc. Am., Bull.*, 81, 6: 1625—1640. Colorado.
- Unrug R., Dembowski Z. (1971), Rozwój diastroficzno-sedymenacyjny basenu Morawsko-Śląskiego. (Diastrophic and sedimentary evolution of the Moravia-Silesia Basin). *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 41, 1: 119—168. Kraków.
- Wilk Z. (1958), Z badań nad tektoniką wzgórz libiąskich. (Investigations of the

- Tectonics of Libiąż Hills, (Upper Silesia)). *Zesz. Nauk. AGH, Geol.*, 15, 2: 47—63. Kraków.
- Wilson G. (1961), The tectonic significance of small structures, and their importance to the geologist in the field. *Soc. Géol. Bel. Bull.*, 9, 10: Liège. p. 547.
- Zapaśnik T. (1977), Tektonika pokrywy jurajskiej obszaru olkusko-wolbromskiego. Pr. dokt., Arch. Inst. Geol. Podst. Wydz. Geol. UW. Warszawa. p. 119.
- Zeman J. (1958), Styl tektoniki obszaru ostrawsko-karwińskiego. (Tectonic style in the Ostrava—Karvina area). *Prz. geol.*, 2: 55—58. Warszawa.
- Zeman J. (1960), Tectonische Entwicklung und synsedimentäre Falten in den Variszischen Vortiefen. *Geologie, Jahr.*, 9, 3: 227—258. Berlin.
- Zieliński A. (1958), Synsedymencyjne zaburzenia tektoniczne w utworach orzeskich. (Synsedimentation tectonical dislocations in the Orzesze Beds of Wesoła Śląska (Upper Silesian Coal Basin). *Prz. geol.*, 3: 126—127. Warszawa.
- Znosko J. (1965), Pozycja tektoniczna śląsko-krakowskiego zagłębia (Tectonic position of the Silesia—Cracov Coal Basin). *Biul. I.G.*, 188, 1: 73—120. Warszawa.
- Zero E. (1956), Mapa szczegółowa Polski, Ark. Chrzanów, Skala 1:50 000. I.G. Warszawa.
- Zero E. (1957), Mapa szczegółowa Polski, Ark. Gliwice. Skala 1:50 000. I.G. Warszawa.
- Белоусов В. В. (1954), Основные вопросы геотектоники. Москва. 605 с.
- Белоусов В., Гзовский М. В. (1964), Экспериментальная тектоника. Недра. Москва. с. 117.
- Буртман В. С., Лукьянов А. В., Пейве А. В., Руженцев В. С., (1963), Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Труд. геол. 80: с. 1—33. Москва.
- Гзовский М. В., Черткова Е. И. (1953), Моделирование волнистости прости- рания крупных тектонических разрывов. Изв. АН СССР 6: с. 481—499. Москва.
- Миркин Г. Р. (1968), Структурно-тектонический анализ распределения густоты мегатрещин. Сов. геол., 8: с. 47—48. Изд. Недра.

SUMMARY

The author carried out an analysis of the fault network of the Upper Silesia Coal Basin using coal-mines documentation and her own studies. The analysis comprised tectonic phenomena occurring mainly in the Carboniferous, Triassic and Tertiary deposits. The Permian beds were left out because of their peripheral occurrence, chiefly outside the Coal Basin.

Characteristics of the fault network included geometrical and genetic features of faults. The author understood the term „geometry of faults” as directions and distribution of faults intersecting with the horizontal plane, as well as their characteristics in the vertical cross-section and their geometry at depth, i.e. inclination of the fault plane and depth-dependent changes in the inclination. Genetic characteristics of faults consists of a number of small tectonic structures occurring in close vicinity to the faults and genetically connected with them.

The directional diagram of faults (Fig. 5) shows that in Paleozoic,

Mezozoic and Kenozoic deposits of the Coal Basin the following fault directions can be found:

- 1) approximately meridional direction: $340-30^{\circ}$
- 2) approximately parallel direction: $80-110^{\circ}$
- 3) approximately NW—SE direction: $120-150^{\circ}$
- 4) approximately NE—SW direction: $30-70^{\circ}$
- 5) radial faults of directions: $0-350^{\circ}$.

The geographical distribution of fault directions found in Carboniferous deposits indicates that these directions are mainly perpendicular and parallel to the adjoining main structural lines of the Coal Basin (Fig. 6).

In Carboniferous deposits the author observed changes in inclination of a number of fault surfaces in the dip and strike planes. The changes in inclination of the fault surfaces in the dip plane most frequently result from a heterogeneous lithology of the productive series (Fig. 8). There are, however, changes not dependent upon the lithology; as regards those general changes, the following faults can be distinguished: 1) faults with inclination of fault surfaces becoming less steep depthwise, 2) faults with inclination of fault surfaces becoming steeper depthwise (Fig. 9), and 3) faults displaying the smallest dip angles and, at the same time, the highest amplitudes in their central sections (in the vertical crosssection) (Table 1).

The majority of faults in Carboniferous deposits have an undulated fault line; this undulation seems, above all, to result from the ductile character of the faults. The faults with an undulated fault line often show a tendency to join one another, which occasionally causes an undulated shape of the whole fault network (see Fig. 2).

Large faults (long and with a high amplitude) occurring in the Carboniferous deposits are often accompanied with derivative and second-order faults. Some faults, most frequently those of a meridional orientation, are also often accompanied with deflected faults of the "splay" or "horsetail" type (Fig. 12). The abundant occurrence of minor faults accompanying the main ones, their diversity, and the changeability of fault complexes speak for the complexity of stress fields, and thus for the complexity of faulting in the Upper Silesia Coal Basin.

On the background of a generally synclinal structure of the Coal District, in its northern part there can be distinguished the Bytom syncline, the main anticline and the main syncline. The author interprets the main anticline as a zone of overfault brachyanticlines, formed along the deep fault in the Precambrian basement (the Upper Silesia fracture) oriented WNW—ESE. A sinistral strike-slip movement along the deep fault caused a shearing stress in the overlying beds — the Upper Carboniferous strata — resulting in en echelon brachyanticlines of the main anticline

(Fig. 13). The occurrence of a tectonic discontinuity in the basement of that area may be evidenced by the damping of faults reaching the fracture line from the south (main syncline) and from the north (Bytom syncline).

Among the all-oriented faults normal faults are distinctly prevailing. This can be evidenced by the inclination of fault surfaces towards the downthrown side, the changeability of inclination of fault surfaces corresponding to the theoretically calculated mean dip angles of normal faults, and the situation of small tectonic structures occurring in close vicinity to those faults (Figs. 17, 18 & 19).

Apart from the features pointing to the dip-slip character of faults, in fault zones of the all-oriented faults there occur indexes of action along these faults of the strike-slip component of movement during a certain period of faulting. These indexes are represented, above all, by the situation of slickensides (Fig. 18 and 19), the presence of small en echelon-oriented faults (in horizontal plane) along the main fault surface, as well as by the occurrence in fault zones of the, so-called, high-angle Riedel shears (at an angle of $60-70^\circ$), deflected from the main fault surfaces in the horizontal plane (Fig. 21), with vertical tectonic ribs formed on them (Fig. 22).

A considerable amount of faults of the above mentioned orientations, occurring in Carboniferous deposits of the Upper Silesia Coal Basin, display both strike-slip and normal slip features.

Small-structural and geometrical features of the faults found in the Carboniferous deposits allow differentiation of brittle and ductile faults, understood as the prevalence of appropriate deformation conditions during the faulting. Faults of meridional and parallel orientations are of a relatively ductile character becoming more pronounced depthwise. Faults oriented NW—SE and NE—SW are of a brittle character. It seems that the ductile character of meridional and parallel faults is connected with their earlier formation (P. 433), whereas the brittle character of NW—SE and NE—SW oriented ones is due to their later faulting during which the same rocks, having undergone earlier pressure and consolidation connected with it, reacted to stresses in a different way.

Principally, the same arrangements and sets of faults occur in Triassic deposits and in Carboniferous ones. Most frequently, they are sets of meridional and NW—SE-oriented faults, as well as rectangular arrangements consisting of NW—SE- and NE—SW-oriented faults. Thus the abovementioned fault orientations are perpendicular and parallel to main structural directions determined by the deep basement.

A comparison of the development and geometrical-genetic features of faults in the Carboniferous and Triassic deposits points to a greater participation of features characteristic of strike-slip movements or tendencies in the latter. These features are represented by flexural dragg-

ings with horizontal axes, occurring in the neighbourhood of large faults (Fig. 26), which can be interpreted as deformations resulting from the strike-slip movement along these faults, as well as by the situation of slickensides (Fig. 29). Sedimentary movements, frequently found in Triassic deposits (Fig. 24, 25), as well as the features of faults pointing to their dip-slip character (Fig. 28) indicate that at least two stages of faulting: a dip-slip phase and a strike-slip one overlap each other.

Fault tectonics in the Tertiary was characterized both by the formation of new faults and by the rejuvenation of Variscian faults, most frequently of a parallel orientation.

The results obtained by the author and other investigators of the Silesian region demonstrate that the fault network of the Upper Silesia Coal Basin is of a polysynthetic character. According to the present author, this complexity is due to a diversified character — in time and space — of faulting, dependent mostly upon a variable structure of the Coal Basin and, in particular, upon the structure of its crystalline basement.

The genesis of assemblages and geometrical sets of faults is related with the process of regional uplifting and the accompanying relief in the horizontal plane, connected with vertical movements of individualized blocks of the sub-Carboniferous basement. The decisive role of the regional relief is evidenced, above all, by the prevalence of faults perpendicular or parallel to the main directions of the Carboniferous basement (cf. Fig. 6).

The Variscian faulting started with a synsedimentary mobility in the basement of the coal basin, manifesting itself by the formation of small synsedimentary faults, most frequently of a meridional orientation, in beds of the productive series.

The process of relief and faulting did not occur simultaneously in the whole Coal Basin. The central part of the Upper Silesia Coal Basin, where the parallel and meridional structural directions of the basement, reproduced during sedimentation, give basis to development of similarly oriented discontinuities in the cover, was best predisposed to faulting. Therefore, in the initial phase of relief, in the persisting gravity field there was formed a system of conjugate normal faults of meridional and parallel orientation, occupying mainly the central (inner) part of the Upper Silesia Coal Basin (see Fig. 2). During the continuous process of faulting a change in the directions of relief into perpendicular and parallel ones to the outer boundaries of the Coal Basin caused formation of faults oriented NW—SE and NE—SW.

The process of uplifting and faulting, presented in the paper, involved vertical movements of respective blocks of the basement. These diversified movements of the basement blocks in the Upper Silesia Coal Basin

were characterized by the formation of local geometrical sets of faults, as well as faults with inclination of the fault surface becoming steeper depthwise. Limitation of respective geometrical sets of faults to certain, rather small areas of irregular distribution suggests a considerable geographical differentiation of the character and significance of vertical movements (Fig. 30).

As the syn-Variscian uplifting of the region and the simultaneous removal of the deposited material took place, the vertical stress, which had been the maximum stress so far (σ_1), decreased gradually until it reached the position of intermediate stress (σ_2); the role of σ_1 was being taken over by the horizontal stress, formerly the intermediate one. As a result of such a change in the system of stresses, strike-slip movements along former normal faults (secondary strike-slip faults) occurred here and there; locally, there were even formed new (primary) faults of a strike-slip character. Further stage of uplifting and simultaneous compression from the west, i.e. from the Sudetic geosyncline, resulted in a change of σ_2 to σ_3 and in local occurrence of reverse faults. In the western part of the Upper Silesia Coal Basin a respectively strong horizontal stress σ_1 caused a tendency of the Carboniferous deposits to overthrust in the zone of an already existing fault/s.

The Variscian faulting is closed by the Saale phase. Post-Variscian stages of the tectonic mobility resulted in rejuvenation of the Variscian faults and formation of new faults of the same Variscian orientations. The faults network, formed in the Carboniferous, was propagated upwards to superjacent, newly accumulated deposits. In the Triassic and Tertiary the vertical mobility along faults or fault zones present in the basement could already be observed during sedimentation.

In the whole Coal Basin recent vertical dislocations displaying a great geographical differentiation can be observed. It may be assumed, therefore, that the tectonic block mobility of the Upper Silesia Coal Basin has been taking place up to the present.