

Bieszczadzka Stacja Naukowa Wydziału Biologii i Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie

Andrzej HENKIEL

**Tektonika pokrywy mezo- kenozoicznej na północnym skłonie
wału metakarpackiego**

Тектоника мезо-кайнозойского покрова северного склона метакарпатского вала

Tectonics of Meso-Cainozoic Cover of the Northern Slope of the Metacarpathian Swell

WSTĘP

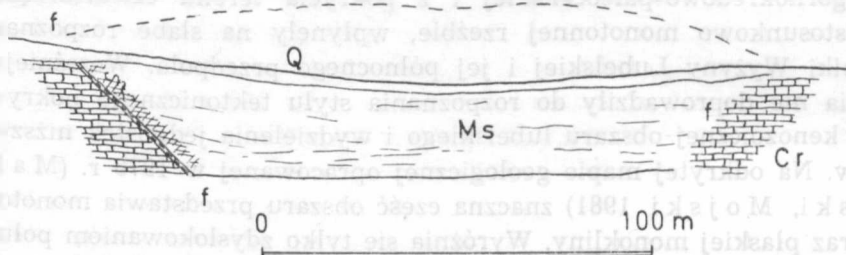
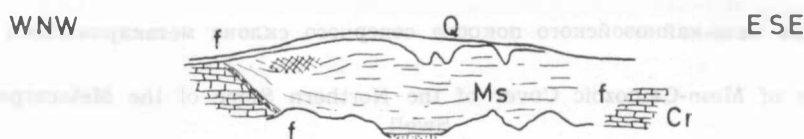
Trudności, wynikające ze słabego zróżnicowania litostratygraficznego serii górnokredowo-paleoceńskiej i z pokrycia terenu czwartorzędem przy stosunkowo monotonnej rzeźbie, wpłynęły na słabe rozpoznanie tektoniki Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola. Wcześniejsze badania nie doprowadziły do rozpoznania stylu tektonicznego pokrywy mezo- kenozoicznej obszaru lubelskiego i wydzielenia jednostek niższych rzędów. Na odkrytej mapie geologicznej opracowanej w 1978 r. (Malinowski, Mójski 1981) znaczna część obszaru przedstawia monotony obraz płaskiej monokliny. Wyróżnia się tylko zdyslokowaniem południowo-zachodnia krawędź i antyklina Gościeradów w znanej strefie tektonicznej Rachów—Gościeradów. Jest to tym dziwniejsze, że obszar ten wchodzi w skład wyróżnionego przez Nowak (1927) wału metakarpackiego, charakteryzującego się dość intensywną tektoniką wieku kenozoicznego.

Nowe wyniki przyniosły badania prowadzone w ostatnich 10 latach przez Instytut Geologiczny do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Dzięki zastosowaniu kompleksowych metod umożliwiły one zestawienie mapy tektonicznej kompleksu mezo- kenozoicznego (ryc. 10) dla znacznej części Wyżyny Lubelskiej i jej północnego przedpola. Mapa oparta jest w znacznej mierze na publikacjach Liszkowskiego (1979), Stoch-

laka (1979), Harasimiuka i Henkla (1980a, 1981b, 1982) oraz Buraczyńskiego i Wojtanowicza (1981, 1982)*.

METODA PRACY

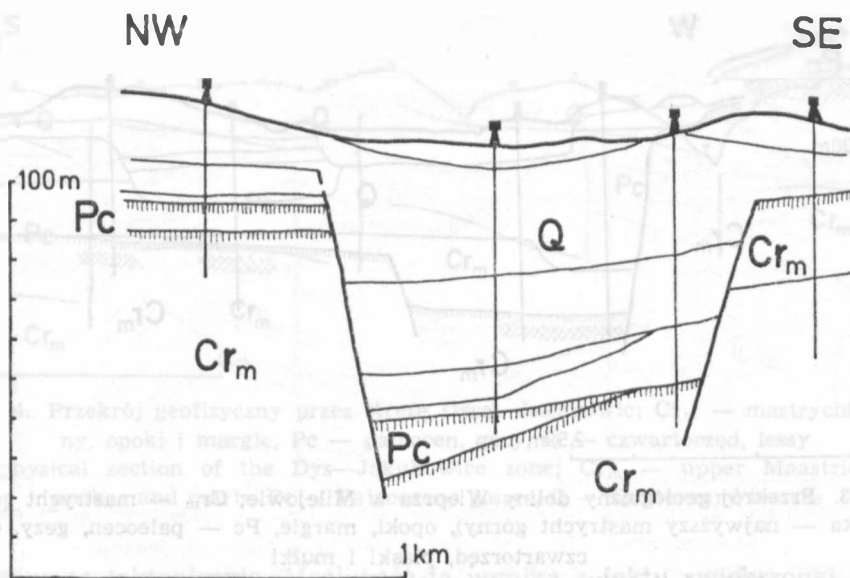
Najpewniejsze wyniki dawały oczywiście klasyczne metody geologiczne, oparte na zdjęciu terenowym. Analiza intersekcji granic litostratygraficznych pozwoliła na wyznaczenie szeregu dyslokacji. Na międzyrzeczu Bystrzycy i Wieprza przebieg uskoków wyznaczają zarysy równoległobocznych płytów paleocenu, a w okolicach Struży oraz między Ewopolem, Pawłowem, Krynicą i Stężycą prostolinijne kontakty margli i opok mastrychtu. W niektórych miejscach zjawiska makrotektoniczne



Ryc. 1. Schematyczne przekroje rowów tektonicznych Chelmeń (przekrój górny) i Rudki; Cr — mastrycht górny, margle, Ms — sarmat, piaski, Q — czwartorzęd; na dolnym przekroju zaznaczono maksymalną wysokość wyeksploatowanej części złoże

Schematic geologic sections of the Chelmeń graben (upper section) and the Rudka graben (lower section); Cr — Upper Maastrichtian marls, Ms — Sarmatian sands, Q — Quaternary; a maximum height of the exploited deposit is marked at the lower section

* Za zgodą dyrektora Instytutu Geologicznego, prof. dr hab. W. Ryki i kierownika Zakładu Zdjęć i Map Geologicznych IG dr W. Słowańskiego wykorzystano także dotychczas niepublikowane materiały rękopiśmienne J. Buraczyńskiego, M. Harasimiuka, A. Henkla i J. Wojtanowicza.

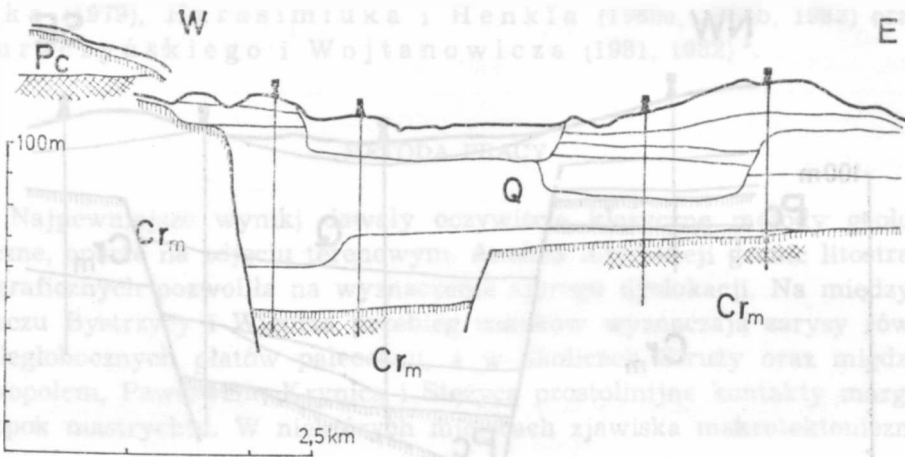


Ryc. 2. Przekrój geologiczny rowu Sobianowic; Cr_m — mastrycht górny, opoki, margle, Pc — paleocen, gezy, Q — czwartorzęd, piaski, żwiry, gliny
 Geologic section of the Sobianowice graben; Cr_m — Upper Maastrichtian opokas and marls, Pc — Palaeocene gaizes, Q — Quaternary sands, gravels and clays

dostępne były bezpośrednim obserwacjom. W okolicach Chełma i Rudki odsłonięte są tektoniczne kontakty kredy i sarmatu (Harasimiuk, Henkiel 1977, 1979 — ryc. 1), a wzdłuż doliny Bystrzycy, w wykopach obserwowano uskoki oddzielające antytyetycznie ustawione odcinki granicy mastrychtu i paleocenu; stwierdzono tam także 25-stopniową niezgodność między kredą a paleocenem (Harasimiuk, Henkiel 1981b, 1982).

Niezbitych dowodów istnienia niektórych uskoków dostarczyły także prace wiertnicze. W rejonie Sobianowic na NE od Lublina ośmioma wierceniami wyznaczono rów tektoniczny (ryc. 2), w którym zrzut utworów paleocenu przekracza wartość 50 m. Wierceniami stwierdzono także istnienie uskoku wzdłuż lewego zbocza doliny Bystrzycy. W okolicach Parczewa (Stochlak 1979) wyznaczone wiertniczo podczwartorzędowe wychodnie kampanu, mastrychtu dolnego, górnego oraz oligocenu dokumentują istnienie uskoków o ponad 100-metrowych zrzutach. Na przekrojach doliny Wieprza w rejonie Milejowa (ryc. 3) po obu stronach lewego, stromego zbocza stwierdzono 100-metrową różnicę położenia hipsometrycznego najwyższego mastrychtu górnego (Harasimiuk, Henkiel 1980a).

Przydatne do interpretacji tektonicznej okazały się także wyniki son-

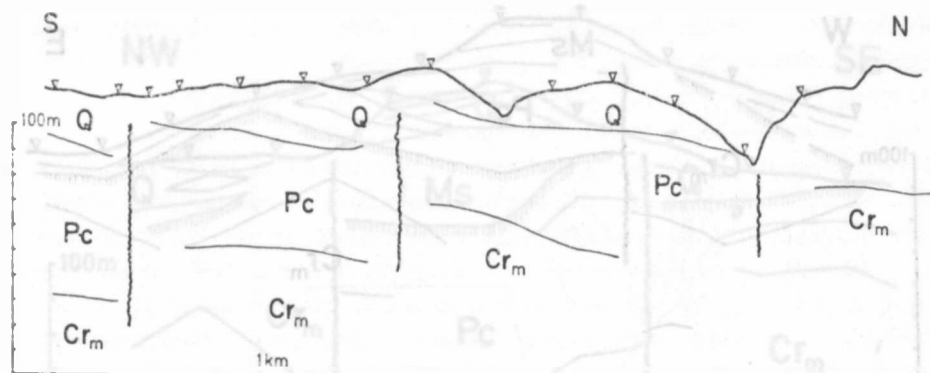


Ryc. 3. Przekrój geologiczny doliny Wieprza w Milejowie; Cr_m — mastrycht górny (kratka — najwyższy mastrycht górny), opoki, margle, Pc — paleocen, gezy, Q — czwartorzęd, piaski i mulki

Geologic section of the Wieprz valley at Milejów; Cr_m — Upper Maastrichtian (checker — Uppermost Maastrichtian) opokas and marls, Pc — Palaeocene gaizes, Q — Quaternary sands and silts

dowań geoelektrycznych (Pawłowska, Tracz 1976, Jagodziński, Gizewicz 1983a, 1983b; Jagodziński i inni 1982). Na wielu odcinkach profilów sondowań zaznacza się zdyslokowanie i wzajemne przesunięcia granic kompleksów, wydzielonych w utworach mastrychtu na podstawie oporności. Wykryto także wyraźne nieciągłości o stromym nachyleniu. W rejonie Dysa (ryc. 4) takie nieciągłości i przesunięcia wyznaczają kilka antytetycznie przechylonych bloków. Istnienie tych dyslokacji zaznacza się także w przebiegu granicy zwartej pokrywy „oligocenu” oraz w rzeźbie. Na Szabałowej Górze (na zachód od Piask, ryc. 5) dokumentują półrów tektoniczny z zachowanym paleocenem i sarmatem, w rejonie Czulczyc koło Chełma (ryc. 6) potwierdzają istnienie uskoku, ograniczających złożę piasków sarmackich. Na południe od Krasnegostawu nieciągłości i przesunięcia na profilu sondowań geoelektrycznych potwierdzają tezę o tektonicznych założeniach kopalnej rynny doliny Wieprza (ryc. 7). W strefie prostolinijnego przebiegu południowej granicy pokrywy miocenu lądowego na Łuku Uhruskim sondáže geoelektryczne potwierdzają istnienie pary pionowych nieciągłości w utworach podłoża.

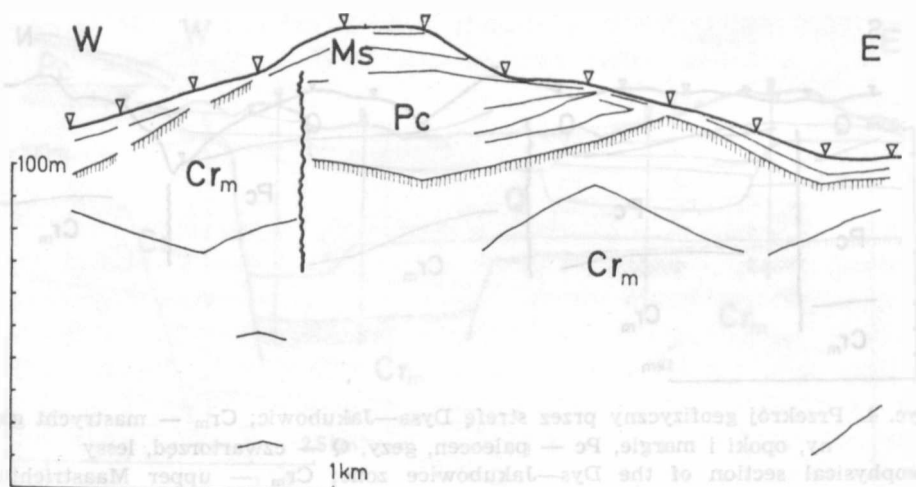
Istnienie niektórych uskokuw wynika z danych hydrogeologicznych. Wyraźna anizotropia wodoprzepuszczalności utworów górnej kredy w niektórych strefach, jak też różnice położenia hipsometrycznego (na krótkich odcinkach) zwierciadła wody poziomu kredowego mogą być inter-



Ryc. 4. Przekrój geofizyczny przez strefę Dysa—Jakubowic; Cr_m — mastrycht górny, opoki i margle, Pc — paleocen, gezy, Q — czwartorzęd, lessy
 Geophysical section of the Dys—Jakubowice zone; Cr_m — upper Maastrichtian opokas and marls, Pc — Palaeocene galeses, Q — Quaternary loesses

pretowane tektonicznie. Możliwość ta wynika z faktu zwiększonej drożności szczelin wzdłuż niektórych stref uskokowych i równocześnie ekranującej roli uskoków w kierunku prostopadłym do ich płaszczyzny. Próby takiej interpretacji podejmowane były dla okolic Chełma (Herbich 1980) i dla prawego zbocza doliny Bystrzycy (Harasimiuk, Henkiel, Przemyski 1980). Stwierdzono także związek anomalnie wysokich wydajności niektórych studni z ich lokalizacją w pobliżu uskoków, na skrzydłach wiszących. Wykorzystano także metody analizy ciosu i drobnych struktur tektonicznych (Henkiel 1983c, 1982; Henkiel, Nitychoruk 1980/81). Układy spękań ciosowych (ryc. 8) okazały się pomocne przy rekonstruowaniu pól naprężeń i ich regionalnego zróżnicowania, a nieliczne drobne struktury tektoniczne (lustra, rysy i żebra tektoniczne, także struktury koncentryczne i przełamy pierzaste) w wielu wypadkach pozwalały określać bliżej kierunki transportu tektonicznego i propagacji spękań. W rdzeniach wiertniczych z utworów kredy i paleocenu stwierdzono powszechne występowanie zlustrowanych spękań o upadach 45—60°. W niektórych wierceniach stwierdzono obecność brekcji tektonicznych.

W celu wyznaczenia przebiegu i zasięgu dyslokacji korzystano z metod analizy morfologicznej oraz z map foto- i topolineamentów. Uskoki Dysa, stwierdzone pojedynczym przekrojem geofizycznym, zaznaczają się wyraźnie w przebiegu doliny Ciemięgi i w układzie licznych dolinek i skarp urozmaicających powierzchnię pokrywy lessowej. W rejonie Struży—Biskupic występowanie form krasowych pozwala wyznaczyć tektoniczny kontakt opok i krasowiejących margli, zamaskowany młodszą pokrywą. Prostolinijny przebieg doliny Sierotki wyznacza uskok,

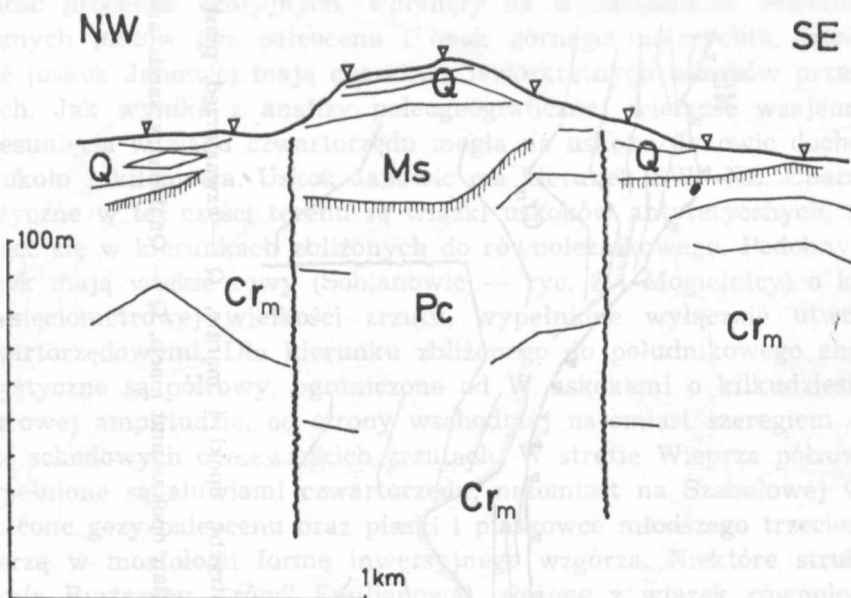


Ryc. 5. Przekrój geofizyczny przez Szabalową Górę; Cr_m — mastycht, opoki, Pc — paleocen, gezy, Ms — miocen — sarmat i oligocen, piaski
 Geophysical section of the Szabalowa Góra; Cr_m — Maastrichtian opokas, Pc — Palaeocene gaizes, Ms — Miocene — Sarmatian and Oligocene sands

którego istnienie wynika z charakteru spękań i struktur w odślonięciach opok na zboczach doliny. Mniej przydatne do wyznaczania poszczególnych dyslokacji okazały się wyniki paleogeograficznej analizy sieci dolinnej (Harasimiuk, Henkiel 1981a) i neotektonicznej analizy den dolinnych (Harasimiuk, Henkiel 1980b). Pozwoliły jednak na ocenę tendencji tektonicznych i stopnia mobilności niektórych bloków oraz określenie wieku młodszych (czwartorzędowych) faz ruchów.

MAPA I STYL TEKTONICZNY REGIONU

Przedstawiona mapa tektoniczna kenozoiku północnej części Wyżyny Lubelskiej i jej przedpola jest w znacznej części kompilacją, opartą na wymienionych we wstępie publikacjach i materiałach archiwalnych. Przystępując do jej opracowania zdawano sobie sprawę z ogromnej niejednorodności materiałów wyjściowych. Wynika to zarówno z przyczyn subiektywnych (różne koncepcje autorskie), jak i obiektywnych. Do tych ostatnich należy nierównomierny stopień odkrycia terenu, zróżnicowanie litostratygraficzne, różna ilość i jakość materiałów geofizycznych i wiertniczych. Mimo przeprowadzenia reinterpretacji map cząstkowych pozostały jednak na mapie finalnej pewne niezgodności na granicach poszczególnych regionów opracowywanych przez różnych autorów; nie przeprowadzono także generalizacji sieci dyslokacji w regionach, w któ

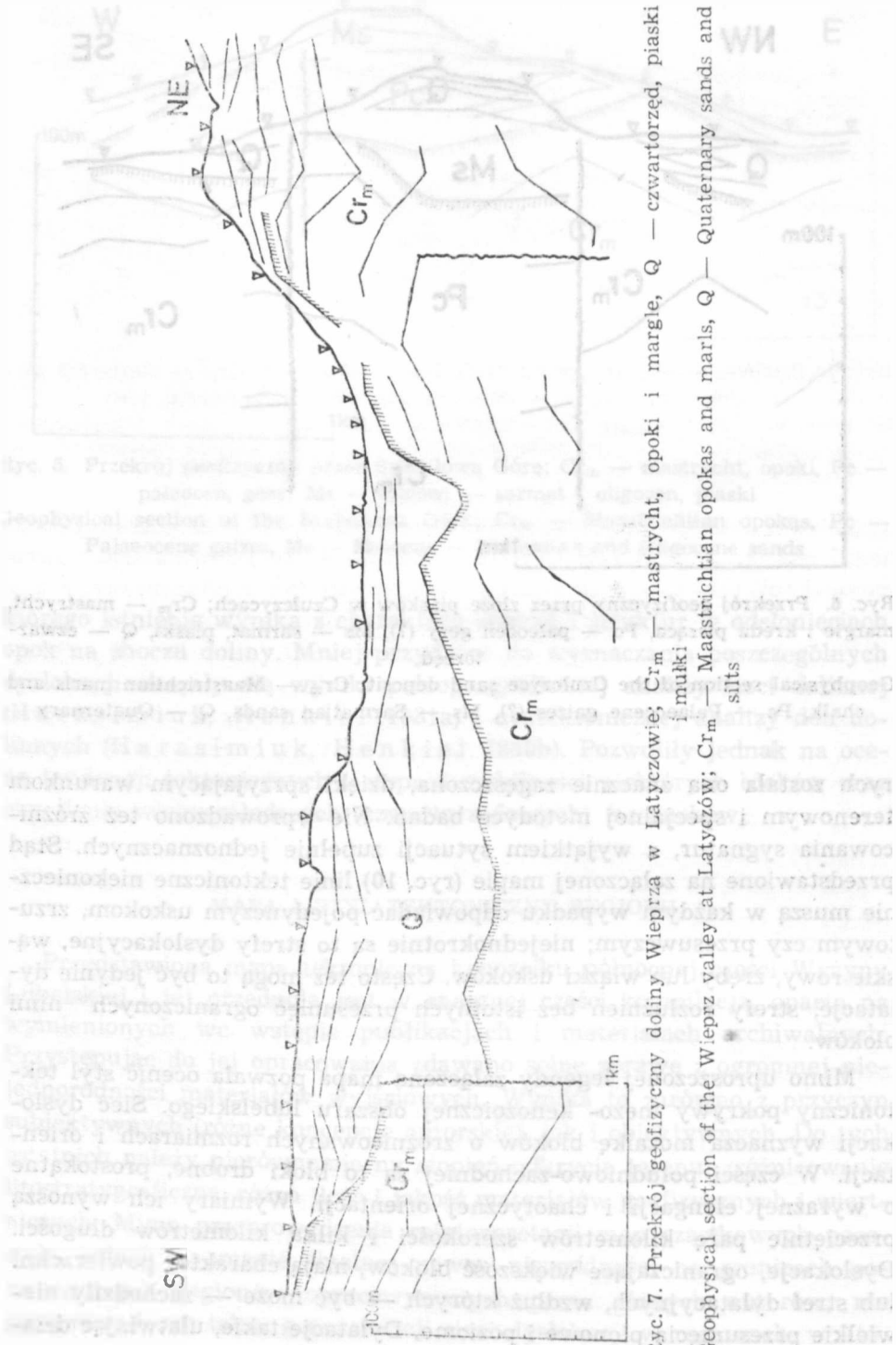


Ryc. 6. Przekrój geofizyczny przez złożę piasków w Czulczycach; Cr_m — mastrycht, margle i kreda piszcząca, Pc — paleocen gezy (?), Ms — sarmat, piaski, Q — czwartorzęd

Geophysical section of the Czulczyce sand deposit; Cr_m — Maastrichtian marls and chalk, Pc — Palaeocene gaizes (?), Ms — Sarmatian sands, Q — Quaternary

rych została ona znacznie zagęszczona, dzięki sprzyjającym warunkom terenowym i specjalnej metodyce badań. Nie wprowadzono też różnicowania sygnatur, z wyjątkiem sytuacji zupełnie jednoznacznych. Stąd przedstawione na załączonej mapie (ryc. 10) linie tektoniczne niekoniecznie muszą w każdym wypadku odpowiadać pojedynczym uskokom, zrutowym czy przesuwczym; niejednokrotnie są to strefy dyslokacyjne, wąskie rowy, zręby lub wiązki uskoków. Często też mogą to być jedynie dylatacje, strefy rozluźnień bez istotnych przesunięć ograniczonych nimi bloków.

Mimo uproszczonej legendy załączona mapa pozwala ocenić styl tektoniczny pokrywy mezo- kenozoicznej obszaru lubelskiego. Sieć dyslokacji wyznacza mozaikę bloków o różnicowanych rozmiarach i orientacji. W części południowo-zachodniej są to bloki drobne, prostokątne o wyraźnej elongacji i chaotycznej orientacji. Wymiary ich wynoszą przeciętnie parę kilometrów szerokości i kilka kilometrów długości. Dyslokacje, ograniczające większość bloków, mają charakter powierzchni lub stref dylatacyjnych, wzdłuż których — być może — zachodziły niewielkie przesunięcia pionowe i poziome. Dylatacje takie, ułatwiając dzia-



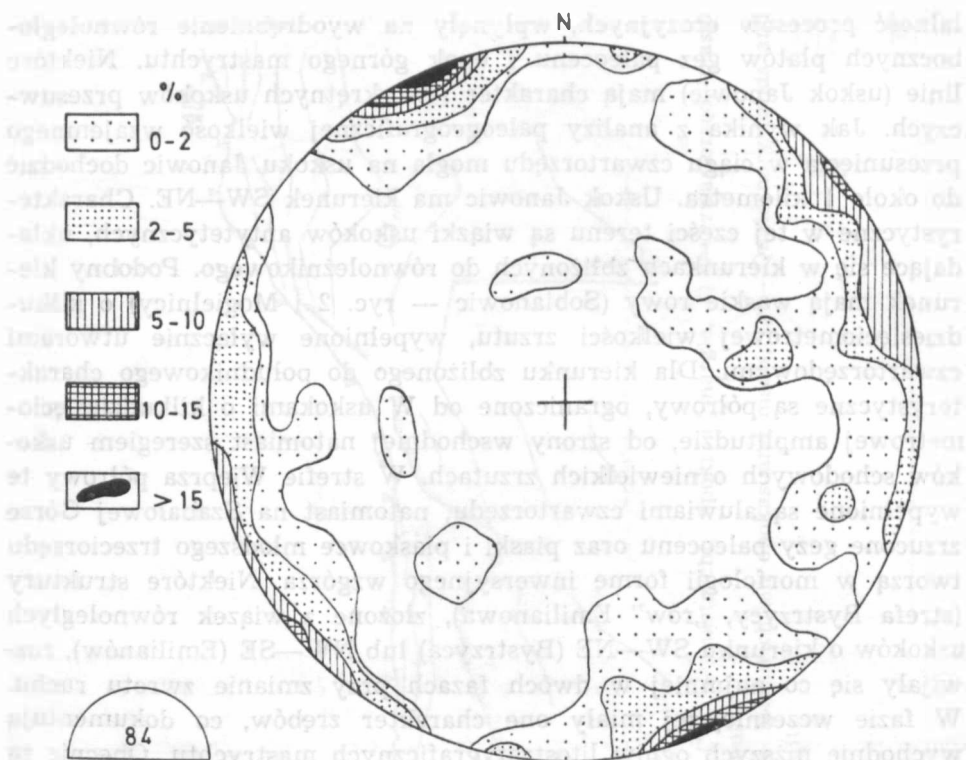
Ryc. 7. Przekrój geofizyczny doliny Wieprza w Łatyczowie; Cr_m — mastrycht, opoki i margle, Q — czwartorzęd, piaski i mułki
 Geophysical section of the Wieprz valley at Łatyczów; Cr_m — Maastrichtian opokas and marls, Q — Quaternary sands and silts

łalność procesów erozyjnych, wpłynęły na wyodrębnienie równoległobocznych płatów geoz. paleocenu i opok górnego mastrychtu. Niektóre linie (uskok Janowic) mają charakter lewoskrętnych uskoków przesuwczych. Jak wynika z analizy paleogeograficznej wielkość wzajemnego przesunięcia w ciągu czwartorzędu mogła na uskoku Janowic dochodzić do około 1 kilometra. Uskok Janowic ma kierunek SW—NE. Charakterystyczne w tej części terenu są wiązki uskoków antytetycznych, układające się w kierunkach zbliżonych do równoleżnikowego. Podobny kierunek mają wąskie rowy (Sobianowic — ryc. 2 i Mogielnicy) o kilkudziesięciometrowej wielkości zrzutu, wypełnione wyłącznie utworami czwartorzędowymi. Dla kierunku zbliżonego do południkowego charakterystyczne są półrowy, ograniczone od W uskokami o kilkudziesięciometrowej amplitudzie, od strony wschodniej natomiast szeregiem uskoków schodowych o niewielkich zrzutach. W strefie Wieprza półrowy te wypełnione są aluwiami czwartorzędu, natomiast na Szabałowej Górze zrzucone gezy paleocenu oraz piaski i piaskowce młodszego trzeciorzędu tworzą w morfologii formę inwersyjnego wzgórza. Niektóre struktury (strefa Bystrzycy, „rów” Emilianowa), złożone z wiązek równoległych uskoków o kierunku SW—NE (Bystrzyca) lub NW—SE (Emilianów), rozwinęły się co najmniej w dwóch fazach przy zmianie zwrotu ruchu. W fazie wcześniejszej miały one charakter zrębów, co dokumentują wychodnie niższych ogniw litostratygraficznych mastrychtu. Obecnie są to rowy, konserwujące relikty pokrywy morskich piasków „oligocenu”.

Obszar północno-wschodni cechują większe rozmiary bloków, mniej wyraźna elongacja struktur i wyraźnie zaznaczająca się przewaga kierunków NW—SE i WSW—ESE. Wśród bliżej zbadanych struktur wyróżniają się wąskie i krótkie rowy Rudki i Chełma (ryc. 1) ze zrzuconymi morskimi piaskami sarmatu oraz rów Czuczyc. Ten ostatni przed transgresją sarmacką został przemodelowany erozyjnie (Henkiel, Oleszczyk 1983), a po wypełnieniu deltowymi utworami rozbity uskokami poprzecznymi na odcinki o różnym stopniu elewowania. Istnieją tu także wąskie rowy wypełnione czwartorzędem, wyróżniające się kierunkiem zbliżonym do równoleżnikowego. Dokumentacja tych struktur nie jest jednak dotychczas pełna.

STREFY TEKTONICZNE

Mimo niejednorodności materiałów wyjściowych prezentowana mapa tektoniczna (ryc. 10) daje harmonijny obraz sieci dyslokacji. W obrazie tym na pierwszy plan wybijają się pewne nadrzędne strefy tektoniczne: strefa lineamentu Kock—Łęczna i jego południowo-wschodniego prze-



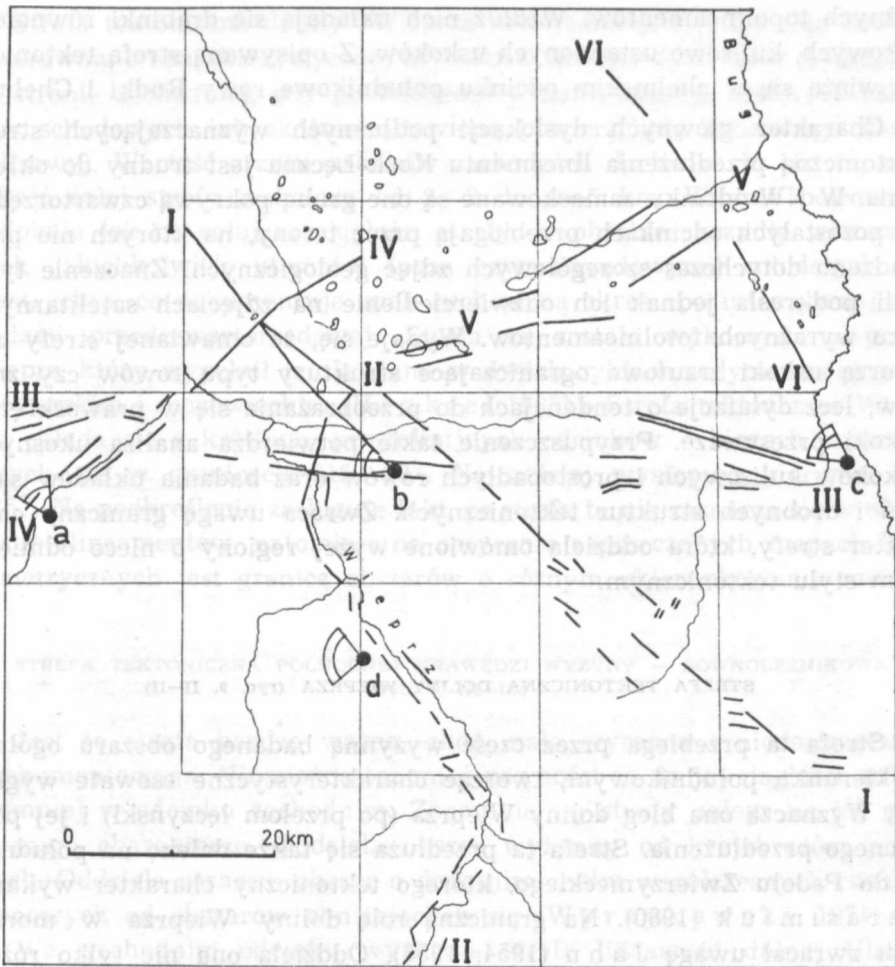
Ryc. 8. Typowy diagram położenia ciosu w opokach mastrychtu (Wola Idzikowska koło Fajslawic)

Typical diagram of the jointing inside the Maastrichtian opokas (Wola Idzikowska near Fajslawice)

dłużenia, strefa Wieprza, strefa północnego skłonu Wyżyny Lubelskiej (równoleżnikowa), strefa doliny Bystrzycy, doliny Włodawki i lineament Kaplonosów (ryc. 9).

STREFA TEKTONICZNA PRZEDŁUŻENIA LINEAMENTU KOCK — ŁĘCZNA
(ryc. 9. I—I)

W obrazie mapy tektonicznej jest to niezbyt wyraźna strefa o szerokości 5—8 km przebiegająca w ogólnym kierunku NW—SE. Jej azymut wynosi w przybliżeniu 310° . Nie zaznacza się ona w układzie nadrzędnych elementów ukształtowania powierzchni. W obrębie Małego Mazowsza i SW części Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego wyznaczają ją dwie równoległe linie tektoniczne w osiach obniżen powierzchni podczwartorzędowej. W ich przedłużeniu, w obrębie Obniżenia Dorohuckiego zaznaczają się dwa fotolineamenty (B a ż y ń s k i 1978), na których zygako-



Ryc. 9. Główne strefy tektoniczne: I — lineamentu Kock—Łęczna i jego przedłużenia, II — doliny Wieprza, III — północnej krawędzi Wyżyny, IV — Bystrzycy, V — Włodawki, VI — lineamentu Kaplonosów; sektory radialnych grup uskoków: a — Lublina, b — Siedliszcza, c — Swierżów, d — Fajslawic

Main tectonic zones: I — of the Kock—Łęczna lineament and its prolongation, II — of the Wieprz valley, III — of the northern edge of the Lublin Upland, IV — of the Bystrzyca River, V — of the Włodawka River, VI — of the Kaplonosy lineament; sectors of radial fault groups: a — of Lublin, b — of Siedliszcze, c — of Swierże, d — of Fajslawice

watym przesunięciom ulega bieg Świnki. Lineament SW wygasa na kilkukilometrowym odcinku, natomiast lineament NE dochodzi do okolic Bezka, gdzie kończy się wiązką kilku równoległych uskoków. Na pograniczu Pagórów Chełmskich i Obniżenia Dubienki wyrazistość strefy zmniejsza się, jednak w jej przedłużeniu występuje kilka krótkich, wy-

rażnych topolineamentów. Wzdłuż nich układają się drabinki równoleżnikowych, kulisowo ustawionych uskoków. Z opisywaną strefą tektoniczną wiąże się w chełmskim odcinku południkowe rowy Rudki i Chełma.

Charakter głównych dyslokacji podłużnych wyznaczających strefę tektoniczną przedłużenia lineamentu Kock-Łęczna jest trudny do określenia. W NW odcinku zamaskowane są one grubą pokrywą czwartorzędową, na pozostałych odcinkach przebiegają przez tereny, na których nie prowadzono dotychczas szczegółowych zdjęć geologicznych. Znaczenie tych linii podkreśla jednak ich odzwierciedlenie na zdjęciach satelitarnych jako wyraźnych fotolineamentów. Wydaje się, że omawianej strefy nie tworzą uskoki zrzutowe ograniczające struktury typu rowów czy zrębów, lecz dylatacje o tendencjach do przeobrażania się w prawoskrętne uskoki przesuwce. Przypuszczenie takie potwierdza analiza ukośnych uskoków kulisowych i prostopadłych rowów oraz badania układów spękań i drobnych struktur tektonicznych. Zwraca uwagę graniczny charakter strefy, która oddziela omówione wyżej regiony o nieco odmiennym stylu tektonicznym.

STREFA TEKTONICZNA DOLINY WIEPRZA (ryc. 9, II–II)

Strefa ta przebiega przez część wyżynną badanego obszaru ogólnie w kierunku południkowym, tworząc charakterystyczne esowate wygięcie. Wyznacza ona bieg doliny Wieprza (po przełom łączyński) i jej północnego przedłużenia. Strefa ta przedłuża się także daleko na południe, aż do Padolu Zwierzynieckiego, którego tektoniczny charakter wykazał Harasimiuk (1980). Na graniczną rolę doliny Wieprza w morfologii zwracał uwagę Jahn (1954, 1956). Oddziela ona nie tylko różne typy ukształtowania powierzchni, ale jest także linią, na której załamują się główne kierunki morfologiczne Wyżyny Lubelskiej. Świadczy to zarazem o roli tektonicznej, ponieważ kierunki morfologiczne zależą od sieci spękań i dyslokacji podłoża kredowego.

Strefę tektoniczną doliny Wieprza charakteryzuje 5 przekrojów geologicznych: Tarzymiechy (Jahn 1956), Izbica, Stężyca (Mojski 1956), Milejów (ryc. 3; Harasimiuk, Henkiel 1980a) i Puchaczów oraz 6 przekrojów geofizycznych: Tarzymierzy, Izbica, Latyczów (ryc. 7), Milejów, Puchaczów I i Puchaczów II. Przekroje geologiczne pozwoliły scharakteryzować morfologię powierzchni podczwartorzędowej, cechy litostratygiczne wypełnienia czwartorzędowego oraz udokumentować istnienie i wielkość zrzutu uskoków na zachodnim brzegu strefy. Przekroje geofizyczne pozwoliły uściślić lokalizację niektórych uskoków i określić ich charakter.

Strefa tektoniczna doliny Wieprza utworzona jest przez ciąg rowów i półrowów o charakterystycznej asymetrii. Główne dyslokacje występują po stronie zachodniej, gdy po wschodniej mamy szeregi drobnych uskoków schodowych lub skośnie ustawioną powierzchnię zrzuconego bloku (półrowy). Wartość zrzutu uskoków zachodnich dochodzi do 100 m, szerokość całej strefy waha się od 2—3 do 4—5 km. W dnie półrowów, podobnie jak na całej rozciągłości strefy, w obrębie skrzydła wiszącego brak jakichkolwiek utworów (poza czwartorzędowymi) młodszych od mastrychtu, co dokumentuje wiek ruchów na okres po intensywnej denudacji przedczwartorzędowej. Strefa ta została wykorzystana przez Wieprz, który wypełnił ją aluwiami w dwóch cyklach sedymentacyjnych: kromerskim i mazowieckim (Henkiel 1983b). Strefa tektoniczna Wieprza składa się z krótkich, prostoliniowych odcinków o biegach zmieniających się w granicach $315-30^\circ$. Najczęściej występują kierunki 345 i 15° . Na podkreślenie zasługuje fakt, że strefa ta nie zaznacza się w obrazie fotolineamentów, natomiast na optycznie zagęszczonych mapach hipsometrycznych jest granicą obszarów o różnym ukierunkowaniu rzeźby.

STREFA TEKTONICZNA PÓLNOCEJ KRAWĘDZI WYŻYNY — RÓWNOLEŻNIKOWA
(ryc. 9, III—III)

Jest to strefa bardzo ważna, choć mało wyraźna i niedostatecznie udokumentowana. Nie można też mieć pewności co do jej ciągłości, przynajmniej w odcinku zachodnim. Znaczenie tej strefy polega na jej granicznym charakterze. Oddziela obszar wyżynny od krajobrazów polskich. Oddziela zarazem obszar o dodatnim znaku współczesnych ruchów pionowych od obszarów obniżających się (Wyrzykowski 1971).

We wschodnim odcinku wyznacza strefę lineament dolnej Uherki i przedłużające go ku zachodowi wąskie, wypełnione czwartorzędem rowy Brzezicy, Wierzbicy i Busówna. Poza strefą Kock—Łęczna, kulisowo przesunięty ku północy, zaznacza się wybitny rów Mogielnicy. Ma on szerokość 2 km przy 17 km długości i wypełniony jest czwartorzędowymi aluwiami miąższości do 70 m. Na dolinie Wieprza ciągłość strefy równoleżnikowej ulega przerwaniu. Dopiero po zachodniej stronie doliny Bystrzycy znajduje się rów Sobianowic (ryc. 2), a jeszcze dalej wiązka uskoków Dysa. Najnowsze dane wiertnicze wskazują na istnienie tu jeszcze jednego rowu wypełnionego utworami czwartorzędowymi. Poza obrębem opracowanego obszaru występuje lineament północnej krawędzi Płaskowyżu Nałęczowskiego, którego tektoniczny charakter postulował Zaboriski (1927). W zachodniej części strefy podkreśla jej tektoniczny charakter linijna, południowa granica morskich osadów „oligocenu”.

STREFA TEKTONICZNA DOLINY BYSTRZYCY (ryc. 9, IV—IV)

Jest to krótki, ale bardzo wyraźny lineament wzdłuż doliny dolnej Bystrzycy i jej NE przedłużenia. Azymut SW—NE wynosi dokładnie 45° . Strefa zaczyna się w Lublinie, w miejscu, gdzie dolina Bystrzycy zmienia swój bieg z południkowego na diagonalny. Strefę doliny Bystrzycy tworzą dobrze wykartowane uskoki normalne, układające się w system wąskich rowów i zrębów o łącznej szerokości od 1,5 do 2 km. W przedłużeniu strefy Liszkowski (1979) znaczy pojedynczą dyslokację aż po poprzeczną dolinę Tyśmienicy. Strefa Bystrzycy przecina w ten sposób lineament Kock—Łęczna. Wzdłuż doliny Bystrzycy zaburzone są utwory mastrychtu i paleogenu z „oligocenem” włącznie. Wartości zrzutów pojedynczych uskoków można szacować na kilka dziesiątków metrów. W stosunku do całości strefy wyraźnie obniżone jest skrzydło północno-zachodnie. Charakterystyczne jest rozbieżne rozcięcie strefy na odcinki uskoki poprzecznymi i wyraźna wielofazowość ruchów.

STREFA TEKTONICZNA DOLINY WŁODAWKI (ryc. 9, V—V)

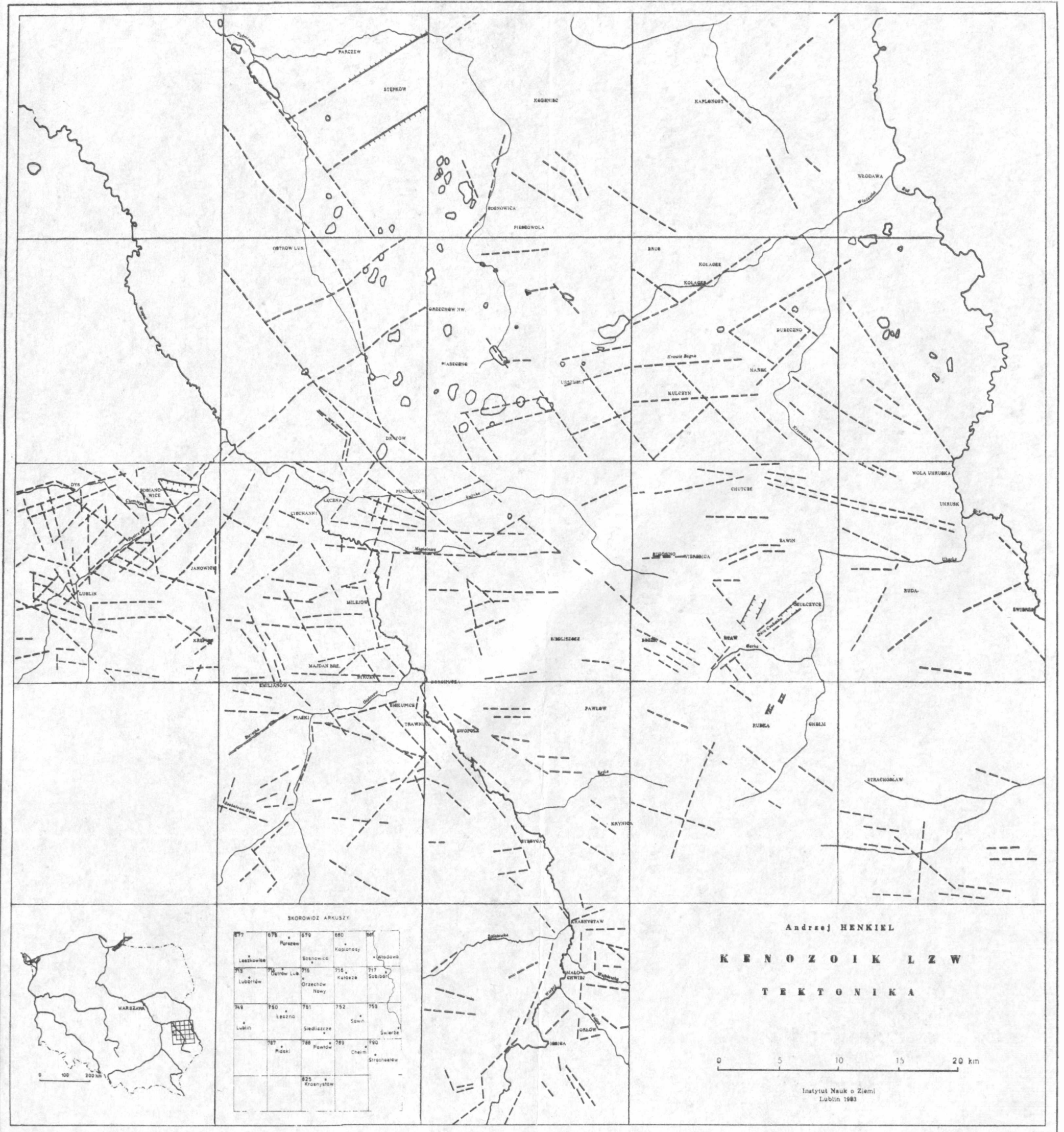
Jest to mało wyraźna strefa o charakterze neotektonicznego obniżenia, zajętego przez bagna i równiny pojezierne. Przebiega ona łukiem od NE ku WSW wzdłuż dolnego odcinka Włodawki i sięga w poprzek jej górniego odcinka w rejon jezior uściwierskich. Zwęża się zarazem od 5—6 do 3—4 km. Obrzeżają ją uskoki zrzucające trzeciorzęd na zewnątrz strefy. Miała ona zatem, przed późniejszą inwersją, charakter zrębu tektonicznego.

STREFA LINEAMENTU KAPLONOSÓW (ryc. 9, VI—VI)

Na mapach hipsometrycznych okolic nadbużańskich zaznacza się wybitny toplineament w azymucie 330° , ciągnący się prawie nieprzerwanie na odcinku około 40 km. Jego charakter tektoniczny potwierdza przebieg granicy mastrychtu i kampanu. Lineament ten ogranicza w obrębie Pojezierza Łęczyńsko-Włodawskiego grupę jezior włodawskich, co upodabnia go do dyslokacji obramowujących jeziora zgrupowane w trójkącie Łęczna—Ostrów Lubelski—Kołacze. Brakuje w tej chwili pełniejszych danych do charakterystyki tego elementu.

RADIALNE GRUPY USKOKÓW

W kilku punktach badanego obszaru stwierdzono osobliwe grupy uskoków, rozchodzących się promieniście z jednego miejsca. Grupy takie odkryto w Lublinie, koło Siedliszcza, Fajslawic i nad Bugiem na północ



Ryc. 10. Mapa tektoniczna pokrywy mezo-kenozoicznej północnego skłonu wału metakarpackiego. Ciągłymi liniami zaznaczono dyslokacje o ściśle określonym charakterze, kierunku i wartości ślizgu; liniami przerywanymi pozostałe
Tectonic map of the Meso-Cainozoic cover of the northern slope of the Metacarpathian Anticlinorium. Continuous lines mark slips of definite character, direction and value, the others are marked by dash lines

od Świerżów. Lubelski wachlarz uskoków układa się w sektorze od WNW do N, wachlarz Siedliszcza od W do NW, Fajslawic SW—NW, Świerżów WNW—NNW. Dwa z tych punktów znajdują się na skrzyżowaniach ważnych stref tektonicznych: Siedliszcze na skrzyżowaniu strefy równoleżnikowej ze strefą przedłużenia lineamentu Kock—Łączna, Świerże na skrzyżowaniu strefy równoleżnikowej z lineamentem Kaplonosów. Wachlarz lubelski zaznacza początek strefy tektonicznej Bystrzycy i tylko wachlarz Fajslawic nie nawiązuje do istotnych zaburzeń w tektonice powierzchniowej.

STOSUNEK DO PODŁOŻA PALEOZOICZNEGO I MECHANIZM ROZWOJU TEKTONIKI

Określenie stosunku kenozoicznej tektoniki pogranicza Wyżyny Lubelskiej i Polesia do asturyjskich i bretońskich struktur podłoża jest zagadnieniem trudnym i kontrowersyjnym. Trudności wynikają między innymi z braku dostatecznie dokładnego obrazu tektoniki paleozoiku. Siatka otworów wiertniczych (z wyjątkiem niektórych obszarów) jest dość rzadka i wyznaczenie przebiegu dyslokacji opiera się na danych geofizycznych, często niejednoznacznych. Dwie mapy tektoniczne paleozoiku lubelskiego Żelichowskiego (1972) i Porzyckiego (1978) różnią się w szczegółach dość zasadniczo. Stąd uznanie jakiejś dyslokacji kenozoicznej za kontynuację uskoku asturyjskiego z reguły nie może się opierać wyłącznie na geometrycznej identyfikacji. W literaturze spotykamy sprzeczne poglądy, od uznania prawie całkowitej zależności (Harasimiuk 1980) do tezy o odkłuciu pokrywy mezozoicznej i jej niezależnym zuskokowaniu (Herbich 1980). Analiza załączonej mapy tektonicznej (ryc. 10) prowadzi do wniosków kompromisowych.

Wyraźny związek z podłożem wykazuje lineament Kock—Łączna, pokrywany się z paleozoicznym zrębem i jego południowo-wschodnim przedłużeniem. Jest to powierzchniowe odbicie północno-wschodniej granicy paleozoicznego rowu lubelskiego. Przejawia się ono jako ciąg prawoskrętnych uskoków przesuwczych wraz z towarzyszącymi wtórnymi dyslokacjami: kulisowo ułożonymi uskokami i rowami. Warto podkreślić, że południowo-zachodnią granicę rowu odbija w tektonice powierzchniowej podobnie ukształtowana strefa Opole—Turobin (Wyrwicka 1980). Powyższej interpretacji nie stoi na przeszkodzie fakt, że we wschodnim odcinku dyslokacja powierzchniowa odchyła się od hipotetycznego przebiegu dyslokacji wgłębnej. Odchylenie to w okolicy Chełma i Strachosława sięga 10 km. Można tu zakładać bądź niedokładną lokalizację uskoczków podłoża, bądź mechanizm prostolinijnej kontynuacji dyslokacji po-

wierzchniowej nad odchylającą się dyslokacją wgłębną (przy założeniu możliwości odklucia pokrywy — jak u Herbicha 1980).

Związek z tektoniką podłoża wykazuje także strefa Bystrzycy. W podłożu przebiega (różnie zresztą znaczone) wybitny uskok, zrzucający swoje południowo-wschodnie skrzydło. Wiązka uskoków kenozoicznych strefy Bystrzycy może być efektem propagacji nieznacznych ruchów pionowych starej struktury. Nad paleozoiczną strukturą Trawniki zaznaczają się natomiast ruchy poziome, przejawiające się na powierzchni jako ciąg uskoków przesuwczych Ewopole—Krynica. Do struktur podłoża nawiązują także niektóre grupy uskoków radialnych: lubelska odpowiada zakończeniu paleozoicznego uskoku Bystrzycy, siedliska — zakończeniu zrębu Kock—Łączna, a fajslawicka — zrębowi Trawniki.

Ze zróżnicowaniem starszego podłoża (rów lubelski i podniesiona część platformy wschodnioeuropejskiej) wydaje się wiązać różnica stylu tektonicznego po obu stronach lineamentu Kock—Łączna. W obrębie podniesionej części platformy uskoki kenozoiczne tworzą dość regularną sieć o kierunkach zgodnych z paleozoicznymi. Z dużym prawdopodobieństwem można przyjąć, że zgodnie z tezą Liszkowskiego (1979) są to stare, bretońskie strefy uskokowe reaktywizowane ruchami pionowymi. W szczególności może to dotyczyć strefy Włodawki, zlokalizowanej w osi zapadliska Włodawy. Lineament Kapłonosów nie ma znanego odpowiednika w tektonice podłoża, jednak znajduje się w strefie północno-wschodniej granicy basenu karbońskiego i przedwieńskich, warunkujących tę granicę dyslokacji. W obrębie rowu lubelskiego chaotyczna i bardzo zagęszczona sieć uskoków kenozoicznych dobrze odpowiada większej labilności podłoża. Daje się ona wyjaśnić polem naprężeń, wynikającym z działania pary sił w płaszczyźnie poziomej. Ta para sił ma kierunek zgodny z brzeźnymi dyslokacjami rowu lubelskiego (NW—SE) i zwrot prawoskrętny. W takim polu naprężeń powstają podłużne i skośne uskoki przesuwcze prawoskrętne, poprzeczne uskoki przesuwcze lewoskrętne oraz poprzeczne i skośne uskoki zrzutowe normalne. Analiza ciosu i drobnych struktur tektonicznych w wielu punktach w obrębie omawianej strefy całkowicie potwierdza powyższy obraz (Henkiel, 1982; Henkiel, Nitychoruk 1980/1981).

Ze strukturami starszego podłoża nie wykazują związku dwie nadrzędne strefy tektoniczne: Wieprza i północnej krawędzi Wyżyny (strefa równoleżnikowa). Obie składają się z młodych struktur, uformowanych w dolnym czwartorzędzie, o czym świadczy ich wypełnienie. Asymetryczny, faliście przebiegający południkowy ciąg rowów strefy Wieprza, jak też równoleżnikowy ciąg kulisowo poprzesuwanych rowów strefy krawędziowej nie znajduje żadnego nawiązania do paleozoicznych planów strukturalnych. Oba dają się natomiast nawiązać do planu tektoniki alpej-

skiej. Strefa krawędziowa wyznacza zewnętrzny skłon wału metakarpackiego, kontynuuje rozwój deniwelacji tektonicznej między Wyzyną Lubelską a jej przedpołem. W strefie tej znajdują się także uskoki zrzucające północne skrzydła w okresie pomiędzy sedymentacją „oligocenu” a główną fazą denudacji przedczwartorzędowej. Ruchy w obrębie tej strefy nie wygasły także w młodszym czwartorzędzie, o czym świadczy szereg faktów zaobserwowanych w dolinie Wieprza (Harasimiuk, Henkiel 1980b). Strefa tektoniczna Wieprza, ze swoją asymetrią, kierunkiem poprzecznym do biegu wału metakarpackiego i jednofazowością rozwoju wydaje się być linią dylatacyjną na załamaniu kierunku głównego wypiętrzenia. W tym sensie ze strefą Wieprza wiążą się genetycznie trójkątne obniżenia: Dorohuckie i Dubienki na zewnętrznym brzegu wału. Brak jednak dowodów na tektoniczną genezę obu obniżen, zwłaszcza Obniżenia Dubienki.

WIEK I FAZY ROZWOJU TEKTONIKI

Dolną granicę wieku omawianych zjawisk tektonicznych określa granica mastrychtu i paleocenu, górną doba obeona. W okresie tym zjawiska tektoniczne rozwijały się ze zmiennym natężeniem w kilku fazach. Bliższe określenie tych faz i przypisanie im konkretnych struktur jest jednak bardzo trudne. Najczęściej można jedynie bezpośrednio określić dolną granicę wieku biorąc pod uwagę wiek najmłodszych utworów zaangażowanych tektonicznie. Górna granica możliwa jest zwykle do określenia tylko pośrednio, w oparciu o przesłanki morfologiczne lub paleogeograficzne.

O ruchach na granicy kredy i trzeciorzędu (w fazie laramijskiej), poza zmianą facji i wystąpieniem twardego dna w basenie, świadczą tylko nieliczne ślady: w dolinie Bystrzycy stwierdzono 25-stopniową niezgodność kątową między marglami mastrychtu a gezami paleocenu, poza tym zwraca uwagę zaleganie paleocenu na różnych ogniwach litostratigraficznych mastrychtu; nigdzie jednak nie odnaleziono dyslokacji wieku laramijskiego.

Możliwa do udowodnienia jest faza ruchów przypadających na dolny lub środkowy eocen, po ustąpieniu morza paleoceńskiego, a przed transgresją „oligocenu” (górnny eocen). Strefa wietrzenia, której wiek określa się na eocen (Pożaryski 1951), rozwinięta jest zarówno na gezach danu, jak i na opokach mastrychtu, które musiały być uprzednio odsłonięte erozyjnie. Również „oligocen” osadził się na strukturach popaleoceńskich już zerodowanych, między innymi na zrębach strefy Bystrzycy i niektórych blokach międzyrzecza Bystrzycy i Wieprza (np. w obrębie

rowu Emilianowa). Tego też wieku jest zapewne rów Czulczyc, w którym stwierdzono erozyjne przeobrażenia poprzedzające mioceniską transgresję.

Najwięcej śladów pozostawiła po sobie faza tektoniczna, przypadająca po dolnym sarmacie, a przed główną fazą denudacji przedczwartorzędowej (przed pliocenem). Jej obecność wynika z faktu istnienia szeregu struktur zrzucających zarówno zielone piaski „oligocenu”, jak i piaski dolnego sarmatu. Te ostatnie zachowane są w rowach (Rudka, Chełm) lub półrowach tektonicznych (Szabałowa Góra). Brak jest natomiast tych utworów na skrzydłach wiszących, podobnie jak na rozległych, wierzchowinowych zrównaniach datowanych na pliocen (J a h n 1956). Wydaje się więc prawdopodobne, że faza tektoniczna, której zawdzięczają powstanie między innymi uskoki Jakubowic i Łuku Uhruskiego, zrębu Stępkowa i rowów okolic Chełma, przypada na górny sarmat. Warto dodać, że w krajobrazie okolic Chełma, a także Wyniosłości Giełczewskiej górnosarmackie rowy i półrowy tektoniczne dają wypukłe (inwersyjne) formy rzeźby.

Następna wyraźna faza tektoniczna zaznaczyła się powstaniem rowów strefy Wieprza i strefy równoleżnikowej w dolnym czwartorzędzie, przed osadzeniem się tak zwanej serii krasnostawskiej, która według M o j s k i e g o (1964) tworzy młodszą piętro tak zwanego „preglacjału”. Młodsze od tej fazy ruchy tektoniczne mogą być badane już tylko specyficznymi metodami analizy morfologicznej, paleogeograficznej, sedymentologicznej (a także mierzone geodezyjnie) i zasługują na odrębne opracowanie. Na marginesie pozostają także do rozwiązania jeszcze dwa problemy: układ pojeziernych depresji i ich — zapewne — tektoniczne uwarunkowania oraz geneza kierunków morfologicznych Wyżyny Lubelskiej, w szczególności tak zwanego kierunku wołyńskiego.

LITERATURA

- Bażyński J. 1978, Satelitarna mapa fotolineamentów. Arch. IG, Warszawa.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981, Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Orzechów Nowy. IG, Warszawa, ss. 87.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1981, Objasnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Kolacze. IG, Warszawa, ss. 81.
- Harasimiuk M. 1980, Rzeźba strukturalna Wyżyny Lubelskiej i Rostocza. UMCS, Lublin, ss. 136.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1977, Tektoniczny kontakt kredy i trzeciorzędu w okolicy Chełma Lubelskiego (sum. Post-Lower-Sarmatian fault in the area of Chełm Lubelski). Rocznik PTG, t. XLVII, z. 4, Kraków, ss. 553—564.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1979, Neogeńskie rowy tektoniczne w okolicy Chełma (sum. Neogene tectonic troughs in the vicinity of Chełm). Przegl. Geol., t. XXVII, z. 2, Warszawa, ss. 102—103.

- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980a, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Łęczna. IG, Warszawa, ss. 72.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1980b, The influence of neotectonics upon valley floor development: A case study from the Wieprz valley. *Questiones Geographicae*, z. 6, Poznań, ss. 35—54.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1981a, Kopalne formy dolinne w okolicy Łęcznej i ich znaczenie dla paleogeografii dorzecza Wieprza (sum. Fossil valley forms in the vicinities of Łęczna and their importance for paleogeography of the Wieprz River drainage system). *Kwart. Geol.*, t. XXV, z. 1, Warszawa, ss. 147—162.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1981b, Pokredowa tektonika na północnym skłonie wału metakarpackiego w okolicy Lublina (sum. Post-Cretaceous tectonics of northern slope of the meta-Carpathian Swell in the Lublin area). *Przeegl. Geol.*, t. XXIX, z. 11, Warszawa, ss. 571—573.
- Harasimiuk M., Henkiel A. 1982, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Lublin. IG, Warszawa, ss. 83.
- Harasimiuk M., Henkiel A., Przemyski S. 1980, Neotektonika i jej wpływ na warunki wodne centralnego Rejonu Węglowego. LXXXVIII Sesja naukowa IG, Warszawa, ss. 37—40.
- Henkiel A. 1982, Drobne struktury tektoniczne w północnej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Mesoscopic structures in the northern part of Lublin Upland). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, t. XXXVII, Lublin.
- Henkiel A. 1983a, Tektonika. Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego, UMCS, Lublin, ss. 41—64.
- Henkiel A. 1983b, Regionalne zróżnicowanie facjalne czwartorzędu. Kenozoik LZW, UMCS, Lublin, ss. 92—107.
- Henkiel A. 1983c, Spękania ciosowe w skałach kredy i paleocenu północnej części Wyniosłości Giełczewskiej (sum. Joints in the Cretaceous and Palaeocene rocks of the northern part of Giełczew Upland). *Biul. Lub. Tow. Nauk.*, t. XXV, z. 1/2, Lublin.
- Henkiel A., Nitychoruk J. 1980/1981, Spękania ciosowe i drobne struktury tektoniczne w skałach kredowo-paleoceńskich NW części Wyżyny Lubelskiej (sum. Joints and mesoscopic structures in the Cretaceous and Palaeocene rocks in the north-western part of Lublin Upland). *Annales Univ. Mariae Curie-Skłodowska*, t. XXXV/VI, Lublin.
- Henkiel A., Oleszczuk M. 1983, Geneza złożeń piasków trzeciorzędowych w Czuczycach koło Chełma (sum. Genesis of the deposits of tertiary sands in Czuczycy near Chełm). *Biul. Lub. Tow. Nauk.*, t. XXV, z. 1/2, Lublin.
- Herbich P. 1980, Tektoniczne uwarunkowanie horyzontalnej anizotropii wodoprzepuszczalnych utworów górnej kredy rejonu Chełma. *Technika Poszukiwań Geol.*, z. 3, Warszawa, ss. 27—32.
- Jagodziński A., Giziewicz Z. 1983a, Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusze Sosnowica i Wisznice. Arch. IG, Warszawa.
- Jagodziński A., Giziewicz Z. 1983b, Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusze Sawin i Swierże. Arch. IG, Warszawa.
- Jagodziński A., Tkaczyk A., Giziewicz Z. 1982, Dokumentacja badań geoelektrycznych, temat Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski, arkusze Piaski Luterskie i Krasnystaw. Arch. IG, Warszawa.

- Jahn A. 1954, Zarys morfologii Wyżyny Lubelskiej. Przew. V Zjazdu PTG, Lublin, ss. 45—66.
- Jahn A. 1956, Wyżyna Lubelska. Rzeźba i czwartorzęd (sum. Geomorphology and Quaternary history of Lublin Upland). Prace Geogr. IG PAN, nr 7, Warszawa, ss. 433.
- Jahn A., Turnau-Morawska M. 1952, Preglacja i najstarsze utwory plejstoceny Wyżyny Lubelskiej (sum. Pre-Glacial and oldest Pleistocene deposits of the Lublin Upland). Biul. PIG, nr 65, Warszawa, ss. 269—312.
- Liszkowski J. 1979, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Ostrów Lubelski. IG, Warszawa ss. 100
- Malinowski J., Mojski J. E. 1981, Mapa Geologiczna Polski, arkusz Lublin. IG, Warszawa.
- Mojski J. E. 1964, Osady najstarszego plejstocenu w dolinie Wieprza koło Krasnegostawu (sum. Oldest Pleistocene Formations in the Wieprz River valley near Krasnystaw). Kwart. Geol., t. VIII, z. 2, Warszawa, ss. 326—341.
- Mojski J. E. 1968, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Pawłów. IG, Warszawa, ss. 46.
- Nowak J., 1927, Zarys tektoniki Polski (rés. Esquisse de la tectonique de la Pologne). II Zjazd Słowiańskich Geogr. i Etn., Kraków, ss. 160.
- Ostaficzuk S. 1975, Badania młodych ruchów neotektonicznych metodą zagęszczania poziomic. Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce, t. I, Warszawa, ss. 77—88.
- Pawłowska A., Tracz A. 1976, Dokumentacja badań geofizycznych do opracowania Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusze Lublin i Hańsk. Arch. IG, Warszawa.
- Porzycki J. 1978, Atlas Geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. IG, Warszawa.
- Pożaryski W. 1951, Odwapnione utwory kredowe na północno-wschodnim przedpolu Gór Świętokrzyskich. IG, Biul. nr 75, Warszawa, ss. 70.
- Stochlak J. 1979, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Parczew. IG, Warszawa, ss. 120.
- Trembaczowski J. 1968, Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski, arkusz Kaplonosy. IG, Warszawa, ss. 49.
- Wyrwicka K. 1980, Stratygrafia, facje i tektonika mastrychtu zachodniej części Wyżyny Lubelskiej (sum. Stratigraphy, facies and tectonics of the Maastrichtian in western part of the Lublin Upland). Kwart. Geol., t. XXIV, z. 4, Warszawa, ss. 805—820.
- Wyrzykowski T. 1971, Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. Warszawa.
- Zaborski B. 1927, Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich (rés. Étude sur la morphologie glaciaire de la Podlachie et des régions limitrophes). Przegl. Geogr., t. VII, Warszawa, ss. 1—52.
- Zelichowski A. M. 1972, Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem (sum. Evolution of the geological structure of the area between the Góry Świętokrzyskie and the River Bug). IG, Biul. 263, Warszawa, ss. 97.

РЕЗЮМЕ

Основанием мезо-кайнозойского покрова северной части Люблинской возвышенности и Люблинского поlessья является постгерцинский пенеплен, срезающий сильно разбитые сбросами и мягко складчатые палеозойские отложения, главным образом верхнекарбонские. В пределах палеозойского основания обнаруживаются две главные единицы. Это приподнятая часть восточноевропейской платформы на СВ и Люблинский грабен (элемент зоны Тейсейра-Торнквиста) на ЮЗ. Их разделяет поднятие Коцк—Ленчна (частично), но сформированное в виде узкого горста. Мезо-кайнозойский покров мощностью от 200 м в СВ части до около 1000 м на ЮЗ создан в течение двух седиментационных циклах: верхнеюрском и верхнемелово-палеоценовом. Позднейшие трансгрессии верхнеэоценово-олигоценовая и верхнемиоценовая сыграли значительно меньшую роль. В состав мезо-кайнозойского покрова входят тоже пласты материковых отложений миоплиоцена и различные фациально четвертичные отложения. Седиментация более древних звеньев покрова происходила под влиянием более древних фаз альпийского мегацикла, в связи с тектоничным развитием среднепольского аулакогена. В более молодых фазах альпийских сформировался метакарпатский вал — плакиантуклиорий хетерогенной внутренней структуры, простирающийся на предполье массива Карпат вне предкарпатской впадины.

На люблинском участке матакарпатского вала известны были до настоящего времени тектонические деформации южного крыла (вне пределов исследованного района): брахиантуклины Гостерадова связанной с ларамийской фазой развития юго-западного уступа среднепольского аулакогена и сбросы югозападного краевого уступа Люблинской возвышенности и Розточа связанные с верхнемиоценовой фазой развития северного берега предкарпатской впадины. Остальную часть рассматривалось как плоскую синклину или моноклину не обнаруживающую вторичных (второго порядка) нарушений. Такие взгляды были эффектом основных трудностей, на какие наталкивались тектонические исследования Люблинского региона: монотонии литологии верхнемеловых отложений, отсутствия возможности тщательной стратиграфической систематики и покрова четвертичных отложений. В последние годы вскрыто однако в средней части Люблинской возвышенности ряд тектонических структур, сбросов и складок. В северной части, благодаря комплексным методам применяемым в работах посвященных Детальной Геологической Карте Польши удалось составить предлагаемую тектоническую карту.

Обнаружена густая сеть дизъюнктивных дислокаций разбивающих мезокайнозойский покров на небольшие блоки. Среди дислокаций можно выделить сбросы нормальные с небольшими величинами скольжения (порядка десять до нескольких десятков метров), сбросы передвигные и узкие, часто кулистопопоставленные рвы. Ряд выделенных дислокаций обнаруживает изменчивые во времени поворотные сдвиги, что особенно отчетливо видно в зоне Бистшицы и в грабене Эмильянова. Некоторые выделенные дислокации не обнаруживают сдвигов, они остаются линиями дилатации, однако сильно обозначаются в рельефе. Это результат концентрации эрозионно-денудационных процессов именно в таких зонах.

К главным элементам тектоники северной части Люблинской возвышенности и ее предполья принадлежит линеамент Коцк—Ленчна, обозначающийся в поверхностной тектонике как цепь правовращающая передвигные сбросы и сопутствующие им более мелкие структуры. Этот линеамент разделяет два района

с разными стилями поверхностной тектоники. В части ЮЗ мозаика небольших блоков образования хаотично направленных мелкие дислокации, среди которых преобладают нормальные и передвижные сбросы с небольшими сдвигами. В районе СВ блоки значительно больше, а сеть дислокации более регулярная. Эти различия вероятно связаны с большой лабильностью палеозойского основания люблинского грабена, по отношению к приподнятой части платформы.

Второй из главных тектонических зон является ряд молодых, узких грабенов, обозначающих действительный берег метакарпатского вала и одновременно морфологический краевый уступ Люблинской возвышенности. В пределах грабенов залегают исключительно речные и озерные четвертичные отложения, но существуют доказательства на то, что эта зона развивалась по меньшей мере в двух фазах. Существенная также изогнутая в виде буквы S меридиональная зона реки Вепш, составленная из ряда полуграбенов заполненных четвертичными отложениями. Анализ системы дислокации пополнен анализом трещин и мелких тектонических структур приводит к заключению, что деформации мезокайнозойского покрова зависел от двух систем напряжения. Часть структур развивалась под влиянием пары сил действующих в палеозойском основании; это пара имела азимут СЗ—ЮВ и правовращающий поворот. Остальные структуры связаны с меридиональной компрессией (ССВ—ЮЮЗ), при этом структуры эти как правило более молодые. Эта компрессия может иметь связь с нажимами переносившимися от стороны складкообразовательных процессов Карпат и вызвала создание метакарпатского вала. Обращает внимание изгиб в направлении метакарпатского вала на Люблинском отрезке (из З—В на СЗ—ЮВ), что свидетельствует о дилатационном характере тектонической зоны Вепша.

Тектоника мезо-кайнозойского покрова северного склона метокарпатского вала развивалась в нескольких фазах. На границе мела и палеоцена (ларамийская фаза) наместились изменения фации в седиментационном бассейне, а также созданы локальные несогласия и подморские срезы. В среднем эоцене созданы некоторые дислокации зоны Быстшицы, грабена Эмильянова и грабена Чулчиц. Главная фаза сопоставляется с верхним сарматом. В нижнем плейстоцене сформировалась окончательно зона широтных дислокаций отделяющих метакарпатский вал от понижающегося предполья, в этой фазе образовалась также зона дислокации долины Вепша. Незначительные движения повторялись еще несколько раз в четвертичное время и продолжают до настоящего времени. Об этом свидетельствуют результаты исследований флювиальных процессов в долине Вепша и геодезийные измерения.

SUMMARY

The bedrock of the Meso-Cainozoic cover of the northern part of the Lublin Upland and the Polesie Lubelskie is composed of the post-Hercynian penepplain that cuts the faulted and gently folded Palaeozoic (mainly Upper Carboniferous) rocks. Within the Palaeozoic bedrock there are two main units: the uplifted part of the East European Platform in the north-east and the Lublin graben (the element of the Tesisseyre-Tornquist's zone) in the south-west. These two units are separated by the Kock—Łęczna lineament, being partly a narrow horst. The Meso-Cainozoic cover, from 200 m in the north-east to about 1000 m thick in the south-west, was deposited in two sedimentary cycles: the Upper Jurassic and Upper Cretaceous—Palaeocene ones. The younger (Upper Eocene-Oligocene and

Upper Miocene) sea transgressions were undoubtedly of a smaller significance. The Meso-Cainozoic cover comprises also patches of inland Mio-Pliocene and Quaternary sediments of various facies. The sedimentation of older cover beds was influenced by earlier tectonic phases of the Alpine megacycle due to a tectonic development of the Central Polish aulakogen. During the younger alpine phases the Metacarpathian Swell was formed. The latter is a plakyanticlinorium with a heterogeneous inner structure and spreads in the foreland of the Carpathian orogeny, outside the Carpathian Foredeep.

In the Lublin fragment of the Metacarpathian Swell, the following tectonic deformations of the southern wing (outside the studied area) have been previously noted: brachyanticlines of the Gościeradów zone, connected with the Laramian development of the south-western edge of the Central Polish aulakogen, as well as faults of the south-western edge of the Lublin Upland and Roztocze, connected with the Upper Miocene development phase of the northern side of the Carpathian Foredeep. The remaining part was treated as a flat syncline or monocline without secondary deformations. Such opinions arose from basic difficulties in tectonic studies of the Lublin region: monotony of the Upper Cretaceous lithology, impossible detailed stratigraphic subdivision and Quaternary cover of the area. But lately, numerous tectonic structures, folds and faults were discovered in the central part of the Lublin Upland. In the northern part, due to complex techniques used for the preparation of the Detailed Geological Map of Poland, the presented tectonic map could be done.

A dense pattern of disjunctive dislocations was reflected. They cut the Meso-Cainozoic cover into small blocks. Among these dislocations there are normal faults with a small slip (several to several dozen metres), strike-slip faults and narrow, usually echelon grabens. Many dislocations showed changing in time directions of movements, what is particularly distinct in the Bystrzyca zone and in the Emilianów graben. Some distinguished dislocations proved no displacements thus, they were the dilatation lines but strongly expressed in the present relief of the area. This phenomenon seems to be the result of concentration of the erosive-denudational processes in such zones.

The Kock—Łęczna lineament is a main tectonic element of the northern part of the Lublin Upland and its foreland. It is reflected in the surface tectonics as a row of right-handed strike-slip faults and the accompanying smaller structures. This lineament separates two areas with different surface tectonic style. In the south-west there is a mosaic of small blocks, formed by chaotic small dislocations among which, normal faults and strike-slip faults of small slips predominate. In the northeast the blocks are larger and the dislocation pattern is more regular. Such differentiation is probably connected with a greater lability of the bedrock within the Palaeozoic Lublin graben if referred to the uplifted platform area.

A parallel row of young narrow grabens forms the second main tectonic zone. It demarcates the exact edge of the Metacarpathian Swell and at the same time, the morphologic edge of the Lublin Upland. The grabens are filled only by fluvial and limnic Quaternary sediments but this zone has developed at least during two phases. The meridional S-like Wieprz zone is also important; it is composed of a row of semigrabens filled with Quaternary sediments. An analysis of the dislocation pattern, supported with the analysis of fissures and fine tectonic structures, results in a conclusion that the deformations of the Meso-Cainozoic cover depended on two tension systems: some structures developed under the influence of the stress in the Palaeozoic bedrock — the resultant ran from north-west to south-east and was right-handed. The other structures are connected with a

meridional compression (north-northeast — south-southwest) but they are usually younger. Such compression can be connected with the stress transmitted from the folding Carpathians and is responsible for a development of the Metacarpathian Swell. A bend of the Metacarpathian Swell in the Lublin area (from the west — east to north-west — south-east direction) is remarkable and suggests a dilatational character of the Wieprz tectonic zone.

The tectonics of the Meso-Cainozic cover of the northern slope of the Metacarpathian Swell has developed in several stages. At the turn of the Cretaceous and the Palaeocene (Laramian Phase) the facies in the sedimentary basin changed and local unconformities and submarine cuts were formed. During the Middle Eocene some dislocations of the Bystrzyca zone, Emilianów graben and Czulczyce graben developed. The main tectonic phase occurred during the Upper Sarmatian. A zone of parallel dislocations was finally formed in the Lower Quaternary. It separates the Metacarpathian Swell from the subsiding foreland. In the same time the dislocation zone of the Wieprz valley was created. Small tectonic movements have repeated also several times during the Quaternary and are still active at present, as it is proved by results of studies of fluvial processes in the Wieprz valley and by geodetic measurements.