

DROBNE STRUKTURY TEKTONICZNE W SKAŁACH GÓRNOKREDOWYCH WSCHODNIEJ CZĘŚCI WYŻYNY LUBELSKIEJ A DYSLOKACJE PODŁOŻA PLATFORMY WSCHODNIOEUROPEJSKIEJ W KENOZOIKU

Radosław DOBROWOLSKI

*Zakład Geografii Fizycznej i Paleogeografii Uniwersytetu M. Curie-Skłodowskiej,
ul. Akademicka 19, 20-033 Lublin*

Dobrowolski R. 1995. Drobne struktury tektoniczne w skałach górnokredowych wschodniej części Wyżyny Lubelskiej a dyslokacje podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kenozoiku. Mesoscopic tectonic structures in the Upper Cretaceous rocks in the eastern part of the Lublin Upland versus faulting of the East-European Platform basement during the Cainozoic (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 65: 79 - 91.

Abstract: Bedding planes, mesofaults, joints, tectoglyphs and feather joints have been studied in the Upper Cretaceous opokas, marls and chalk. On the basis of their orientation, surface character, occurrence and formation type of accompanying structures the principal stress directions were found. They were used for determining the relative chronology of the Cainozoic structural development of this area. Three post-Maestrichtian developmental stages connected with the change of the regional stress field were evidenced. Vertical uplift, horizontal compression (NE-SW) and horizontal couple of forces (NW-SE) acted jointly with different intensity during each of these stages.

Abstrakt: Badano warstwy, drobne uskoki, cios, tektoglify i pierzaste struktury spękania w górnokredowych opokach, marglach i kredzie piszącej wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. Odczytane na podstawie ich orientacji, charakteru powierzchni, obecności i typu wykształcenia struktur towarzyszących, kierunki naprężeń głównych, posłużyły do odtworzenia względnej chronologii ewolucji strukturalnej obszaru w kenozoiku. Udokumentowano trzy pomastrychckie etapy rozwoju, związane ze zmianą układu regionalnego pola naprężeń. W każdym z etapów współdziałały z różnym natężeniem: wypiętrzanie pionowe, poziome ściskanie (NE-SW) i horyzontalna para sił (NW-SE).

Key words: mesoscopic tectonic structures, bedding, joints, mesofaults, hackle marks, Upper Cretaceous, Lublin Upland.

Manuscript received 3 February 1994, accepted 7 April 1995

WSTĘP

Analiza drobnych struktur tektonicznych w badaniach obszarów platformowych jest szczególnie ważna, z uwagi na ubóstwo innych kinematycznie znaczących struktur wielkoskalowych, mogących posłużyć do interpretacji kierunkowej zmienności pól naprężeń w danym regionie. Przykłady wykorzystania w takim celu mikrotektoniki, wraz z sugestiami metodycznymi i interpretacyjnymi, podawali m.in. Jaroszewski (1972), Eyal & Reches (1983), Hancock (1985), Bahat (1986, 1987), Bevan & Hancock (1986), Bergerat *et al.* (1992). Próbę wykorzystania analizy drobnych struktur dla interpretacji neogeńskiej tektoniki północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej przedstawili Henkiel & Nitychoruk (1980) oraz Henkiel (1982). Brak jest podobnego opracowania dla wschodniej części Wyżyny Lubel-

skiej i jej północnego przedpola.

Celem opracowania jest opis mezospękań i interpretacja kinematyczna uskoków oraz odtworzenie orientacji paleonaprężeń w miękkich skałach górnokredowych w środkowej części międzyrzecza Wieprza i Bugu. Dyskutowany jest również związek mezostruktur z dyslokacjami podłoża platformy wschodnioeuropejskiej w kontekście ich kenozoicznego odmłodzenia. Analizowano zespoły spękań ciosowych (wraz z licznie reprezentowanymi na ich powierzchniach drobnymi strukturami spękaniaowymi) oraz mezosuskoków w dużych odsłonięciach skał górnokredowych – kamieniołomach margli w Rejowcu oraz kredy piszącej w Chełmie. Pomiarów strukturalnych wykonywano, w miarę możliwości, w stanowiskach reprezentujących ten sam system deformacji, odrębnie dla poszczególnych poziomów eksploatacyjnych. Wykorzystano również dane dokumentacyjne z niewielkich odsłonień margli i kredy piszącej

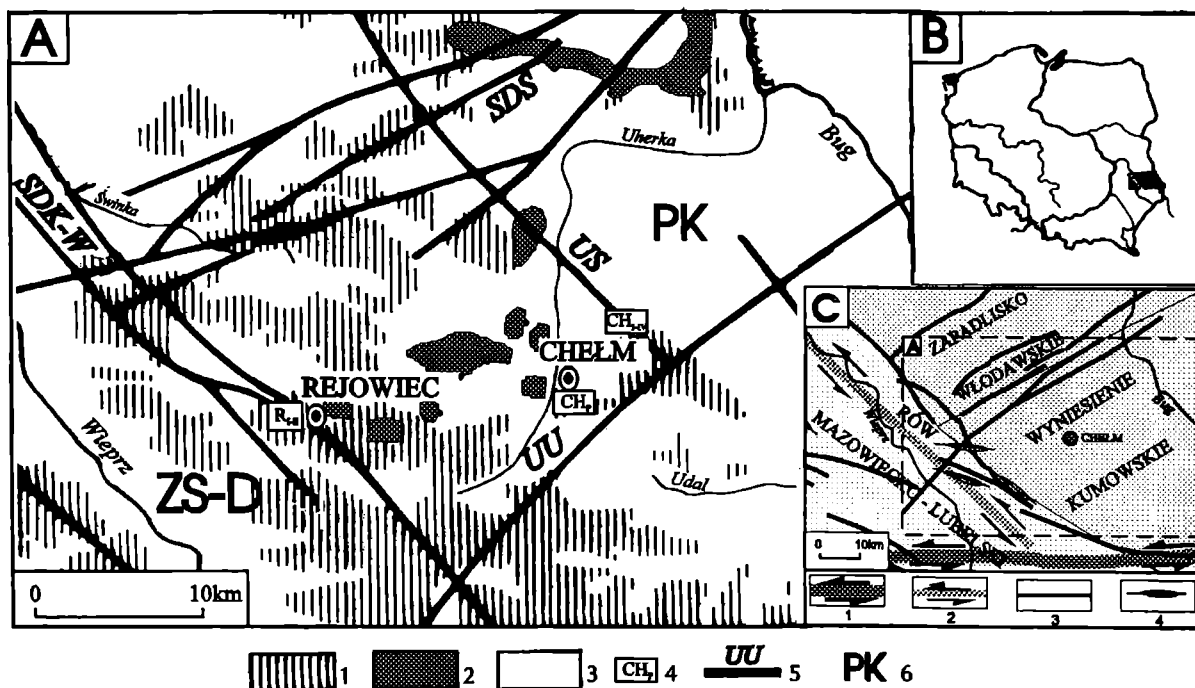


Fig. 1. A – Szkic geologiczny międzyrzecza środkowego Wieprza i Bugu wg Mapy Geologicznej Polski 1:500000. 1 – kreda; 2 – trzeciorzęd; 3 – czwartorzęd; 4 – stanowiska pomiarowe; 5 – uskoki i strefy uskokowe kompleksu paleozoicznego (wg Żelichowskiego, 1972 i Herbicha, 1980); SDS – strefa dyslokacji Święcicy, SDK-W – strefa dyslokacji Kock-Wasyłów, US – uskoc Serebryszcza, UU – uskoc Udal; 6 – jednostki tektoniczne (wg Żelichowskiego, 1972): PK – podniesienie kumowskie, ZSD – zapadlisko Stoczek-Dorohucza; B – lokalizacja obszaru badań; C – jednostki tektoniczne na tle waryscyjskiego planu strukturalnego (wg Pożaryskiego & Karnkowskiego, 1992): 1 – strefy uskokowo-zrzutowe i przesuwcze (wczesno- i środkowowaryscyjskie); 2 – uskoc zrzutowo-przesuwczy (dolnodewoński) strefy dyslokacyjnej Kocka; 3 – uskoki zrzutowe i przesuwcze (głównie przedpermskie); 4 – antykliny późnowaryscyjskie na starej platformie

A – Geological sketch of the interfluvium of the middle part of the Wieprz and Bug rivers according to the Geological Map of Poland 1:500000. 1 – Cretaceous; 2 – Tertiary; 3 – Quaternary; 4 – measurement sites; 5 – faults and fault zones of the Paleozoic complex (after Żelichowski, 1972 and Herbich, 1980); SDS – Święcica fault zone, SDK-W – Kock-Wasyłów fault zone, US – Serebryszcza fault, UU – Udal fault; 6 – tectonic units (after Żelichowski, 1972): PK – Kumów elevation, ZSD – Stoczek-Dorohucza depression; B – location of the study area; C – tectonic units against the Variscan structural pattern (after Pożaryski & Karnkowski, 1992): 1 – dip-slip fault and strike-slip zones (Early- and Mid-Variscan); 2 – oblique-slip fault (Early Devonian) of the Kock fault zone; 3 – dip-slip and strike-slip zones (mainly pre-Permian ones); 4 – Late-Variscan anticlines on the old platform

oraz z tzw. “podziemi kredowych” w Chełmie, będących dawnymi wyrobiskami tych surowców, dziś udostępnionymi dla turystów. Lokalizację stanowisk przedstawia Fig. 1.

ZAŁOŻENIA STRUKTURALNE OBSZARU

Badany obszar leży w południowo-zachodniej, brzeżnej strefie platformy wschodnio-europejskiej, w obrębie jej elewowanego fragmentu, wyodrębnianego jako podniesienie kumowskie (Fig. 1); jedynie południowo-zachodnia część należy do rowu mazowiecko-lubelskiego (Żelichowski, 1972; Porzycki, 1978). Podłoże przedmezozoiczne obejmuje cokolwiek krystaliczny i paleozoiczną pokrywę platformową (utwory od wendy po karbon górny), której struktura została zasadniczo ukształtowana w fazie bretońskiej megacyklu waryscyjskiego i reaktywowana w fazie asturyjskiej. Uformowane zostały wówczas główne jednostki tektoniczne obszaru: podniesiona część platformy wschodnioeuropejskiej

oraz rów mazowiecko-lubelski (Żelichowski, 1972, 1987). Jeszcze wcześniej, na kontakcie platform prekambryjskiej i paleozoicznej, miał zająć wielkoskalowy, sinistralny ruch przesuwczy (Brochwicz-Lewiński *et al.*, 1981; Pożaryski *et al.*, 1982).

Na waryscyjski plan strukturalny podłoża podmezozoicznego składa się system uskoków normalnych i normalno-przesuwczych o kierunkach: NW-SE – równoległych do walnej strefy T-T oraz prostopadłych do nich uskoków NE-SW. Oba systemy uskoków dzielą pokrywę platformową na jednostki tektoniczne niższej rangi, o różnym kierunku i zwrocie ruchu oraz stopniu wydzwignięcia (Żelichowski, 1984; Pożaryski, 1986). Po fazie asturyjskiej sekwencji paleozoicznej były względnie stabilne tektonicznie; diastrofizm kompleksu mezo-kenozoicznego jest znacznie słabiej wyrażony. Alpejskie struktury tektoniczne z faz laramijskiej i młodoalpejskiej, rozwinęły się w wyniku transtensyjnych ruchów przesuwczych wzdłuż starych stref uskokowych (Harasimiuk, 1980; Herbich 1980; Brochwicz-Lewiński

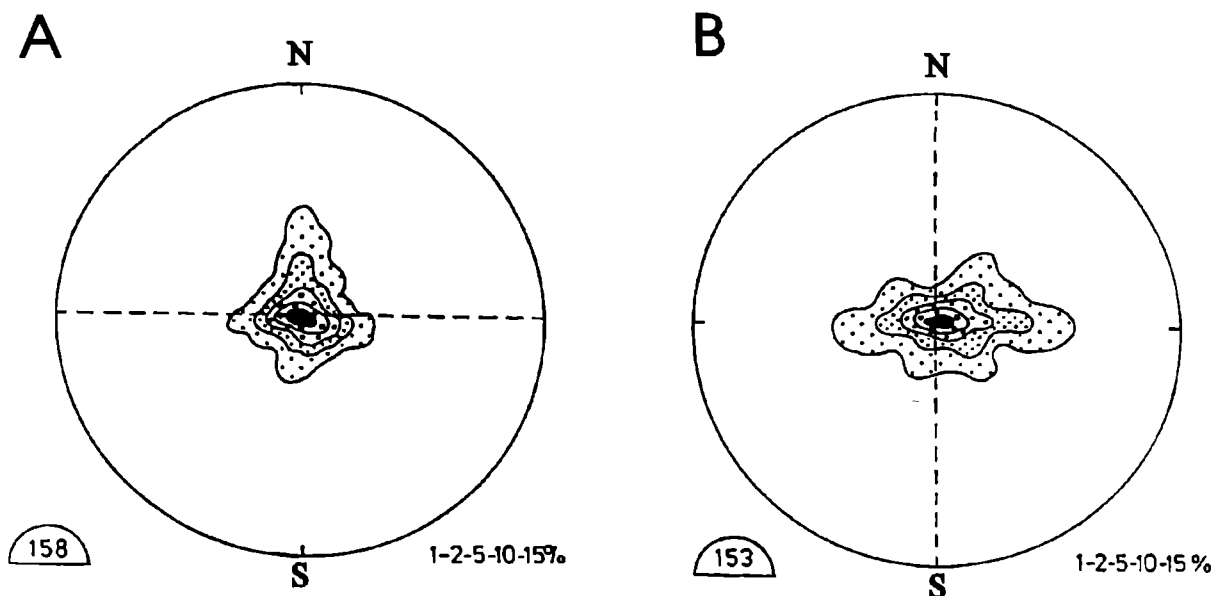


Fig. 2. Położenie warstw w skałach górnokredowych w kamieniołomie. **A** – Rejowiec (margle - mastrycht); **B** – Chełm (kreda pisząca - mastrycht). Projekcja normalnych do powierzchni warstw na górną półkulę. *Linia przerywana* – powierzchnia osiowa fałdów. *Liczba w półkolu* – ilość pomiarów. *Liczby w procentach* – wartość konturów

Attitude of bedding in the Upper Cretaceous rocks. **A** – Rejowiec quarry (marls - Maastrichtian); **B** – Chełm quarry (chalk -Maastrichtian). Projection of normals to bedding on the upper hemisphere. *Dashed line* – axial surface of folds. *Number inside semicircle* – number of measurements. *Numbers in percentages* – contour values

ski & Pożaryski, 1986). Efektem tych przemieszczeń było powstanie szerokopromiennych fałdów w pokrywie osadowej mezozoiku (Zwierzchowski, 1988a, b) oraz pochodnych względem rozłamów wgłębnych, kulisowych uskokuw przesuwczych i normalno-zrutowych o orientacji równoleżnikowej (Herbich, 1980). Część uskokuw młodopalpejskich przedłuża ku dzisiejszej powierzchni ziemi płaszczyny uskokuw paleozoicznych (Harasimiuk & Henkiel, 1979; Henkiel, 1984).

Skały górnokredowe wschodniej części Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola zalegają monoklinalnie, łagodnie zapadając ku SW (Żelichowski, 1972). W sensie litologicznym są to naprzemianległe kompleksy opok przewarstwionych wapieniami, marglami i kredą piszącą oraz kredy piszącej przewarstwionej marglami (Wyrwicka, 1980; Krasowska & Niemczycka, 1984). Granice jednostek litostratigraficznych są mało czytelne i zwykle słabo rozpoznawalne. Miąższość utworów górnokredowych jest zróżnicowana, od 350 m w części NE do 700 m w części SW (Krasowska & Niemczycka, 1984). Negatywnym w sensie badawczym aspektem jest bardzo słabe ich odsłonięcie oraz obecność pokryw czwartorzędowych, miejscami kilkudziesięciometrowej miąższości (Henkiel, 1983).

W skałach górnokredowych dotychczas nie stwierdzono występowania dużych struktur fałdowych, zaś tektonika dysjunktywna była dokumentowana przez nieliczne i na ogół niewielkie uskoki o biegu NNE-SSW (Harasimiuk & Henkiel, 1979) oraz NW-SE i WNW-ESE (Herbich, 1980). Bogato reprezentowane są natomiast spękania ciosowe, tworzące zespoły ciosu o różnej orientacji (Rybicki & Ry-

bicki, 1973; Henkiel, 1982; Wyrwicka, 1980).

WYNIKI BADAŃ ELEMENTÓW STRUKTURALNYCH

UŁOŻENIE WARSTW

Wykonano łącznie 311 pomiarów orientacji warstw, co umożliwiło statystyczne opracowanie wyników. Oddzielnie zestawiono pomiary w zachodniej części obszaru – w kamieniołomie margli w Rejowcu (Fig. 2a) oraz w części wschodniej – w kamieniołomie kredy piszącej w Chełmie (Fig. 2b). Pola najwyższej koncentracji na obu diagramach są podobne i świadczą o przewadze horyzontalnego ułożenia warstw. Wyraźne różnice zaznaczyły się natomiast w polach o niższym udziale procentowym. W części zachodniej (margle i opoki mastrychtu) większy jest udział warstw o rozciągłości równoleżnikowej i niewielkich kątach upadu (kilka - kilkanaście stopni), najczęściej w kierunku N. Natomiast w części wschodniej (kreda pisząca mastrychtu) większości biegów, generalnie południkowych, odpowiadają przeważnie wschodnie upady rzędu kilku, rzadziej kilkunastu stopni; maksymalne upady (25° - 30°) skierowane są również ku E. Zmienność położenia warstw wynika najprawdopodobniej z obecności na całym obszarze dwóch generacji fałdów. W pierwszym przypadku byłyby to pologie regionalne fałdy oblekające (z poprzecznego zginania), których powstanie można wiązać z inwersyjnymi ruchami blokowymi podłoża we wczesnym etapie fazy lara-

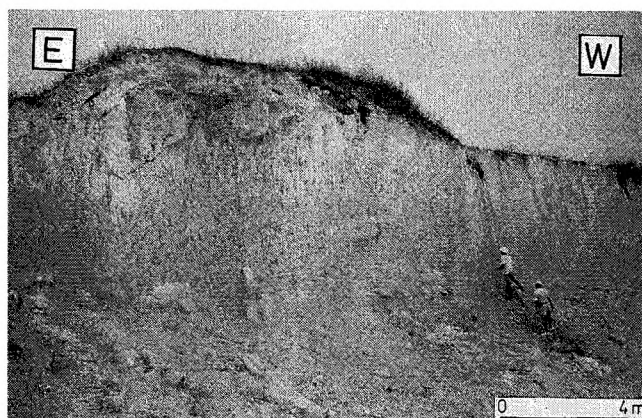


Fig. 3. Fałd z wybočenja w kredzie piszącej mastrychtu. Kamieniołom w Chełmie

Buckle fold in the Maastrichtian chalk. Quarry at Chełm

mijskiej (mastrycht/paleocen - L1) (Kutek & Głazek, 1972). Kulisowe ustawienie tych fałdów w bezpośrednim sąsiedztwie i nakładzie paleozoicznych uskoków przesuwczych o orientacji NW-SE (uskok Serebryszcza, strefa dyslokacyjna Kock-Wasyłów), sugeruje ich pośredni związek genetyczny z odnawiającym się ruchem przesuwczym wzdłuż tych dyslokacji w kenozoiku. Czwartorzędową aktywność strefy Kock-Wasyłów potwierdzają szczegółowe badania geofizyczne (Liszkowski, 1979). Odmienne orientacje osi fałdów w części wschodniej (N-S) i zachodniej (W-E) obszaru, może świadczyć o przeciwnych zwrotach ruchu tych uskoków. W części wschodniej byłyby to ruchy lewoskrętne, zaś w zachodniej – prawoskrętne. Taki model przestrzennego rozkładu fałdów ponad uskokami przesuwczymi prezentują liczne prace doświadczalne (m.in. Bartlett *et al.*, 1981; Odone & Vialon, 1983). Drugą generację stanowią lokalne fałdy z wybočenja, związane z poziomą kompresją NE-SW. Fałdy te (antykliny) są dobrze czytelne zwłaszcza we wschodniej części kamieniołomu chełmskiego (Fig. 3). Ich cechą wspólną we wschodniej części obszaru jest zanurzanie się osi synklin i antyklin ku N pod kątem nie przekraczającym 10° ; niektóre z nich wykazują wschodnią wergencję.

USKOKI

Mezouskoki

Liczne uskoki rozcinające więcej niż jeden kopalniany poziom eksploatacyjny stwierdzono w warstwach kredy piszącej kamieniołomu w Chełmie; parametry orientacji powierzchni uskokowych przedstawia Figura 4. Cechuje je duża stałość kierunków biegu oraz strome zapady. Dominują kierunki NE-SW oraz N-S; w obu przypadkach rozciągłość ich powierzchni zmienia się w przedziale kilkunastopięciowym, przy kątach zapadu $60^\circ - 90^\circ$. Nie potwierdza się pogląd Herbicha (1980) o przewadze uskoków NW-SE (WNW-ESE) – podłużnych w stosunku do dyslokacji głębokiego podłoża.

Przy odtwarzaniu procesów uskokowych istotne znaczenie interpretacyjne miały struktury ślizgowe. Analiza

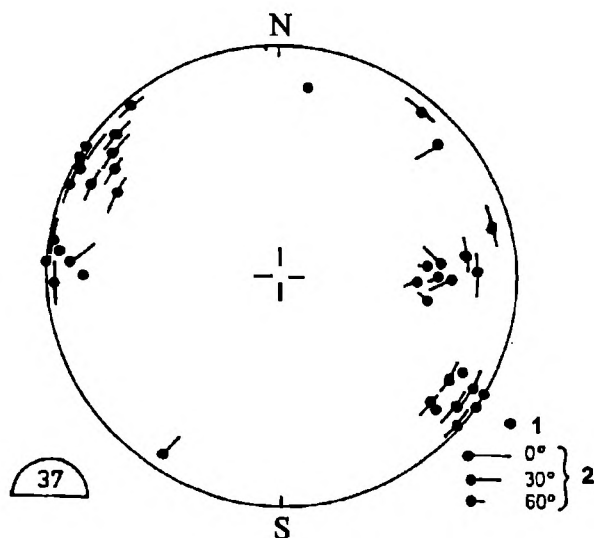


Fig. 4. Położenie powierzchni uskokowych: 1 – biegun powierzchni uskokowej; 2-4 – bieguny powierzchni ślizgu i kierunku rys ślizgowych (długość kreski jest odwrotnie proporcjonalna do kąta upadu rys). Pozostałe objaśnienia jak do Fig. 2

Attitude of fault surfaces: 1 – pole to fault surface; 2-4 – poles to slide surface and direction of slickenside striae (the length of symbols is inversely proportional to the dip-angle of striae). Other explanations as in Fig. 2

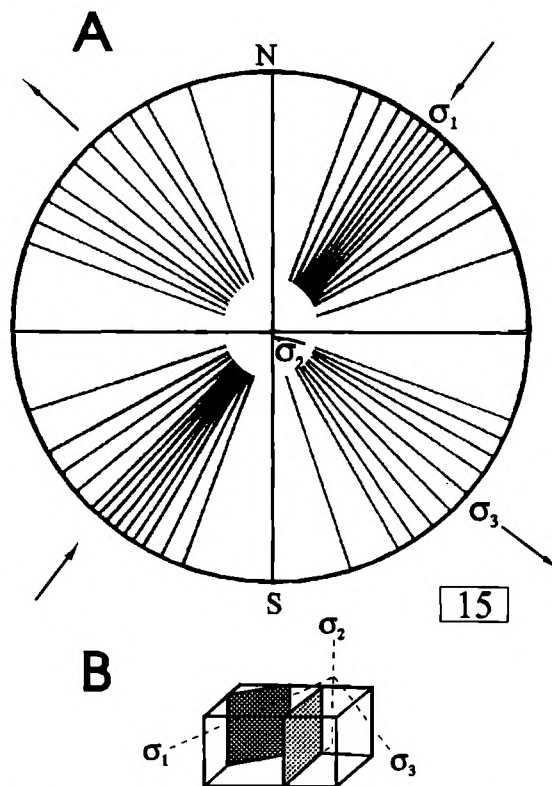


Fig. 5. Położenie osi naprężeń głównych w masywie skalnym (A), odczytanych z przesuwczych uskoków quasi-sprężonych wraz z orientacją przestrzenną ich powierzchni (B)

Attitude of the principal stress axes in rock mass (A) found out from quasi-conjugate strike-slip faults and from spatial arrangement of their surfaces (B)

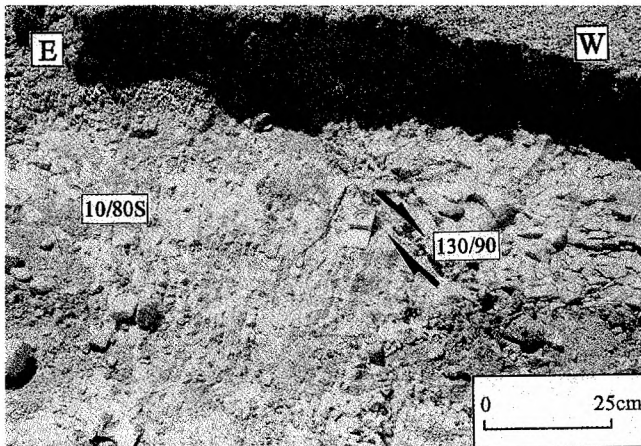


Fig. 6. Uskok dekstralny wraz z towarzyszącym ciosem pierzastym na subhoryzontalnej powierzchni drugiego pokładu eksploatacyjnego w kamieniołomie kredy piszącej w Chełmie. Strzałki wskazują zwrot przemieszczenia

Dextral fault with accompanying pinnate joints on the subhorizontal bedding surface at the second exploitation level in the chalk quarry at Chełm. Arrows indicate sense of displacement

kierunku rys ślizgowych oraz stosunku powierzchni uskokowych do utawienia pozwoliła w większości przypadków

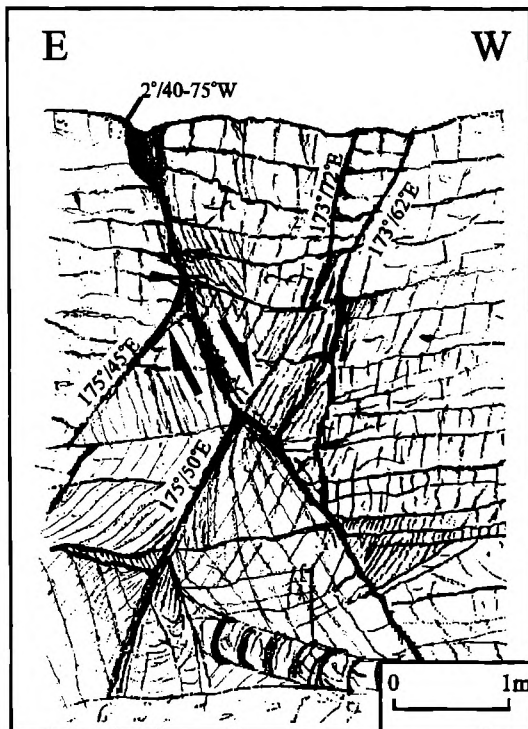


Fig. 7. Uskok listryczny w kredzie piszącej z drugorzędym uskokiem antytetycznym na skrzydle zruconym. Charakterystyczny układ kłiwazu przyskokowego. Oznaczenia jak na Fig. 6. Kamieniołom w Chełmie

Listric fault in chalk with secondary antithetic fault in hanging wall. Characteristic arrangement of cleavage in fault zone. Explanations as in Fig. 6. Quarry at Chełm

określić kierunek przemieszczenia, a przy uwzględnieniu orientacji i charakteru ściąć towarzyszących, niejednokrotnie także zwrotu głównego przemieszczenia. Dominacja rys poziomych lub o niewielkim nachyleniu wskazuje na przesuwczy charakter większości uskoków, zwłaszcza o biegu NE-SW (Fig. 5). Rozpoznane mezouskoki przesuwcze występują jako pojedyncze zespoły (NE-SW), bądź komplementarnie sprzężone pary (NE-SW/N-S). W obu przypadkach są to przemieszczenia jednorazowe, zwykle dekstralne przy kierunkach N-S, a sinistralne przy NE-SW. Wzajemna pozycja obu grup uskoków obserwowana na ścianach kamieniołomu oraz przestrzenna ich ekstrapolacja sugeruje, że przecinające się pod kątem $25^\circ - 30^\circ$ zespoły uskoków tworzą układ sprzężony i komplementarny (Freund, 1974). Ze względu jednak na ograniczenia interpretacyjne, wynikające z niepełnego zestawu cech geometrycznych na powierzchniach ślizgu tych uskoków, poprawniej jest je określać jako "quasi-sprężone" (Angelier, 1984). Wyznaczona konstrukcyjnie oś pośredniego naprężenia głównego – σ_2 (linia przecięcia dwu powierzchni uskoków quasi-sprężonych) – w większości przypadków ustawiona jest pionowo, przy poziomym położeniu dwu pozostałych osi naprężeń głównych. Kierunek osi największego naprężenia σ_1 , określony jako dwusieczna kąta ostrego między dominującymi kierunkami obu zespołów uskoków przesuwczych, zmienia się w stosunkowo niewielkim przedziale azymutów ($20^\circ - 55^\circ$), z dominantą 32° . Układ taki wskazuje na horyzontalną kompresję skierowaną NNE-SSW.

Niektórym mezouskokom przesuwczym (NW-SE) towarzyszą zespoły ciosu pierzastego, tworzące z płaszczyzną ślizgu kąt ostry $60^\circ - 70^\circ$; byłyby to więc wysokokątowe spękania Riedla R' (Bartlett *et al.*, 1981). Cios ten zwykle jest ograniczony do jednego skrzydła uskoku, podczas gdy drugie nie wykazuje wyraźnej preferencji spękań, bądź też spękania są równoległe do płaszczyzny przemieszczenia. Cios pierzasty jest związany genetycznie z uskokiem przesuwczym i pośrednio może posłużyć do określenia parametrów kinematycznych samego uskoku, zwłaszcza zwrotu ruchu wzdłuż niego (Hancock, 1985) (Fig. 6).

Poza zespołami komplementarnych uskoków przesuwczych występują także, późniejsze w stosunku do nich, uskoki i ściąć o cechach normalno-zrutowych oraz normalno-przesuwczych. Związane są one głównie z kierunkiem N-S, rzadziej NW-SE. Część spośród nich to uskoki listryczne (Fig. 7), na co wskazuje ich lekko wygięty profil (malejąca z głębokością krzywizna przemieszczeń), wsteczna rotacja skrzydła stropowego oraz towarzyszące uskoki antytetyczne (Wernicke & Burchfiel, 1982). Uskoki te są podłużne (NW-SE) w stosunku do dyslokacji głębokiego podłoża, bądź kulisowo (N-S) do nich ustawione.

Drobne uskoki międzywarstwowe

Zespół niewielkich rozmiarów uskoków nawieszonych obserwowano w kamieniołomie kredy piszącej w Chełmie (Fig. 8). Ograniczone są one do jednej, lub częściej 2-3 warstw, rozczłonkowując je na romboidalne bloki. Wypukły profil oraz charakter tektoglify na powierzchni ślizgu świadczy o konsekwentnym nachyleniu ich powierzchni. Powstanie tych deformacji wiąże z dyferencjalnym prze-

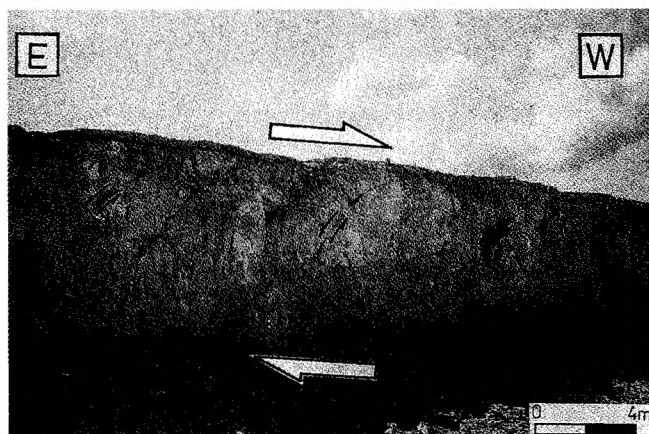


Fig. 8. Normalne uskoki międzywarstwowe w strukturze typu domino, jako wynik dyferencjalnych ruchów warstw skalnych. Oznaczenia jak na Fig. 6. Kamieniołom w Chełmie

Normal bedding-parallel faults in the domino structure. Explanations as in Fig. 6. Chalk quarry at Chełm

mieszczaniem warstw, związanym z działaniem pary sił w płaszczyźnie poziomej. Ruchy dyferencjalne powodowały pokonanie sił tarcia na rzecz naprężeń ścinających; powstawały wówczas – wykorzystując płaszczyzny ciosu południkowego – uskoki zrzutowe, silnie zrotowane, o zlustrowanych powierzchniach ślizgu i konsekwentnym nachyleniu (zgodnym z kierunkiem przesunięcia). Tak zimbrykowane uskoki przypominają strukturę typu domino. W kamieniołomie w Chełmie obserwowano dwie struktury tego typu, na dwu różnych poziomach eksploatacyjnych. W obu przypadkach, wielkość bloków rozgraniczonych drobnymi uskoki normalnymi wyraźnie maleje ku W, przy zwiększających się jednocześnie upadach (Fig. 8); uskoki przechodzą niewyraźnie w spękania ciosu południkowego.

CIOS

Orientacja spękań ciosowych

Spękania ciosowe są najbardziej powszechną strukturą tektoniczną w węglanowych skałach górnokredowych badanego obszaru. Reprezentują zróżnicowane wiekowo zespoły ciosu, formowane w odmiennych polach naprężeń. Były one badane w kamieniołomie w Chełmie (4 poziomy eksploatacyjne), w podziemiach kredowych w Chełmie, oraz w kamieniołomie w Rejowcu (2 poziomy eksploatacyjne). Maksymalna koncentracja normalnych do powierzchni spękań pozwala wyróżnić dominujące kierunki zespołów ciosu (Fig. 9): N-S (cios południkowy) i W-E (cios równoleżnikowy) – składające się na system ciosu ortogonalnego¹. Zespół NW-SE zaznacza się zwłaszcza w zachodniej części obszaru, a zespół NE-SW jest wyraźniejszy w części wschodniej. W stosunku do nadrzędnych struktur tektonicznych

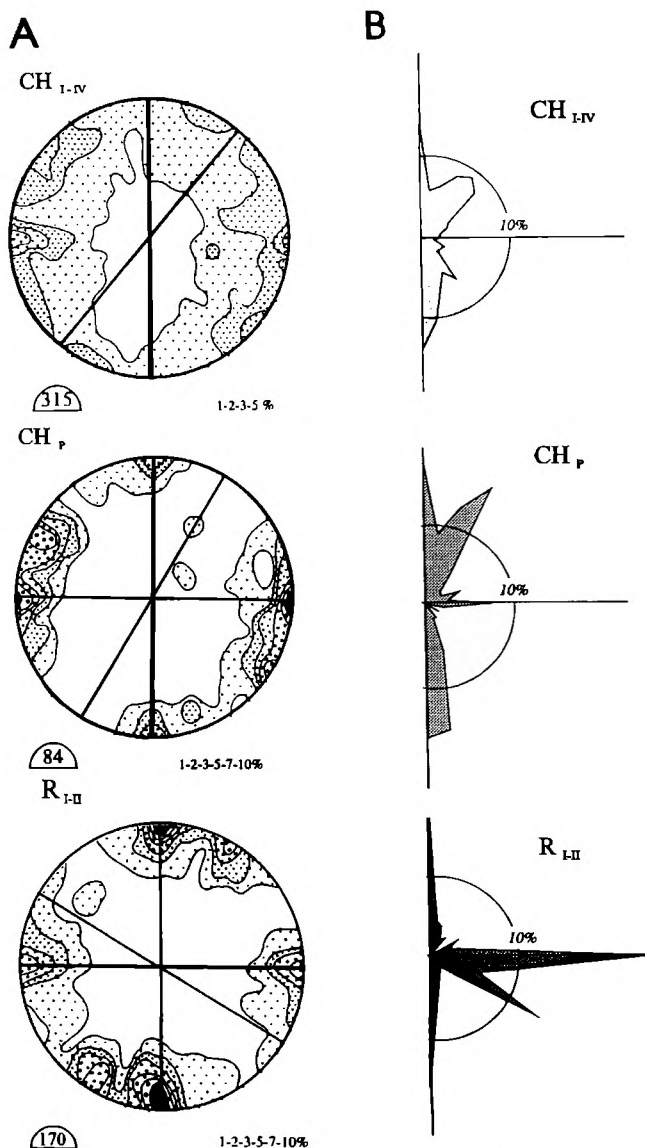


Fig. 9. Diagramy orientacji spękań ciosowych. A – Diagramy konturowe rozkładu normalnych do powierzchni spękań ciosowych: CH_{I-IV} – kamieniołom kredy piszącej w Chełmie (4 poziomy eksploatacyjne); CH_P – podziemia kredowe w Chełmie; R_{I-II} – kamieniołom margli w Rejowcu (2 poziomy eksploatacyjne). Grubość kresek wewnątrz diagramu proporcjonalna do częstości wystąpienia danego zespołu ciosu. Pozostałe oznaczenia jak na Fig. 2. B – Diagramy rozetowe orientacji spękań ciosowych. Objasnienia symboli literowych jak pod A

Diagrams of orientation of joint fractures. A – Contour diagrams of distribution of normals to joint surfaces: CH_{I-IV} – chalk quarry at Chełm (four exploitation horizons); CH_P – Cretaceous vaults at Chełm; R_{I-II} – marl quarry at Rejowiec (two exploitation levels). Thickness of line inside the diagram proportional to the frequency of a given joint set. Other explanations as in Fig. 2. B – Rosette-type diagrams of joint orientation. Explanation of letter symbols as in A

¹ System ortogonalnych spękań ciosowych występuje powszechnie w skałach górnokredowych badanego obszaru. Tylko zespół ciosu równoleżnikowego jest słabo udokumentowany w kamieniołomie w Chełmie, ze względu na podobną (W-E) orientację ścian eksploatacyjnych i płaszczyzn ciosowych w tym odsłonięciu (efekt zbieżności kierunkowej). Spękania ciosowe tego zespołu są natomiast dobrze wyrażone w chełmskich podziemiach kredowych (Fig. 9)



Fig. 10. Cios sigmoidalny w kredzie piszącej. Kamieniołom w Chełmie. Oznaczenia jak na Fig. 6

Sigmoidal joints in chalk. Quarry at Chełm. Explanations as in Fig. 6

głębokiego podłoża, orientację dwóch ostatnich zespołów można określić jako cios podłużny (NW-SE) oraz cios poprzeczny (NE-SW). Warto podkreślić, że kierunek NW-SE (WNW-ESE), określający przewodnie cechy morfotektoniczne obszaru (Jahn, 1956; Harasimiuk, 1980), zaznacza się wyraźniej jedynie w części zachodniej (Fig. 9). We wszystkich zespołach spękań zdecydowanie przeważają pionowe, bądź stromo nachylone powierzchnie ciosowe; wykazują one wyraźną zależność katetalną, tj. prostopadłość do warstwowania. Płaszczyzny spękań ciosowych o upadach $40^\circ - 60^\circ$ występują podrzędnie, zwłaszcza na skrzydłach drobnych struktur fałdowych we wschodniej części chełmskiego kamieniołomu. Mają one słabo zaznaczone maksima koncentracji, związane są z azymutami $160^\circ - 170^\circ$ i generalnie nie wykazują zależności katetalnej. Odrębną grupę stanowi cios sigmoidalny, występujący wyłącznie w kredzie piszącej w kamieniołomie w Chełmie. Tworzy on zespół S-kształtnych spękań, ograniczonych zwykle do 2 - 3 warstw i związanych z azymutem $0^\circ - 10^\circ$ (Fig. 10). Jego rozwój należy wiązać z poziomym przemieszczaniem warstw (ruchy dyferencjalne). Istnienie tego ruchu podkreślają także międzywarstwowe przesunięcia płaszczyzn ciosu południkowego (Fig. 11).

Kryteria morfologiczne zespołów ciosu

Pod względem morfologicznym powierzchnie niektórych zespołów cechuje obecność drobnych struktur spękaniaowych (ang. hackle marks). Są one zazwyczaj interpretowane jako związane z propagacją ciosu; ich obecność może więc świadczyć m.in. o genezie ciosu. Najczęściej stwierdzano występowanie żeber tektonicznych i struktur koncentrycznych, zaś podrzędnie struktur pierzastych, radialnych i rąbkowych. Duża różnorodność tego typu struktur oraz ich liczba jest raczej zaskakująca z racji powszechnie przyjmowanego poglądu o ograniczonej możliwości ich

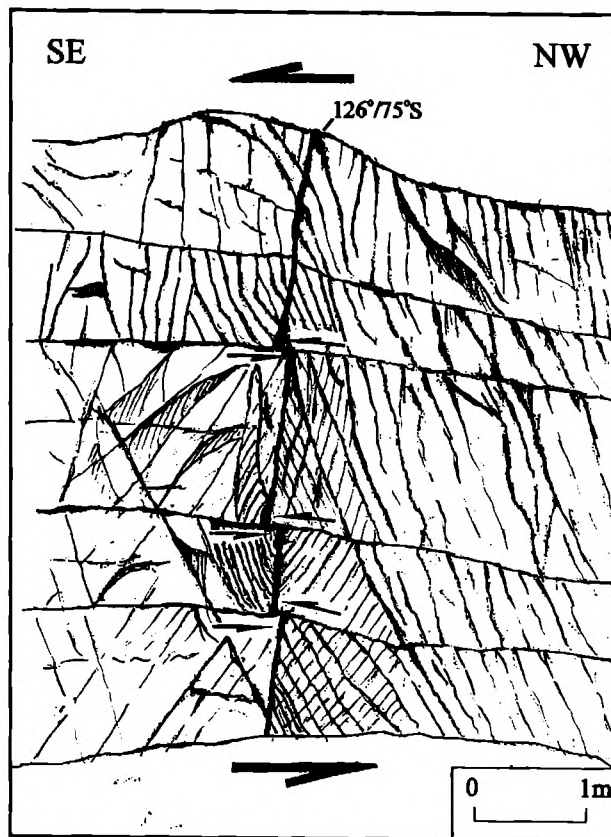


Fig. 11. Przemieszczenia powierzchni ciosu południkowego wraz z towarzyszącymi spękaniami kłiważowymi jako efekt dyferencjalnych ruchów warstw. Oznaczenia jak na Fig. 6

Displacement of the surface of the meridional joints together with accompanying fracture cleavage, as a result of differential movements along bedding planes. Explanations as in Fig. 6

formowania i zachowania w miękkich, węglanowych skałach górnokredowych (Nitychoruk & Henkiel, 1980; Bevan & Hancock, 1986). Chociaż ranga interpretacyjna poszczególnych typów genetycznych struktur nie jest jednakowa (m.in. Bahat, 1987, 1991; Bergerat *et al.*, 1992), to jednak ich kompleksowe badanie może w istotny sposób uzupełnić bazę danych analizy drobnostrukturalnej. Ze względu na wymogi statystyczne, w niniejszej charakterystyce uwzględniono jedynie struktury najczęściej reprezentowane: żebra tektoniczne oraz struktury koncentryczne.

Żebra tektoniczne występują na całym obszarze, zwłaszcza na płaszczyznach ciosu równoleżnikowego oraz podłużnego (Fig. 12), wykazując przy tym wyraźne uporządkowanie orientacji żeber lewo- i prawobocznych² (Fig. 13). W części zachodniej obszaru przeważają żebra prawoboczne, zaś we wschodniej lewoboczne. W stosunku do warstw są one niemal wyłącznie prostopadłe (pionowe), co wskazuje na horyzontalną pozycję osi σ_1 i σ_3 naprężeń

2 Przez żebra lewo- i prawoboczne autor rozumie takie struktury spękaniaowe, na których orientacja progów spękaniaowych (czołowych ścianek żeber), wskazuje na tendencję do względnego ruchu przesuwczego ze składową odpowiednio: lewo- i prawoskrętną. Kierunek propagacji ciosu, wyznaczony na podstawie żeber tektonicznych, określono zgodnie z zasadą, że progi na powierzchni spękania zwrócone są naprzeciw kierunkowi ruchu powierzchni przyległej (Jaroszewski, 1972).



Fig. 12. Żebra tektoniczne na powierzchni ciosu podłużnego w kamieniołomie margli w Rejowcu

Tectonic ribs on the longitudinal joint surface in a marl quarry at Rejowiec

głównych. Wyznaczone konstrukcyjnie ich położenie, na podstawie 40 pomiarów, określają azymuty: σ_1 – 26° i σ_3 – 116°. Ograniczenie zasięgu występowania, zwykle do zespołu kilku warstw, sugeruje znaczną rolę przemieszczeń ławicowych w procesie propagacji spękań, wzbudzonych działaniem pary sił w płaszczyźnie poziomej (Jaroszewski, 1968). Fakt ten może w pewnym sensie tłumaczyć wyraźne zgrupowanie na diagramie żebra tektonicznych wokół osi σ_3 – najmniejszego naprężenia.

Struktury koncentryczne typowe dla spękań ekstensyjnych obserwowano przeważnie we wschodniej części obszaru (kamieniołom w Chełmie), głównie na płaszczyznach ciosu poprzecznego (azymut 25° - 30°). Relief tych spękań wyraźnie urywa się na granicy ze spękaniem ciosu południkowego, co dowodzi późniejszego otwarcia zespołu NE-SW względem zespołu N-S (Fig. 14). Struktury koncentryczne występowały także sporadycznie na płaszczyznach z żebrowaniem tektonicznym ciosu podłużnego w kamienio-

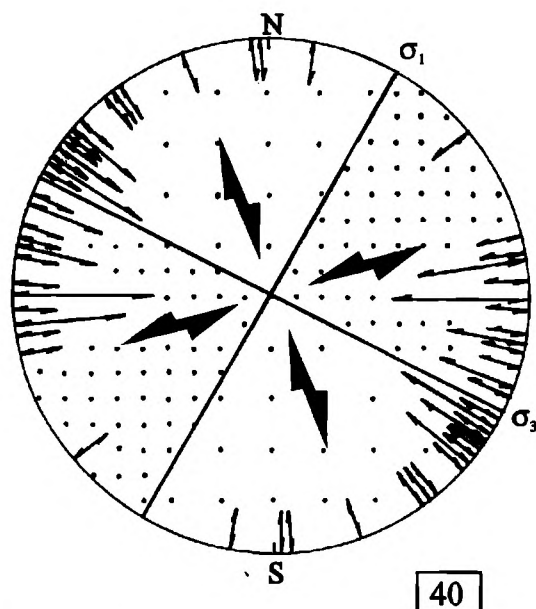


Fig. 13. Diagram orientacji żebra tektonicznych na stromych powierzchniach spękań ciosowych w kompleksie skał górnokredowych, wraz z wyznaczonym na ich podstawie położeniem osi σ_1 i σ_3 naprężeń głównych. Długość kresek wewnątrz diagramu proporcjonalna do częstości wystąpień. W prostokącie – liczba pomiarów

Diagram to show orientation of tectonic ribs on the steep joint surfaces in the Upper Cretaceous rocks, and orientation of the inferred σ_1 and σ_3 axes of principal stresses. Length of hatches inside diagram is proportional to the frequency. In rectangle – numbers of measurements

łomie rejowieckim (azymut 115°). Do określenia kierunku propagacji spękań uwzględniano tylko te spośród struktur koncentrycznych, które cechowała wyraźna asymetria, związana z obecnością łukowato wygiętych ścianek spękania. Ich ekspozycję traktowano jako zgodną z zasadniczym kierunkiem propagacji ciosu.

Uważa się zwykle (m.in. Bahat, 1986, 1987; Bahat & Engelder, 1984), że struktury koncentryczne i żebra tektoniczne związane są raczej ze spękaniem o genezie ekstensyjnej, co najwyżej zapoczątkowanych jedynie jako ścięciowe.

Kryteria chronologiczne zespołów ciosu

Ustalenie względnej chronologii otwierania poszczególnych zespołów ciosu oparto na wskazówkach interpretacyjnych, podawanych m.in. przez: Hancocka (1985), Meier & Kronberga (1989), Bergerat *et al.* (1992). Dotyczy to kompleksowej analizy przestrzennych związków sąsiadujących ze sobą powierzchni spękań, a zwłaszcza ich cech geometrycznej zależności (odniesienie powierzchni ciosowych do kształtów dużych liter alfabetu łacińskiego – *vide* Hancock, 1985), morfologii powierzchni (obecność i charakter drobnych struktur spękania) oraz związków genetycznych z mezouskokami³.

3 Zależności genetyczne ciosu pierzastego i mezouskoków zostały omówione wcześniej, w rozdziale Uskoki.

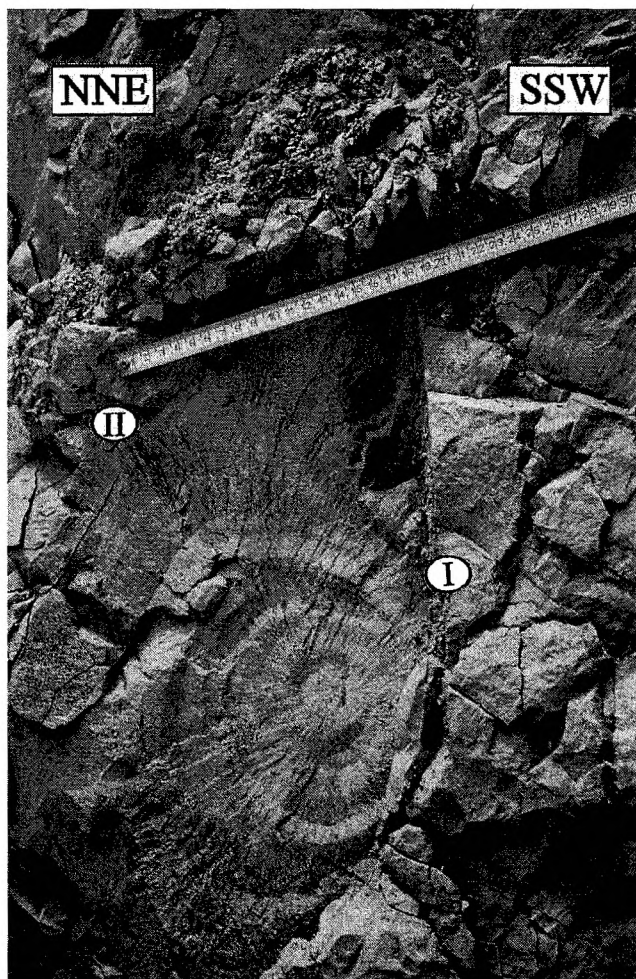


Fig. 14. Struktura koncentryczna na powierzchni ciosu poprzecznego, utykająca na płaszczyźnie ciosu południkowego. Cyfry rzymskie informują o względnej chronologii propagacji spękań

Concentric structure on the surface of transverse joint dying out against the surface of meridional joint. Roman numerals inform about relative chronology of propagation of joints

System ciosu ortogonalnego N-S/W-E (O_I) wykazuje wewnętrzną odrębność regionalną. We wschodniej części zespół ciosu N-S jest młodszy od zespołu W-E. Świadczy o tym utrata ciągłości spękań południkowych na spękaniaach równoleżnikowych oraz liczniejsze ich występowanie, przy jednocześnie zwiększonej dyspersji azymutów (efekt zagęszczania spękań zespołu młodsze). W zachodniej części obszaru wzajemna relacja chronologiczna obu zespołów spękań jest odwrotna; cios równoleżnikowy jest późniejszy w stosunku do południkowego i zarazem liczniejszy (Fig. 15). Powstanie ciosu ortogonalnego N-S/W-E (O_I) wiąże się z wczesnolaramijskimi ruchami inwersyjnymi (L₁) w stre-

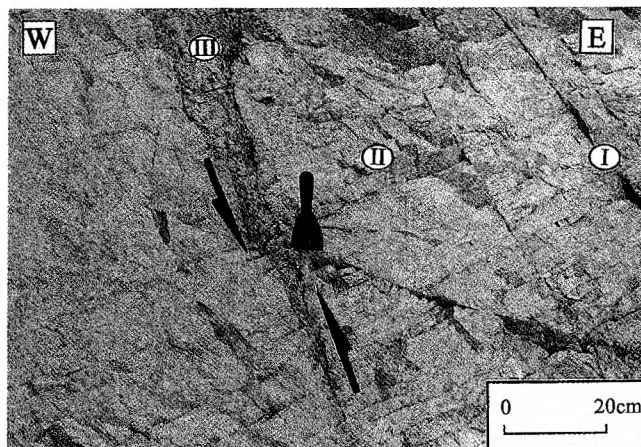


Fig. 15. Zespół ciosu ortogonalnego na subhoryzontalnej powierzchni pierwszego poziomu eksploatacyjnego w kamieniołomie margli w Rejowcu. Cyfry rzymskie informują o względnej chronologii propagacji spękań. Strzałki wskazują kierunek i zwrot przemieszczenia drobnego uskoku sinistralnego, wykorzystującego płaszczyznę ciosu południkowego

Set of orthogonal joints on the subhorizontal surface of the first exploitation level in marl quarry at Rejowiec. Arrows indicate direction and sense of displacement of the sinistral mesofault utilizing meridional joints as slip planes

fach paleozoicznych rozłamów strukturalnych podłoża platformowego (Kutek & Głazek, 1972; Żelichowski, 1984). Ich skutkiem było powolne wydzwiganie obszaru, powodujące naprzemienne otwieranie zespołów spękań ciosowych w pokrywie kompleksu mezozoicznego. Model taki jest możliwy przy założeniu nieznacznego zróżnicowania wartości naprężeń σ_2 i σ_3 , leżących horyzontalnie i zorientowanych odpowiednio: W-E i N-S (Dunne & North, 1990). Względnie młodsze zespoły ciosu ortogonalnego powstałyby jako wynik fazy relaksacji naprężenia, po uformowaniu wcześniejszego zespołu spękań. W każdym przypadku, oś σ_1 – największego naprężenia, zorientowana byłaby pionowo. Mimo braku wyraźnych dowodów terenowych⁴, za taką interpretacją genetyczną może przemawiać obecność na powierzchniach obu zespołów – pojedynczych wektorowych struktur spękaniaowych (pierzastych i radialnych) o pionowo zorientowanych osiach. Wyznaczają one zasadniczy – wertykalny – kierunek propagacji spękań; niewielka liczba odnotowanych struktur tego typu nie upoważnia jednak do ich statystycznego ujęcia. Oba zespoły ortogonalne z tej fazy mogły powstać niemal jednocześnie, w szybko następujących po sobie epizodach ciosotwórczych.

Cios podłużny NW-SE oraz poprzeczny NE-SW (O_{II})⁵. Pojedyncze zespoły ciosu poprzecznego (w części wschodniej) oraz podłużnego (w części zachodniej) powstały w kolejnym cyklu ciosotwórczym, związanym z póź-

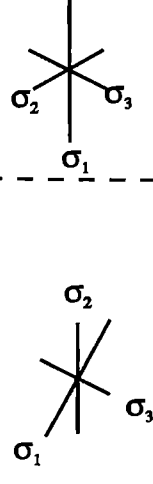
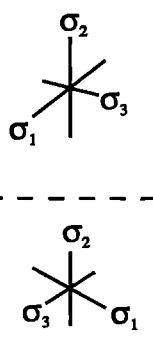
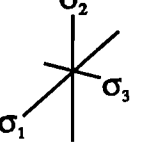
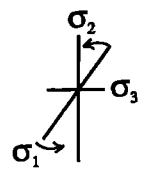
4 Ruchy inwersyjne podłoża (L₁), odpowiedzialne za propagację ciosu ortogonalnego N-S/W-E (O_I) powinny, w założeniu, dawać tendencję tworzenia uskoku normalnych, o zbitej z ciosem (zespołami ciosu) orientacji. W żadnym z badanych odsłoneń, uskoku normalnych odpowiadających tej fazie nie stwierdzono; istnieją jednak przesłanki, oparte na wynikach szczegółowych opracowań geofizycznych z okolic Chelma (m.in. Baran *et al.* 1987), wskazujące na możliwość wiązania wyinterpretowanych tą drogą uskoku normalnych o orientacji N-S z opisywaną fazą L₁.

5 Orientacja przestrzenna obu zespołów spękań, wskazująca na ich krzyżowanie się pod kątem prostym, każe rozpatrywać je łącznie - jako system ciosu ortogonalnego (O_{II}).

Tabela (Table) 1

Zbiornicze zestawienie deformacji tektonicznych w kolejnych etapach kenozoicznej ewolucji strukturalnej
we wschodniej części Wyżyny Lubelskiej

Synopsis of tectonic deformations in successive stages of structural evolution during the Cainozoic
in the eastern part of the Lublin Upland

Etapy <i>Stages</i>	Typy struktur tektonicznych <i>Types of tectonic structures</i>	Charakter naprężeń <i>Character of stresses</i>	
L₁	<p>system ortogonalny ciosu: N-S/W-E (O_1) <i>system of orthogonal joints: N-S/W-E (O_1)</i></p> <p>fałdy oblekające (regionalne) (wergencja wschodnia - w części E, wergencja północna - w części W)</p> <p><i>drape folds (regional)</i> (east vergence - in part E northern vergence - in part W)</p>	<p>wypiętrzenie <i>uplift</i></p> <p>regionalna kompresja NE-SW (NNE-SSW); <i>regional compression</i> NE-SW (NNE-SSW)</p> <p>współdziałanie pary sił o wektorach równoległych do paleozoicznych uskokuw NW-SE <i>couple of forces</i> <i>parallel to Palaeozoic</i> <i>faults NW-SE</i></p>	
L₂	<p>cios poprzeczny (NE-SW); <i>transversal joints</i></p> <p>cios podłużny (NW-SE); <i>longitudinal joints</i></p> <p>struktury koncentryczne; <i>concentric structures</i></p> <p>żebra tektoniczne; <i>tectonic ribs</i></p> <p>cios sigmoidalny; <i>sigmoidal joints</i></p> <p>struktury typu domino <i>domino type structures</i></p> <p style="text-align: right;">} system ortogonalny (O_n)</p>	<p>regionalna kompresja NE-SW; <i>regional compression</i> NE-SW</p> <p>para sił NW-SE <i>couple of forces NW-SE</i></p> <p>(diferencjalne ruchy warstw) <i>(differential movements</i> <i>of beds)</i></p>	
MA₍₁₎	<p>uskoki normalno-zrutowe N-S i NE-SW i przesuwczce (sinistralne) NE-SW <i>normal-dip-slip faults N-S & NE-SW</i> <i>and strike-slip faults (sinistral) NE-SW</i></p>	<p>regionalna kompresja NE-SW <i>regional compression</i> NE-SW</p>	
MA₍₂₎	<p>uskoki przesuwczce quasi-sprężone NE-SW (sinistralne) - w części E N-S (dekstralne) - w części W <i>quasi-conjugate strike-slip faults</i> <i>NE-SW (sinistral) in part E</i> <i>N-S (dextral) in part W</i></p>	<p>regionalna kompresja NNE-SSW <i>regional compression</i> NNE-SSW</p>	

nym epizodem fazy laramijskiej (L_2), wyznaczonym przez regionalną kompresję NE-SW i tensję NW-SE. O późniejszej, w stosunku do systemu O_1 , propagacji tych spękań świadczy charakter obecnych na jego powierzchniach drobnych struktur spękaniaowych (struktury koncentryczne i pierzaste); tracą one swą ciągłość na granicy przecięcia z ciosem południkowym (w przypadku zespołu NE-SW) oraz równoleżnikowym (w przypadku zespołu NW-SE). Zdaniem autora, współdziałanie (w tym samym trójosiowym polu naprężeń) horyzontalnej kompresji i pary sił, o wektorach równoległych do walnych uskoków kompleksu mezozoicznego, wywołało tendencję do supremacji jednego z zespołów ciosu (zależną od ich pozycji przestrzennej i stosunku do struktur wgłębnych). Nierównorzędność kierunkowa obu zespołów ciosu, w części wschodniej i zachodniej obszaru, mogła być spowodowana istnieniem odziedziczonej anizotropowości tektonicznej (zwłaszcza w sąsiedztwie walnych stref uskokowych o przeciwnych zwrotach ruchu). Warunkowała ona przestrzenne różnicowanie pola naprężeń w płaszczyźnie poziomej.

INTERPRETACJA WYNIKÓW BADAŃ

Uzyskane wyniki pozwalają dokładniej przedstawić niektóre aspekty kenozoicznej ewolucji strukturalnej obszaru. Analiza charakteru spękań ciosowych, układ drobnych struktur spękaniaowych na ich powierzchniach oraz cechy geometryczne uskoków, dają możliwość wskazania wzajemnych powiązań genetycznych i określenia zmian kierunków naprężeń głównych w kolejnych cyklach. W różnych etapach kenozoicznego rozwoju strukturalnego współdziałały ze sobą ze zmiennym natężeniem: wypiętrzanie pionowe, prosta pozioma kompresja oraz horyzontalna para sił. Należy przypuszczać, że zmiany układu regionalnego pola naprężeń przebiegały w sposób ciągły, w sytuacji osiągnięcia dominacji jednego z czynników nad pozostałymi (Tab. 1).

Etap pierwszy (L_1) wiąże się z zakładaniem ortogonalnego systemu spękań ciosowych w wyniku powolnego ruchu wypiętrzającego bloków podłoża platformowego w fazie laramijskiej megacyklu alpejskiego. Elewacje strukturalne, po osiągnięciu krytycznego poziomu naprężeń, były ośrodkami propagacji spękań. Oś σ_1 – największego naprężenia głównego – znajdowała się wówczas w pozycji pionowej, przy poziomym położeniu dwu pozostałych osi naprężeń. Już wówczas zaznacza się narastająca rola prostej kompresji skierowanej NE-SW (NNE-SSW). Wymusza ona stopniowe odnawianie wielkoskalowego ruchu przesuwczego, wyzwalając horyzontalną parę sił wzdłuż wgłębnych rozłamów podłoża: NW-SE (uskok Serebryszcza, strefa dyslokacyjna Kock-Wasyłów) oraz NE-SW (uskok Udału). W efekcie, stopniowej reorientacji podlega pole naprężeń: oś σ_1 zajęła położenie poziome (NNE-SSW), zaś oś σ_2 – pionowe. Współdziałanie obu czynników spowodowało rozwój w kompleksie mezozoicznym rozległych, oblekających fałdów nadprzesuwczych, kulisowo ustawionych w stosunku do uskoków paleozoicznych. Różną wergencję fał-

dów w części wschodniej i zachodniej obszaru można wiązać z przeciwnym zwrotem ruchu tych uskoków: lewoskrętnym – we wschodniej części (US, UU) i prawoskrętnym – w zachodniej (SDK-W).

Etap drugi (L_2). Wraz z osłabieniem ruchów podnoszących zwiększa się rola regionalnej prostej kompresji NE-SW. Następuje zakładanie i stopniowe otwieranie spękań ciosu poprzecznego (NE-SW). Dokumentują to występujące na powierzchniach ciosowych struktury koncentryczne; ich obecność świadczy zarazem o ekstensyjnym charakterze ciosu, zainicjowanym jednak jako cios ścięciowy. Nakładanie się na regionalną kompresję NE-SW pary sił o kierunku NW-SE, mogło być przyczyną propagacji ciosu podłużnego. Charakter reliefu powierzchni tego zespołu (obecność żeber tektonicznych) wskazuje na horyzontalne ustawienie osi największych naprężeń głównych, gdzie σ_1 ma azymut 26° , a σ_3 – 116° . Zgrupowanie żeber tektonicznych wokół osi σ_3 sugeruje ścięciowy charakter ciosu. W tym kontekście odmienne preferencje kierunkowe równoleżnikowych spękań ciosowych, we wschodniej i zachodniej części obszaru, można wiązać z reorientacją lokalnych pól naprężeń, spowodowaną przekształcaniem prostej kompresji horyzontalnej (NE-SW) w parę sił w płaszczyźnie poziomej (NW-SE). W tak zmieniającym się polu naprężeń dochodziło zapewne, w końcowej fazie tego etapu, do poziomych przemieszczeń międzywarstwowych (dyferencjalne ruchy warstw). Świadczy o tym m.in.: obecność ciosu sigmoidalnego, międzywarstwowe przesunięcia pionowych płaszczyzn ciosowych, towarzyszące temu spękania klawazowe oraz występowanie struktur typu domina.

Trzeci i ostatni etap rozwoju strukturalnego (posarmacki), związany z fazami młodoalpejskimi (MA), zaznacza się ponownym nasileniem prostej kompresji poziomej o kierunku NE-SW, co doprowadziło do przebicia się części paleozoicznych uskoków poprzecznych ku powierzchni ($MA_{(1)}$). Rozwijają się one dalej jako uskoki normalno-zrzutowe, lub częściej jako uskoki przesuwcze. W tym ostatnim przypadku, początkowo są to pojedyncze zespoły sinistralne (NE-SW), zaś po niewielkiej lewoskrętnej rotacji osi naprężeń głównych (w następnej fazie tego etapu – $MA_{(2)}$) – sprzężone komplementarnie pary: NE-SW (sinistralne) i N-S (dekstralne). Uskoki dekstralne wykorzystują zazwyczaj powierzchnie południkowego ciosu ortogonalnego jako płaszczyzny ślizgu.

Prezentowane wyniki badań drobnostrukturalnych wskazują, że główne wydarzenia tektoniczne w kenozoiku na tym obszarze są dobrze udokumentowane w sekwencji mezostuktur. Mogą one stanowić podstawę do rekonstrukcji paleonaprężeń na obszarach platformowych, uzupełniającej wyniki badań strukturalnych prowadzonych przy zastosowaniu innych metod.

Podziękowania

Autor dziękuje Prof. dr Henrykowi Maruszczakowi i Prof. dr hab. Andrzejowi Henklowi za cenne wskazówki i dyskusję przy pisaniu tej pracy, zaś studentom geografii UMCS w Lublinie: Ewie Baranowskiej, Tomaszowi Wielebie i Pawłowi Zielińskiemu za pomoc w zbieraniu materiałów dokumentacyjnych w terenie. Pragnie też złożyć serdeczne podziękowania recenzentom ze stro-

ny Redakcji *ASGP*: Dr hab. Antoniemu Tokarskiemu oraz Dr hab. Andrzejowi Żelaźniewiczowi za wszechstronne uwagi krytyczne.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. Geoph. Res.*, 89, B7: 5835-5848.
- Bahat, D., 1986. Criteria for the differentiation of en echelons and hackles in fractured rocks. *Tectonophysics*, 121: 197-206.
- Bahat, D., 1987. Correlation between fracture surface morphology and orientation of cross-fold joints in Eocene chalks around Beer Sheva, Israel. *Tectonophysics*, 136: 323-333.
- Bahat, D., 1991. *Tectonofractography*. Springer -Verlag, Berlin.
- Bahat, D., & Engelder, T., 1984. Surface morphology on cross-fold joints of the Appalachian Plateau, New York and Pennsylvania. *Tectonophysics*, 104: 299-313.
- Baran, W., Kokot, D., Kreczmańska, G., 1987. *Dokumentacja badań geofizycznych i geologiczno-inżynierskich dla projektu ogrobławiania, jazu, budowli wlotowej, zrzutu wody i doprowadzalnika zbiornika retencyjnego Żółtańce k/Chelma*. Przedcs. ELGEREW w Brwinowie. Arch. WZiR w Chelmie.
- Bergerat, F., Bouroz-Weil, C. & Angelier, J., 1992. Palaeostresses inferred from macrofractures, Colorado Plateau, western USA. *Tectonophysics*, 206: 219-243.
- Bevan, T. G. & Hancock, P. L., 1986. A late Cenozoic regional mesofracture system in southern England and northern France. *J. Geol. Soc.*, 143: 355-362.
- Bartlett, W. L., Friedman, M. & Logan, J. M., 1981. Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure, IX - Wrench faults in limestone layers. *Tectonophysics*, 79: 255-277.
- Boyer, S. E. & Elliot, D., 1982. Thrust systems. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 66: 1196-1230.
- Brochwicz-Lewiński, W. & Pożaryski, W., 1986. Ewolucja rowu środkowopolskiego w permomezozoiku i kenozoiku. *Mat. symp.: Historia ruchów tektonicznych na ziemiach polskich. Cykl alpejski. Kraków*: 8-9.
- Brochwicz-Lewiński, W., Pożaryski, W. & Tomczyk, H., 1981. Wielkoskalowe ruchy przesuwcze wzdłuż SW brzegu platformy wschodnioeuropejskiej we wczesnym paleozoiku. *Przepl. Geol.*, 29: 385-397.
- Dunne, W. M. & North, C. P., 1990. Orthogonal fracture systems at the limits of thrusting: an example from southwestern Wales. *J. Struct. Geol.*, 12:207-215.
- Eyal, Y. & Reches, Z., 1983. Tectonic analysis of the Dead Sea Rift regions since the late-Cretaceous based on mesostructures. *Tectonics*, 2: 167-185.
- Freund, R., 1974. Kinematics of transform and trascurrent faults. *Tectonophysics*, 21: 93-134.
- Hancock, P. L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol.*, 7, 3/4: 437-457.
- Harasimiuk, M., 1980. *Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Roztocza. Rozprawa habilitacyjna*. Wyd. UMCS, Lublin, 136 pp.
- Harasimiuk, M. & Henkiel, A., 1979. Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chelma. Neogene tectonic troughs in the vicinity of Chelm. *Przepl. Geol.*, 27: 102-103.
- Henkiel, A., 1982. Drobne struktury tektoniczne północnej części Wyżyny Lubelskiej. Mesoscopic Tectonic Structures of the Northern Part of the Lublin Upland. *Ann. UMCS*, sec. B, 39: pp.15-38.
- Henkiel, A., 1983. Regionalne zróżnicowanie facjalne czwartorzędu. *Mat. konf., Kenozoik LZW, UMCS, Lublin*: 92-107.
- Henkiel, A., 1984. Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. Tectonics of Meso-Cainozoic Cover of Northern Slope of the Metacarpatian Swell. *Ann. UMCS*, sec. B, 39: 15-38.
- Henkiel, A. & Nitychoruk, J., 1980. Spękania ciosowe i drobne struktury tektoniczne w skałach kredowo-paleoceńskich północno-zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Joints and mesoscopic structures in the Cretaceous and Palaeocene rocks in the North-Western part of the Lublin Upland. *Ann. UMCS*, sec. B, 35/36: 13-27.
- Herbich, P., 1980. Tektoniczne uwarunkowania horyzontalnej anizotropii warunków wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy okolic Chelma. *Tech. Poszuk. Geol.*, 3: 27-32.
- Jahn, A., 1956. Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd. Geomorphology and Quaternary History of Lublin Plateau. *Prace Geogr. Inst. Geogr. PAN*, 7: 448 pp.
- Jaroszewski, W., 1968. Drobne struktury spękaniaowe w porfirze z Miękinia. Minor structures on joint surfaces in porphyry at Miękinia. *Kwart. Geol.*, 12: 261-270.
- Jaroszewski, W., 1972. Drobnostukturalne kryteria tektoniki obszarów nieorogenicznych na przykładzie północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Mesoscopic structural criteria of non-orogenic areas: an example from the North-Eastern Mesoscopic margin of the Świętokrzyskie Mountains. *Stud. Geol. Polon.*, 38: 21pp.
- Krassowska, A. & Niemczycka, T., 1984. Pokrywa mezozoiczna Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. LVI Zjazdu PTGeol. w Lublinie*, Wyd. Geol.: 36-55.
- Kutek, J. & Głazek, J., 1972. The Holy Cross area Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Polon.*, 22: 603-653.
- Liszkowski, J., 1979. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, 1:50000, arkusz Ostrów Lubelski*, Inst. Geol., Warszawa: 100 pp.
- Liszkowski, J., 1979. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, 1:50000, arkusz Ostrów Lubelski*, Inst. Geol., Warszawa.
- Mastella, L., 1988. Budowa i ewolucja strukturalna okna tektonicznego Mszany Dolnej, polskie Karpaty Zewnętrzne. Structure and evolution of Mszana Dolna tectonic window, Outer Carpathians, Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 58: 53-173.
- Meier, D. & Kronberg, P., 1989. *Klüftung in Sedimentgesteinen*. F. Enke.
- Odonne, F. & Vialon, P., 1983. Analogue models of folds above a wrench fault. *Tectonophysics*, 99: 31-46.
- Porzycki, J., 1978. *Atlas Geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego, 1: 200000*. Inst. Geol., Warszawa.
- Pożaryski, W., 1986. Waryscyjski etap platformowego rozwoju tektonicznego Europy Środkowej. *Przepl. Geol.*, 3:117-127.
- Pożaryski, W., Brochwicz-Lewiński, W. & Tomczyk, H., 1982. O heterochroniczności linii Teisseyre'a - Tornquista. *Przepl. Geol.*, 11: 569-574.
- Pożaryski, W. & Karnkowski, P., 1992. *Tectonic Map of Poland During the Variscan Time, 1:1000000*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Rybicki, S. & Rybicki, J., 1973. Własności inżyniersko-geologiczne utworów kredowych okolic Chelma Lubelskiego. Engineering-geological properties of formations found in the vicinity of Chelm Lubelski. *Kwart. Geol.* 17: 301-309.
- Wernicke, B. & Burchfiel, B. C., 1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 1: 245-254.
- Wyrwicka, K., 1980. Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej. Stratigraphy, facies and tectonics of the Maestrichtian in western part of the Lublin Upland. *Kwart. Geol.*, 24: 805-819.
- Zwierzchowski, A., 1988a. Rola tektoniki przesuwczej w kształtowaniu się zjawisk hydrogeologicznych w górnej kredzie obszaru lubelskiego. Role of Strike-Slip Tectonics in

- Development of Hydrogeologic Phenomena in Upper Cretaceous Sediments of the Lublin Region. *Ann. UMCS*, sec. B, 42/43: 67-88.
- Zwierzchowski, A., 1988b. Strukturalne uwarunkowania dróg krążenia wglębnych wód w północno-wschodniej części Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Structural conditions of deep groundwater circulation pattern in NE part of the Lublin Coal Basin. *Kwart. Geol.*, 32: 457-474.
- Żelichowski, A. M., 1972. Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi a Bugiem. Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the river Bug. *Biul. Inst. Geol.*, 263: 97pp.
- Żelichowski, A. M., 1984. Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. *Przew. LVI Zjazdu PTGeol. w Lublinie*, Wyd. Geol.: pp. 21-35.
- Żelichowski, A. M., 1987. Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. *Przepl. Geol.*, 5: 230-237.

Summary

MESOSCOPIC TECTONIC STRUCTURES IN THE UPPER CRETACEOUS ROCKS IN THE EAST PART OF THE LUBLIN UPLAND VERSUS FAULTING OF THE EAST-EUROPEAN PLATFORM BASEMENT DURING THE CAINOZOIC

Radosław Dobrowolski

The Upper Cretaceous rocks formed as opokas, marls and chalk are commonly exposed in the eastern part of the Lublin Upland (Fig. 1). Information about structure of this complex, obtained mainly from geophysical and borehole subsurface data, were published by Żelichowski (1972), Harasimiuk (1980), Hen-

kiel (1980), Wyrwicka (1980) and Henkiel (1984). However, nobody has utilized mesoscopic structures occurring in the Upper Cretaceous rocks outcropped in this area for determination of paleostresses. The only exception are studies carried out for the western part of the Lublin Upland by Henkiel & Nitychoruk (1980) and Henkiel (1982). In quarries at Chelm and Rejowiec the following well developed tectonic mesostructures were found: folds (Fig. 3), joints (Figs. 9-11, 15), mesofaults (Figs. 6, 7), minor bedding faults (Fig. 8) and hackle marks (Figs. 12, 14). Their examination (Figs. 2, 4, 9) allowed to attempt reconstruction of the regional scheme of the stress field (Figs. 5, 13). Three stages of the Cainozoic structural evolution of the area were distinguished (Tab. 1).

First stage. Formation of the orthogonal joint system as a response to vertical movements in basement zones of structural discontinuities. The increasing role of regional NE-SW compression promotes reactivation of large-scale strike-slip movement (horizontal couple of forces) along Paleozoic faults and fault zones trending in NW-SE and NE-SW directions. Due to selective yet complementary action of both factors drape folds have been formed in the Mesozoic complex, arranged en echelon to Paleozoic faults in the basement.

Second stage. A system of transverse joints (NE-SW) and longitudinal joints (NW-SE) was formed. In the last phase of this stage horizontal bedding – parallel displacements (differential movements of beds) took place.

Third stage. Partial reactivation of the Paleozoic fault planes and their proliferation to the top of the Mesozoic complex as a result of increasing horizontal compression NE-SW. These faults developed further as normal dip-slip or strike-slip ones (NE-SW as sinistral, and N-S as dextral). Dextral faults followed surfaces of the meridional joint set.

The presented results of investigations of mesoscopic structures indicate that main Cainozoic tectonic events in Lublin Upland are well matched by the successive mesostructures. They furnish basis for determination the paleostresses in the platform cover completing structural conclusions reached with other methods.